

---

TESIS DOCTORAL

UNIVERSIDAD DE GRANADA

Programa de Doctorado en Ciencias de La Tierra



Caracterización hidrogeológica de humedales y manantiales salinos asociados a acuíferos kársticos evaporíticos del sector central del Subbético



**José Manuel Gil Márquez**

Año 2018

Programa de Doctorado en Ciencias de La Tierra



Programa Doctorado  
Ciencias de la Tierra

**CEHYUMA**  
CENTRO DE HIDROGEOLOGÍA  
DE LA UNIVERSIDAD DE MÁLAGA

---

**Foto de la portada:**

Vista aérea de las zonas húmedas del sector central del área de Jarales (Lucena) en marzo de 2013. En primer plano se encuentran las lagunas del Remendado y de Los Jarales.

**Autor:** Juan de la Cruz Merino

---

---

**UNIVERSIDAD DE GRANADA**  
**Programa de Doctorado en Ciencias de La Tierra**



**Caracterización hidrogeológica de humedales y  
manantiales salinos asociados a acuíferos kársticos  
evaporíticos del sector central del Subbético**

Memoria presentada por el licenciado en Ciencias Ambientales D. José Manuel Gil Márquez, para optar al grado de Doctor con mención internacional por la Universidad de Granada

V.º B.º

Fdo. José Manuel Gil Márquez

Fdo. Barolomé Andreo Navarro

Catedrático de Geodinámica Externa  
Departamento de Ecología y Geología  
Universidad de Málaga

Granada, 6 de abril de 2018

---

Editor: Universidad de Granada. Tesis Doctorales  
Autor: José Manuel Gil Márquez  
ISBN: 978-84-9163-911-4  
URI: <http://hdl.handle.net/10481/52349>

---

---

---

El doctorando José Manuel Gil Márquez y el director de la tesis, Bartolomé Andreo Navarro

Garantizamos, al firmar esta tesis doctoral, que el trabajo ha sido realizado por el doctorando bajo la dirección del director de la tesis y hasta donde nuestro conocimiento alcanza, en la realización del trabajo, se han respetado los derechos de otros autores a ser citados, cuando se han utilizado sus resultados o publicaciones.

/

*Guarantee, by signing this doctoral thesis, that the work has been done by the doctoral candidate under the direction of the thesis supervisor and, as far as our knowledge reaches, in the performance of the work, the rights of other authors to be cited (when their results or publications have been used) have been respected.*

Lugar y fecha /*Place and date:*

Granada, 6 de abril de 2018

Director de la Tesis / *Thesis supervisor*

Doctorando / *Doctoral candidate:*

Firma / Signed

Firma / Signed

---

---

---



UNIVERSIDAD  
DE MÁLAGA

**CEHIUMA**  
CENTRO DE HIDROGEOLOGÍA  
DE LA 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 Departamento de Ecología y Geología de la Universidad de Málaga y en el Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA).

La presente Tesis Doctoral se ha llevado a cabo en el marco de los proyectos de excelencia de la Junta de Andalucía RNM-8087 y RNM-6895-R y el doctorando ha disfrutado de un contrato de Formación de Personal Investigador asociado al primero de ellos.

---



---

---

---

*A mi familia*

---

---

---

---

## AGRADECIMIENTOS

Me resulta muy complejo poder expresar la enorme gratitud que siento hacia las numerosas personas que han hecho posible que este trabajo haya visto la luz, así como a las instituciones colaboradoras. Aunque posiblemente olvide nombrar a algunas de ellas, a todas, GRACIAS.

Debo agradecer al director de la investigación, el profesor Bartolomé Andreo Navarro, quien me dio la oportunidad de incorporarme a este proyecto. Gracias a sus consejos, críticas y sugerencias, he crecido como investigador. Agradezco de veras su disposición a la hora de escuchar mis dudas y debatir sobre ellas, así como el tiempo y esfuerzo que ha dedicado durante la realización de esta Tesis Doctoral.

Quiero dedicar unas palabras de agradecimiento al profesor Matías Mudarra Martínez, responsable de los trabajos de campo al inicio del periodo de investigación, antes de mi incorporación en junio de 2014. Él diseñó e instaló la mayoría del equipamiento de control hídrico y meteorológico y, además, me instruyó en las tareas de campo. Sin su trabajo, dedicación y paciencia este proyecto no habría sido posible.

También he de expresar mi gratitud hacia el profesor Juan Antonio Barberá Fornell, por enseñarme a manejar los equipos del laboratorio y ayudarme en lo relacionado con la geoquímica y los trazadores artificiales. A él y a Matías Mudarra les agradezco su disponibilidad siempre que he necesitado resolver alguna cuestión.

Agradezco los consejos y ayuda prestada por el resto de profesores del área de Geodinámica Externa de la Universidad de Málaga (Francisco Carrasco Cantos, Iñaki Vadillo Pérez y Pablo Jiménez Gavilán), de los que tuve el privilegio de disfrutar como alumno durante la licenciatura y el máster. A ellos y al director de mi tesis les debo el interés por la hidrogeología. No puedo olvidarme de otros miembros del grupo de investigación, como Cristina Liñán, Ana Isabel Marín y Damián Sánchez, que desde el primer momento me acogieron amablemente; Begoña Urresti, Manuel Argamasilla y David Rizo, con quienes compartí parte del periodo predoctoral; y Rebeca Ruíz y Pedro Jiménez, con los que coincidí durante su paso por el CEHIUMA. Todos, en mayor o menor medida han colaborado en algún momento en este proyecto. Gracias.

Mención especial merecen Beatriz de la Torre Martínez, Javier Martín Arias, José Manuel Nieto López, José Francisco Martín Rodríguez, Jorge Prieto Mera y María Jesús Civantos Martínez, el "Ada Byron Crew". Con ellos he compartido el día a día de mis trabajos de campo y de laboratorio. He tenido su inestimable ayuda en todo lo que he necesitado y he podido disfrutar de su compañía y amistad. No sé si esta empresa habría llegado a buen puerto sin haber contado con su colaboración, lo que es seguro es que habría sido más difícil e infinitamente más aburrido. Amigos míos, gracias.

Durante mi etapa predoctoral he tenido la oportunidad de realizar una estancia de investigación en el laboratorio de isótopos del helio de la Universidad de Bremen,

---

---

junto con el Dr. Jürgen Sültenfuß. Le estoy muy agradecido por abrirme las puertas de su casa y por haberme instruido en la datación de aguas subterráneas. *Danke schön.*

Agradezco al Dr. Luis Linares Girela, de la Academia Malagueña de las Ciencias, por compartir conmigo su conocimiento sobre la hidrogeología del Trías y mostrarme siempre su apoyo y afecto. Al profesor José Benavente Herrera, de la Universidad de Granada (UGR), por estar siempre dispuesto a ayudarme, tanto en los aspectos científicos de mi tesis como en los administrativos. A la profesora María Luisa Calvache Quesada, mi tutora académica del programa de doctorado en Ciencias de la Tierra de la UGR, con quien he podido contar siempre que lo he necesitado.

En el marco de este proyecto he tenido la suerte de trabajar con investigadores de otros centros, a los que agradezco que hayan contribuido a mi aprendizaje: la Dra. Concepción Jiménez de Cisneros, del CSIC, con la que compartí varias jornadas de campo muestreando sedimentos de humedales; el Profesor Juan José Gómez-Alday, de la Universidad de Castilla-La Mancha, que colaboró en algunas determinaciones isotópicas; y el Dr. Eulogio Pardo-Igúzquiza, del IGME, que se implicó en el estudio de formas de infiltración preferente en el Trías de Antequera.

Quisiera mostrar mi agradecimiento a otras personas que desinteresadamente han prestado su colaboración. A Mario Parra Cachada, de la Universidad Pablo de Olavide, quien me ayudó a precisar los cálculos de evaporación. A Abén Aljama Martínez, del grupo espeleológico G40, por la información suministrada en lo relativo a la exploración del sumidero de Argamasilla. Al Dr. Muzaffar Matchanov, de la Universidad Estatal de Urgench (Uzbekistán), con el que tuve el enorme placer de compartir numerosas jornadas de campo durante su estancia *Erasmus Mundus* en la Universidad de Málaga. A Francisco Rodríguez-Pareja, por compartir su colección fotográfica del área de Jarales. A todos los estudiantes de grado o máster, y a todos los investigadores que realizaron estancia en el CEHIUMA que en alguna ocasión me prestaron su ayuda.

Agradezco al Instituto Geológico y Minero de España, en particular al Dr. Juan José Durán Valsero, el haberme facilitado la cartografía geológica digitalizada de las áreas de estudio en el marco de la Unidad Asociada "Estudios Hidrogeológicos Avanzados". Mi reconocimiento a la Consejería de Medio Ambiente por su colaboración en este proyecto, así como a su personal más implicado: Manuel Rendón Martos y Juan de la Cruz Merino, directores conservadores de las Reservas Naturales de las Lagunas de Archidona y de las Lagunas del Sur de Córdoba, respectivamente; y a todos los agentes y técnicos con los que me he cruzado, en especial a Juan Corral, oriundo y conocedor de la laguna Amarga.

Agradezco también a los propietarios de las fincas que, de manera totalmente desinteresada, dieron su autorización para la instalación de distintos equipos, así como a los trabajadores y guardas de caza, que a menudo me facilitaron el trabajo.

En un plano más personal, quiero agradecer a mi esposa, Carmen, por su apoyo incondicional y comprensión, especialmente en la última etapa, en la que no pude

---

---

dedicarle todo el tiempo que hubiese querido. A mis padres y hermanos, por estar siempre ahí, animándome y apoyándome. A mis sobrinos, mis pequeñas válvulas de escape. A mi cuñado, Javier, por la revisión del texto en inglés. A todos, infinitas gracias.

Finalmente, debo mencionar que esta investigación ha sido financiada por los Proyectos de Excelencia P10-RNM-6895R y P11-RNM-8087 de la Junta de Andalucía y que el autor ha disfrutado de un contrato FPI adscrito al segundo de ellos. La tesis Doctoral es una contribución al Grupo de Investigación RNM-308 de la Junta de Andalucía.

---

---

---

---

## RESUMEN

La presente Tesis Doctoral trata sobre la investigación hidrogeológica en las formaciones arcilloso-evaporíticas del Trías Keuper en distintas áreas de la zona central del Subbético (Zona Externa de la Cordillera Bética) y en los humedales asociados a ellas.

Al sur de la depresión del Guadalquivir existen amplios afloramientos de los denominados Complejos Caóticos Subbéticos (CCS), mayoritariamente formados por arcillas versicolores y evaporitas de edad Trías Superior (Keuper), así como bloques y olistolitos de diverso tamaño de calizas, dolomías, areniscas y otros materiales postríasicos. La estructura interna de estos materiales es desorganizada y caótica, como consecuencia del movimiento de la Zona Externa de la Cordillera Bética hacia la cuenca del Guadalquivir durante el Mioceno medio-superior. Los procesos de disolución/karstificación que tienen lugar en las evaporitas originan formas kársticas, superficiales y subterráneas. Así, son abundantes las zonas endorreicas, que en ocasiones cuentan con algún humedal en la parte más deprimida de su cuenca. También existen manantiales asociados a los CCS, muchos de los cuales drenan aguas de elevada salinidad, con gran contenido en cloruro sódico.

Los principales objetivos de este trabajo son: investigar la hidrogeología de los materiales arcilloso-evaporíticos triásicos, poco estudiados en comparación con los acuíferos kársticos carbonáticos; caracterizar el contexto geológico e hidrológico funcional de los humedales de origen kárstico-evaporítico, lo cual es fundamental para mejorar su gestión y proponer medidas de restauración y protección hídrica; y precisar el balance hídrico de los humedales estudiados. Para ello, se han considerado tres áreas piloto: Jarales, en Lucena (Córdoba); Brujuelo, en Jaén; y Los Hoyos, entre Archidona (Málaga) y Loja (Granada). En todas ellas se ha efectuado un control climático (precipitación, temperatura y evaporación) e hidrológico. Este último ha consistido en el registro horario, mediante equipos de registro continuo, de las respuestas naturales (hidrodinámica, hidrotermia, hidroquímica) de los principales manantiales y humedales considerados. Además, se han realizado medidas puntuales de caudal, de parámetros físico-químicos del agua y de niveles piezométricos, y se han tomado muestras de agua, para su posterior análisis químico e isotópico. También, se ha llevado a cabo un ensayo con trazadores artificiales y se han hecho campañas de muestreo para la datación de aguas subterráneas.

Los resultados derivados de la presente investigación evidencian la complejidad hidrogeológica de los CCS, con un carácter predominantemente acuitado, debido a la abundancia de materiales poco permeables (arcillas, areniscas, margas), pero con un funcionamiento kárstico localizado en los enclaves evaporíticos de mayores dimensiones. De forma general, la recarga de los sistemas estudiados ocurre tanto de forma difusa como concentrada (a través de sumideros kársticos) y en el vaso de las lagunas. La descarga tiene lugar a través de manantiales, pero también de humedales. El análisis hidrogeoquímico realizado pone de manifiesto el aumento de mineralización que se produce, desde los puntos de agua situados a mayor altitud hacia los puntos de descarga ubicados a menor cota, acompañado de una transición progresiva de facies hidroquímicas: de bicarbonatada cálcica a clorurada sódica, pasando por sulfatada

---



---

cálcica. Todo ello, unido al ligero de termalismo determinado en algunas de las surgencias más salinas, sugiere que el grado de evolución geoquímico de las aguas está parcialmente ligado al tiempo de residencia en el medio y, en algunos casos, al ascenso de flujos profundos.

El uso combinado de distintas técnicas de datación ( $^3\text{H}$ ,  $^3\text{H}/^3\text{He}$ ,  $^4\text{He}$ ,  $^{14}\text{C}$ , CFC,  $\text{SF}_6$ ) ha permitido constatar la existencia de aportes, al drenaje de las principales surgencias hipersalinas, de flujos de agua subterránea de gran tiempo de permanencia en el medio, además de estimar su porcentaje de participación en el caudal de descarga. Por otro lado, se ha calculado la edad media de los flujos de infiltración reciente (posteriores a 1953), a partir de los trazadores de agua más jóvenes ( $^3\text{H}$  y CFC), lo que ha permitido profundizar en el conocimiento hidrogeológico de los sistemas estudiados.

También se han realizado simulaciones limnimétricas de los humedales más importantes de cada una de las áreas de estudio. Para ello se han estimado las entradas por precipitación y escorrentía y las salidas por evaporación, a partir del registro meteorológico llevado a cabo, así como de la caracterización morfológica de sus cubetas y de la delimitación de sus cuencas vertientes, realizadas mediante el uso de modelos digitales del terreno de alta precisión basados en datos LiDAR. La consideración de distintas metodologías para el cálculo de la evaporación (Penman, Penman-Monteith, Vardavas y Fountoulakis) y la escorrentía (SCS, balance de agua en el suelo) ha permitido precisar el balance hídrico de las distintas lagunas estudiadas, valorar el grado de relación con las aguas subterráneas, así como el sentido de la misma, y contrastar las diferentes técnicas consideradas. La utilización del método de cálculo de escorrentía del SCS, combinado con la ecuación de Penman, o Vardavas y Fountoulakis en el caso de las lagunas más profundas, ha proporcionado los mejores resultados, en un medio de baja permeabilidad y bajo unas condiciones hidroclimáticas secas.

A partir de todos los resultados obtenidos se ha propuesto un modelo de funcionamiento hidrogeológico de los CCS, que incluye una clasificación genético-funcional de humedales (y surgencias), inspirado en el modelo regional de flujo subterráneo regional de Tóth. El esquema propuesto relaciona la hidrodiversidad del medio (mineralización, hipoperiodo, termalismo) con la existencia de un sistema jerarquizado de flujos con distinto tiempo de permanencia en el medio. La posición de los humedales respecto del nivel piezométrico determina su tipología (recarga, tránsito o descarga). Así mismo, el grado de aportación de los flujos de agua subterránea de más edad aumenta cuanto menor es la cota de surgencia de manantiales y humedales, lo que repercute en una mayor mineralización de sus aguas. El modelo propuesto debe servir de base para futuros trabajos en los que se planteen medidas concretas para la gestión, protección y, en su caso, restauración de estas áreas naturales de gran valor ambiental y patrimonial.

---

---

## ABSTRACT

This PhD Thesis deals with the hydrogeological research in the Triassic (Keuper) clayey-evaporite formations in several areas of the central part of the Subbetic (External Zone of the Betic Cordillera) and in related wetlands.

South of the Guadalquivir foreland basin, wide outcrops of the so called Chaotic Subbetic Complexes (CSC) exist, mainly formed by multicolored marls and evaporite rocks from the Upper Triassic (Keuper), as well as blocks and olistoliths of diverse size made up of limestone, dolostone, sandstone and other Post-triassic materials. The internal structure of those rocks is disrupted and chaotic, as a consequence of the gravitational collapse and movement of the External Zone of the Betic Cordillera towards the Guadalquivir basin, during the Middle to Late-Miocene. Dissolution/karstification processes taking place in the evaporites cause surficial and underground karst forms. Thus, endorheic areas are abundant, which occasionally have wetlands at the bottom of their basins. Furthermore, there are also springs related to the CSC, draining high contents of sodium chloride.

The main objectives of this work are: to investigate the hydrogeology of clayey-evaporite materials, little studied in comparison to carbonate karst aquifers; to characterize the functional geological and hydrological context of wetlands with an evaporite-karst origin, which is basic to improve their management and to propose hydric protection and restoration measures; and to precise the water budget of the studied wetlands. To that end, three pilot areas have been selected: Jarales, in Lucena (Córdoba); Brujuelo, in Jaén; and Los Hoyos, between Archidona (Málaga) and Loja (Granada). In all of them, climatic (rainfall, temperature and evaporation) and hydrological controls have been carried out. The latter has consisted of the hourly record of spring and wetland natural responses (hydrodynamics, hydrochemistry and water temperature), by means of data logger devices. Besides, punctual measurements of discharge rate, potentiometric levels and water physic-chemical parameters have been performed, and water samples have been taken for later chemical and isotopic determination. Additionally, an artificial tracer test has been conducted and several groundwater dating sampling campaigns have been made.

Results derived from the present research evince the hydrogeological complexity of the CSC, with a predominantly aquitard nature due to the abundance of low permeability materials (marls, clays, sandstones), but with a karst functioning localized in the greater dimension evaporite outcrops. In general terms, recharge of the studied systems takes place in a diffusive way, but also concentratedly (through karst swallow holes) and in wetland beds. Discharge occurs through spring as well as towards wetlands. The hydrogeochemical analysis carried out reveals the increase of mineralization from the higher water points towards the lowest discharge features, which is accompanied by a progressive transition of water chemical facies: from calcium bicarbonate to sodium chloride type, by way of calcium sulfated one. All that, together with the slight hydrothermalism registered in some of the brine outlets, suggests that the degree of geochemical evolution is partially linked to the residence time within the system and, as the case may be, to the rise of deep groundwater flows.

---

---

The joint application of different groundwater techniques ( $^3\text{H}$ ,  $^3\text{H}/^3\text{He}$ ,  $^4\text{He}$ ,  $^{14}\text{C}$ , CFC,  $\text{SF}_6$ ) has allowed to confirm the contribution, to the drainage of the main brine springs, of groundwater flows of long residence time within the system, as well as to estimate their percentage of participation in the discharge rate. Besides, the average ages of the most recently infiltrated flows (after 1953) have been calculated, based on the natural tracers of younger waters ( $^3\text{H}$  y CFC), which has permitted to delve into the hydrogeological knowledge of the studied areas.

Additionally, numerical simulations of the limnimetric evolution of the most important wetlands of each study area have been carried out. To that end, precipitation and runoff as well as outputs due to evaporation have been estimated, based on the meteorological record, and the morphology of the wetland basins has been characterized by means of digital terrain models created from LiDAR data. The use of different methodologies for the calculation of evaporation (Penman, Penman-Monteith, Vardavas and Fountoulakis) and runoff (SCS, soil water budget) helped to precise the water budget of the considered wetlands, to assess the degree of wetland-groundwater relation, as well as their direction, and to compare the applied techniques. The SCS method, combined with Penman equation (or Vardavas and Fountoulakis for deeper wetlands) has provided better results in a low permeability medium, and under dry climatic conditions.

Based on all the obtained results, a hydrogeological functioning model of the CSC has been posed, which includes a genetic-functional classification of wetlands (and outlets), inspired by Tòth's regional gravity-driven groundwater flow model. The proposed sketch relates the hydrodiversity of the medium (hydrochemistry, water temperature, hydroperiod) with the existence of a hierarchized system of groundwater flows with different residence time within the system. Wetland position regarding groundwater table determines its typology (recharge, transit, discharge). Furthermore, the contribution degree of older groundwater flows increases the lower spring and wetlands heights are, which leads to higher mineralization of their waters. The proposed model should provide the basis for future works dealing with specific measures for the management, protection and, when applicable, restoration of wetlands, which are natural areas of great environmental and heritage value.

---

---

# ÍNDICE

<b>1</b>	<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1	PLANTEAMIENTO Y ASPECTOS GENERALES DE LA INVESTIGACIÓN	1
1.2	ANTECEDENTES	4
1.3	MARCO GEOGRÁFICO	6
1.4	OBJETIVOS	10
1.5	METODOLOGÍA	11
1.5.1	Trabajos de campo	11
1.5.1.1	<i>Reconocimiento geológico, geomorfológico e hidrogeológico</i>	11
1.5.1.2	<i>Inventario de puntos de agua</i>	11
1.5.1.3	<i>Medidas y muestreo en la red de control</i>	11
1.5.1.3.1	Medidas de datos hidrometeorológicos	12
1.5.1.3.2	Medidas de caudal	12
1.5.1.3.3	Medidas limnimétricas	12
1.5.1.3.4	Medidas de nivel piezométrico	13
1.5.1.3.5	Medidas de parámetros físico-químicos	13
1.5.1.3.6	Muestreo de aguas	14
1.5.1.3.7	Ensayo con trazadores artificiales	16
1.5.2	Trabajos de laboratorio	16
1.5.2.1	<i>Análisis químicos</i>	16
1.5.2.1	<i>Determinación de isótopos estables (<math>^2\text{H}</math>, <math>^{13}\text{C}</math> y <math>^{18}\text{O}</math>)</i>	17
1.5.2.3	<i>Espectrofluorimetría</i>	18
1.5.2.3.1	Fluorescencia natural	19
1.5.2.3.2	Determinación de trazadores fluorescentes	20
1.5.2.4	<i>Determinación isotópica de <math>^3\text{H}</math>, <math>^3\text{He}</math>, <math>^4\text{He}</math> y <math>^{14}\text{C}</math> y concentración en clorofluorocarbonos y gases nobles</i>	20
1.5.3	Trabajos de Gabinete	22
1.5.3.1	<i>Recopilación bibliográfica</i>	22
1.5.3.2	<i>Recopilación de datos climáticos e hidrogeológicos</i>	22
1.5.3.3	<i>Recopilación de datos limnimétricos e hidroquímicos de humedales</i>	23
1.5.3.4	<i>Análisis y tratamiento de datos</i>	23
1.5.3.4.1	Climatología	23
1.5.3.4.2	Datos hidrodinámicos	23
1.5.3.4.3	Parámetros hidroquímicos	24
1.5.3.4.4	Composición isotópica	25
1.5.3.4.5	Dataciones	27
1.5.3.4.6	Tratamiento de información georreferenciada	27
1.5.3.4.7	Realización de balances hídricos de humedales	28
1.5.3.5	<i>Elaboración de tablas, gráficos, figuras y mapas</i>	29
1.5.3.6	<i>Redacción de la memoria de la tesis doctoral</i>	29
<b>2</b>	<b>MARCO GEOLÓGICO</b>	<b>31</b>
2.1	GEOLOGÍA	31
2.1.1	Introducción. Contexto geológico regional	31
2.1.2	Antecedentes	32
2.1.3	Estratigrafía y estructura geológica	35
2.1.3.1	<i>Área de Jarales (Córdoba)</i>	38

---

---

2.1.3.2	Área de Brujuelo (Jaén).....	40
2.1.3.2	Área de Los Hoyos (Málaga) .....	42
2.2	GEOMORFOLOGÍA.....	45
2.2.1	Consideraciones previas.....	45
2.2.2	Área de Jarales.....	45
2.2.2.1	Análisis del relieve.....	45
2.2.2.2	Modelado kárstico y formas asociadas .....	48
2.2.2.3	Hidrología superficial.....	50
2.2.3	Área de Brujuelo .....	54
2.2.3.1	Análisis del relieve.....	54
2.2.3.2	Modelado kárstico y formas asociadas .....	57
2.2.3.3	Hidrología superficial.....	59
2.2.4	Área de Los Hoyos.....	61
2.2.4.1	Análisis del relieve.....	61
2.2.4.2	Modelado kárstico y formas asociadas .....	63
2.2.4.3	Hidrología superficial.....	66
<b>3</b>	<b>CLIMATOLOGÍA.....</b>	<b>69</b>
3.1	GENERALIDADES CLIMATOLÓGICAS A ESCALA REGIONAL .....	69
3.2	ÁREA DE JARALES .....	73
3.2.1	Análisis de las precipitaciones durante el periodo 1951/52-2015/16 .....	73
3.2.1.1	Análisis y tratamiento de datos.....	73
3.2.1.2	Precipitación media anual. Determinación de años tipo.....	77
3.2.1.3	Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas .....	78
3.2.1.4	Distribución temporal de las precipitaciones.....	80
3.2.2	Las precipitaciones durante el periodo de investigación (2013/2014-2016/2017)	83
3.2.2.1	Precipitación media anual.....	83
3.2.2.2	Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas .....	83
3.2.2.3	Distribución temporal de las precipitaciones.....	86
3.2.2.4	Composición química e isotópica del agua de lluvia.....	87
3.2.2.4.1	Muestreo del agua de lluvia .....	87
3.2.2.4.2	Composición química del agua de lluvia .....	87
3.2.2.4.3	Composición isotópica del agua de lluvia .....	88
3.2.3	Análisis de los datos de temperatura del aire.....	89
3.2.3.1	Temperatura del aire a partir de la serie histórica 1980/81-2015/2016.....	90
3.2.3.2	Temperatura del aire durante el periodo de investigación (2013/2014-2016/2017).....	94
3.2.4	Análisis de los datos de evaporación.....	95
3.2.4.1	Evaporación a partir de la serie histórica 2002/03-2015/16.....	97
3.2.4.2	Evaporación durante el periodo de investigación (2013/2014-2016/2017)..	99
3.3	ÁREA DE BRUJUELO .....	102
3.3.1	Análisis de las precipitaciones durante el periodo 1951/52-2015/16 .....	102
3.3.1.1	Tratamiento de datos.....	102
3.3.1.2	Precipitación media anual. Determinación de años tipo.....	106
3.3.1.3	Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas .....	107
3.3.1.4	Distribución temporal de las precipitaciones.....	110

---

---

3.3.2	Las precipitaciones durante el periodo de investigación (2013/2014-2015/2016)	112
3.3.2.1	<i>Precipitación media anual</i> .....	112
3.3.2.2	<i>Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas</i> .....	113
3.3.2.3	<i>Distribución temporal de las precipitaciones</i> .....	115
3.3.2.4	<i>Composición química e isotópica del agua de lluvia</i> .....	116
3.3.2.4.1	Muestreo del agua de lluvia.....	116
3.3.2.4.2	Composición química del agua de lluvia.....	116
3.3.2.4.3	Composición isotópica del agua de lluvia.....	117
3.3.3	Análisis de los datos de temperatura del aire.....	118
3.3.3.1	<i>Temperatura del aire según la serie histórica 1973/74-2015/2016</i> .....	119
3.3.3.2	<i>Temperatura del aire durante el periodo de investigación (2013/2014-2015/2016)</i> .....	123
3.3.4	Análisis de los datos de evaporación.....	124
3.3.4.1	<i>Evaporación a partir de la serie histórica 1981/82-2015/16</i> .....	125
3.3.4.2	<i>Evaporación durante el periodo de investigación (2013/2014-2016/2017)</i> .....	126
3.4	ÁREA DE LOS HOYOS.....	129
3.4.1	Análisis de las precipitaciones durante el periodo 1963/64-2016/17.....	129
3.4.1.1	<i>Tratamiento de datos</i> .....	129
3.4.1.2	<i>Precipitación media anual. Determinación de años tipo</i> .....	132
3.4.1.3	<i>Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas</i> .....	132
3.4.1.4	<i>Distribución temporal de las precipitaciones</i> .....	136
3.4.2	Las precipitaciones durante el periodo de investigación (2013/14-2016/2017)	138
3.4.2.1	<i>Precipitación media anual</i> .....	138
3.4.2.2	<i>Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas</i> .....	139
3.4.2.3	<i>Distribución temporal de las precipitaciones</i> .....	142
3.4.2.4	<i>Composición química e isotópica del agua de lluvia</i> .....	143
3.4.2.4.1	Muestreo del agua de lluvia.....	143
3.4.2.4.2	Composición química del agua de lluvia.....	143
3.4.2.4.3	Composición isotópica del agua de lluvia.....	144
3.4.3	Análisis de los datos de temperatura del aire.....	146
3.4.3.1	<i>Temperatura del aire según la serie histórica 1975/76-2016/2017</i> .....	146
3.4.3.2	<i>Temperatura del aire durante el periodo de investigación (2013/2014-2016/2017)</i> .....	149
3.4.4	Análisis de los datos de evaporación.....	150
3.3.4.1	<i>Evaporación a partir de la serie histórica 2000/01-2016/17</i> .....	151
3.3.4.2	<i>Evaporación durante el periodo de investigación (2013/2014-2016/2017)</i> .....	152
<b>4</b>	<b>HIDROGEOLOGÍA DEL ÁREA DE JARALES</b> .....	<b>155</b>
4.1	PUNTOS DE AGUA.....	155
4.1.1	Humedales.....	155
4.1.2	Manantiales y rezumes.....	156
4.1.3	Pozos y sondeos.....	157
4.2	HIDRODINÁMICA.....	159
4.2.1	Datos de caudal.....	159
4.2.2	Descripción de los hidrogramas.....	162

---

---

4.2.2.1	<i>Manantial del Anzur Bajo (MJ-1)</i> .....	162
4.2.2.2	<i>Manantial del Anzur Alto (MJ-2)</i> .....	166
4.2.3	Análisis de las curvas de recesión del manantial del Anzur Bajo (MJ-1) por el método de Mangin (1970, 1975).....	167
4.2.4	Análisis de caudales clasificados del manantial del Anzur Bajo (MJ-1).....	170
4.2.5	Análisis correlatorio de las series de datos de caudal del Anzur Bajo (MJ-1) y Anzur Alto (MJ-2).....	171
4.2.6	Piezometría.....	173
4.3	REGISTRO LIMNIMÉTRICO.....	176
4.3.1.	Registro limnimétrico durante el periodo histórico (1987/88-2015/16).....	176
4.3.2.	Registro limnimétrico durante el periodo de investigación (2013/14-2016/17) 179	
4.3.3	Análisis correlatorio y espectral de las series de registro limnimétrico.....	182
4.3.3.1	<i>Análisis correlatorio y espectral de datos históricos de la altura de lámina de agua en las lagunas Amarga, Dulce y de Los Jarales</i> .....	183
4.3.3.2	<i>Análisis correlatorio de altura de lámina de agua en las lagunas Amarga y de Los Jarales para el periodo de estudio</i> .....	185
4.4	HIDROTERMIA.....	186
4.5	HIDROQUÍMICA.....	190
4.5.1	Caracterización espacial de la composición química de las aguas.....	190
4.5.2	Curvas de frecuencia (CDF) de la conductividad eléctrica del agua de los manantiales.....	196
4.5.3	Evolución temporal de la composición química de las aguas.....	200
4.5.3.1	<i>Evolución hidroquímica de manantiales</i> .....	200
4.5.3.1.1	Manantial del Anzur Bajo (MJ-1).....	200
4.5.3.1.2	Manantial del Anzur Alto (MJ-2).....	206
4.5.3.2	<i>Evolución hidroquímica de humedales</i> .....	210
4.5.3.2.1	Laguna de Los Jarales (HJ-2) durante el periodo 1990/91-2015/16.....	210
4.5.3.2.2	Laguna Amarga (HJ-6) durante el periodo 1990/91-2015/16.....	215
4.5.3.2.3	Laguna Dulce (HJ-7) durante el periodo 1990/91-2015/16.....	218
4.5.3.2.4	Evolución hidroquímica de los humedales durante el periodo de control (2014/15-2016/17).....	220
4.5.4	Caracterización de la materia orgánica disuelta.....	224
4.5.4.1	<i>Carbono orgánico total (TOC) en las aguas de los humedales</i> .....	226
4.5.4.2	<i>Evolución de la fluorescencia natural en el agua del manantial del Anzur Bajo (MJ-1)</i> .....	228
4.5.5	Modelización hidrogeoquímica.....	230
4.5.5.1	<i>Relaciones molares características</i> .....	230
4.5.5.2	<i>Índices de saturación en minerales</i> .....	234
4.5.5.3	<i>Modelización inversa</i> .....	237
4.5.5.4	<i>Evolución geoquímica de las aguas del área de Jarales</i> .....	238
4.6	ISÓTOPOS ESTABLES.....	242
4.6.1	Evolución de la composición isotópica del agua drenada por el manantial Anzur Bajo (MJ-1).....	247
4.7	ENSAYO CON TRAZADORES ARTIFICIALES.....	248
4.7.1	Descripción del ensayo de trazadores y otros métodos de campo.....	248

---

---

4.7.2	Determinación analítica de los trazadores .....	250
4.7.3	Resultados hidrodinámicos.....	251
4.7.4	Análisis de la respuesta natural del Anzur Bajo .....	258
<b>5</b>	<b>HIDROGEOLOGÍA DEL ÁREA DE BRUJUELO .....</b>	<b>261</b>
5.1	PUNTOS DE AGUA .....	261
5.2	HIDRODINÁMICA.....	263
5.2.1	Datos de caudal .....	263
5.2.2	Piezometría.....	264
5.3	REGISTRO LIMNIMÉTRICO .....	266
5.4	HIDROTERMIA.....	268
5.5	HIDROQUÍMICA.....	271
5.5.1	Caracterización espacial de la composición química de las aguas.....	271
5.5.3	Evolución temporal de la composición química de las aguas.....	277
5.5.3.1	<i>Manantial de la Salina de San Carlos (MB-1)</i> .....	277
5.5.3.2	<i>Manantial de la Salina de Brujuelo (MB-2)</i> .....	279
5.5.3.3	<i>Manantial de la Salina de Don Benito (MB-3)</i> .....	280
5.5.3.4	<i>Evolución hidroquímica de la laguna de Brujuelo</i> .....	283
5.5.3.5	<i>Rezume de Brujuelo (RB-2)</i> .....	285
5.5.4	Caracterización de la materia orgánica disuelta .....	286
5.5.5	Modelización hidrogeoquímica .....	289
5.5.5.1	<i>Relaciones molares características</i> .....	289
5.5.5.2	<i>Índices de saturación en minerales</i> .....	293
5.5.5.3	<i>Modelización inversa</i> .....	295
5.5.5.4	<i>Evolución geoquímica de las aguas del área de Brujuelo</i> .....	296
5.6	ISÓTOPOS ESTABLES.....	300
5.6.1	Evolución temporal de la composición isotópica en las aguas de la laguna de Brujuelo (HB-1) y el rezume de Brujuelo (RB-2) .....	304
<b>6</b>	<b>HIDROGEOLOGÍA DEL ÁREA DE LOS HOYOS.....</b>	<b>307</b>
6.1	PUNTOS DE AGUA .....	307
6.2	HIDRODINÁMICA.....	309
6.2.1	Datos de caudal .....	309
6.2.2	Piezometría.....	311
6.3	REGISTRO LIMNIMÉTRICO .....	312
6.3.1.	Registro limnimétrico durante el periodo histórico (2005/06-2016/17).....	312
6.3.2.	Registro limnimétrico durante el periodo de investigación (2013/14-2016/17)	315
6.4	HIDROTERMIA.....	318
6.5	HIDROQUÍMICA.....	320
6.5.1	Caracterización espacial de la composición química de las aguas.....	320
6.5.3	Evolución temporal de la composición química de las aguas.....	327
6.5.3.1	<i>Manantial del Molino de los Aguileras</i> .....	327
6.5.3.2	<i>Rezume de Fuente Camacho (RH-1)</i> .....	330
6.5.3.3.	<i>Laguna Grande (HH-1)</i> .....	332
6.5.3.4	<i>Laguna Chica (HH-2)</i> .....	334

---



---

6.5.4	Caracterización de la materia orgánica disuelta .....	336
6.5.5	Hidrogeoquímica .....	338
6.5.5.1	<i>Relaciones molares características</i> .....	338
6.5.5.2	<i>Índices de saturación en minerales</i> .....	341
6.5.5.3	<i>Evolución hidrogeoquímica en el área de Los Hoyos</i> .....	345
6.6	ISÓTOPOS ESTABLES .....	347
6.6.1	Evolución de la composición isotópica de $\delta^2\text{H}$ , $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ en las aguas de las lagunas Grande y Chica.....	352
<b>7</b>	<b>DATACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS EN LAS ÁREAS DE ESTUDIO</b> .....	<b>355</b>
7.1	CONSIDERACIONES PREVIAS.....	355
7.2	DATACIÓN CON TRITIO ( $^3\text{H}$ ) .....	356
7.2.1	Fundamentos metodológicos .....	356
7.2.2	Resultados de las dataciones con $^3\text{H}$ .....	359
7.3	DATACIÓN A PARTIR DE LA RELACIÓN $^3\text{H}/^3\text{He}$ .....	364
7.3.1	Fundamentos metodológicos .....	364
7.3.2	Resultados de las dataciones con $^3\text{H}/^3\text{He}$ .....	367
7.4	USO DE $^4\text{He}$ EN LA DATACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS .....	372
7.4.1	Fundamentos metodológicos .....	372
7.4.2	Resultados de las dataciones con $^4\text{He}$ .....	373
7.5	DATACIÓN CON CLOROFLUOROCARBONOS (CFC) Y HEXAFLUORURO DE AZUFRE ( $\text{SF}_6$ ) .....	376
7.5.1	Fundamentos metodológicos .....	376
7.5.2	Resultados derivados de las dataciones con CFC-11, CFC-12 y $\text{SF}_6$ .....	380
7.6	APLICACIÓN DEL RADIOCARBONO ( $^{14}\text{C}$ ) A LA DATACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS.....	384
7.6.1	Fundamentos metodológicos .....	384
7.6.3	Resultados de las dataciones con $^{14}\text{C}$ .....	387
7.7	INTEGRACIÓN DE LAS DISTINTAS TÉCNICAS DE DATACIÓN.....	388
7.7.1	CFC-12 y $^3\text{H}$ .....	388
7.7.2	CFC-12, $^3\text{H}$ y $^{14}\text{C}$ .....	393
7.7.3	Implicaciones de los resultados de las dataciones en el funcionamiento hidrogeológico de las áreas de estudio .....	400
<b>8</b>	<b>ANÁLISIS CUANTITATIVO DE LOS ELEMENTOS DEL BALANCE DE HUMEDALES</b> .....	<b>405</b>
8.1	INTRODUCCIÓN. FUNDAMENTOS METODOLÓGICOS .....	405
8.2	MORFOMETRÍA DE LOS HUMEDALES.....	406
8.3	CÁLCULO DE LA ESCORRENTÍA Y LA EVAPORACIÓN .....	410
8.4	MODELIZACIÓN LIMNIMÉTRICA Y BALANCE HÍDRICO DE HUMEDALES DURANTE EL PERIODO DE ESTUDIO .....	413
8.4.1	Laguna de Los Jarales .....	413
8.4.2	Laguna Amarga.....	417
8.4.3	Laguna de Brujuelo.....	421
8.4.4	Laguna Grande.....	424
<b>9</b>	<b>CONCLUSIONS</b> .....	<b>431</b>

---

---

<b>9.1 CONCERNING THE CHARACTERIZATION OF THE STUDY AREAS</b> .....	431
9.1.1 Hydrogeological characterization of Jarales area.....	431
9.1.2 Hydrogeological characterization of Brujuelo area.....	433
9.1.3 Hydrogeological characterization of Los Hoyos area.....	434
9.1.4 Groundwater and wetland functioning of the Chaotic Subbetic Complex (CSC) ..	437
<b>9.2 CONCERNING THE APPLIED METHODOLOGY</b> .....	438
9.2.1 Hydrodynamic methods.....	438
9.2.2 Hydrogeochemical methods.....	439
9.2.3 Groundwater dating techniques.....	441
9.2.4 Hydrological modelling of wetlands.....	442
<b>9.3 FINAL REMARKS</b> .....	443
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	445
<b>ANEXO 1 Analysis of Natural Response and Hydrochemical Data by Statistical Approaches to Characterize the Hydrogeological Functioning of a Highly Karstified Evaporitic System in South Spain</b> .....	465
<b>ANEXO 2 Karst development of an evaporitic system and its hydrogeological implications inferred from GIS-based analysis and tracing techniques</b> .....	467
<b>ANEXO 3 Hydrological and geochemical processes constraining groundwater salinity in wetland areas related to evaporitic (karst) systems. A case study from Southern Spain</b> .....	469
<b>ANEXO 4 Hypothesis on the hydrogeological context of wetland areas and springs related to evaporitic karst aquifers (Málaga, Córdoba and Jaén provinces, Southern Spain)</b> .....	471
<b>ANEXO 5: GRÁFICAS DE EVOLUCIONES LIMNIMÉTRICAS SIMULADAS</b> .....	473
Anexo 5.1: Laguna de Los Jarales.....	473
Anexo 5.2: Laguna Amarga.....	475
Anexo 5.3: Laguna de Brujuelo.....	479
Anexo 5.4: Laguna Grande.....	481
<b>MAPA HIDROGEOLÓGICO DEL ÁREA DE JARALES</b> .....	485
<b>MAPA HIDROGEOLÓGICO DEL ÁREA DE JARALES</b> .....	485
<b>MAPA HIDROGEOLÓGICO DEL ÁREA DE BRUJUELO</b> .....	487
<b>MAPA HIDROGEOLÓGICO DEL ÁREA DE LOS HOYOS</b> .....	489
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> .....	491
<b>ÍNDICE DE TABLAS</b> .....	507

---



# 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 PLANTEAMIENTO Y ASPECTOS GENERALES DE LA INVESTIGACIÓN

Desde la década de 1970 hasta la actualidad, los acuíferos carbonáticos han sido objeto de numerosas investigaciones científicas que han permitido avanzar en el conocimiento de la hidrogeología kárstica (White, 1988; EC, 1995; Ford y Williams, 2007; Goldscheider y Drew, 2007; Worthington y Gunn, 2009; Andreo *et al.*, 2015). Sin embargo, no ha ocurrido lo mismo con otro tipo de acuíferos originados mediante procesos de karstificación, también abundantes, como son los de naturaleza evaporítica. El estudio de las formaciones kársticas en evaporitas ha estado principalmente enfocado a sus aspectos karstológicos y espeleogenéticos (Calaforra, 1996; Forti y Sauro, 1996; Johnson, 1997; Klimchouk y Aksem, 2005), a los peligros naturales (Galve *et al.*, 2009; Gutiérrez *et al.*, 2014) o a los riesgos geológicos relacionados con la actividad humana (Johnson, 2008; Cooper y Gutiérrez, 2013) y rara vez a cuestiones hidrogeológicas, pues las aguas de los manantiales que drenan este tipo de acuíferos son de muy mala calidad, debido a su elevada salinidad. En ocasiones, ello deriva en un deterioro de la calidad química de las aguas de ríos (Sanz de Galdeano, 1983a; Memon *et al.*, 1999), embalses (Carrasco, 1986; Calaforra *et al.*, 2002) y acuíferos (Naderi *et al.*, 2016) ubicados aguas abajo. Además, las fluctuaciones de los niveles piezométricos que tienen lugar en los acuíferos kársticos pueden producir inestabilidad en el terreno, lo que favorece la aparición de colapsos y hundimientos, con los riesgos que éstos llevan asociados. Dichos procesos ocurren con mayor rapidez y frecuencia en formaciones evaporíticas (Fidelibus *et al.*, 2011; Acero *et al.*, 2013; Parise, 2015). Por todo ello, se debe dedicar un mayor esfuerzo científico para avanzar en el conocimiento hidrogeológico de los medios kársticos-evaporíticos.

España cuenta con una de las mayores extensiones de afloramientos de evaporitas de Europa occidental (Klimchouk *et al.*, 1996, Gutiérrez, *et al.*, 2008a), aproximadamente 35.000 km<sup>2</sup>, lo que supone en torno a un 7% de la superficie total del país. Las formaciones evaporíticas son de edades comprendidas entre el Triásico y el Neógeno y se distribuyen por la mitad oriental de la península Ibérica y el sur de ésta (Fig. 1.1). Los afloramientos evaporíticos terciarios, constituidos por depósitos postorogénicos, se hallan en las cuencas de los ríos Ebro, Duero y Tajo, así como en algunas depresiones de la Cordillera Bética (ej.: Karst en Yeso de Sorbas, Cuenca de Baza). Por su parte, las evaporitas triásicas se encuentran ampliamente representadas en las cordilleras de origen alpino, sobre todo en la Cordillera Bética (Calaforra *et al.*, 2002).

En Andalucía, al sur de la depresión del Guadalquivir (Fig. 1.1), existe una amplia extensión formada, fundamentalmente, por arcillas versicolores y evaporitas (yeso, anhidrita y halita) de edad Trías Superior (Keuper), junto a las cuales se observan bloques de distintos tamaños, de diversas litologías y edades (areniscas, margas, calizas y

---

## 1.1 Planteamiento y aspectos generales de la investigación

dolomías de edades triásicas a miocenas), además de sedimentos de edad Mioceno. Todos estos materiales, en su conjunto, están muy plegados y brechificados, debido al movimiento de la Zona Externa de la Cordillera Bética hacia la cuenca del Guadalquivir durante el Mioceno medio-superior (Rodríguez-Fernández *et al*, 2013) y presentan una estructura interna desorganizada y caótica. Dichos afloramientos constituyen la unidad geológica que ha sido denominada, según distintos autores, como manto de Antequera-Osuna (Cruz Sanjulián, 1972), Trías de Antequera (Peyre, 1974), Unidad Olistostrómica del Guadalquivir (Roldán, 1995), Complejo Caótico Subbético -CCS- (Vera y Martín-Algarra, 2004) o Complejo Extensional Subbético (Rodríguez-Fernández *et al*, 2013), entre otros.

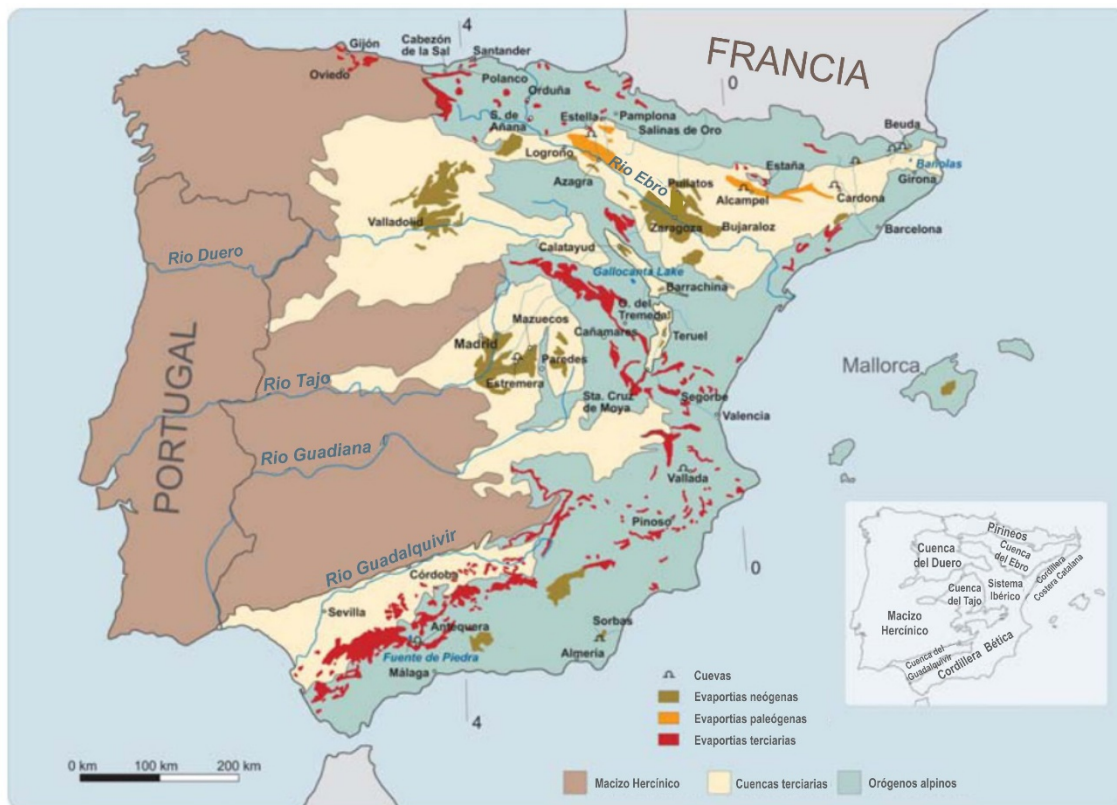


Figura 1.1. Distribución de afloramientos de rocas evaporíticas en España con indicación de la edad de las formaciones. Traducido de Gutiérrez *et al.* (2008a)

A los materiales de los CCS tradicionalmente se le ha atribuido poca permeabilidad debido a la predominancia de arcillas, margas y areniscas triásicas. De hecho, las formaciones del Trías Keuper han sido siempre consideradas como la base impermeable de los acuíferos carbonáticos (kársticos) que se encuentran en el dominio Subbético (ITGE-Junta de Andalucía, 1998; DPM-IGME-GHUMA, 2007; IGME-DPJ, 2011). Sin embargo, la presencia en los CCS de rocas evaporíticas, más solubles que las rocas carbonáticas, favorecen el desarrollo de una mayor porosidad y permeabilidad secundarias, generadas mediante procesos de disolución y karstificación. Así, se originan conductos kársticos y cavidades altamente inestables que dan lugar a una evolución geomorfológica más rápida (Calaforra y Pulido-Bosch, 1999; Gutiérrez *et al.*, 2008a), tanto en profundidad (endokarst) como en superficie (exokarst). Las formas de modelado resultantes (dolinas, uvalas, poljes, sumideros kársticos, redes espeleológicas) son elementos característicos de acuíferos kársticos (Williams, 2003; Beck, 2004; Ford y

Williams, 2007) que, de forma similar, han sido descritos en distintas formaciones evaporíticas en otros entornos del arco Mediterráneo (García Vera, 1994; Calaforra, 1996; Klimchouk *et al.*, 1996; Günay, 2002; Gutiérrez *et al.*, 2008b; Ligouri *et al.*, 2008; Parise *et al.*, 2008, Chiesi *et al.*, 2010; De Waele *et al.*, 2017; Vigna *et al.*, 2017).

Por tanto, la frecuente presencia de rocas evaporitas juega un papel fundamental en el comportamiento hidrogeológico de los afloramientos de los CCS, ya que les confiere un funcionamiento kárstico de forma localizada, sobre todo, allí donde los enclaves evaporíticos adquieren mayor desarrollo. No obstante, el predominio de otro tipo de materiales (arcillas, areniscas, bloques de dolomías), con menor permeabilidad, cuyo funcionamiento hidrogeológico es más propio de un acuitardo, proporciona al conjunto del CCS una gran complejidad hidrogeológica (Andreo, *et al.*, 2016). Como consecuencia, la alimentación de estos acuíferos y acuitardos se produciría tanto por infiltración directa del agua de lluvia, como por la entrada del agua de escorrentía a través de sumideros kársticos. Por su parte, la descarga tendría lugar por manantiales, hacia cauces fluviales o hacia humedales. Es frecuente que, en aquellas zonas de descarga situadas a menor cota, aparezcan surgencias que drenan aguas de elevada salinidad, con gran contenido en cloruro sódico, lo que en algunas de ellas permitió su explotación salinera desde la antigüedad. De hecho, existen numerosas salinas de interior (hasta 85) ligadas a los materiales evaporíticos del Trías Keuper, distribuidas por las provincias de Cádiz, Sevilla, Málaga, Córdoba y, sobre todo, Jaén (Fernández-Palacios y Delgado, 2004). Estas salinas, que adquirieron gran importancia durante la época romana y la edad media (Quesada, 1996), comenzaron a explotarse desde el Paleolítico, como es el caso de la salina de Fuente Camacho (Loja, Granada), cuyo aprovechamiento continúa actualmente (Terán Manrique y Morgado, 2011).

Además de la presencia de manantiales en los CCS y del desarrollo kárstico que se observa en las rocas evaporíticas que los integran, hay otros elementos que ponen de manifiesto la existencia de flujos de agua subterránea en los afloramientos de esta unidad geológica. Así, es frecuente encontrar sondeos de reciente construcción y pozos en los que tradicionalmente se ha extraído agua (CMA, 2005). En ambos casos, los recursos que se bombean están destinados principalmente a usos agrícolas (Carrasco *et al.*, 2007). Asimismo, existen numerosas lagunas cuya formación y dinámica hídrica está relacionada con procesos kárstico-evaporíticos y que presentan una gran hidrodiversidad; es decir, muestran un amplio rango de mineralización, distintas facies hidroquímicas e hidroperiodos de duración variable (CMA, 2005; CHG, 2008).

El Inventario de Humedales de Andalucía (IHA) incluye, al menos, 86 lagunas relacionadas con materiales arcilloso-evaporíticos de Trías Keuper, lo que supone el 41% del total de 209 humedales inventariados. No obstante, hay que puntualizar que no todas las zonas húmedas andaluzas se encuentran en el listado de la IHA, por lo que el número de humedales de origen kárstico evaporítico debe de ser superior a 86. Gran parte de dichos humedales, al igual que los manantiales hipersalinos, se localizan en los materiales arcilloso-evaporíticos triásicos que forman parte de los CCS y afloran desde el norte de la provincia de Cádiz hasta la de Jaén, incluyendo el sur de la provincia de Córdoba y el norte de la de Málaga. Los procesos geológicos y las formas del modelado que han dado lugar a la aparición de estos elementos hidrogeológicos tan diversos, así como el funcionamiento de los materiales en los que se encuentran, son factores que condicionan la biodiversidad

---

## 1.1 Planteamiento y aspectos generales de la investigación

---

asociada a ellos. Sin embargo, dichos aspectos, que son fundamentales para la gestión de este tipo de espacios naturales, son generalmente relegados a un segundo plano, primando otros criterios como los ecológicos, zoológicos o botánicos que, siendo importantes, son dependientes de los primeros. La investigación y caracterización de humedales según el contexto genético-funcional (Manzano *et al.*, 2002; Durán *et al.*, 2009), es decir, teniendo en cuenta la geodiversidad e hidrodiversidad del medio, es fundamental para alcanzar un pleno entendimiento de la dinámica de estos ecosistemas, que son auténticos focos de biodiversidad. Por consiguiente, es necesario aumentar los esfuerzos científicos y técnicos que permitan adquirir un mayor conocimiento acerca del comportamiento hidrogeológico de los CCS, ya que este aspecto, que hasta el momento ha sido poco investigado, condiciona de forma notable la génesis y el funcionamiento de los humedales de origen kárstico-evaporítico, uno de los grupos genético-funcionales de humedales más numerosos en Andalucía.

## 1.2 ANTECEDENTES

El primer documento científico relacionado con las aguas salinas del Trías subbético del que se tiene constancia es el bosquejo físico-geológico que llevó a cabo Orueta (1877) en la región septentrional de la provincia de Málaga. En él se advertía de la elevada salinidad de la laguna de Fuente de Piedra y de algunos arroyos que nacían en las inmediaciones de los terrenos yesíferos del norte de la provincia de Málaga. También se destacaban “las aguas estancadas” de la región y se mencionaban específicamente, además de la laguna de Fuente de Piedra, las de Campillos, la de Herrera y las de Salinas, éstas últimas en las cercanías de Archidona. Por su parte, Mallada (1880) realizó una descripción geológica de la provincia de Córdoba e indicó la presencia de masas arcillosas y de margas “yesosas” de edad triásica, en las que, al igual que se había observado en afloramientos similares de otras provincias de España, aparecían manantiales salinos. Sin embargo, él los relacionó con la existencia de pequeños afloramientos de ofitas. Más tarde, Calderón (1888) analizó los aspectos morfológicos e hidroquímicos de la laguna de Fuente de Piedra y efectuó un balance de la extracción salinera que en ella se llevaba a cabo.

No sería hasta bien entrado el siglo XX, cuando diversos autores comenzaron a interesarse por los humedales de interior en Andalucía. Casares (1932) analizó la química de las aguas de Fuente de Piedra. Dantín (1940) estudió el endorreísmo Bético y realizó una breve reseña geográfica de distintas lagunas de las provincias de Córdoba, Jaén, Málaga y Sevilla. Más tarde, Dantín (1944) describió, de forma más detallada, las características de laguna de la Ratosa. Por último, Pardo (1948) llevó a cabo un extenso inventario de los lagos de España, en el que incluyó muchas de las zonas húmedas ligadas a los CCS.

En la segunda mitad del siglo pasado, comenzaron a realizarse estudios hidrogelológicos de mayor detalle, tanto los enfocados a la relación entre los humedales y las aguas subterráneas en el dominio Subbético (Cabanás, 1977; Moya, 1984; Linares y Valle, 1986; Linares *et al.*, 1986), como los relacionados con la hidroquímica, centrados en el análisis de las aguas de surgencias salinas ligadas a los materiales del Trias Keuper (Carrasco, 1978; Sanz de Galdeano, 1983a; Benavente y Carrasco, 1985; Carrasco y

---

Benavente, 1986, Calaforra y Pulido-Bosch, 1993). En este último sentido, cabe destacar la tesis “Contribución al conocimiento de la cuenca alta del río Guadalhorce: el medio físico, hidrogeoquímica” (Carrasco, 1986). En dicho trabajo se determinaron las facies hidroquímicas, el grado de mineralización y el caudal de todas las surgencias de uno de los afloramientos más extensos de los CCS, denominado “Trías de Antequera” (Peyre, 1974), que se extiende por la mitad septentrional de la provincia de Málaga.

Se han elaborado diversas tesis doctorales que versan sobre los aspectos hidrogeológicos de los humedales kársticos-evaporíticos de Andalucía: Moya (1988) estudió la hidrogeología de las zonas húmedas del sur de Córdoba; Linares (1990) profundizó en el conocimiento hidrogeológico de la cuenca de Fuente de Piedra; Almécija (1997) llevó a cabo un estudio hidrológico e hidroquímico de los humedales del norte de la provincia de Málaga; y Rodríguez-Rodríguez (2002) centró su investigaciones en la hidrogeología y limnología de algunas lagunas de Andalucía oriental, entre ellas, las de Fuente de Piedra, Campillos y Archidona. Hasta la fecha, los estudios científicos que han permitido avanzar en el conocimiento geomorfológico, hídrológico e hidrogeológico de las zonas húmedas desarrolladas en los afloramientos de los CCS han sido numerosos. Dichos trabajos van desde los centrados en casos particulares de humedales de las provincias de Córdoba (Recio y Tirado, 1982; García-Ferrer *et al.*, 1983; Fernández-Delgado *et al.*, 1984; Moya, 1985, 1986; Recio Espejo *et al.*, 1985a, 1985b; Moya *et al.*, 1990; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2010a), Jaén (Andreo *et al.*, 2008; Carrasco *et al.*, 2009), Málaga (Benavente *et al.*, 1993; Almécija y Benavente, 1995; Benavente y Rodríguez, 1997; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2001) y Sevilla (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2008), a otros en los que de forma genérica se estudia la formación de estas zonas húmedas (Moya, 1986), sus aspectos morfométricos (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2009, 2010b), sus características hidroquímicas (Benavente *et al.*, 1992; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2000; CMA, 2001), su relación con surgencias cercanas (Linares, 2008) o su paleohidrología/paleoclimatología (Martín-Puertas *et al.*, 2009; Valero-Garcés, *et al.*, 2014; Höbig *et al.*, 2016). Los estudios aquí citados, junto con otros muchos desarrollados en diferentes contextos geológicos, han puesto en relieve la importancia de las aguas subterráneas en la génesis y el funcionamiento de los humedales. Gracias a ello, las administraciones públicas han ido poco a poco concienciándose sobre esta cuestión, lo que ha derivado en la realización de diversos informes técnicos que han permitido avanzar en la definición del contexto hidrogeológico de humedales andaluces asociados a procesos kársticos (CMA, 2005; CHG, 2008).

De forma paralela, ha ido aumentando el conocimiento del desarrollo karstológico en los afloramientos evaporíticos del dominio Subbético (Durán y Burillo, 1985; Durán y Molina, 1986; Calaforra y Pulido-Bosch, 1989; Molina, 1996; Calaforra *et al.*, 2002) y de la evolución geomorfológica de los terrenos ligados a éstos (Benavente *et al.*, 1984; Durán, 1984; Calaforra y Pulido-Bosch, 1999). De entre todos los trabajos relacionados con esta temática destaca, por su extensión y profundidad, la tesis doctoral “Contribución al conocimiento de la karstología de yesos” (Calaforra, 1996). En ella se analiza, además de los aspectos karstológicos y geomorfológicos de los afloramientos del Trías de Antequera, la evolución geoquímica de sus aguas, tanto de humedales como de surgencias, aplicando para ello técnicas de computación geoquímica que fueron novedosas en su época.

---



### 1.3 Marco Geográfico

Durante la última década, el estudio hidrogeológico de los humedales andaluces de origen kárstico-evaporítico ha continuado con metodologías como la aplicación de cálculos geoquímicos y estudios isotópicos (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2005; Menz y Fenk, 2007; Kohfhal *et al.*, 2008), la modelización hidrológica de sus evoluciones limnimétricas (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2006; Rodríguez-Rodríguez 2007; Moral *et al.*, 2013), el uso de herramientas geofísicas (Ruiz *et al.*, 2006) y la utilización de técnicas de teledetección para su identificación y la delimitación de sus área de inundación (Ruiz, 2015; Merkohasanaj, 2016). Finalmente, Andreo *et al.*, (2016) propusieron una hipótesis conceptual de funcionamiento hidrogeológico de los humedales de los CCS, en la que se integra una distribución jerarquizada de flujos subterráneos de distintas edades, profundidades y longitudes, lo que permite comprender la hidrodiversidad del medio en cuestión.

### 1.3 MARCO GEOGRÁFICO

Los Complejos Caóticos Subbéticos (CCS) se localizan en la zona central de Andalucía, al borde sur de la depresión del Guadalquivir, y se extienden a lo largo de una franja de más de 300 km de longitud en sentido NE-SO (Fig. 1.2). El área total que ocupan los afloramientos del CCS es el del orden de 8.200 km<sup>2</sup>. El relieve es alomado, con moderado desarrollo de la red de drenaje y presenta, de forma general, un rango altitudinal comprendido entre 700 y 800 m s.n.m., en el sector oriental, y cotas cercanas al nivel del mar, hacia el O. Además, debido a la naturaleza evaporítica de los materiales que conforman el CCS, es frecuente encontrar morfologías kársticas y abundantes zonas endorreicas, muchas de las cuales están ocupadas por humedales de gran valor ambiental.

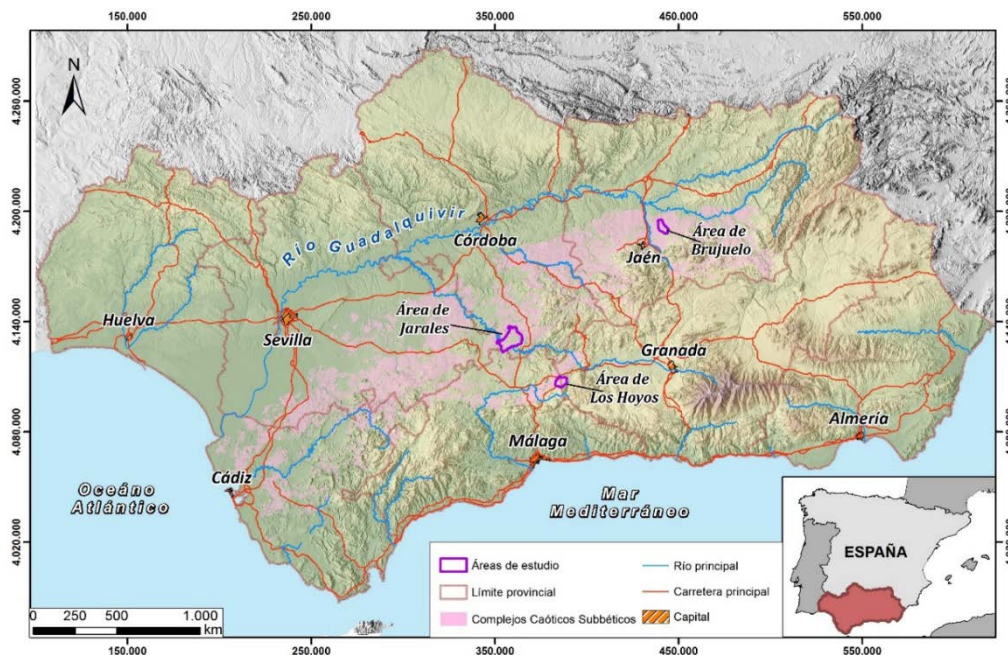


Figura 1.2. Localización geográfica de los afloramientos de los CCS, con indicación de las distintas áreas de estudio

El área de Jarales (Fig. 1.3), denominada así en este trabajo en referencia a uno de los humedales que en ella se encuentran, está ubicada en la comarca de la Subbética, en

la parte meridional de la provincia de Córdoba. Se sitúa en el sector SO del término municipal de Lucena, rodeada por los ríos Genil, al S, y Anzur, al N y E (Fig. 1.3). Este enclave, de aproximadamente 80 km<sup>2</sup>, se presenta como un pequeño altiplano que se encuentra en una posición elevada respecto a los terrenos colindantes. En la parte central, donde las cotas varían entre 350 y 440 m s.n.m., el relieve es suave, sin una red de drenaje definida, y el uso del suelo corresponde casi en su totalidad al cultivo extensivo del olivo. En esta zona se ubican 8 lagunas incluidas en el Inventario de Humedales de Andalucía (IHA), 5 de las cuales están protegidas bajo la figura de Reserva Natural (Fig. 1.3) y, a su vez, están catalogadas como zonas de especial protección para las aves (ZEPA) y como humedales de importancia internacional del convenio de Ramsar, además de estar incluidas en la Red Natura 2000. Hacia los bordes, el terreno es más escarpado, con pendientes pronunciadas y una mayor presencia de barrancos; por ello, no se suele cultivar, lo que favorece el desarrollo del matorral y de la vegetación de ribera. Al O del área de Jarales, se localiza el Paraje Natural “Embalse de Malpasillo” (Fig. 1.3), constituido por los humedales que forma el río Genil a la altura del embalse homónimo.

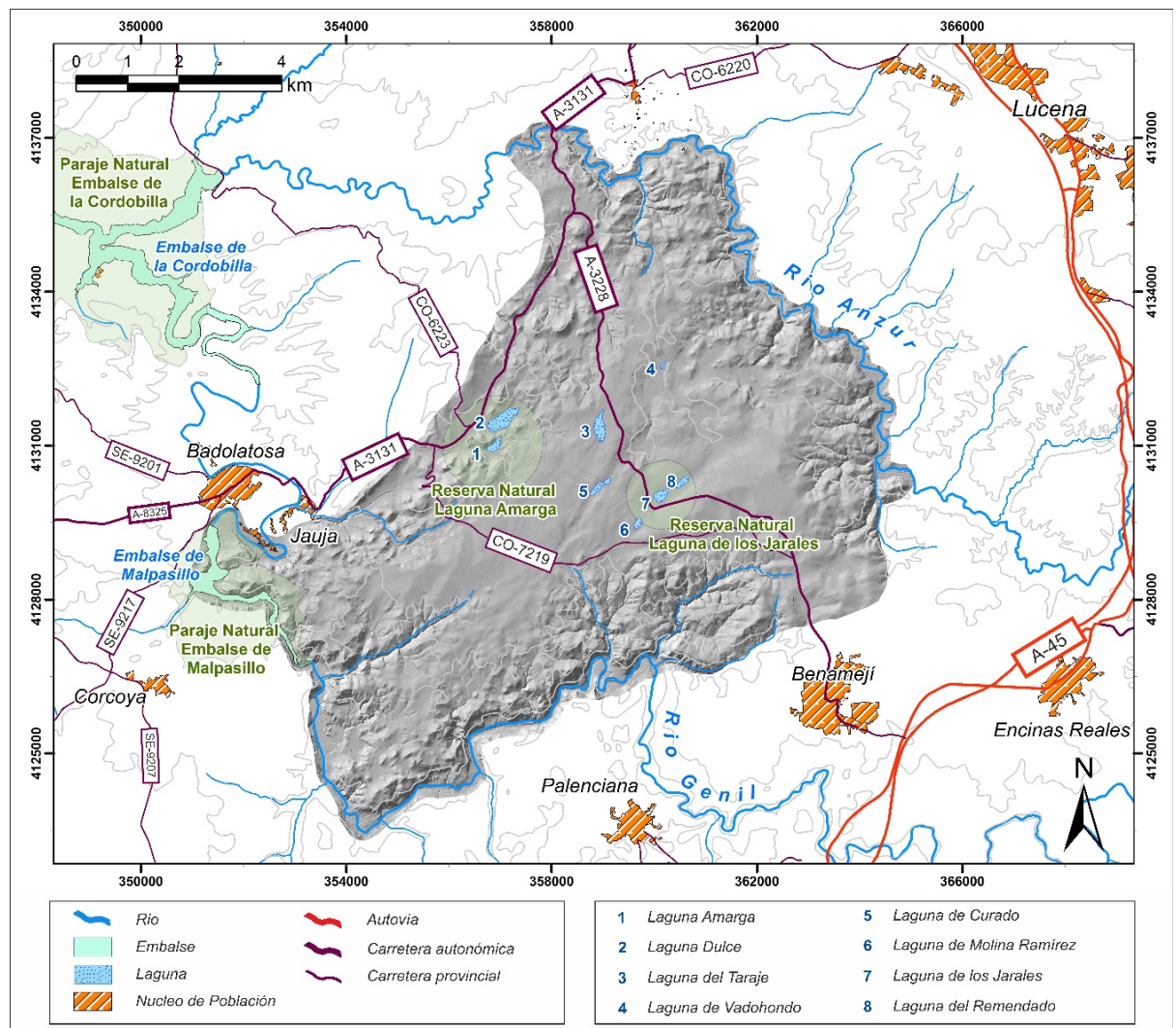


Figura 1.3. Características topográficas, núcleos de población, vías de comunicación y humedales del área de Jarales

Al área de Jarales se puede acceder por tres vías de comunicación. Las carreteras A-3131 y A-3228 (Fig. 1.3) permiten el acceso desde la autovía A-45 (Málaga–Córdoba) a

### 1.3 Marco Geográfico

su paso por Lucena (NE) y Benamejé (SE), respectivamente. El acceso occidental se realiza por la A-8325 (Fig. 1.3), que une la autovía A-92 con Badolatosa. Además, tanto en el interior de la zona de estudio como hacia ésta, existen otras carreteras de ámbito provincial o local. Para acceder a los puntos de control se debe circular por caminos rurales públicos y particulares.

El área de Brujuelo (Fig. 1.4), se localiza íntegramente en el término municipal de Jaén, a unos 15 km al NE de la capital. El área de estudio, de aproximadamente 25 km<sup>2</sup>, se sitúa en la divisoria entre dos afluentes del Guadalquivir: arroyo Salado, al E, y arroyo de la Cañada de las Charcas, al O (Fig. 1.4). El terreno está ocupado principalmente por olivar y, en menor medida, por cultivos de cereales. La superficie topográfica presenta un gradiente altitudinal N-S, de 370 hasta 600 m s.n.m. El relieve es suave por lo general, aunque existen algunos cauces encajados, como en el caso del arroyo Salado y algunos de sus afluentes. Esta zona no muestra un desarrollo exo-kárstico tan llamativo como otras áreas de los CCS, aunque hay una zona endorreica en su parte central, donde existen dos humedales estacionales: la laguna de Cirueña, al S, y la de Brujuelo, al N (Fig. 1.4). Estas dos lagunas, pese a estar incluidas en el Inventario de Humedales de Andalucía (IHA), no cuentan con figura de protección ambiental.

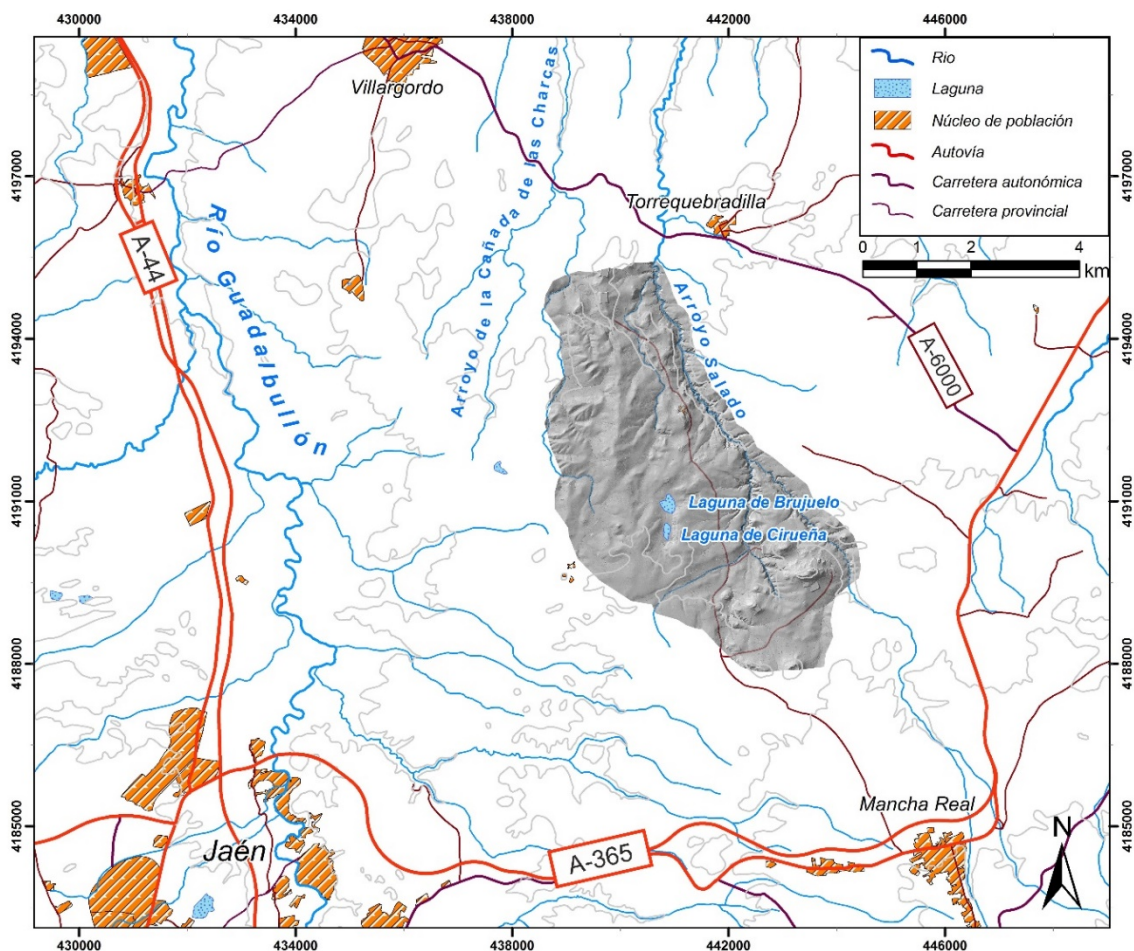


Figura 1.4. Características topográficas, núcleos de población, vías de comunicación y humedales del área de Brujuelo

El acceso a esta área de estudio se efectúa principalmente desde las localidades de Torrequebradilla, al N, y Mancha Real, al S. Estas dos poblaciones están conectadas por

mediación de un carril que atraviesa el área de N a S (Fig. 1.4) y son fácilmente accesibles desde las autovías A-44 (Linares-Motril) y A-365 (Jaén-Úbeda).

El área de Los Hoyos (Fig. 1.5) se localiza entre los términos municipales de Archidona (Málaga), al O, y Loja (Granada), al E. Ocupa unos 20 km<sup>2</sup> y alcanza cotas comprendidas entre 700 m s.n.m. en sus bordes y cerca de 900 m s.n.m. en su parte central. La zona se eleva unos 50 m respecto a los terrenos colindantes y presenta una orografía amesetada. No obstante, este relieve funciona como la divisoria hidrográfica entre los ríos Genil (E) y Guadalhorce (O) en este sector. El paisaje de Los Hoyos se caracteriza por la presencia de numerosas dolinas, colapsos, sumideros y pequeñas depresiones y supone una de las manifestaciones exokársticas más llamativas de todos los CCS. En el fondo de algunas de esas dolinas se han desarrollado humedales de distinto hidroperiodo. Los que adquieren mayor dimensión y presentan inundación permanente (o casi permanente) son las lagunas Grande y Chica de Archidona (Fig. 1.5), incluidas en el IHA y protegidas bajo la figura de Reserva Natural, la cual forma parte de la lista de Ramsar. En la zona se cultiva el olivo y el almendro, aunque existe una amplia superficie del terreno ocupada por vegetación natural arbustiva y boscosa.

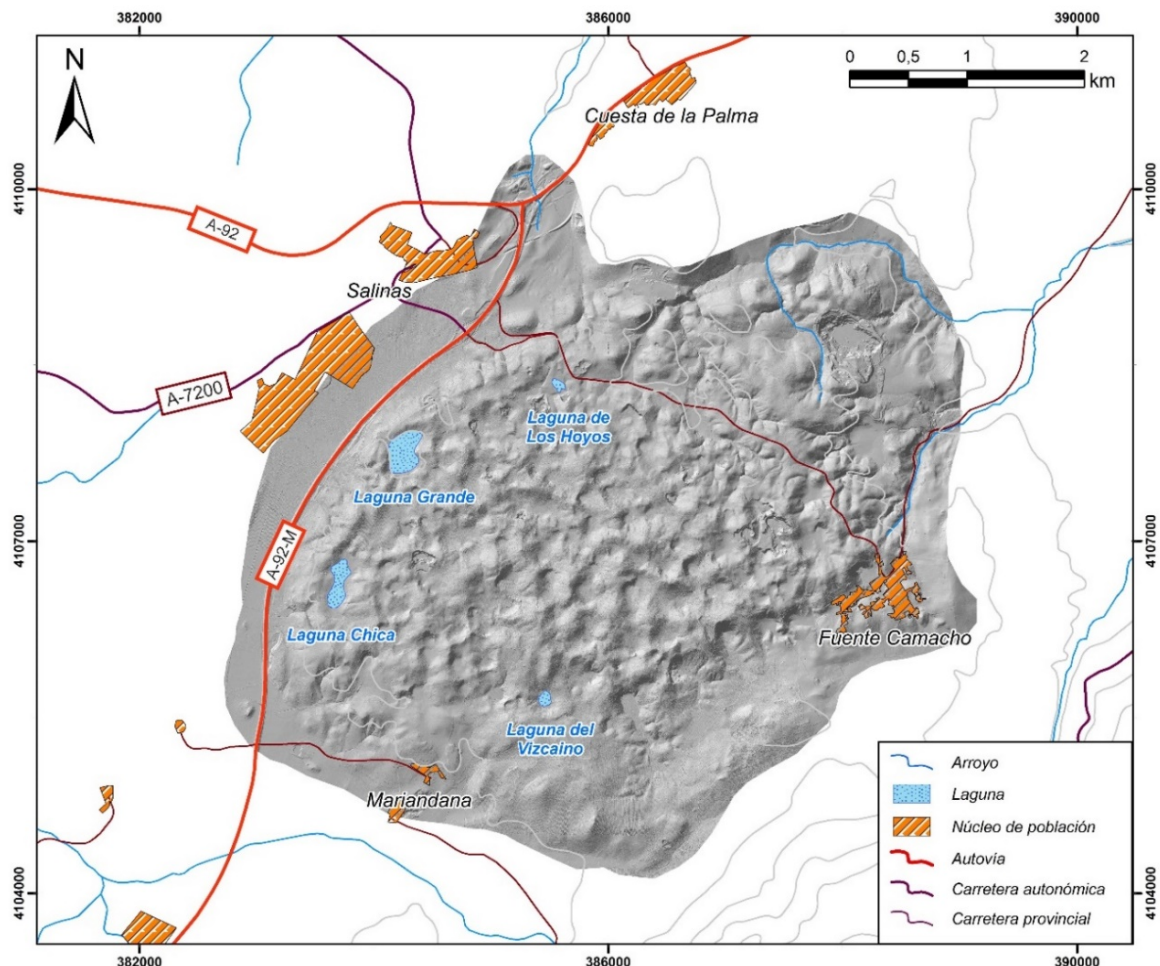


Figura 1.5. Características topográficas, núcleos de población, vías de comunicación y humedales del área de Los Hoyos

A esta zona se accede desde la A-92-M (Fig. 1.5), cerca de su confluencia con la A-92. Concretamente, en el desvío hacia la localidad de Fuente Camacho (Loja, Granada).

Dicha salida permite tomar la vía de servicio de la A-92-M, que bordea el área de los Hoyos por el O, desde la que se llega a las lagunas Grande y Chica. Para adentrarse en el interior de la zona de estudio es necesario circular por caminos rurales, públicos y privados.

## 1.4 OBJETIVOS

Los principales objetivos que se pretenden alcanzar con la presente investigación son los siguientes:

1. Caracterizar el funcionamiento hidrogeológico de los materiales arcilloso-evaporíticos triásicos que hasta ahora han sido considerados básicamente terrenos de baja permeabilidad, a partir de sus respuestas hidrodinámicas (caudal de los manantiales), hidrotérmicas, hidroquímicas (componentes mayoritarios), isotópicas y con trazadores artificiales.
2. Determinar la edad de las aguas drenadas por los manantiales mediante la aplicación de diferentes técnicas de datación ( $^3\text{H}/^3\text{He}$ ,  $^4\text{He}$ , Clorofluorocarbonos,  $^{14}\text{C}$ ).
3. Investigar el contexto geológico-geomorfológico (geodiversidad) e hidrológico (hidrodiversidad) de los humedales de origen kárstico evaporítico y proponer una clasificación genético-funcional de los mismos, que sea útil para su adecuada protección y gestión y, en su caso, restauración hidrológica.
4. Caracterizar el funcionamiento hidrogeológico de los materiales arcilloso-evaporíticos triásicos que hasta ahora han sido considerados básicamente terrenos de baja permeabilidad, a partir de sus respuestas hidrodinámicas (caudal de los manantiales), hidrotérmicas, hidroquímicas (componentes mayoritarios), isotópicas y con trazadores artificiales.
5. Contrastar la aplicabilidad de diferentes técnicas de investigación hidrogeológica (hidrodinámica, hidroquímica, isótopos, trazadores), de cada una de ellas por separado y de varias de forma combinada, para la caracterización hidrogeológica de los materiales arcilloso-evaporíticos triásicos y de humedales asociados.

## **1.5 METODOLOGÍA**

### **1.5.1. Trabajos de campo**

#### ***1.5.1.1. Reconocimiento geológico, geomorfológico e hidrogeológico***

Se ha llevado a cabo un reconocimiento general del medio físico en cada una de las áreas de estudio, con objeto de mejorar la comprensión sobre su contexto geológico. Se ha revisado y, en su caso, completado la cartografía geológica y geomorfológica existente. Además, se han inventariado las principales formas de modelado kárstico, prestando una mayor atención a las formas exokársticas de infiltración preferencial del agua, como dolinas, uvalas y sumideros kársticos, así como a las áreas endorreicas que pudieran constituir humedales efímeros no inventariados. Toda la información generada ha sido integrada en mapas geológicos, geomorfológicos e hidrológicos.

#### ***1.5.1.2. Inventario de puntos de agua***

Se ha realizado un inventario de puntos de agua a partir de estudios previos (CMA, 2005; CHG, 2008) y de bases de datos existentes: Inventario de Humedales de Andalucía (CMAYOT, 2016) y Salinas de Andalucía (CMA, 2004). El inventario ha sido revisado en campo y completado con nuevos puntos de agua encontrados en las distintas áreas de estudio.

#### ***1.5.1.3. Medidas y muestreo en la red de control***

Dentro de cada zona de estudio se han seleccionado aquellos puntos de agua más representativos para la realización de un control periódico. Éste ha consistido en la medida de parámetros físico-químicos de las aguas (conductividad eléctrica –CE-, temperatura del agua, pH y oxígeno disuelto –OD-), la lectura de la altura de la lámina de agua en humedales, la medida de niveles piezométricos en pozos y sondeos, y el aforo de caudales en manantiales y arroyos. Además, se han efectuado muestreos de agua de lluvia, subterránea y superficial, para su posterior análisis químico (alcalinidad, iones mayoritarios, carbono orgánico total -TOC- y fluorescencia natural) e isotópico ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ ). En total se han controlado, de forma regular, 3 puntos de muestreo de agua de lluvia, 10 manantiales y rezumes y 6 lagunas. Así mismo, se han tomado muestras y medidas puntuales, a lo largo de todo el periodo de estudio, en otras 6 surgencias, 2 lagunas y 11 pozos. Las medidas en la red de control comenzaron en septiembre de 2013 y se prolongaron hasta septiembre de 2017. La periodicidad de muestreo ha sido variable, desde horaria hasta una vez cada dos meses, y distinta según el tipo de punto de agua (mayor en manantiales y menor en humedales), aunque siempre ajustada a los objetivos y a las condiciones hidroclimáticas existentes en cada momento.

---

### **1.5.1.3.1. Medidas de datos hidrometeorológicos**

Alrededor de las distintas áreas de estudio, existen decenas de estaciones pluviométricas y/o termométricas que pertenecen a distintos organismos públicos tales como la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG), la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA), el Instituto de Investigación y Formación Agraria y Pesquera de Andalucía (IFAPA) o la Red de Información y Alerta Fitosanitaria (RAIF), entre otros. No obstante, se ha optado por dotar a las áreas de Jarales y Brujuelo con una estación meteorológica completa de la marca *DAVIS*, modelo *Vantage Pro 2 Plus*, y con un tanque evaporímetro *clase A o americano*, equipado con un sensor que mide las variaciones de lámina de agua en su interior, marca *Darrera*. Dichas estaciones han sido instaladas junto a la laguna de Brujuelo (Jaén) y en el Cortijo de La Salina (Lucena, Córdoba). La ubicación exacta de las estaciones se indica en el capítulo 3 de esta memoria.

### **1.5.1.3.2. Medidas de caudal**

Durante el periodo de investigación se han realizado aforos periódicos en los principales manantiales incluidos en la red de control, así como del caudal circulante por el arroyo Salado (Jaén). Dicha labor se ha llevado a cabo, principalmente, con un micromolinete marca OTT para caudales que, de forma aproximada, superaban los 5 l/s. Por debajo de dicho valor los aforos fueron sobre todo volumétricos y se efectuaron con ayuda de un cubo graduado de 16 litros y un cronómetro. En total se han realizado 339 aforos, de los cuales 111 corresponden a las medidas obtenidas con el micromolinete. La periodicidad de medida en los manantiales ha estado comprendida entre diaria, en condiciones de aguas altas, y una vez cada dos meses, durante el estiaje de los últimos años de tesis. En el arroyo Salado se han hecho aforos diferencias de forma puntual, con objeto de establecer las relaciones hidrogeológicas entre éste y los materiales por donde discurre.

En los manantiales del Molino de los Aguileras, Anzur Alto y Anzur Bajo se instalaron estaciones de aforo. En el primer caso, la estación cuenta con un vertedero en forma de "V" de 90º grados y está equipada con una sonda electrocapacitiva de nivel de agua con registro continuo, marca ODYSSEY. Los vertederos en "V" de las otras dos estaciones tienen un ángulo de 60º y en ellas se instalaron dispositivo de medida y registro de profundidad (presión) de lámina de agua y de temperatura, también de la marca ODYSSEY. En todos los casos, la periodicidad de medida de los equipos fue de 1 hora. Además, se colocaron escalas limnimétricas en las tres estaciones de aforo con objeto de obtener las correspondientes curvas de gastos, a partir de la lectura de las mismas y de las medidas puntuales de caudal.

### **1.5.1.3.3. Medidas limnimétricas**

El control de las variaciones de lámina de agua en los principales humedales de cada zona de estudio se ha llevado a cabo con periodicidad mensual. Para ello, se han realizado lecturas *in situ* de escalas limnimétricas instaladas por la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio (CMAYOT) en las diferentes lagunas. En el caso de la laguna Grande, la escala existente, de 1 m de longitud, resultó insuficiente para medir las variaciones de nivel de lámina de agua que se producen. Por ello, se instaló una nueva

---

escala de 2 m y, en 3 ocasiones, tuvo que ser reubicada para que no quedara fuera de la superficie inundada.

En las lagunas de Brujuelo (Jaén), Los Jarales (Lucena), Amarga (Lucena) y Grande (Archidona), se instalaron equipos electrocapacitivos de medida y registro de las variaciones de lámina de agua, marca ODYSSEY, que fueron configurados para realizar lecturas horarias.

Por otra parte, se han contrastado y completado las medidas limnimétricas efectuadas con las llevadas a cabo por los agentes de medio ambiente de la CMAYOT.

#### **1.5.1.3.4. Medidas de nivel piezométrico**

Se han efectuado campañas de control piezométrico en aquellos pozos que eran accesibles, en diferentes épocas del año y distintas condiciones hidroclimáticas. Ello ha permitido realizar mapas piezométricos y establecer el sentido de los flujos subterráneos en las tres áreas de estudio. El análisis de estos mapas ayuda a determinar las posibles variaciones estacionales de nivel del agua subterránea en las áreas piloto y su influencia en el comportamiento hídrico de los humedales. Las medidas de nivel se realizaron con sondas piezométricas de la marca OTT.

#### **1.5.1.3.5. Medidas de parámetros físico-químicos**

Las medidas *in situ* de la conductividad eléctrica (CE), temperatura, pH y oxígeno disuelto (OD) en el agua de los principales manantiales y lagunas se han llevado a cabo generalmente con la misma periodicidad con la que se efectuaron las mediciones de caudal y las lecturas limnimétricas. Los equipos de medidas portátiles que se han utilizado son: un conductivímetro equipado con termómetro, marca WTW y modelo 3310, cuya precisión es de  $\pm 1 \mu\text{S}/\text{cm}$  y  $\pm 0,1^\circ\text{C}$ , respectivamente, y un multimedidor digital, de la marca HACH, modelo HQ40D, equipado con una sonda de pH y otra de OD, con una precisión de  $\pm 0.01$  unidades y  $\pm 0.01 \text{ mg}/\text{l}$ , respectivamente. Los valores de CE se han medido a una temperatura de referencia de  $20^\circ\text{C}$  y para la medida del OD en las aguas de los manantiales y humedales salinos se aplicó en el equipo una corrección de salinidad automática en el momento de realizar la lectura. En el caso de la CE, cabe señalar que la precisión de la medida disminuye en la misma proporción que aumenta el orden de magnitud de la lectura. Así, las medidas en el rango de varias unidades de  $\text{mS}/\text{cm}$  tienen una precisión de  $\pm 10 \mu\text{S}/\text{cm}$ , mientras que la precisión es de  $\pm 0,1 \text{ mS}/\text{cm}$ , para lecturas de decenas de  $\text{mS}/\text{cm}$ , y de  $\pm 1 \text{ mS}/\text{cm}$ , en el caso de los centenares de  $\text{mS}/\text{cm}$ .

Así mismo, se ha realizado un control horario de CE y temperatura del agua en 4 de los manantiales estudiados. Para ello, se instalaron equipos de registro continuo: 2 HOBO *datalogger*, modelo U24-002-C, de la marca ONSET, y 2 conductivímetros WTW, modelo 340i. El correcto funcionamiento de los equipos se comprobó de forma regular, comparando el registro de datos con las medidas puntuales de CE y temperatura, llevadas a cabo de forma periódica con los equipos de campo. En algunos casos, las series de registro continuo de estos parámetros físico-químicos cuentan con periodos sin datos a causa de fallos en los equipos.

---



### 1.5.1.3.6. Muestreo de aguas

El procedimiento y la frecuencia de muestreo se ha ajustado al tipo de agua muestreada (subterránea, superficial y de lluvia) y al tipo de determinación analítica para la que se recogieron. Las muestras para los análisis rutinarios (alcalinidad, mayoritarios, carbono orgánico total –TOC-,  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , fluorescencia natural) se han recogido en frascos de vidrio esterilizados, color ámbar, de 125 ml, evitando en todo momento la introducción de burbujas de aire en las botellas. El muestreo destinado a otro tipo de determinaciones más específicas (isótopos de gases nobles, tritio, clorofluorocarbonos,  $\delta^{14}\text{C}$ ) se explica más adelante, de forma detallada. En total se han recogido 851 muestras de agua, repartidas como se detalla a continuación.

A) *Aguas de precipitación*: se han tomado 61 muestras de agua de lluvia de 3 puntos distintos (1 en cada área de estudio). El agua de lluvia se ha recogido en botellas de politereftalato de etileno (PET) de 1,5l, sobre las que se colocaba un embudo, cubierto con una malla para impedir que insectos y restos vegetales entraran en el recipiente y alteraran la muestra. Para evitar la evaporación de la muestra, se añadía aceite de parafina a la botella. El agua acumulada en las botellas de plástico ha sido posteriormente extraída, con ayuda de una jeringa, y transferida a las botellas de vidrio. La periodicidad de muestreo, en este caso, ha estado supeditada a la distribución temporal de las precipitaciones.

B) *Aguas subterráneas*: el muestreo se ha llevado a cabo, principalmente, en los manantiales de la red de control, tomando la muestra directamente del punto de surgencia. La frecuencia de muestreo en estos puntos ha sido la misma que la de las medidas *in situ* de caudal y de los parámetros físico-químicos. Adicionalmente, se han tomado muestras puntuales de agua de algunos pozos, con ayuda de una bomba eléctrica sumergible de 12v, marca WATERRA, modelo *Twister*. En total se tomaron 620 muestras de agua subterránea, de las que 602 corresponden a los manantiales y 18 a los pozos y sondeos.

C) *Aguas superficiales*: se han recogido un total de 116 muestras de agua pertenecientes a los humedales, ríos y arroyos del área de estudio. El muestreo se efectuó siempre en el mismo punto, para evitar posibles sesgos y se llevó a cabo con ayuda de una pértiga extensible, con el fin de poder coger las muestras de agua en zonas alejadas de la orilla sin remover el fondo. 17 de las muestras se tomaron en la laguna Grande, a distintas profundidades, con idea de determinar si, en caso de existir estratificación en el humedal, existiría una diferenciación química e isotópica entre la superficie y el fondo del humedal. Dichas muestras fueron también tomadas con ayuda de la bomba eléctrica referida en el párrafo anterior.

D) *Muestreo para la determinación de isótopos de gases nobles*: se han llevado a cabo 4 campañas de muestreo de aguas para la determinación de isótopos de gases nobles ( $^3\text{He}$ ,  $^4\text{He}$  y Ne) en los principales manantiales de las distintas áreas de estudio. Dichas campañas se efectuaron tanto en aguas bajas (septiembre-octubre 2014, septiembre 2015) como en aguas altas (noviembre 2015, diciembre 2016), durante las que se recogieron un total de 18 muestras. El procedimiento de muestreo es el mismo que el empleado por Sültenfuß *et al.* (2011) y Visser *et al.* (2014) y consiste en bombear agua desde la zona de surgencia de cada manantial, a través de una manguera

transparente, para introducirla en un tubo de cobre (Fig. 1.6), con una capacidad de 40 ml y un diámetro exterior de 1 cm. En este caso se empleó una bomba eléctrica sumergible de 12v, marca WATERRA, modelo *Twister*. Tras comprobar que no existe acumulación de burbujas en la manguera se procede al cierre del tubo de cobre, apretando unas pinzas de acero inoxidable colocadas en ambos extremos del mismo.



Figura 1.6. Muestreo de agua del manantial de Cañaveralejo (Antequera, Málaga) en tubo de cobre para la determinación de gases nobles (octubre de 2014)

*E) Muestreo para la determinación de tritio y  $^{14}\text{C}$ :* el procedimiento de muestreo en ambos casos es sencillo y ha consistido en recoger la muestra de agua en una botella de PET de 1 litro, directamente en el punto de surgencia. No fue necesario prevenir la acumulación de burbujas en el interior. Se tomaron un total de 4 muestras para la determinación de  $^{14}\text{C}$  en los meses de septiembre y octubre de 2016, antes de las primeras lluvias del año hidrológico. El número de muestras recogidas para el análisis de tritio fue de 24, de las cuales 18 fueron tomadas de forma simultánea a las muestras de gases nobles, con el fin de aplicar la técnica de datación del  $^3\text{H}/^3\text{He}$ , que se explica en el capítulo 7 de esta memoria. El resto de muestras recogidas para determinación del tritio corresponde a 1 muestra de la laguna de los Jarales y 5 muestras de agua de lluvia. Estas últimas fueron tomadas mediante el mismo sistema descrito en el apartado A de este punto.

*F) Muestreo para la determinación de halocarbonos (CFC) y  $\text{SF}_6$ :* se realizó atendiendo a las directrices de la Agencia Internacional de la Energía Atómica (IAEA), para evitar la contaminación, tanto de origen atmosférico, como la procedente de materiales con capacidad para la acumulación y liberación de CFC (Busenberg *et al.*, 2006). En el punto de surgencia de los manantiales se sumergió un tubo de viton, que según Cook *et al.* (2006) es el polímero más fiable para evitar la contaminación de la muestra, por uno de sus extremos en el punto de surgencia de los manantiales muestreados. El otro extremo del tubo fue conectado a un cilindro de acero inoxidable, de 500 ml y con dos válvulas de cierre (Labasque *et al.*, 2014b), que a su vez estaba unido a una bomba peristáltica (automuestreador HACH, modelo sigma 900). Al accionar la bomba, el cilindro de muestreo se llenaba de agua que no había tenido contacto previo con ningún material artificial distinto del viton. Tras comprobar que no existían burbujas en el circuito de la bomba peristáltica, se cerraban las válvulas del recipiente de muestreo

y, después de haberlo desconectado de los tubos, se agitaba para comprobar de forma auditiva que se había llenado completamente. En total se tomaron 8 muestras para la determinación de CFC, a 7 de las cuales se determinó, además, el contenido de SF<sub>6</sub>.

### **1.5.1.3.7. Ensayo con trazadores artificiales**

Se ha realizado un ensayo con sustancias fluorescentes en el entorno de las Reservas Naturales de las lagunas de los Jarales y Amarga (Lucena, Córdoba). El 1 de noviembre de 2015, coincidiendo con un evento pluviométrico intenso, se llevó a cabo una inyección múltiple de uranina, sulforrodamina-B y piranina, en tres sumideros kársticos. Con este experimento de campo se pretendía demostrar las posibles conexiones hidrogeológicas existentes entre los puntos de inyección y los manantiales situados junto al cauce del río Anzur, así como con el río, determinar las velocidades del flujo subterráneo y profundizar en el conocimiento hidrogeológico del sistema.

El control de la fluorescencia artificial se llevó a cabo mediante la recogida de muestras del agua de los manantiales y del río, en botellas de topacio de 60 ml, para su posterior determinación en el laboratorio. En total se tomaron 129 muestras, que fueron almacenadas en oscuridad para evitar la degradación lumínica y bacteriana de las sustancias fluorescentes (trazadores).

## **1.5.2. Trabajos de laboratorio**

Los trabajos de laboratorio han consistido en el análisis químico e isotópico, y en su caso de trazadores artificiales, de las muestras de agua previamente recogidas en el campo. Dichas determinaciones se han realizado, de forma preferente, en el laboratorio del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA). No obstante, en algunos casos se ha recurrido a laboratorios externos, bien sea por falta de la instrumentación científica necesaria (<sup>14</sup>C, <sup>3</sup>H, gases nobles, CFC) o, en el caso del contenido en  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ , para evitar que la elevada salinidad de algunas muestras pudiera dañar los equipos disponibles en el laboratorio del CEHIUMA.

### **1.5.2.1. Análisis químicos**

Los análisis químicos rutinarios han consistido en la determinación de las concentraciones iónicas y de carbono orgánico total (TOC) de las muestras de agua de lluvia, subterránea y superficial. A continuación, se describen las técnicas analíticas empleadas.

A) *Elementos mayoritarios*: se ha determinado la concentración, en mg/l, de los principales aniones (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>) y cationes (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>) disueltos en las aguas, mediante cromatografía iónica de alta presión. Los equipos utilizados han sido un cromatógrafo 881 compact IC pro, equipado con una columna Metrosep A supp7, para el análisis de aniones, y un equipo 930 compact IC Flex, equipado con una columna Metrosep C3, para cationes. Tanto los equipos como las columnas son de la marca Metrohm y proporcionan una precisión de medida de 0,1 mg/l. Las muestras fueron diluidas hasta alcanzar una CE inferior a 1.000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  y filtradas *in line* a través de un filtro con tamaño de poro de 2 $\mu\text{m}$ . Algunos compuestos minoritarios (Br<sup>-</sup>, F<sup>-</sup>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, Li<sup>+</sup>, Sr<sup>2+</sup>) fueron también analizados de esta forma.

---

La alcalinidad total, entendida como la suma de la concentración de carbonato ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) más la de bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ) ha sido determinada mediante volumetría. Para ello, se adicionó  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , 0,02N, a 50 ml de muestra, hasta llegar a pH 4,45. En el caso de las muestras con pH más básicos, se contabilizó la alcalinidad atribuible a  $\text{CO}_3^{2-}$  valorando hasta pH 8,3.

La determinación de los elementos mayoritarios se ha realizado, siempre que fue posible, en un plazo de 48 horas desde la toma de la muestra.

B) *Carbono orgánico total (TOC)*: este parámetro ha sido medido en un analizador automático de carbono de la marca SHIMADZU, modelo TOC-V<sub>CSN</sub>. El procedimiento analítico comienza con la adición a la muestra de un 1,5% de su volumen de HCl 2M, que oxida todo el carbono inorgánico (IC) y lo convierte en  $\text{CO}_2$ . Después, se hace circular aire a través de la muestra, lo que genera un burbujeo que promueve la liberación del  $\text{CO}_2$  generado. El carbono que tras este proceso continúa en la muestra de agua se denomina carbono orgánico no purgable (NPOC, *non purgable organic carbon*), parámetro que, salvo en concentraciones muy elevadas de carbono orgánico disuelto, es equiparable al TOC. Tras el pretratamiento de la muestra, ésta se inyecta en un tubo de combustión, previamente calentado a una temperatura de 680°C, donde la fracción de carbono que aún permanece en la muestra es oxidada. Finalmente, el  $\text{CO}_2$  resultante es transportado hasta un detector de infrarrojos.

Las altas temperaturas alcanzadas en el tubo de combustión superan con creces el punto de fusión de los elementos halógenos. Para evitar que éstos puedan dañar el detector, el equipo cuenta con un filtro de haluros. No obstante, el fabricante desaconseja introducir en el equipo muestras con más de 1 g/l de NaCl. Por ello, ha sido necesario, en muchos casos, la dilución de las muestras. Sin embargo, el bajo contenido en NPOC de las aguas con mayor concentración de sales, procedentes de muchos de los manantiales, junto con los elevados factores de dilución necesarios para su introducción en el equipo, ha impedido la determinación del parámetro en este tipo muestras.

### **1.5.2.1. Determinación de isótopos estables ( $^2\text{H}$ , $^{13}\text{C}$ y $^{18}\text{O}$ )**

Se han analizado de forma rutinaria los valores de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de agua de lluvia, así como de los manantiales y humedales menos mineralizados. Además, se ha determinado el contenido en  $\delta^{13}\text{C}$  en las aguas de surgencias y lagunas, diferenciando en el último caso entre carbono orgánico e inorgánico.

A)  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ : la metodología empleada para la determinación de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  de las muestras de agua ha sido distinta en función de su mineralización. En cualquier caso, los datos obtenidos han sido referidos a los estándares internacionales VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*).

Aquellas muestras con menor mineralización que el agua de mar fueron procesadas en el laboratorio del CEHIUMA, con un analizador isotópico compacto de la marca PICARRO, modelo CRDS L2120-I, equipado con automuestreador, igual al descrito por Gupta *et al.* (2009). Se realizaron secuencias de medidas que cada 6 muestras incluían 3 patrones de calibración, suministrados por la Agencia Internacional de la Energía Atómica (AIEA), los cuales era utilizados para corregir la deriva inducida por el equipo.

---

## 1.5 Metodología

---

Para ello, los resultados brutos fueron postprocesados con la ayuda del software CHEMCORRECT, desarrollado por la misma compañía que fabrica el equipo. Se realizaron 6 medidas de ambos parámetros para cada muestra (o patrón), de las que se desestimaron las 3 primeras con el fin de eliminar el “efecto memoria”. Finalmente, el valor medio de las 3 últimas medidas fue considerado como correcto. La precisión de las medidas es de  $\pm 0,2$  ‰ para  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\pm 1$  ‰ para  $\delta^2\text{H}$ .

Las muestras de agua que presentaban mayor salinidad que el agua de mar fueron enviadas a los Servicios Centrales de Apoyo a la Investigación (SCAI) de la Universidad de Málaga. En este caso, la técnica analítica empleada fue la de equilibración de aguas (Coplen, *et al.*, 1991; Lu, 2016) y el equipo utilizado fue un Espectrómetro de Masas de Relaciones Isotópicas (IRMS) de flujo continuo, modelo Delta V Advantage (Thermo Scientific), acoplado mediante interfase ConFlo IV a GasBench II con Automuestreador PAL-CTC, Analytics. El tiempo de equilibración fue de 3 horas en el caso del  $\delta^2\text{H}$  y de 24 horas para el  $\delta^{18}\text{O}$ .

B)  $\delta^{13}\text{C}$ : el equipo utilizado para la determinación del  $\delta^{13}\text{C}$  fue un analizador isotópico de  $\text{CO}_2$  modelo CRDS G1111-i, de la marca PICARRO, acoplado a un equipo de TOC de la marca OI *analytical*, modelo Aurora 1030. De este modo ha sido posible separar, en el analizador de carbono, las fracciones de carbono orgánico (NPOC) e inorgánico (TIC) disueltas en las muestras, mediante la aplicación de una metodología similar a la descrita en el apartado B del punto 1.5.2.1, que permite su oxidación, de forma separada, hasta convertirlas en  $\text{CO}_2$ . Así, es posible determinar el contenido isotópico del  $\delta^{13}\text{C}$ , tanto de la materia orgánica como de la inorgánica. Una vez generado el  $\text{CO}_2$ , se almacena en una bolsa estanca para ser inyectado posteriormente en el analizador isotópico. El procedimiento completo se explica, de forma detallada, en Hartland *et al.* (2012).

El  $\delta^{13}\text{C}$  no pudo ser determinado en aquellas muestras hipersalinas que, como ya ocurriera con la determinación del NPOC, no se recomienda su introducción en el equipo analizador de carbono. Además, el bajo contenido en carbono disuelto que estas muestras presentaban imposibilitaba su determinación tras ser diluidas. Por esta razón, solamente se analizó el contenido en  $\delta^{13}\text{C}$  inorgánico de las muestras con una salinidad inferior a la del agua de mar. Por su parte, el contenido en  $\delta^{13}\text{C}$  de procedencia orgánica únicamente fue determinado en las lagunas, pues fue el único tipo de muestra que contaba con valores de NPOC suficientes para llevar a cabo este tipo de determinación analítica.

La precisión del análisis de  $\delta^{13}\text{C}$  es inferior al 0,5 ‰. Los resultados obtenidos han sido referenciados al estándar internacional de la AIEA: VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*).

### 1.5.2.3. Espectrofluorimetría

Los análisis de fluorescencia de las muestras de aguas se llevaron a cabo en el laboratorio del CEHIUMA, con un espectrofluorímetro marca PERKIN ELMER, modelo LS-55. Tanto el funcionamiento del equipo como el postprocesado de los resultados, se realizó por medio del software específico FLWINLAB.

La espectrofluorimetría se empleó, de forma rutinaria, para determinar y registrar la fluorescencia natural de los compuestos orgánicos disueltos en el agua y,

---

durante el ensayo de trazadores realizado (ver punto 1.5.1.3.7), para analizar y cuantificar la presencia de sustancias fluorescentes artificiales utilizadas como trazadores artificiales.

### 1.5.2.3.1. Fluorescencia natural

Se ha realizado mediante escaneado simultáneo de longitudes de excitación ( $\lambda_{Ex}$ ), entre 200 y 350 nm, y de emisión ( $\lambda_{Em}$ ), entre de 250 y 550 nm, a intervalos de 5 nm. En ambos casos, el *slit* (abertura del detector) utilizado ha sido de 5 nm y la velocidad de escaneado de 500 nm/min. El resultado de los barridos fue procesado mediante el *software* y representado como una matriz de excitación-emisión (MEE), en la que se pueden identificar una serie de picos de intensidad máxima (Fig. 1.7), asociados a determinados componentes orgánicos, que aparecen en longitudes de onda de excitación y emisión características:

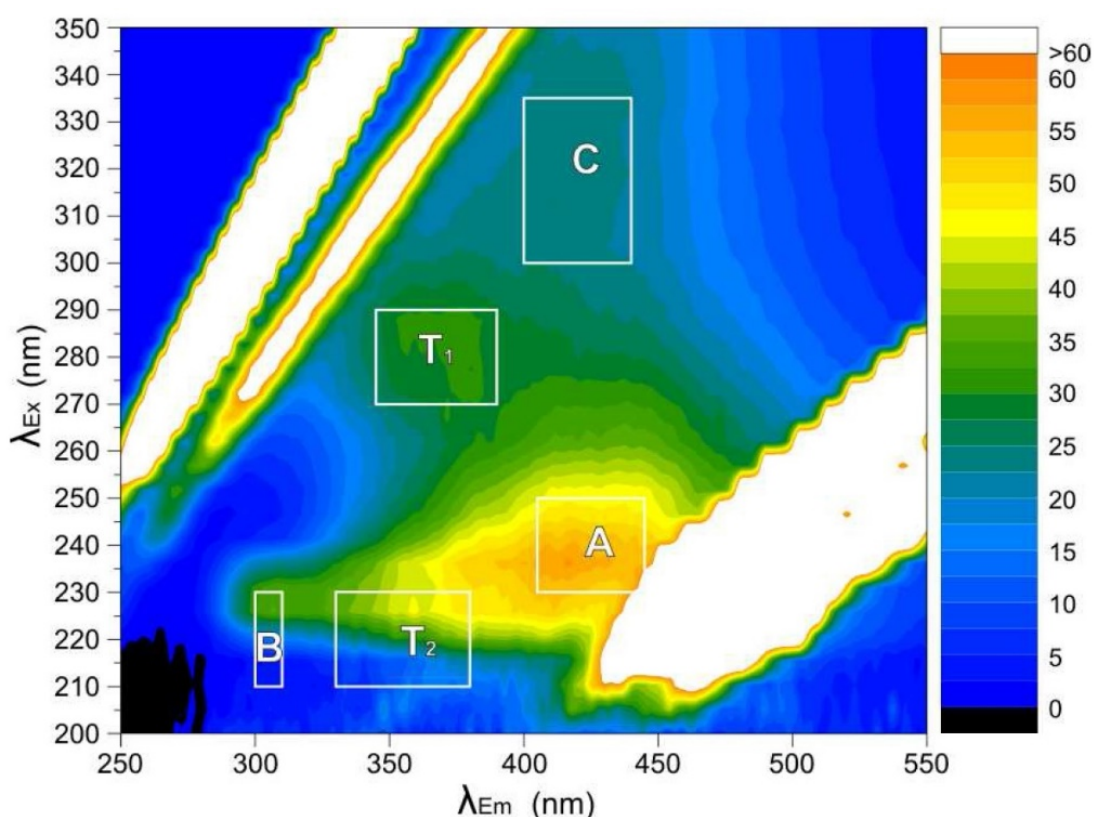


Figura 1.7 Matriz de excitación-emisión (MEE), generada a partir de técnicas espectrofluorométricas. En ella se indican la localización de los picos de intensidad máxima de fluorescencia asociados a la presencia de materia orgánica que comúnmente se detecta en aguas subterráneas. Tomado de Mudarra (2012)

- Pico A (ácidos húmicos y proteínas):  $220 < (\lambda_{Ex}) < 260$  nm;  $400 < (\lambda_{Em}) < 450$  nm
- Pico B (tirosina):  $210 < (\lambda_{Ex}) < 230$  nm;  $305 < (\lambda_{Em}) < 320$  nm
- Pico C (ácidos fúlvicos):  $300 < (\lambda_{Ex}) < 350$  nm;  $400 < (\lambda_{Em}) < 460$  nm
- Pico T<sub>1</sub> (aminoácidos tipo triptófano):  $270 < (\lambda_{Ex}) < 295$  nm;  $330 < (\lambda_{Em}) < 380$  nm
- Pico T<sub>2</sub> (aminoácidos tipo triptófano):  $210 < (\lambda_{Ex}) < 240$  nm;  $330 < (\lambda_{Em}) < 380$  nm

La intensidad máxima de cada pico identificado ha sido expresada en unidades Ramman (U.R.), normalizadas a una media de  $29,5 \pm 2,3$  unidades de intensidad, características del equipo de medida. Los análisis de fluorescencia natural se realizaron en un plazo aproximado de 48 horas desde la recogida de las muestras que, para evitar su degradación, se almacenaron en frío y sin exposición a ninguna fuente de luz. En el caso de algunas muestras procedentes de aguas de humedales, el pico A superaba los valores de intensidad máxima registrados por el equipo, por lo que hubo que diluir la muestra hasta 4 veces.

### **1.5.2.3.2. Determinación de trazadores fluorescentes**

La determinación de sustancias fluorescentes utilizadas como trazadores artificiales ha sido llevada a cabo en el laboratorio del CEHIUMA. La identificación de cada trazador se asocia a una determinada longitud de onda, aunque en algunos casos, la detección simultánea de dos de ellos puede producir un solapamiento de sus curvas de concentración y se requiere la descomposición matemática de éstas. Para transformar el dato de intensidad obtenido en las analíticas en valores de concentración, fue necesaria previamente la obtención de una recta de calibración para cada trazador. La salinidad del agua muestreada se tomó en consideración a la hora de preparar los patrones de calibración utilizados.

El procedimiento analítico completo y el posprocesado de los resultados se detalla en el capítulo 7 de esta memoria.

### **1.5.2.4. Determinación isotópica de $^3\text{H}$ , $^3\text{He}$ , $^4\text{He}$ y $^{14}\text{C}$ y concentración en clorofluorocarbonos y gases nobles**

La determinación analítica del tritio ( $^3\text{H}$ ), gases nobles ( $^3\text{He}$ ,  $^4\text{He}$ , Ne),  $^{14}\text{C}$  y clorofluorocarbonos (CFCs) ha permitido la aplicación conjunta de distintas técnicas de datación de aguas subterráneas. La elevada complejidad de los métodos utilizados ha requerido acudir a laboratorios externos para la realización de los análisis.

A)  $^3\text{H}$ ,  $^3\text{He}$ ,  $^4\text{He}$  y Ne: todos estos parámetros son necesarios para estimar la edad de las aguas subterráneas por medio del método del  $^3\text{H}/^3\text{He}$ . Además, de manera individual, los contenidos de  $^3\text{H}$  y  $^4\text{He}$  proporcionan información valiosa acerca del tiempo de residencia de las aguas subterráneas en el medio. Las determinaciones analíticas se han realizado en las instalaciones de espectrometría de masas del laboratorio de isótopos del helio del Departamento de Oceanografía de la Universidad de Bremen. Allí, las muestras se introducen en una unidad de separación, en la que dos trampas retienen el vapor de agua (primera trampa,  $133^\circ\text{K}$ ) y el resto de gases que puedan interferir en la detección (segunda trampa,  $25^\circ\text{K}$ ). A continuación, una fracción de vapor de agua es derivada a un espectrómetro de masas cuadrupolo (QMS,) que mide la concentración de helio y neón, mientras que el vapor remanente es recogido en una tercera trampa ( $15^\circ\text{K}$ ), a la que rápidamente se le eleva la temperatura ( $45^\circ\text{K}$ ) para que pueda liberar el resto de helio y neón hacia un espectrómetro de masas de sector magnético (SMS), en el que son medidas las concentraciones de  $^3\text{He}$ ,  $^4\text{He}$  y  $^{20}\text{Ne}$ .

La determinación del contenido en tritio no se ha realizado de forma directa, sino que se ha analizado el  $^3\text{He}$  tritiogénico, generado por desintegración radioactiva del tritio presente en la muestra, lo que ha permitido calcular la concentración inicial del isótopo del hidrógeno, aplicando un periodo de semidesintegración  $t_{1/2} = 12,32$  años (Lucas y Unterweger, 2000). Para ello, se introdujeron 500 ml de cada muestra en ampollas de vidrio de 1l y se le extrajo todo el helio disuelto, aplicando calor y agitando durante 30 minutos. Posteriormente, las ampollas se sellaron y se almacenaron 6 meses (aproximadamente), tiempo suficiente para producir el  $^3\text{He}$  necesario para ser detectado en el equipo.

La descripción de los equipos utilizados y el procedimiento analítico completo están detallados en Sültenfuß *et al.* (2009). La concentración de los gases nobles es expresada en ccSTP/kg ( $\text{cm}^3/\text{kg}$  en condiciones estándar de temperatura y presión) y el contenido en tritio en UT (unidades de tritio), que corresponde a la proporción natural de  $^3\text{H}/^1\text{H}$  en la atmósfera ( $10^{-18} = 6,68 \cdot 10^6$  átomos/kg). La precisión en la determinación de la relación  $^3\text{He}/^4\text{He}$  y de las concentraciones de helio y neón son superiores a  $\pm 0,4$  y  $\pm 0,8\%$ , respectivamente. En el caso del tritio, la precisión es de  $\pm 3\%$  y el límite de detección de 10 mUT.

B) *CFCs* y *SF<sub>6</sub>*: los clorofluorocarbonos determinados junto al  $\text{SF}_6$  fueron CFC-11 ( $\text{CCl}_3\text{F}$ ) y CFC-12 ( $\text{CCl}_2\text{F}_2$ ). Al igual que en el caso anterior, las muestras de agua fueron analizadas en la Universidad de Bremen, en el laboratorio de cromatografía de gases del Departamento de Oceanografía. Un volumen calibrado de la muestra de agua se introduce en un *stripper*, en el que el gas portador ( $\text{N}_2$  purificado) es burbujeado, lo que produce la desorción de los gases disueltos. Tras atravesar un deshumificador, el flujo entra en una trampa, enfriada a  $-52^\circ\text{C}$ , que rápidamente eleva su temperatura (a  $110^\circ\text{C}$  en 20 s) para permitir la inyección de los CFCs en el cromatógrafo de gases, donde los compuestos orgánicos halogenados son separados en una columna de relleno y, por último, son introducidos en el detector de captura de electrones.

La explicación detallada del procedimiento analítico y la descripción completa de los equipos utilizados puede consultarse en Bulsiewicz *et al.* (1998). La precisión de medida para el CFC-11 y el CFC-12 es de  $\pm 0,6\%$ , en ambos casos, y el límite de detección es de 0,002 pmol/kg para los dos.

C)  $^{14}\text{C}$ : la determinación de este isótopo se realizó mediante Espectrometría de Masas con Aceleradores (AMS) en los laboratorios de la empresa Beta Analytic (Miami, EE.UU.). El carbono de la muestra es oxidado completamente a  $\text{CO}_2$ , por combustión a  $800^\circ\text{C}$  en una atmósfera con 100% de oxígeno. La humedad del gas producido es eliminada con metanol/hielo seco y es retenida en nitrógeno líquido. A continuación, el  $\text{CO}_2$  generado es reducido en una reacción de grafitización, sobre una catálisis de cobalto. Finalmente, el grafito resultante es medido por AMS en un acelerador de partículas, utilizando para ello una fuente de iones por pulverización catódica (SNICS, *Source of Negative Ions of Cesium Sputtering*).

El resultado se expresa como la relación  $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ , relativa al del ácido oxálico II (NIST-4990C) y como la actividad radioactiva en equilibrio del  $^{14}\text{C}$  en la atmósfera (*percentage of modern carbon*; pmC), igual a 0,23 Bq/gc (Kalin, 1999). El error estándar de la determinación es de  $\pm 1\text{pmC}$ .

---



### **1.5.3. Trabajos de Gabinete**

#### **1.5.3.1. *Recopilación bibliográfica***

Las labores de recopilación bibliográfica se han basado en la búsqueda de trabajos científicos (artículos de revistas, capítulos de libros, actas de congresos, informes, etc.) relacionados principalmente con el estudio hidrogeológico de humedales y acuíferos kársticos-evaporíticos. La búsqueda de bibliografía se ha realizado a través del sistema de publicaciones electrónicas de la Universidad de Málaga. La consulta de referencias ha incluido temas diversos: trabajos sobre hidroquímica, hidrología de humedales, karstología, geoquímica, estudios isotópicos, dataciones de agua subterránea y trazadores artificiales, entre otros. Además, se han consultado diversas tesis doctorales relacionadas con el tema de esta investigación, así como manuales hidrogeológicos de reconocido prestigio internacional.

Así mismo, se ha recabado información bibliográfica referente a la geología, geomorfología e hidrogeología de las distintas áreas de estudio, además de informes técnicos elaborados por el Instituto Geológico y Minero (IGME), la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG), la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía (CMA) y el Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (GHUMA), entre otros.

#### **1.5.3.2. *Recopilación de datos climáticos e hidrogeológicos***

Se han recopilado datos climáticos (precipitación y temperatura) de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), de la Demarcación Hidrográfica de las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (DHCMA) y de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG), que proporcionan una cobertura amplia de las zonas de estudio. Adicionalmente, se han obtenido datos de evaporación y evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ), junto con otras variables climáticas (precipitación, temperatura, humedad relativa, velocidad del viento, radiación solar) utilizadas en el cálculo de ambos parámetros, de las estaciones del Instituto de Investigación y Formación Agraria y Pesquera (IFAPA) y de la Red de Alerta e Información Fitosanitaria de la Junta de Andalucía (RAIF) de la Consejería de Agricultura y Pesca de la Junta de Andalucía. En total, se han utilizado datos de 72 estaciones, de las cuales 40 son pluviométricas, 15 termopluviométricas y 15 corresponden a estaciones que registran más parámetros climáticos.

Dado el escaso interés que, desde el punto de vista de su aprovechamiento, han generado los recursos hídricos drenados por acuíferos kársticos-evaporíticos, no existen series amplias de registro de caudales de manantiales en las áreas de estudio, con la salvedad del manantial del Molino de los Aguileras (Archidona, Málaga), en cuyo caso el IGME realizó controles regulares entre noviembre de 1978 y septiembre de 1984 y entre abril de 1991 y septiembre de 1996.

Los datos del caudal circulante en el río Anzur medidos en la estación de aforos de Los Piedros, situada aguas arribas del manantial denominado Anzur Bajo (Lucena, Córdoba), han sido utilizados para determinar la influencia de las crecidas sobre la serie del registro automático de parámetros físico-químicos y de altura de lámina de agua,

llevado a cabo en la surgencia durante el periodo de la presente investigación. La serie de datos de la estación de aforos ha sido obtenida, mediante descarga directa, de la web del Servicio Automático de Información Hidrológica (SAIH) de la CHG.

### **1.5.3.3. Recopilación de datos limnimétricos e hidroquímicos de humedales**

La información referente a la calidad química del agua de los humedales y a sus evoluciones limnimétricas ha sido proporcionada por las distintas Delegaciones Provinciales de la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio (CMAYOT). En el caso de los humedales del sur de Córdoba se dispone de informes anuales, desde 1985 hasta la actualidad, con datos mensuales de niveles de lámina de agua y concentración de iones mayoritarios.

Además, se han tomado datos de los informes “Definición del Contexto Hidrogeológico de Humedales Andaluces” (CMA, 2005) y “Definición del Contexto Hidrogeológico de los Humedales de la Campiña Central” (CHG, 2008), así como de la Tesis Doctoral de Rodríguez (2002).

### **1.5.3.4. Análisis y tratamiento de datos**

#### **1.4.3.4.1. Climatología**

Los datos de variables climáticas de las estaciones instaladas en las distintas áreas de estudio, así como los procedentes de estaciones cercanas, han sido completados, mediante correlación lineal entre ellos, y tratados para eliminar posibles errores. La distribución espacial de las precipitaciones ha sido caracterizada a partir de mapas de isoyetas para diferentes condiciones hidrológicas. Así mismo, se ha estudiado su evolución temporal con idea de caracterizar el periodo de estudio desde el punto de vista pluviométrico.

El cálculo de la evaporación se ha abordado por medio de distintas metodologías: Penman (1948), Penman-Monteith FAO1998 (Allen *et al.*, 1998), ecuación CIMIS (Pruitt y Doorenbos, 1977) y evaporación en tanque americano o de clase A. También se han aplicado diferentes procedimientos para estimar la evapotranspiración potencial (ETP), que ha sido utilizada en la realización de balances de agua en el suelo: Thonhwaite (1948), Hargeaves (Hargreaves y Samani, 1985) y Blaney-Cridley (1950)

#### **1.5.3.4.2. Datos hidrodinámicos**

Los datos de caudal obtenidos a partir de los aforos puntuales y del registro continuo de la descarga de los principales manantiales han sido representados en hidrogramas para el análisis de su evolución temporal. Ello ha permitido caracterizar de forma cualitativa (morfología del pico de crecida) y semicuantitativa (tiempos de crecida y base) las respuestas hidrodinámicas de los distintos manantiales considerados.

Se han realizado análisis de las curvas de recesión del manantial del Anzur Bajo (MJ-1), siguiendo la metodología propuesta por Mangin (1970, 1975). Dichas curvas

---

## 1.5 Metodología

---

pueden dividirse en dos tramos, uno de decrecida, de mayor pendiente, y otro de agotamiento, más tendido. A partir del tratamiento matemático de ambos tramos se pueden obtener los parámetros  $i$  y  $k$ . El primero está relacionado con la decrecida y permite caracterizar la rapidez de la respuesta hidrodinámica, mientras que  $k$  se relaciona con la importancia de la zona saturada y la capacidad de regulación del sistema durante el agotamiento.

También se han aplicado análisis de caudales clasificados a las series de registro continuo de caudal. Ese tratamiento consiste en la determinación del porcentaje de tiempo en el que un caudal es igual o superior a uno dado; es decir, su frecuencia (Custodio y Llamas, 1983). La posterior división de las frecuencias entre el número de datos considerados proporciona la probabilidad de ocurrencia un determinado valor de caudal. Los cambios de pendiente observados en la curva de caudales clasificados indican variaciones en la velocidad del drenaje, las cuales pueden atribuirse a procesos hidrogeológicos de distinta índole (Mangin 1975).

Finalmente, se han efectuado análisis correlatorios y espectrales de las series de datos horarios de caudal del manantial del Anzur Bajo (MJ-1) y del registro limnométrico de las lagunas de Los Jarales (HJ-2), Amarga (HJ-6) y Dulce (HJ-7), tanto de forma simple como cruzada. La aplicación de esta metodología aporta información sobre el comportamiento hidrogeológico del sistema, su capacidad de modular la respuesta de entrada (precipitación) y la rperiodicidad de las respuestas (Mangin, 1981a y 1984)

### 1.5.3.4.3. Parámetros hidroquímicos

Se han calculado los parámetros estadísticos elementales referentes a las series de datos de conductividad eléctrica (CE), temperatura, pH, oxígeno disuelto y a los principales componentes hidroquímicos de las aguas. Concretamente, se han tenido en cuenta la media, los valores máximo y mínimo, la desviación estándar ( $\sigma$ ) y el coeficiente de variación ( $cv$ ).

La composición de iones mayoritarios de las aguas subterráneas se ha representado mediante diagramas de Piper y Stiff, que permiten identificar las facies químicas de las aguas y, en el segundo caso, el grado de mineralización de las mismas. Para contrastar la validez de los análisis químicos de componentes mayoritarios, se ha tenido en cuenta un error analítico del 5 %, a partir del cual se han repetido las determinaciones de forma general. En el caso de las muestras hipersalinas, se han aceptado en alguna ocasión valores por encima de esta cifra, sin superar en ningún caso el umbral del 10%.

Se han realizado análisis de distribución de curvas de frecuencia (CDF) de la CE con el fin de comparar el grado de karstificación entre distintas surgencias (Bakalowicz, 1979). Así, las CDF con morfología unimodal corresponden a manantiales con una respuesta hidroquímica homogeneizada, como consecuencia de un bajo desarrollo de la karstificación del sistema. Por el contrario, las distribuciones plurimodales indican una elevada variabilidad hidroquímica, indicativa de la existencia de flujos por conductos. Las CDF del manantial del Anzur Bajo (MJ-1) correspondientes a cada año hidrológico considerado han sido descompuestas en modas de distribución normal, de acuerdo con la metodología propuesta por Massei *et al.* (2007). Ello permite cuantificar el grado de

aportación (al drenaje de los manantiales) de distintos tipos de agua con una composición química característica y profundizar así en la comprensión del comportamiento hidrogeológico de los sistemas drenados. La descomposición matemática de las CDF anuales se ha llevado a cabo mediante el uso del programa informático PEAKFIT.

Las evoluciones temporales de los parámetros físico-químicos y de los componentes hidroquímicos mayoritarios de los manantiales controlados han sido representadas gráficamente con objeto de comparar la respuesta hidrotérmica e hidroquímica frente a las precipitaciones y analizar así la capacidad de regulación natural de los sistemas estudiados. Para ayudar en la interpretación de las respuestas naturales, se han llevado a cabo análisis estadísticos multivariantes de componentes principales (ACP). Este método, ampliamente utilizado en investigaciones hidrogeológicas en acuíferos kársticos carbonáticos (Bakalowicz, 1979; Mudry y Blavoux, 1986, Hunkeler y Mudry, 2007), es también de gran utilidad en estudios hidroquímicos llevados a cabo en el karst evaporítico (Gil-Márquez *et al.*, 2017a). El análisis de la correlación estadística y la resolución de sistemas de ecuaciones lineales utilizados en el ACP permite reducir considerablemente la varianza de la información de partida (Melloul y Collin, 1992) mediante la creación de factores o componentes principales. Dichos factores se representan en gráficos bidimensionales para facilitar la interpretación de las relaciones estadísticas entre los conjuntos de las variables y de las muestras. El programa utilizado para la realización de los ACPs con las series de datos hidroquímicos, así como para la representación de los resultados, ha sido XLSTAT v.7.5.2 (ADDINSOFT).

Se han aplicado técnicas de modelización geoquímica para el cálculo de la presión parcial de CO<sub>2</sub> (log P<sub>CO2</sub>) y de los índices de saturación (IS) de las principales especies químicas implicadas en la evolución geoquímica de las aguas subterráneas en el medio kárstico evaporítico; principalmente calcita, dolomita, yeso, anhidrita y halita. Para ello, se ha usado el programa informático PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 2013), también utilizado en la simulación de la evolución química de aguas evaporadas y para la obtención de los valores de molalidad, requeridos para la realización de correcciones isotópicas (ver punto 1.5.3.4.4). Debido a la elevada mineralización de las aguas, se ha seleccionado la base de datos PITZER (Plummer *et al.*, 1988) para efectuar los cálculos geoquímicos, que incluye las ecuaciones termodinámicas definidas por Pitzer (Pitzer y Mayorga, 1973, 1974; Pitzer y Kim, 1974), adecuadas para soluciones acuosas de gran fuerza iónica (>0,1 M), a las que no se puede aplicar la fórmula de Debye-Hückel. Con el fin de valorar los principales procesos de interacción agua-suelo, se ha calculado la transferencia de masa de solutos a lo largo de varias líneas de flujo localizadas en las distintas áreas de estudio, utilizando para ello el programa NETPATH (Plummer *et al.*, 1994; El-kadi *et al.*, 2011).

#### **1.5.3.4.4. Composición isotópica**

Los valores isotópicos de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de aguas han sido representados en diagramas bidimensionales, junto a las líneas meteóricas Mundial (LMM), del Mediterráneo Occidental (LMM<sub>EO</sub>), del Mediterráneo Oriental (LMM<sub>EO</sub><sub>r</sub>) y Locales. Estas últimas fueron calculadas a partir de la composición isotópica de las muestras de agua de lluvia analizadas en cada área de estudio. El objetivo es determinar

---

## 1.5 Metodología

---

la influencia de los distintos frentes nubosos sobre la recarga que se produce en cada sistema, realizar una caracterización isotópica general del área de estudio, analizar los procesos de fraccionamiento isotópico que puedan producirse por evaporación o interacción con el medio y definir las posibles relaciones hídricas entre distintos puntos de agua. Además, se ha calculado el exceso en deuterio ( $d$ ), con el fin de precisar la procedencia de las precipitaciones

La variabilidad de los valores isotópicos ( $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) de las muestras de los manantiales y humedales de las áreas de estudio se ha analizado estadísticamente. En concreto, se ha calculado el valor medio y el coeficiente de variación ( $cv$ ). La determinación de las líneas de fraccionamiento isotópico, producido por evaporación del agua de los humedales y, en su caso, de los manantiales con claro desvío respecto a los valores meteóricos, se realizó mediante regresión lineal.

Las evoluciones temporales de la composición isotópica de las aguas han permitido valorar, de manera cualitativa, el efecto de la recarga en el flujo drenado por los manantiales, la renovación del agua de los humedales por aportes de origen meteórico (precipitación y escorrentía superficial), y definir la existencia de flujos subterráneos desde algunos humedales hacia surgencias cercanas.

Dado que en las disoluciones salinas se produce un fraccionamiento isotópico entre las moléculas de agua libre y aquellas relacionadas con las esferas de hidratación de los cationes (Taube, 1954; Horita, 1989), se ha aplicado una corrección de salinidad para transformar los valores de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ , desde su escala de actividad (moléculas libres) a la de concentración (total de moléculas), de las muestras que presentan mayores salinidades. Dicha conversión, definida por Sofer y Gat (1972, 1975) y basada en la molalidad de los cationes mayoritarios, es conocida como corrección de actividad y se define del siguiente modo:

$$\Delta\delta^2\text{H} = m\text{NaCl}(-0,4) + m\text{MgCl}_2(-5,1) + m\text{CaCl}_2(-6,1) + m\text{KCl}(-0,16)$$

$$\Delta\delta^{18}\text{O} = m\text{MgCl}_2(1,11) + m\text{CaCl}_2(0,47) + m\text{KCl}(-0,16)$$

donde  $m$  es la molalidad de los respectivos iones y  $\Delta\delta^2\text{H}$  y  $\Delta\delta^{18}\text{O}$ , definidos como correcciones de actividad, representan la diferencia entre los valores de  $\delta$  en escala de concentración y los  $\delta$  en escala de actividad.

Las líneas teóricas de evaporación han sido modelizadas por medio del método propuesto por Gonfiantini (1986), el cual asume que la composición isotópica ( $\delta$ ) de un cuerpo de agua expuesto a la atmósfera es proporcional a la variación del volumen de agua que se produce como consecuencia de la evaporación ( $f=V/V_0$ ). La composición isotópica teórica de un agua evaporada puede ser calculada de la siguiente forma:

$$\delta = \left( \delta_0 - \frac{A}{B} \right) \cdot f^B + \frac{A}{B}$$

donde  $\delta_0$  es la composición isotópica inicial de la masa de agua y  $A$  y  $B$  vienen definidos por las siguientes ecuaciones:

$$A = \frac{h\delta_\alpha + \Delta\varepsilon + \varepsilon/\alpha}{1 - h + \Delta\varepsilon}$$
$$B = \frac{h - \Delta\varepsilon - \varepsilon/\alpha}{1 - h + \Delta\varepsilon}$$

siendo  $h$  la humedad relativa del aire,  $\Delta\varepsilon$  el factor de enriquecimiento cinético,  $\alpha$  el factor de fraccionamiento en equilibrio entre las fases líquida y vapor, y  $\varepsilon$  se define como  $\alpha-1$ .

#### 1.5.3.4.5. Dataciones

La “edad del agua subterránea” se entiende como el tiempo transcurrido entre el momento en el que el agua entra en la zona saturada, cuando se supone que queda aislada de la atmósfera, y la recogida de la muestra en una localización específica (Torgersen, *et al.*, 2013). No obstante, esta descripción hace referencia a la “edad aparente”, término que parte de la suposición de que la concentración del trazador utilizado en la datación no se ha visto afectado por procesos de mezcla en el acuífero (Plummer y Busenberg, 2006a). Sin embargo, en condiciones naturales es frecuente la existencia de mezcla de distintas componentes de flujo, así como la aparición de fenómenos físico-químicos que pueden modificar la edad aparente de las aguas subterráneas (Cook *et al.*, 2006). Por ello la edad calculada mediante un método de datación específico no suele coincidir con la edad real de una muestra de agua compuesta, que está compuesta por moléculas con distinto recorrido dentro del sistema y, por tanto, con distinto tiempo de residencia en el medio (Purtschert, 2008).

Dadas todas las incertidumbres existentes al aplicar las técnicas de datación de agua subterránea, es cada vez más frecuente abordar la cuestión combinando en un mismo estudio distintas metodologías. Ello permite llegar a estimaciones de “edad media” más próximas a la realidad o, incluso, determinar la edad absoluta de los distintos componentes de mezcla (Corcho-Alvarado *et al.*, 2007; Althaus *et al.*, 2009; Sültenfuß *et al.*, 2011; Yager *et al.*, 2013). Por tanto, en el presente trabajo se han considerado 5 métodos de datación, basados en técnicas isotópicas ( $^3\text{H}$ ,  $^3\text{H}/^3\text{He}$  y  $^4\text{He}$ ), de radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) y de clorofluorocarbono, que son explicados de forma detallada en el capítulo 7 de esta memoria.

#### 1.5.3.4.6. Tratamiento de información georreferenciada

Los datos espaciales han sido georreferenciados y organizados en capas vectoriales (denominadas comúnmente *shapes*) o matriciales (*rásters*) mediante Sistemas de Información Geográfica (SIG). El programa utilizado ha sido ArcGIS 10.2, de la compañía ESRI. Este tipo de *software* permite, además de representar la información de forma cartográfica, la realización de cálculos espaciales de diversa índole, incluyendo la determinación de áreas y pendientes, la identificación de cuencas vertientes y la caracterización morfométrica de humedales, entre otros.

La disponibilidad de modelos digitales del terreno (MDT) de alta resolución posibilita un tratamiento cuantitativo del relieve, mediante diversos algoritmos, que

---

## 1.5 Metodología

---

facilita la identificación de depresiones (colapsos, dolinas, uvalas y poljes) y sumideros originados en el medio kárstico y cuantificar su morfología (Pardo-Igúzquiza *et al.*, 2014; Mudarra *et al.*, 2016). Dichas formas exokarsticas, además de tener importantes implicaciones en la recarga de los acuíferos, pueden constituir humedales. Los MDT han sido también utilizados para la caracterización morfológica de las cubetas de las lagunas estudiadas, lo cual ha sido necesario para estimar las variaciones volumétricas que en ellos han tenido lugar y poder cuantificar los elementos que intervienen en su balance hídrico.

La tecnología LIDAR permite obtener la distancia desde un emisor láser hasta un objeto o superficie, midiendo el tiempo de retardo entre la emisión del pulso y la detección de la señal después de haber sido reflejada. Se genera así información topográfica muy detallada, útil para el estudio del relieve y la creación de MDE de alta resolución. La información LiDAR manejada en este estudio corresponde a la disponible para las cuencas hidrográficas de los ríos Guadalhorce y Guadiaro, ofrecida por la Consejería de Medio Ambiente (CMA 2008a), y la del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea del Instituto Geográfico Nacional (IGN), tomada entre los años 2014 y 2016 para el resto de zonas de estudio (PNOA, 2016). Estos datos cuentan con un error cuadrático medio en las medidas verticales inferior a 10 cm y una densidad nominal de la nube de puntos de 1 punto/m<sup>2</sup> (CMA 2008a) y 0,5 punto/m<sup>2</sup> (PNOA, 2016). Se han aplicado filtros del terreno a la base de datos LiDAR para la eliminación de elementos situados por encima del suelo (árboles, edificios, postes, etc) y se han generado MDT con tamaño de píxel resultante de 0,5x0,5 m.

### 1.5.3.4.7. Realización de balances hídricos de humedales

Se ha simulado la evolución limnimétrica de los distintos humedales monitorizados durante el periodo de estudio. Para ello se ha caracterizado la morfometría de sus cubetas y se ha precisado la superficie de su cuenca vertiente, utilizando modelos digitales del terreno (MDT) de alta precisión (CMA, 2008a; PNOA, 2016) basados en datos LiDAR. Las aportaciones (precipitación y escorrentía) y salidas hídricas (evaporación) han sido calculadas a partir de las series de registro climático disponibles. En el caso de la escorrentía, se han comparado los resultados derivados de la aplicación del método del número de curva del *Soil Conservation Service* (SCS) de los EEUU (Mockus, 1964) y del balance de agua en el suelo (Thorntwaite, 1948), considerando varios escenarios en cada caso (distintas ETP, reservas útiles y porcentajes de generación de escorrentía). El análisis comparativo se ha realizado mediante el cálculo de diversos índices de ajuste matemático.

A partir de las mejores simulaciones limnimétricas se ha calculado el volumen de los componentes de entrada y salida superficiales (precipitación, escorrentía y evaporación). El sentido de la relación humedal-agua subterránea y el cómputo del volumen de intercambio neto de agua con el subsuelo se ha estimado a partir de la diferencia entre la variación de volumen computada y la observada.

### **1.5.3.5. *Elaboración de tablas, gráficos, figuras y mapas***

Los datos numéricos generados durante el periodo de investigación han sido almacenados y manejados en hojas de cálculo de MICROSOFT EXCEL. Además, este programa ha sido utilizado, para la realización de cálculos y la edición de información tabulada. La representación gráfica de los resultados se ha llevado a cabo con el programa GRAPHER 10. La elaboración de mapas se ha efectuado mediante la integración de la información georreferenciada, en entorno SIG, utilizando el *layout view* del programa ArcGIS 10.2 (ESRI). Para la creación de otro tipo de figuras (cortes geológicos, dibujos, diagramas, etc.) se ha usado el programa de diseño gráfico CorelDRAW X8.

### **1.5.3.6. *Redacción de la memoria de la tesis doctoral***

A partir de la información generada en el marco de la investigación se ha redactado la presente Tesis Doctoral, que se estructura en tres bloques principales. El primero de ellos va precedido de un resumen en inglés de la investigación realizada y consta de tres capítulos: introducción, contexto geológico y climatología.

El segundo bloque está integrado por cinco capítulos. En los tres primeros se analizan los aspectos hidrogeológicos más significativos de las tres áreas de estudio consideradas: Jarales, en Lucena (Córdoba), Brujuelo, en Jaén, y Los Hoyos, entre Archidona (Málaga) y Loja (Granada). El bloque finaliza con un capítulo dedicado a la datación de las aguas subterráneas y otro al análisis cuantitativo de los elementos del balance hídrico de humedales

Las conclusiones derivadas de la investigación constituyen el tercer bloque temático. Por un lado, se exponen los principales resultados obtenidos y, por otro, se analiza la aplicabilidad de los métodos utilizados en la presente Tesis Doctoral. Seguidamente, se enumeran las referencias bibliográficas consideradas. Se adjuntan como anexos los resúmenes de un capítulo de libro internacional (anexo 1) y tres publicaciones científicas incluidas en revistas del *Science Citation Index* (anexos 2, 3 y 4), que forman parte de los resultados más relevantes obtenidos durante el desarrollo de la presente investigación. Finalmente, se anexan las gráficas de todas las simulaciones limnimétricas realizadas y los mapas hidrogeológicos realizados para cada una de las áreas de estudio.

---





## 2 MARCO GEOLÓGICO

### 2.1 GEOLOGÍA

#### 2.1.1 Introducción. Contexto geológico regional

Las áreas de investigación consideradas en esta tesis doctoral se localizan en distintos puntos de la Zona Externa de la Cordillera Bética (Fig. 2.1). En concreto, los sectores estudiados pertenecen al dominio Subbético y se integran dentro de los Complejos Caóticos Subbéticos -CCS- (Vera y Martín-Algarra, 2004). En términos generales, los materiales que constituyen los CCS cubren una amplia extensión de terreno en el borde N del dominio Subbético, desde la provincia de Cádiz hasta la de Jaén, en una banda de 300 km de largo y 60 km de ancho máximo (Fig. 2.1). Estas unidades presentan una estructura tectónica compleja, dominada por formaciones triásicas de la Zona Externa, en particular de afinidad subbética, pero intensamente brechificadas y desorganizadas, formando grandes *mélanges* (Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994; Rodríguez-Fernández, 2013).

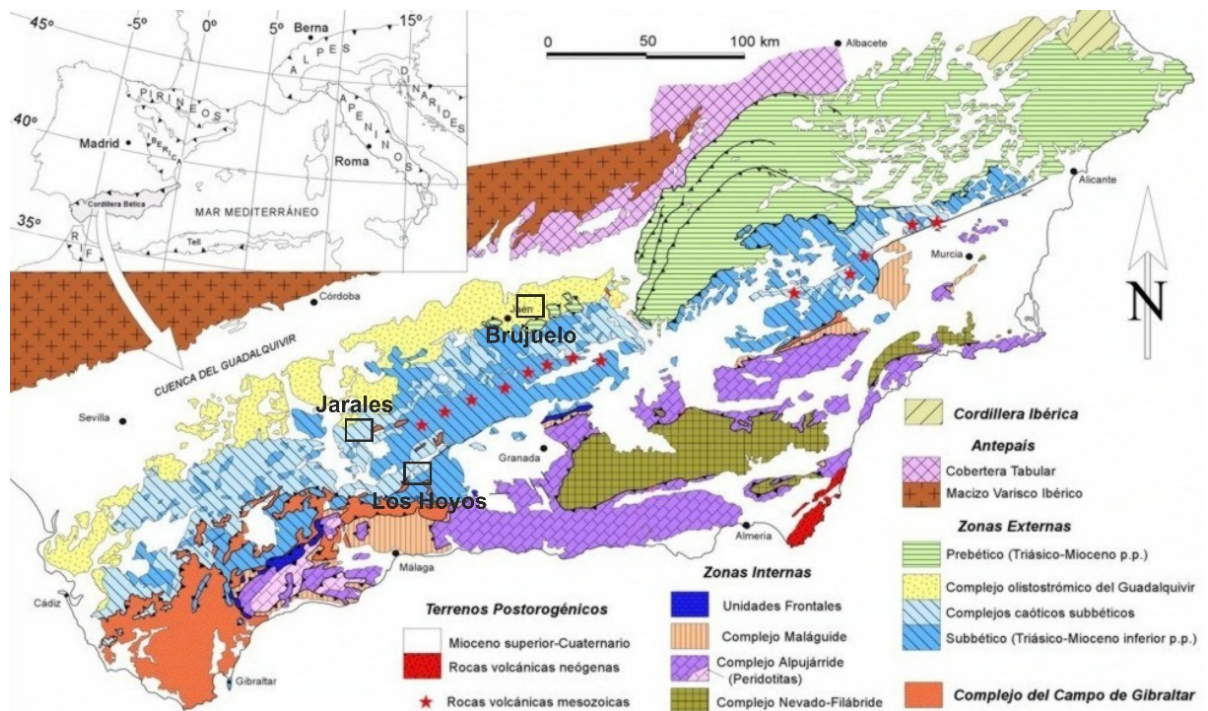


Figura 2.1. Contexto geográfico y geológico de las áreas de estudio (recuadros negros), y principales unidades estructurales que constituyen la Cordillera Bética (tomado de Vera y Martín-Algarra, 2004)

La estructura geológica de la Zona Externa de la Cordillera Bética está definida por la existencia de grandes pliegues y cabalgamientos de dimensiones plurikilométricas. La serie de láminas alóctonas resultantes constituyen, *grosso modo*, diferentes dominios paleogeográficos (Fig. 2.2): Prebético, Unidades Intermedias y Subbético Interno, Medio y Externo (Penibético). Los plegamientos y fallas inversas tienen una dirección ENE-OSO

## 2.1. Geología

predominante y vergen principalmente hacia el N, aunque también existen retrocabalgamientos y vergencias hacia el S y NE (Molina *et al.*, 2004). Los materiales del Trías Keuper actuaron como superficie de despegue de estas grandes estructuras, entre el Burdigaliense y la base del Tortoniense, lo que facilitó su deformación y desplazamiento hacia el NO, dando lugar a extensos afloramientos de masas de estructura caótica (Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994). Como consecuencia, el Trías aflora de forma más o menos continua, en una banda de dirección ENE-OSO, a la que Vera y Martín-Algarra (2004) denominaron Complejos Caóticos Subbéticos (CCS).

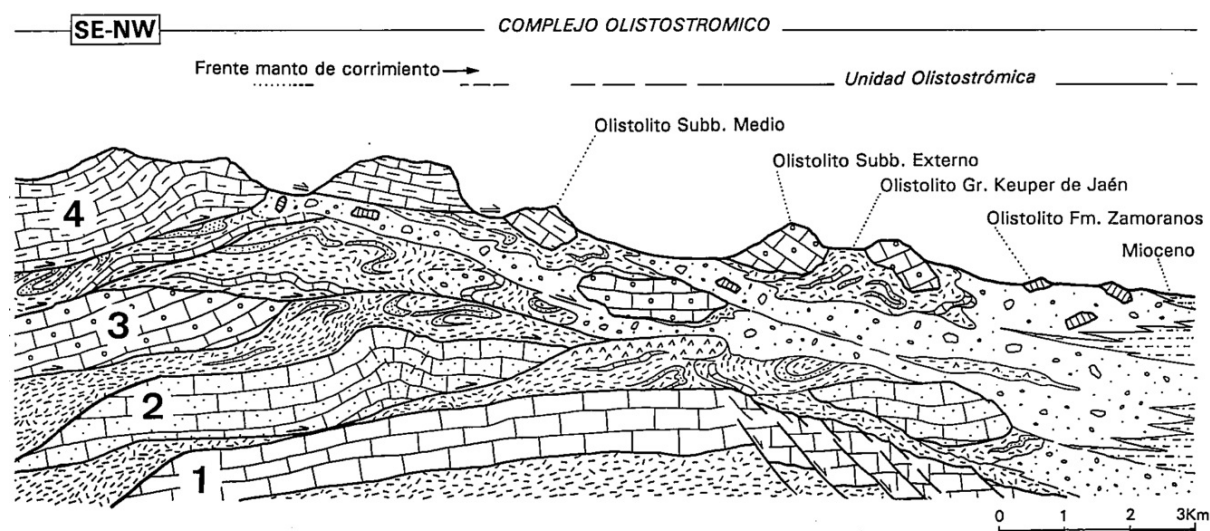


Figura 2.2. Interpretación hipotética de la estructura general del "Complejo Olistostromático Subbético". 1: Prebético; 2: Unidades Intermedias; 3: Subbético Externo; 4: Subbético Medio. Tomado de Pérez-López y Sanz de Galdeano (1994)

Estas grandes masas caóticas han sido interpretadas y nombradas de distinto modo según diferentes autores (Cruz Sanjulián, 1974; Roldán, 1988; Pérez-López, 1991; Vera y Martín-Algarra, 2004; Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013). No existe un consenso claro en cuanto a la génesis y denominación de estas formaciones geológicas. No obstante, entre los propósitos de este trabajo no está el de arrojar luz respecto a esta cuestión, por lo que no se entrará a discutir cuál de estas interpretaciones es más adecuada. De forma general, se utilizará en esta memoria el término CCS para referirse al conjunto de estos materiales, pues su uso está extendido y ha sido utilizado en numerosos trabajos científicos (Crespo-Blanc *et al.*, 2007; Fernández Chacón, 2009; Heredia *et al.*, 2009; Sánchez, 2010; Andreo *et al.*, 2016; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016a; Montalván *et al.*, 2017). Dentro de los CCS existen algunos sectores, principalmente hacia la cuenca del Guadalquivir, en los que las masas caóticas forman claramente un olistostroma en sentido estricto, originado por procesos gravitacionales. Pese a que estas formaciones suelen considerarse parte de los CCS (Vera y Martín-Algarra, 2004), en ocasiones, estos depósitos pueden diferenciarse del resto de elementos que los componen, generalmente más tectonizados (Fig. 2.1). En cualquier caso, el término CCS se usará en esta tesis de manera indistinta para agrupar ambos tipos de unidades geológicas.

### 2.1.2 Antecedentes

En la memoria que acompaña al bosquejo geológico de la región septentrional de la provincia de Málaga, Orueta (1877) describió una banda de terreno yesífero desde la

Sierra de Teba a Antequera y de ahí hasta la localidad de Salinas. Además, señaló la presencia de rocas dioríticas, sedimentos terciarios y margas y calizas jurásicas (e incluso más antiguas) mezcladas con los yesos. La coexistencia de litologías tan diversas y de distintas edades le impidió atribuir el origen de esta formación a una época geológica determinada.

Posteriormente, Staub (1926) denominó “Trías de Antequera” al conjunto de materiales antes citado y lo definió como un manto de corrimiento de origen ultrabético, cuya formación habría tenido lugar en una región paleogeográfica situada al S de la Cordillera Bética. Por el contrario, Blumenthal (1927) atribuyó un origen citrabético a los materiales triásicos del S peninsular, es decir, provenientes del N de las Zonas Internas. Además, basándose en la similitud de estas unidades con otras formaciones triásicas de Europa central, les dio el nombre de “Trías germano-andaluz”. Fallot (1927), que inicialmente se postulaba a favor de la procedencia ultrabética de los materiales del Trías, se mostró más tarde de acuerdo con un origen citrabético de los mismos (Fallot, 1930) y, finalmente, consideró que las unidades triásicas pertenecían al dominio Subbético (Fallot, 1948). Además, este último autor fue el primero en explicar la existencia de contactos del Trías con materiales del Jurásico y Cretácico mediante superficies de “cepillamiento basal”.

Perconing (1960-62) describió la resedimentación de los materiales triásicos en la cuenca del Guadalquivir y definió, por primera vez, el “Olistostroma del Guadalquivir” o “Manto de Carmona”. Posteriormente, Fontboté (1964) acuñó el término “Manto de Cambil” para referirse a una formación constituida por materiales triásicos, ubicados al SE de Jaén. Más tarde, este mismo autor realizó una síntesis geológica de la Cordillera Bética y de la Cuenca del Guadalquivir (Fontboté, 1965), en la que distinguió un conjunto de elementos alóctonos de edad triásica, que en algunos casos podían constituir auténticos olistostromas e incluso llegaban a sobrepasar el dominio Subbético. El origen de estos elementos alóctonos lo ubicó en la zona más meridional de la paleocuenca subbética. No obstante, fue Dupuy de Lome (1965) quién observó cómo en algunos de los sectores del Subbético se había desarrollado una unidad olistostrómica que se extendía hacia la depresión del Guadalquivir. Dentro de esta unidad incluyó el “Trías de Antequera” y el “Manto de Carmona”.

En los años siguientes, García Dueñas (1967) advirtió del enraizamiento del Trías de Cambil bajo la serie jurásica de Alta Coloma (en la parte suroccidental de la provincia de Jaén), por lo que integró la unidad en el dominio Subbético. De forma similar, Vera (1969) relacionó tectónicamente al Trías de Antequera con la Unidad de Cambil, y le atribuyó una procedencia subbética. Por su parte, Chauvé (1968) definió un manto tectónico en la Zona Externa, en la provincia de Cádiz, al que llamó “Manto de Paterna” y que identificó como la base del subbético.

Ya en la década de 1970, Foucault (1971) observó algunos indicios de olistostromas en la depresión del Guadalquivir, pero fue García Rosell (1972) quien definió las “Unidades del Guadalquivir” como un conjunto de materiales fragmentados de distintas edades, incluido el Trías, que junto con el Manto de Cambil formaban el “Complejo del Jandulilla”. Se trataría de un complejo alóctono que estaría situado tectónicamente por encima del Subbético Medio y del Prebético y se extendería hacia la

## 2.1. Geología

---

depresión del Guadalquivir. Además, relacionó las Unidades del Guadalquivir con los Mantos de Carmona y Paterna.

Por otro lado, Cruz Sanjulián (1972, 1974) propuso la denominación de “Manto de Antequera Osuna” para una unidad alóctona formada por sedimentos triásicos de facies germano-andaluza sobre la que existiría una cobertera constituida por materiales jurásicos, cretácicos y terciarios. Este autor relacionó dicha unidad con el Manto de Cambil y definió todo el conjunto Triásico como un manto de corrimiento de origen citrabético que habría sufrido un desplazamiento hacia el norte de más de 80 km. Por el contrario, Peyre (1974) identificó el Trías de Antequera como la base del Penibético y del Subbético Interno que habría sido desplazada hacia el norte, cabalgando hacia el Subbético. Este autor limitó la unidad a una banda E-O situada en el norte de la provincia de Málaga, diferenciándola del Trías subbético más septentrional.

Sanz de Galdeano (1973) relacionó los grandes afloramientos del Trías de la zona central de la Cordillera Bética con la base de las unidades del Subbético Externo y Medio. Sin embargo, el autor identificó posteriormente el Trías de Antequera como una unidad prácticamente autóctona, muy tectonizada, que habría sido sometida a translación y resedimentación (Sanz de Galdeano, 1983b).

Bourgois (1975, 1978) interpretó el Trías subbético al N de Ronda como un complejo tectosedimentario, formado por materiales de unidades subbéticas alóctonas resedimentados en una brecha poligénica con matriz yesífero-arcillosa.

Posteriormente, Hermes (1985) dató como Mioceno medio la formación de los depósitos gravitacionales de olistolitos triásicos comprendidos entre Espejo (Córdoba) y Porcuna (Jaén) y la relacionó con movimientos tectónicos posteriores al paroxismo alpino. Roldán y García-Cortés (1988) y Roldán (1988) destacaron el gran desarrollo de las unidades olistostrómicas y atribuyeron a los materiales triásicos un papel fundamental en la formación del Olistostroma del Guadalquivir, como elementos de despegue. De acuerdo con sus investigaciones, se trataría de una unidad tectosedimentaria depositada durante el Langhiense superior y Serravalliense inferior. Pérez López (1991) corroboró los resultados de Roldán y García-Cortés (1988), aunque puso de manifiesto que el desarrollo de las formaciones olistostrómicas no sólo se circunscribía al borde meridional de la depresión del Guadalquivir, sino que se extendía hacia el S, hasta el N de las provincias de Málaga y Granada e incluso al S de la de Jaén, y hacia el E, llegando al extremo NE de la provincia de Alicante. Pérez López (1991) propuso la denominación de Complejo Olistostrómico Subbético para esta *mélange* de ámbito regional.

Pérez-López y Sanz de Galdeano (1994) realizaron una interpretación hipotética de la estructura general del Complejo Olistostrómico Subbético, que estaría constituido por materiales de la Zona Externa (principalmente Subbético, pero también de las Unidades Intermedias y del Prebético) incluidos en depósitos triásicos. De forma general, desde el interior del dominio Subbético hacia la depresión del Guadalquivir, disminuiría el tamaño de los olistolitos y aumentaría la desorganización interna, pasando de bloques que conforman unidades tectónicas, con estructura interna propia, a un olistostroma *sensu stricto*.

Roldán (1995), en su tesis doctoral, llevó a cabo una diferenciación entre dos cuerpos caóticos distintos. Por un lado, describió una unidad tectónica, formada por paquetes de elementos subbéticos fuertemente deformados y entremezclados con materiales postríasicos (mesozoicos y terciarios). Por otra parte, definió la Unidad Olistostrómica, una *mélange* formada por procesos gravitacionales, con gran presencia de materiales triásicos, cuyo origen guardaría relación con la brecha de carácter tectónico. Sobre ambos, de forma discordante, existirían unos sedimentos de edad Mioceno, denominados Unidad de Castro del Río, que habrían sido deformados como consecuencia del transporte sufrido por la masa olistostrómica.

Vera y Martín-Algarra (2004) propusieron la denominación “Complejos Caóticos Subbéticos”, que de forma general se ha utilizado en el presente trabajo. Bajo dicho nombre se incluyen tanto las masas caóticas que sufrieron deslizamiento gravitacional, denominadas Complejo Olistostrómico del Guadalquivir o Complejo Olistostromico Subbético (Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994), como aquellas formaciones fuertemente deformadas, sin estructura interna aparente, que presentan un claro predominio de materiales de edad Triásicos de facies germano-andaluzas de origen subbético, además de bloques de otras unidades béticas.

Más reciente es la interpretación estructural del Trías de Antequera que realizaron Sanz de Galdeano *et al.* (2008), en la que definieron dos unidades tectónicas enraizadas entre el Subbético Interno y Medio. La primera unidad correspondería a una mezcla tectónica, caracterizada por alineamientos de materiales tectonizados, mientras que la segunda unidad sería atribuible a un olistostroma propiamente dicho. Encima, se habría desarrollado una brecha de edad posterior a la del Trías de Antequera, pero anterior a los sedimentos del Tortoniense que lo recubren en numerosos sectores.

Por último, Rodríguez-Fernández *et al.* (2013) acuñaron el término Complejo Extensional Subbético para englobar las tres unidades descritas por Roldán (1995). Se trataría de una agrupación de los elementos sinorogénicos (Unidad Olistostrómica, tectonosomas y Unidad de Castro del Río) relacionados con la estructuración Miocena que actualmente presenta el Dominio Subbético.

### 2.1.3 Estratigrafía y estructura geológica

Los Complejos Caóticos Subbéticos se presentan como masas de rocas brechificadas de edad Mioceno medio y con poca coherencia interna, constituidas principalmente por materiales triásicos del Keuper, de origen subbético, y por olistolitos de rocas post-triásicas (Vera y Martín-Algarra, 2004). La aloctonía del conjunto de los materiales y las fuertes deformaciones que éstos han sufrido, dificultan el establecimiento de las relaciones estratigráficas originales que existieron entre ellos. No obstante, Pérez-López (1991) y Pérez-López *et al.*, (1992) definieron una serie tipo (Fig. 2.3) en la que se describían distintas formaciones triásicas del sector central de la Zona Subbética, que constituyen la mayor parte de los materiales que integran los CCS, y en la que se concretaban sus relaciones estratigráficas. A continuación, se enumeran y describen brevemente dichas formaciones, ordenadas de más antigua a más moderna.

A) *Formación Majanillos*: de edad Landiniense (Triásico medio), cuenta con una potencia de entre 80 y 130 m y aparece limitada a techo y muro por contactos tectónicos

## 2.1. Geología

con materiales detríticos del Keuper. Está constituida por alternancia de niveles carbonáticos (calizas y dolomías) y tramos calizo-margosos, además de por ofitas que, de forma local, abundan en la base de la formación.

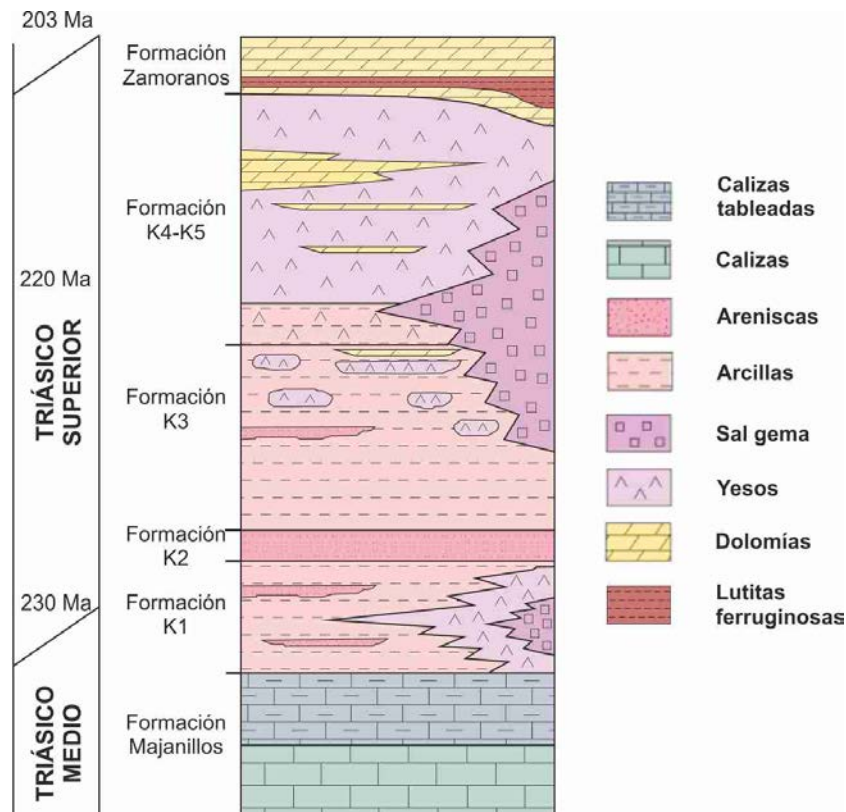


Figura 2.3. Columna litoestratigráfica con diferenciación de las formaciones triásicas del dominio Subbético. Modificado de Pérez-López et al. (2012)

B) *Grupo Keuper de Jaén*: está constituido por arcillas abigarradas, predominantemente rojas, con intercalaciones de areniscas, lutitas, yesos, carbonatos y, en ocasiones, ofitas. En algunos afloramientos, los yesos y las areniscas se presentan como mayoritarios. Estos materiales han sido datados como Trías superior (Carniense-Noriense, Pérez-López et al., 2012) y en ellos se han diferenciado cuatro formaciones que aparecen en el sector central del dominio Subbético:

- *Formación detrítico-arcillosa de Barrancos -K1-* (100-200 m), constituida por arcillas abigarradas, de colores ocres, grises y rojos, con intercalaciones de evaporitas (yeso y halita) y areniscas.
- *Formación areniscas de Cambil -K2-* (25-60 m), compuesta por bancos potentes de areniscas rojas de grano fino, con intercalaciones de niveles de lutitas.
- *Formación detrítico-carbonatada con yesos de Cabra del Santo Cristo -K3-* (50-80 m), integrada por un miembro lutítico (inferior), en el que predominan las arcillas rojas y, en menor medida, las areniscas y limolitas rojas, y por otro miembro arenoso-carbonatado (superior). También abundan las ofitas y las rocas evaporíticas (yesos y halita).
- *Formación yesos y dolomías Cerro Molina -K4-K5-* (50-90 m), que consta de un miembro inferior, arcilloso-yesífero (<10 m), un miembro yesífero laminar (50-70 m) y un miembro dolomítico superior (hasta 25 m).

C) *Formación Zamoranos*, de edad Noriense (Trías superior) e integrada por calizas y dolomías bien estratificadas, que se caracterizan por presencia de intercalaciones siliclásticas rojas con una alta concentración de óxidos de hierro. Se suele presentar como bloques decamétricos, flotando sobre materiales detríticos. La potencia máxima es de 45 m.

Discordantes sobre las rocas triásicas, es frecuente la aparición de materiales de origen subbético, constituidos por calizas y dolomías del Jurásico y margas y margocalizas del Cretácico. Además, en contacto mecánico con los CCS, existen algunos afloramientos de areniscas y arcillas pertenecientes al Complejo del Flysch del Campo de Gibraltar, de edad Mesozoico-Cenozoico, que cabalgan sobre las unidades de la Zona Externa.

Pese a que la estructura interna de los CCS es caótica, existen diferencias muy marcadas en cuanto al tamaño, distribución y disposición de los distintos materiales que los conforman, según sea su posición en la dirección del frente de cabalgamiento (Fig. 2.2). En general, el grado de desorganización de la *mélange* aumenta conforme se reduce el tamaño de los olistolitos que engloba la matriz triásica. Así, en las zonas más meridionales, próximas al Subbético *sensu stricto* (con estructura tectónica definida), las brechas arcillosa-yesíferas engloban bloques de terrenos postríasicos y se han definido como complejos tectonosómicos (Crespo-Blanc *et al.*, 2004). Algunos de estos bloques u olistolitos son de pequeñas dimensiones, pero otros adquieren hasta decenas de kilómetros de continuidad (Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994). Se tratan de unidades tectónicas formadas por materiales mesozoicos y terciarios de origen subbético, con estructura interna reconocible y sin continuidad lateral, que presentan deformación interna. Dichos bloques son también llamados tectonosomas (Rodríguez-Fernández *et al.* 2013).

La extensión y continuidad de las unidades tectónicas va disminuyendo hacia la depresión del Guadalquivir (Fig. 2.2), donde se acentúa el carácter olistostrómico de los CCS (Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994). Los materiales triásicos allí presentes, procedentes de las láminas cabalgantes subbéticas, se habrían deslizado por gravedad hacia el surco precursor de la Cuenca del Guadalquivir, y se habrían resedimentado conjuntamente con materiales de edad Mioceno (Roldán, 1988).

La deformación de los CCS está principalmente determinada por los movimientos compresivos de dirección comprendida entre NNO-SSE y NO-SE que tuvieron lugar desde el Burdigaliense superior al Tortoniense inferior, como consecuencia de la colisión oblicua de las Zonas Internas contra el Paleomargen Sudibérico (Crespo-Blanc *et al.*, 2004). Los materiales del Trías, que actuaron como elementos de despegue, favoreciendo el desplazamiento de las unidades prebéticas y subbéticas, fueron acomodados por cabalgamientos subhorizontales, fallas subverticales e intensos plegamientos (Fig. 2.2). El conjunto de formaciones subbéticas se encuentra afectado por fracturas alineadas en las direcciones de compresión subhorizontal (NNO-SSE a NO-SE) y de extensión perpendicular, ENE-OSO a SO-NE (Sanz de Galdeano, 1990).

Por otro lado, la existencia de rocas evaporíticas entre la serie de materiales triásicos, ha propiciado puntualmente su extrusión halocinética (Dupuy du Lome, 1965; Sanz de Galdeano, 1973; Pezzi, 1977; Calaforra y Pulido-Bosch, 1999), lo que también ha



## 2.1. Geología

---

favorecido la deformación de los materiales circundantes. Ello ha contribuido a incrementar la complejidad estructural de los CCS en algunos de sus afloramientos.

### **2.1.3.1 Área de Jarales (Córdoba)**

Se trata de un afloramiento de los CCS que está delimitado por los ríos Anzur, al N y E, y Genil, al S y O, y por formaciones postríasicas al NO y SE (Fig. 2.4). Las litologías predominantes son de edad Triásico y se corresponden fundamentalmente con yesos, margas y arcillas abigarradas y, en menor medida, con areniscas (Martín-Serrano, 1986). La presencia de halita en profundidad (Fig. 2.5) se deduce por la existencia de manantiales que drenan aguas hipersalinas en los bordes del afloramiento (CMA, 2005). Los materiales de los CCS se presentan como una mezcla caótica, muy tectonizada, aunque en algunos sectores se puede observar una aparente secuenciación estratigráfica (Fig. 2.6A). Los yesos, además de formar parte de la matriz de la brecha poligénica, aparecen ocasionalmente en forma de olistolitos (Figs. 2.5 y 2.6B) estratificados o pseudoestratificados, con apariencia sacaroidea o espática y, a veces, tonalidades rojizas (Martín-Serrano, 1986).

Englobados en la matriz yesífero-arcillosa o, en ocasiones, en una aparente concordancia estratigráfica sobre ésta, afloran bloques carbonáticos de edad Triásico (Figs. 2.4 y 2.5) de dimensiones métricas a hectométricas, que se distribuyen por toda el área, aunque son más abundantes hacia el SO. Se trata fundamentalmente de dolomías grises, dispuestas de forma tabular (Fig. 2.6C) e intercaladas con niveles margosos, y de brechas dolomíticas (carniolas), pero también de calizas. Estos afloramientos están muy tectonizados, lo que impide su correcta interpretación sedimentológica (Martín-Serrano, 1986).

Por último, entre los materiales del Trías se pueden encontrar rocas subvolcánicas (ofitas). Éstas suelen presentarse como pequeños fragmentos dispersos en la masa triásica. Sin embargo, algunos afloramientos muestran cierta continuidad geográfica y han sido explotados en canteras (Divar *et al.*, 1988).

Hacia los bordes NO y SE del área de Jarales, apoyadas en contacto mecanizado sobre los materiales triásicos, existen margas y margocalizas cretácicas y terciarias de afinidad subbética (Divar *et al.*, 1988).

Discordantes, sobre el resto de formaciones, afloran depósitos miocenos y pleistocenos (Figs. 2.4 y 2.5), constituidos por areniscas, conglomerados y margas. Estos materiales aparecen principalmente en la parte central del área de estudio, aunque también están presentes sobre los de edades Cretácico y Terciario, hacia el NO y SE. La región central se encuentra menos afectada por fracturas, pues está más alejada de los contactos mecánicos entre la matriz arcilloso-yesífera y las formaciones postríasicas de los bordes. Sin embargo, en las zonas perimetrales del área de Jarales, resulta muy difícil identificar las series del Mioceno y Pleistoceno, debido a que el conjunto de materiales está muy tectonizado (Divar *et al.*, 1988). Estas observaciones, unidas al hecho de que la zona se encuentre topográficamente elevada con respecto a los terrenos colindantes, podría ser indicativo de la existencia de movimientos halocinéticos, tal y como se ha descrito en otras áreas de los CCS (Calaforra y Pulido-Bosch, 1999).

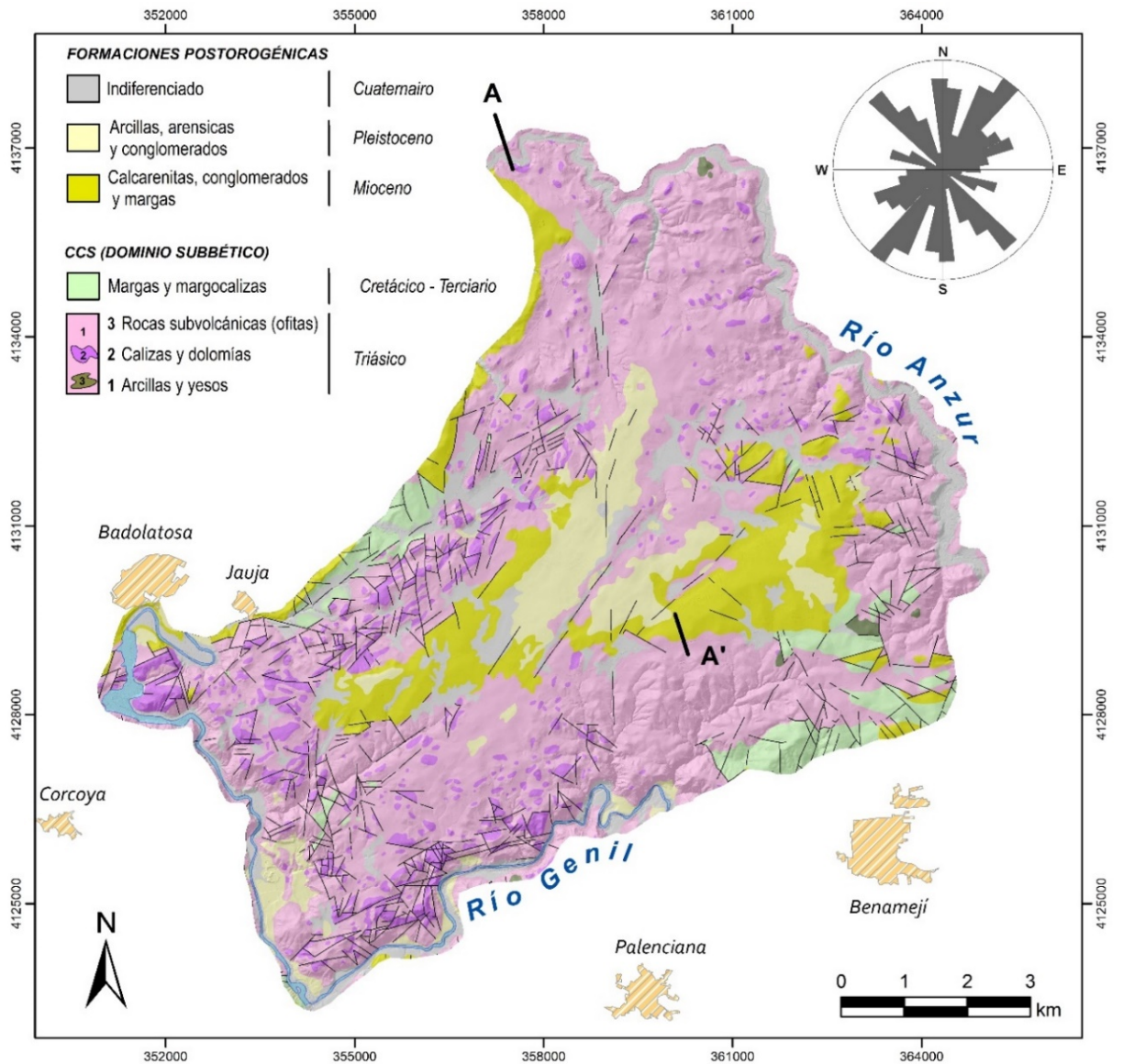


Figura 2.4. Esquema geológico del área de Jarales. Modificado de Martín-Serrano (1986) y Divar et al. (1988). Arriba a la derecha, diagrama de rosa de las direcciones de las fracturas

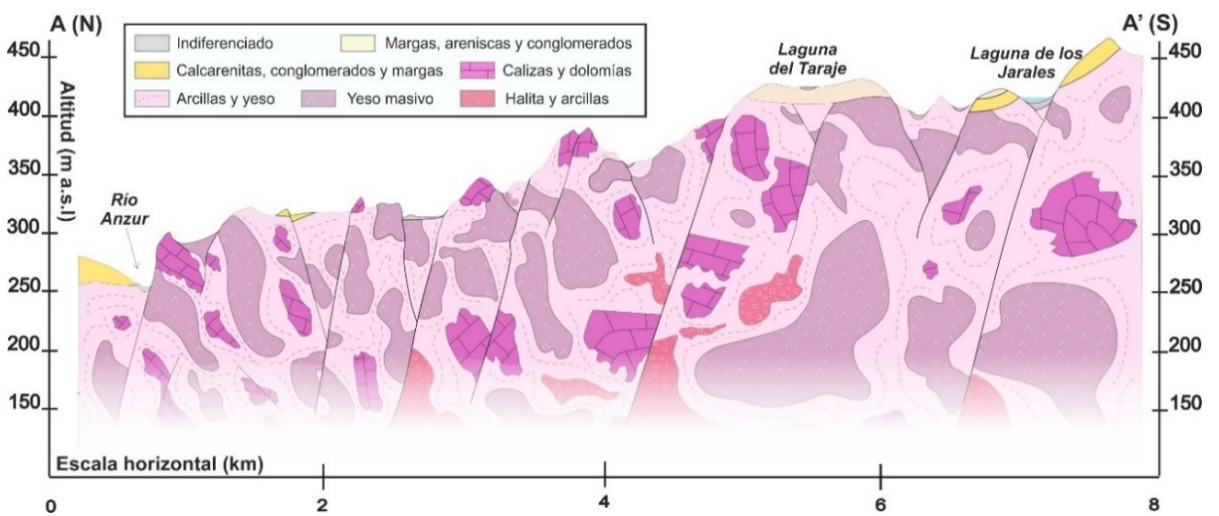


Figura 2.5. Corte geológico del área de Jarales. Modificado de Andreo et al. (2016). La situación puede observarse en la figura 2.4

## 2.1. Geología

Finalmente, existen sedimentos cuaternarios que se han depositado en el fondo de algunas depresiones y humedales existentes en la zona (Fig. 2.6D), constituidos principalmente por limos y arcillas. También hay sedimentos cuaternarios en los cauces de los ríos Genil y Anzur, o en sus terrazas fluviales.

El área de los Jarales se encuentra predominantemente afectadas por fracturas de dirección NE-SO, alineadas en la dirección de compresión de la Zona Externa, y entre N-S a NO-SE, a favor del frente de cabalgamiento.

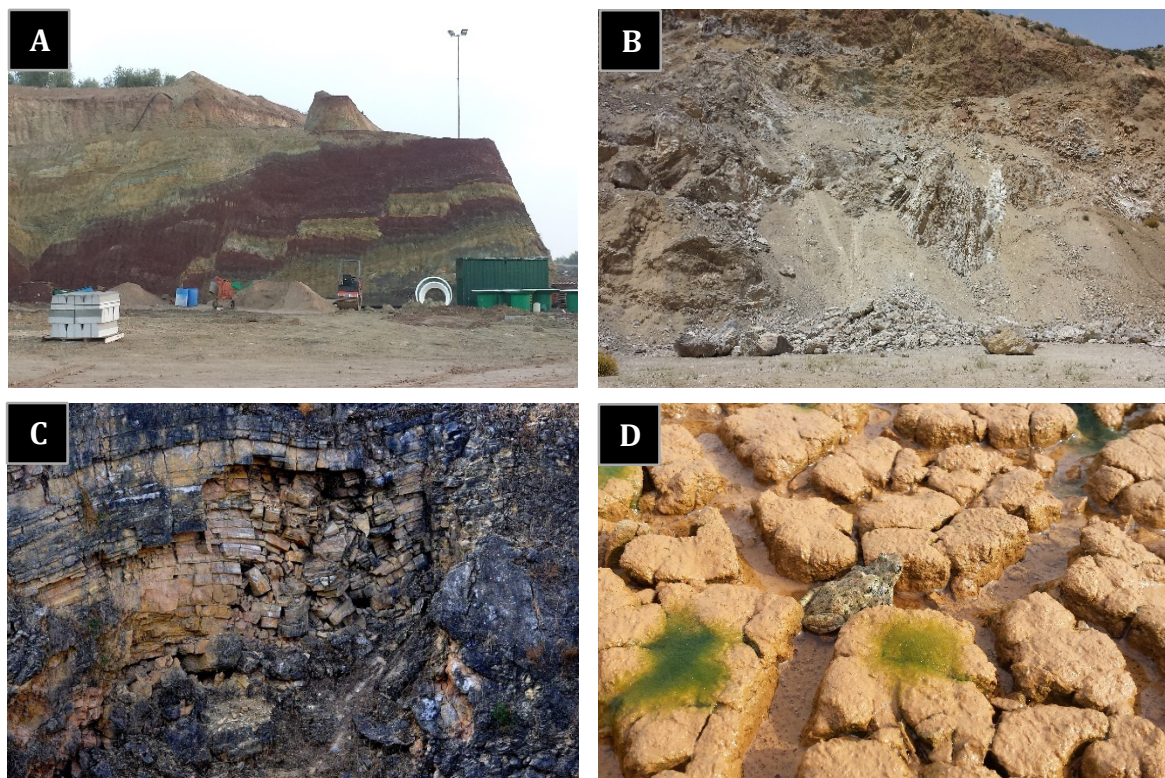


Figura 2.6. (A) Ejemplo de estratificación de materiales triásicos en las cercanías de Benamejí. (B) Antigua cantera de yesos en la margen derecha del río Genil, en la que se observan bloques de yesos pseudoestratificados. (C) Afloramiento de dolomías tableadas en una antigua cantera junto a la laguna Amarga (Fotografía: Fco. Rodríguez Parejo). (D) Detalle de depósitos lagunares arcillosos en la cubeta de la laguna de Los Jarales

### 2.1.3.2 Área de Brujuelo (Jaén)

Está situada en plena cuenca del Guadalquivir, en las estribaciones septentrionales de los CCS. Aquí, la *mélange* adquiere un carácter más olistostrómico y se reduce la presencia y dimensión de los bloques postríasicos. La mayor parte de los materiales que afloran pertenecen a la denominada Unidad Olistostrómica del Guadalquivir (UO, Roldán y García-Cortés, 1988) y pueden ser considerados parte de los CCS (Fig. 2.7). La mezcla caótica que conforma la UO presenta una gradación granulométrica que va desde las lutitas y arenas, hasta olistolitos de dimensiones deca o hectométrica (Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013). Dicha unidad está constituida por materiales muy diversos: arcillas y margas abigarradas, areniscas rojas, dolomías y yesos de origen triásico, margas, margocalizas y areniscas del Cretácico y Terciario, y

materiales margosos del Mioceno inferior y medio (Roldán *et al.*, 1992). Además, la presencia de varias surgencias hipersalinas en el Arroyo Salado, pone de manifiesto la existencia de halita en profundidad (CMA, 2005; Fig. 2.8).

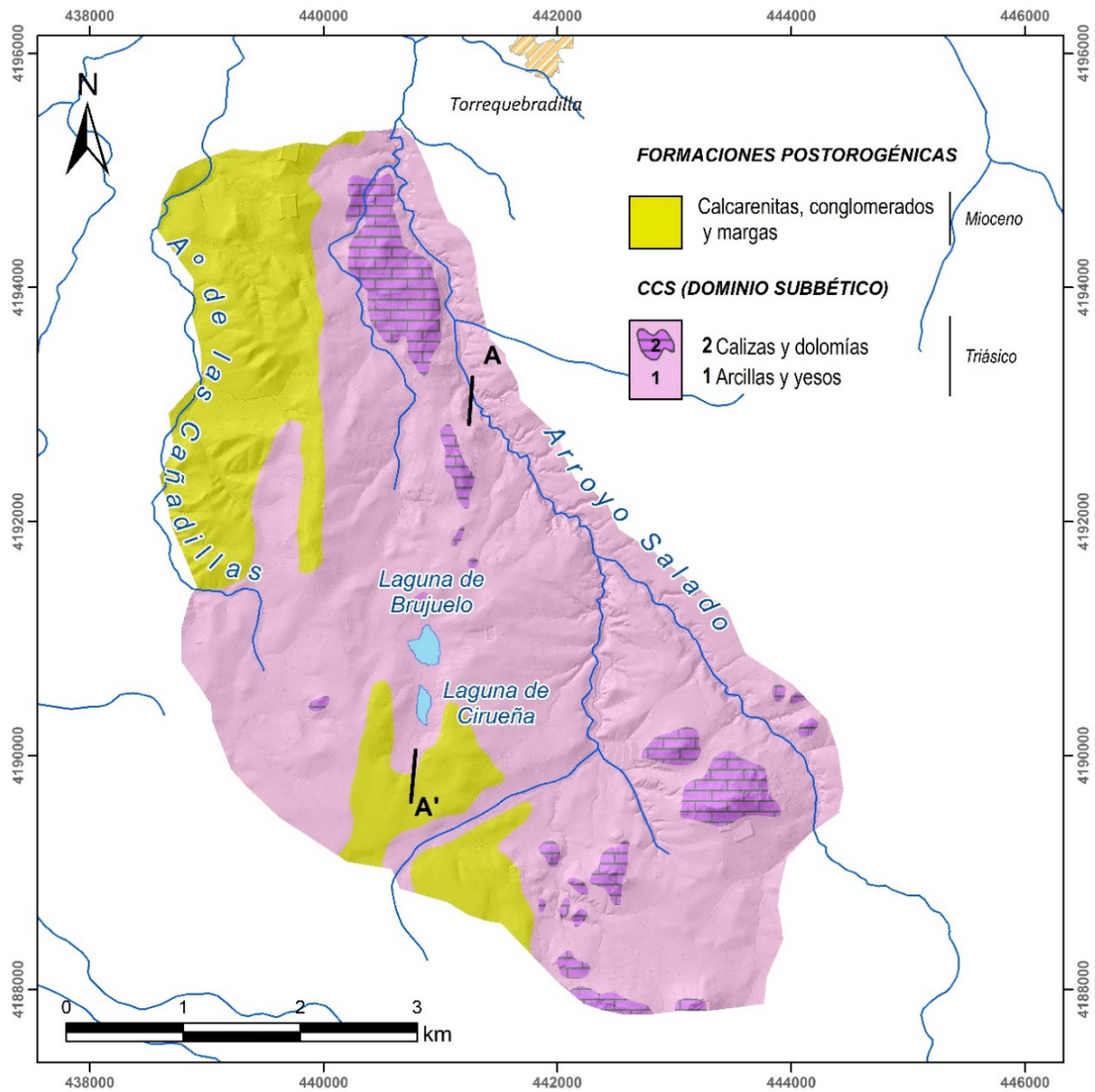


Figura 2.7. Esquema geológico del área de Brujuelo. Modificado de Roldán *et al.* (1992)

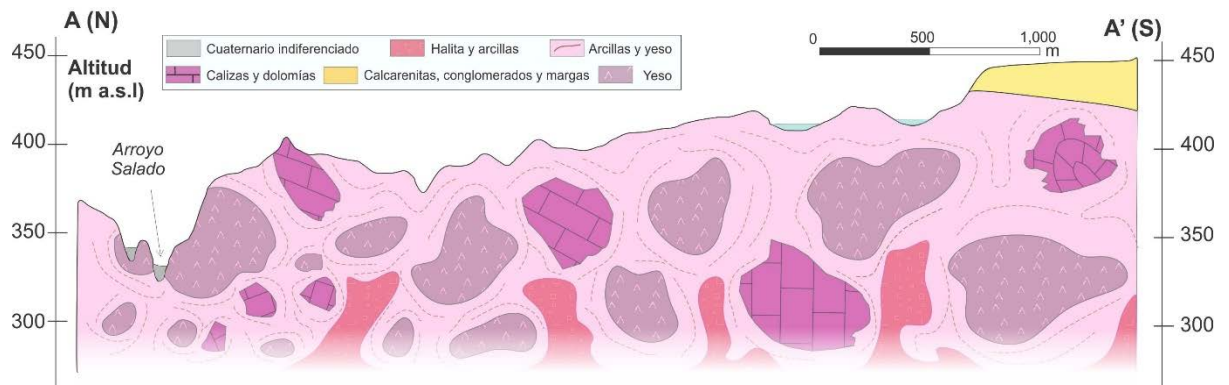


Figura 2.8. Corte geológico del área de Brujuelo. Modificado de Andreo *et al.* (2016). La situación puede observarse en la figura 2.7

## 2.1. Geología

---

El olistostroma está constituido por brechas estratificadas y por facies masivas. Las primeras se encuentran en estratos de espesor variable y de poca continuidad lateral (Fig. 2.9A). Este tipo de facies están integradas por cantos embebidos en una matriz areno-arcillosa, cuyo emplazamiento se debe a procesos gravitacionales de tipo *debris* y *grain flow* (Roldán, 1995). Las facies masivas están compuestas por bloques de dimensiones centimétricas y decimétricas, procedentes de las distintas formaciones que constituyen la Zona Externa. No presentan ordenación interna, lo que surge que su formación se debió a procesos de deslizamiento en masa (Rodríguez-Fernández *et al.*, 2013). Por otro lado, existen bloques deslizados de yesos, areniscas, margocalizas o dolomías, inmersos en la matriz lutítico-arenosa, que conservan su textura original (Roldán *et al.*, 1992). Entre otros, abundan los olistolitos dolomíticos de la Formación Zamoranos (Figs. 2.8 y 2.9B), con tonalidad rojiza que le confieren las intercalaciones de lutitas, ricas en minerales ferruginosos (Pérez-López *et al.*, 2012). Este tipo de bloques presentan una gran continuidad lateral en el SE y N del área de estudio, donde adquieren dimensiones hectométricas (Fig. 2.7).

Discordante, sobre la UO, aparece una formación conglomerática de edad Mioceno (Figs. 2.7 y 2.8), constituida por margas y conglomerados, cuyos cantos son de naturaleza principalmente calcárea y la matriz arenosa-limosa (Roldán *et al.*, 1992).

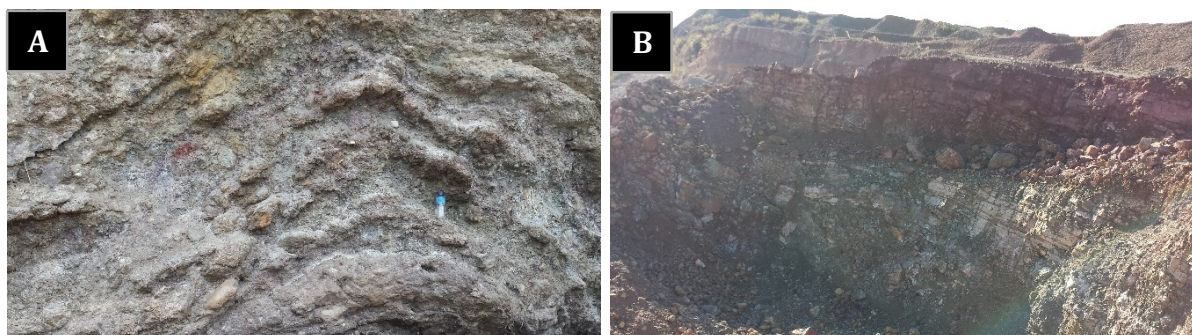


Figura 2.9. (A) Ejemplo de brechas estratificadas en la margen izquierda del Arroyo Salado. (B) Afloramiento de la Formación Zamoranos (dolomías triásicas) en una cantera situada en el S del área de Brujuelo

### 2.1.3.2 Área de Los Hoyos (Málaga)

El área de Los Hoyos forma parte del afloramiento de los CCS conocido como “Trías de Antequera” (Peyre, 1974; Pezzi, 1977), situado en la parte septentrional de la provincia de Málaga, a lo largo de una franja de dirección E-O. Esta unidad geológica se enraíza en el Subbético Medio y habría sido desplazada de su posición original, al haber actuado como banda de despegue y propagación tectónica. Durante dicho proceso, el conjunto de materiales habría sido arrastrado a profundidades del orden de 12-15 km, en las que se pudieron originar recristalizaciones metamórficas y la exhumación de bloques, que formaron una mezcla tectónica (Sanz de Galdeano *et al.*, 2008). La extrusión del Trías de Antequera también habría dado lugar a procesos de caída gravitacional.

Dentro del Trías de Antequera se diferencian dos conjuntos principales (Sanz de Galdeano *et al.*, 2008). Existe una *mélange* tectónica constituida por bandas de materiales diversos que están envueltos en una matriz yesífera. En una posición estratigráfica

superior, se encuentra una megabrecha olistostrómica, formada por bloques de carbonatos, carniolas, yesos, areniscas, ofitas y lutitas de edad Triásico, además de elementos jurásicos y cretácicos, todos ellos embebidos en una matriz arcilloso-evaporítica. Además, en algunas zonas del Trías de Antequera se aprecian restos de materiales de edad Mioceno medio formando parte de la brecha. Dichos materiales debieron quedar integrados junto con los del Trías durante las compresiones del Mioceno superior.

El área de Los Hoyos constituye la zona oriental del Trías de Antequera. Se trata de un afloramiento de forma subcircular (Fig. 2.10), cuyo origen está asociado a movimientos halocinéticos (Calaforra y Pulido-Bosch, 1999). En la zona central de esta estructura diapiroide aflora principalmente la brecha yesífera, cuya extrusión habría deformado los materiales suprayacentes. Junto con los yesos, aparecen bloques de otras litologías, incluso carniolas. Además, debe de existir halita en profundidad (Fig. 2.11), no sólo por la presencia de surgencias hipersalinas en las cercanías de Fuente Camacho, sino también porque la sal se ha encontrado en sondeos de exploración realizados en otras zonas del Trías de Antequera (Carrasco, 1986). Los fragmentos de rocas incluidos en esta megabrecha son de calizas y dolomías negras del Muschelkalk, carniolas, ofitas y lutitas rojas, generalmente de pequeño tamaño, aunque pueden llegar a tener varios metros de longitud (Pineda Velasco, 1990).

Sobre los materiales yesíferos del núcleo de la estructura diapírica, y hacia los bordes de la misma, en contacto mecánico, aflora una megabrecha olistostrómica con una matriz de arcillas y yeso (Figs. 2.10 y 2.11). Los bloques que conforman esta *mélange* son similares a los que aparecen en la brecha yesífera, pero con mayor presencia de arcillas y areniscas de tonos abigarrados (Pineda-Velasco, 1990). Así mismo, destaca la presencia de afloramientos de ofitas, particularmente en la zona NE de Los Hoyos (Fig. 2.10), donde son extraídas para la producción de áridos. Además, existen algunos fragmentos de rocas metamórficas que han sido identificados como elementos exóticos por algunos autores (Delgado, 1970; Peyre, 1974). Sin embargo, la presencia de estos bloques metamorfizados es frecuente en todo el Trías de Antequera, y sirve de elemento diferenciador del resto de afloramientos de los CCS. El Su origen puede estar relacionado con los esfuerzos a los que fue sometido el Trías en profundidad durante su despegue, que habría producido cierto grado de metamorfismo (Sanz de Galdeano *et al.*, 2008).

En los bordes septentrional y meridional del área de Los Hoyos, afloran calizas y dolomías jurásicas y, en menor medida, margas cretácicas (Fig. 2.10). Se trata de elementos posttriásicos subbéticos que han sido deformados por la extrusión halocinética del Trías. Además, en la zona N afloran margas y arenas de afinidad flyschoides.

Por último, discordantes sobre el resto de formaciones, hay depósitos cuaternarios constituidos por arcillas, arenas y conglomerados. Dichos sedimentos se encuentran rellenando el fondo de las depresiones kársticas, que son muy numerosas en el área de Los Hoyos, formando abanicos aluviales en el borde oriental de la estructura diapiroide, y depositados en zonas bajas respecto al domo arcilloso-yesífero, bordeándolo y delimitándolo en los bordes S, E y O (Figs. 2.10 y 2.11)

## 2.1. Geología

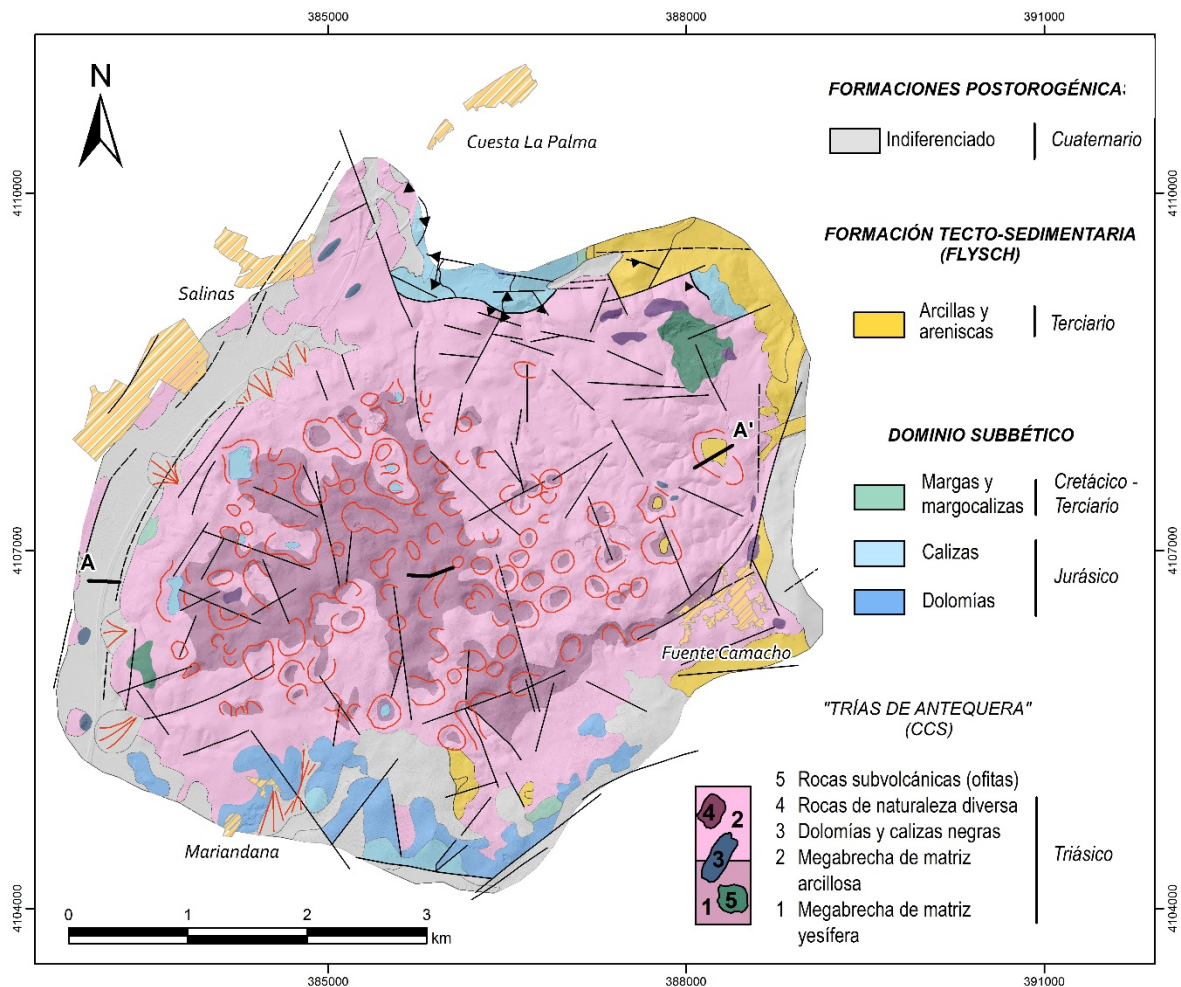


Figura 2.10. Esquema geológico del área de Los Hoyos. Modificado de Pineda-Velasco (1990)

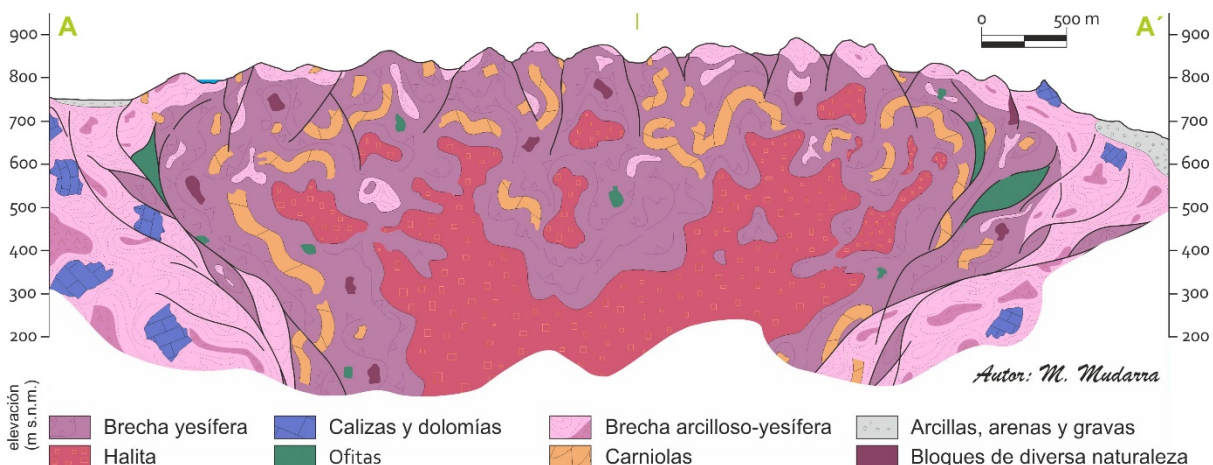


Figura 2.11. Corte geológico del área de Los Hoyos. Modificado de Gil-Márquez et al. (2016) La situación puede observarse en la figura 2.10

---

## 2.2 GEOMORFOLOGÍA

### 2.2.1 Consideraciones previas

Para realizar adecuadamente la interpretación hidrológica e hidrogeológica de una determinada área es necesario conocer sus características geomorfológicas, más aún, si la región en cuestión presenta un modelado de tipo kárstico. Aspectos relacionados con el relieve, como la pendiente o el desarrollo de la red de drenaje, condicionan notablemente las tasas de escorrentía, y éstas, a su vez, las de recarga de los acuíferos y los aportes superficiales a humedales. Del mismo modo, la presencia de formas exokársticas, tales como depresiones (dolinas, uvalas, poljes), favorecen la infiltración concentrada cuando existen sumideros kársticos, además de ser áreas favorables para la aparición de humedales.

El interés que desde hace algunas décadas ha despertado la conservación de las zonas húmedas ha propiciado la realización de algunos trabajos centrados en el estudio de aspectos geomorfológicos de las áreas de estudio consideradas en la presente investigación. En las tres áreas existen antecedentes sobre la delimitación de las cuencas vertientes a las lagunas, la caracterización morfológica de los alrededores (relieve, pendientes) y la identificación de formas kársticas asociadas (CMA, 2005; CHG, 2008). Además, en el área de Jarales, se ha estudiado la formación (Moya, 1986) y morfometría de las cubetas (García-Ferrer *et al.*, 1983; Recio Espejo, 1985). Por su parte, en el área de Los Hoyos se han llevado a cabo estudios acerca de las implicaciones estructurales en el desarrollo geomorfológico del área (Calaforra y Pulido-Bosch, 1999) y trabajos batimétricos (Rodríguez-Rodríguez, 2002).

### 2.2.2 Área de Jarales

#### 2.2.2.1 Análisis del relieve

El área de Jarales se presenta como un altiplano, ligeramente elongado en la dirección NE-SO. Su zona central, que se sitúa a cotas superiores a los 400 m s.n.m. (Fig. 2.12), presenta un relieve suave (Fig. 2.13A y B), con escaso desarrollo de la red de drenaje, en el que se han originado numerosas depresiones endorreicas, muchas de las cuales están ocupadas por humedales.

El histograma de frecuencias altitudinales (Fig. 2.12) pone de manifiesto el carácter amesetado del área, pues revela una distribución unimodal con una frecuencia máxima en intervalos de cota elevada: 375-400m s.n.m. y 400-425 m s.n.m., que representan el 20 y el 23 % del área considerada, respectivamente. En total, el 69 % del área de estudio se encuentra a cotas comprendidas entre 350 m s.n.m. y 450 m s.n.m. El relieve es más pronunciado hacia los bordes del área, debido al encajamiento de los ríos Anzur (Fig. 2.13C) y Genil (Fig. 2.13D), situados a altitudes en torno a 250 m s.n.m., aunque el relieve es más abrupto hacia el cauce del segundo.

La curva hipsométrica (Fig. 2.12) refleja esta diferenciación del relieve, pues el intervalo altitudinal comprendido entre cotas inferiores a 250 m s.n.m. y 350 m s.n.m. tan



## 2.2. Geomorfología

sólo representa una superficie acumulada del 27%. Las mayores cotas se encuentran en la zona suroriental, donde se alcanzan valores superiores a 450 m s.n.m. (Fig. 2.12), aunque suponen menos de un 4 % del área total.

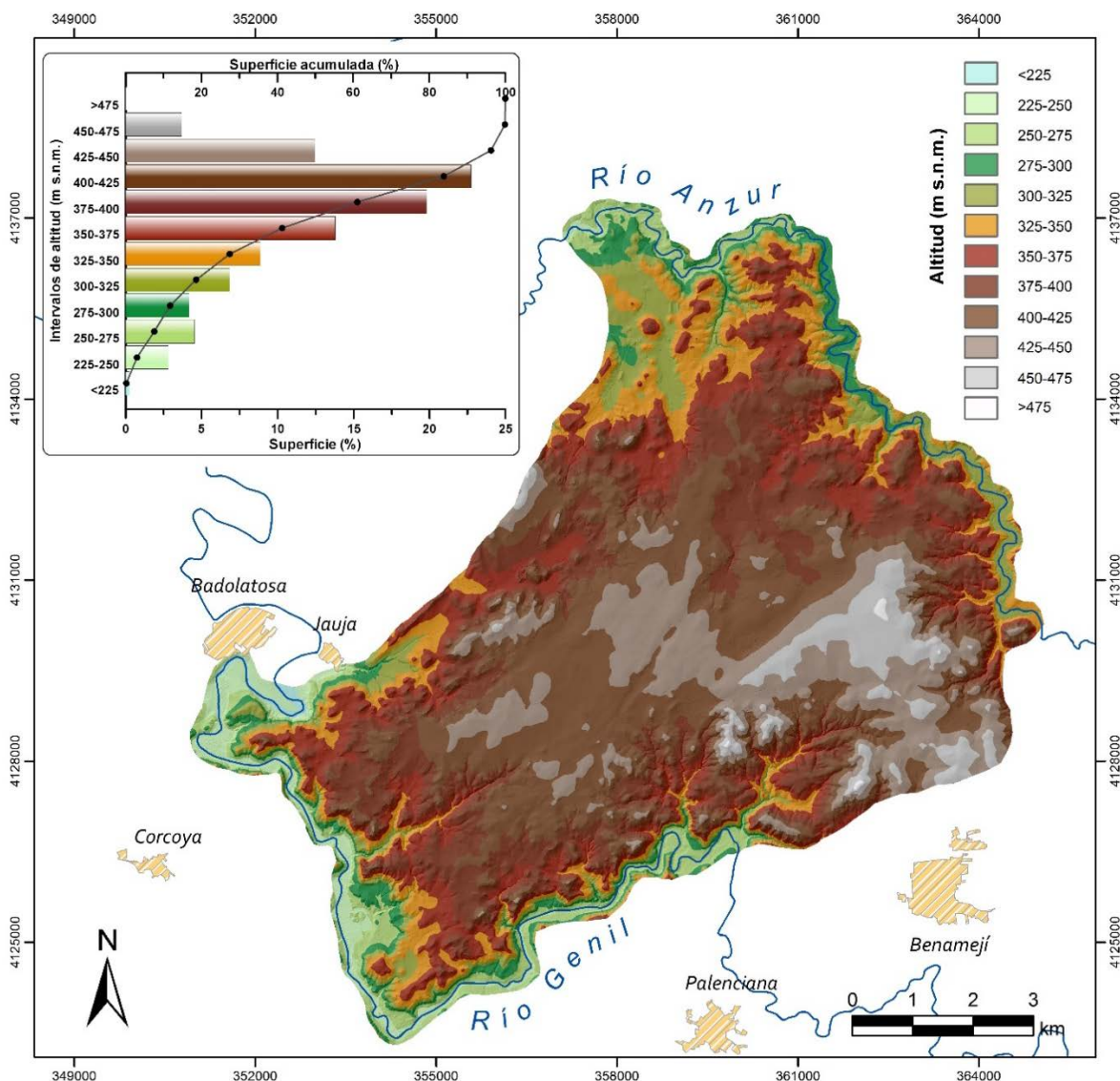


Figura 2.12. Distribución de la altitud en el área de Jarales. El recuadro superior izquierdo muestra el histograma de frecuencias de los valores de cota topográfica y la curva hipsométrica

El área de Jarales está caracterizada por pendientes suaves (Figs. 2.13A y 2.14), ya que un 67% de la superficie total considerada presenta inclinaciones menores del 15%. En la zona central, donde se localizan la mayoría de los humedales y coincidiendo con los depósitos miocenos y pleistocenos, las pendientes son inferiores al 10 %. Hacia los bordes del área, el relieve es ligeramente más accidentado, debido a la presencia de olistolitos dolomíticos y a la existencia de zonas deprimidas, como consecuencia del modelado kárstico. Aquí, las pendientes varían entre el 15 y el 45% (Fig. 2.14), a excepción del fondo de algunas depresiones, que presentan una morfología prácticamente llana. Sólo se observan pendientes superiores al 45 % en las inmediaciones de los ríos principales (Figs. 2.13C y D; Fig. 2.14), donde las laderas son prácticamente verticales, sobre todo hacia el Genil, así como en algunos barrancos próximos a ellos, que están muy encajados.

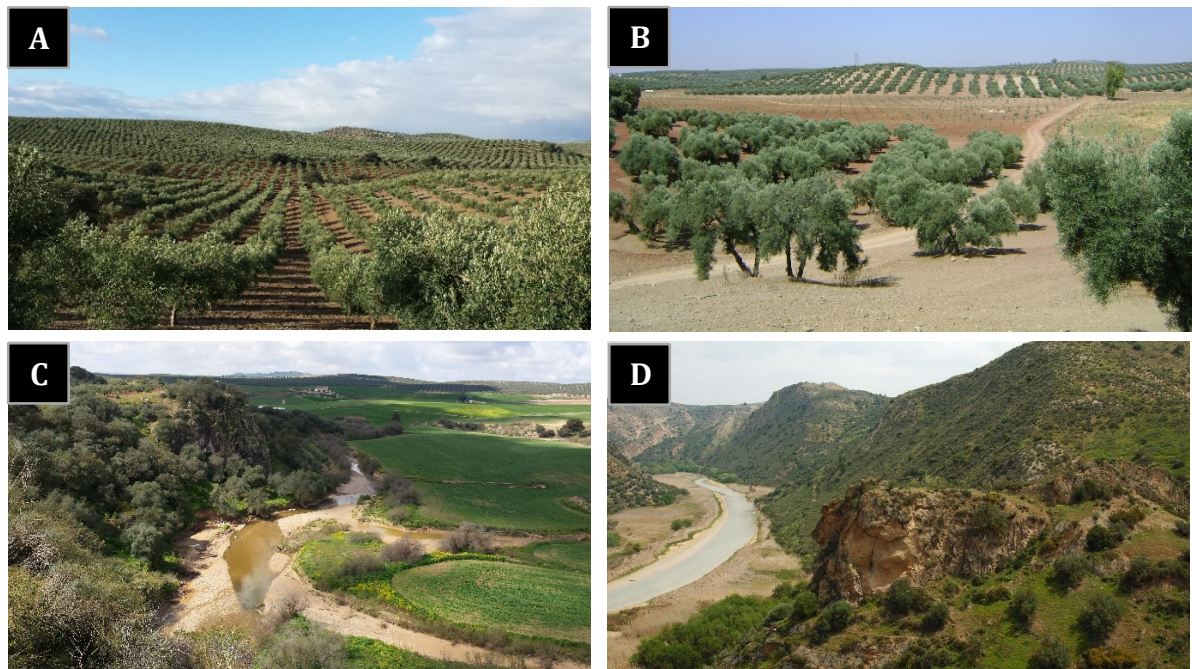


Figura 2.13. (A) Panorámica del altiplano del área de Jarales desde la zona de Los Piedros, al N. (B) Panorámica del altiplano del área de Jarales desde Las Navas, al E. (C) Río Anzur a su paso por Los Piedros. (D) Río Genil al S del embalse de Malapasillo, al O del área de Jarales (Fotografía: Fco. Rodríguez Parejo)

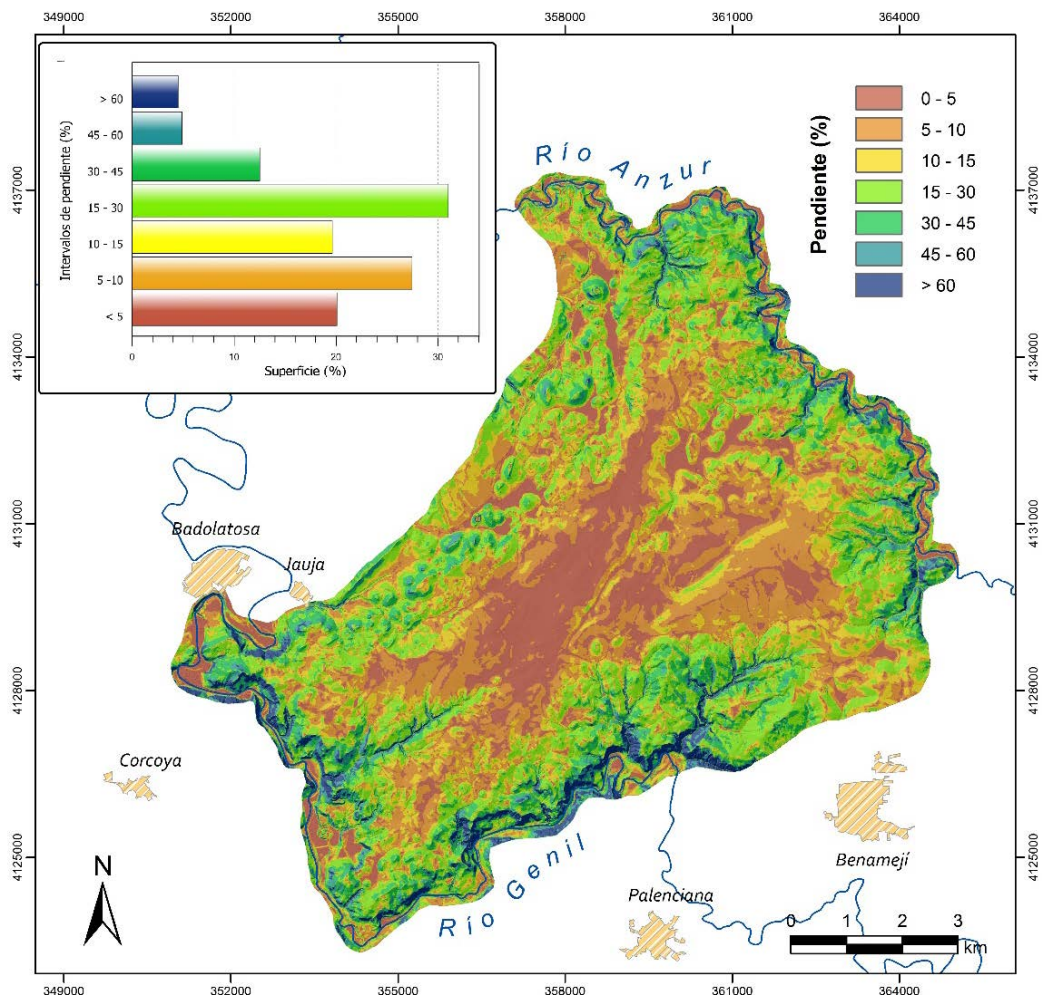


Figura 2.14. Mapa de pendientes en el área de Jarales y diagrama de frecuencias de la pendiente

### 2.2.2.2 Modelado kárstico y formas asociadas

En el área de Jarales se han desarrollado numerosas formas de modelado kárstico. La mayoría corresponden a depresiones cerradas, originadas como consecuencia de hundimientos y colapsos del terreno, que han sido generados por la inestabilidad que producen las cavidades formadas por la disolución de las rocas evaporíticas. En la figura. 2.15 se muestra el mapa de situación de las principales formas exokársticas existentes, dibujado a partir del trabajo de campo realizado durante la presenta investigación, de las descripciones realizas en el informe “Definición del contexto hidrogeológico de humedales andaluces” (CMA, 2005), y de herramientas de teledetección aplicadas a datos LiDAR.

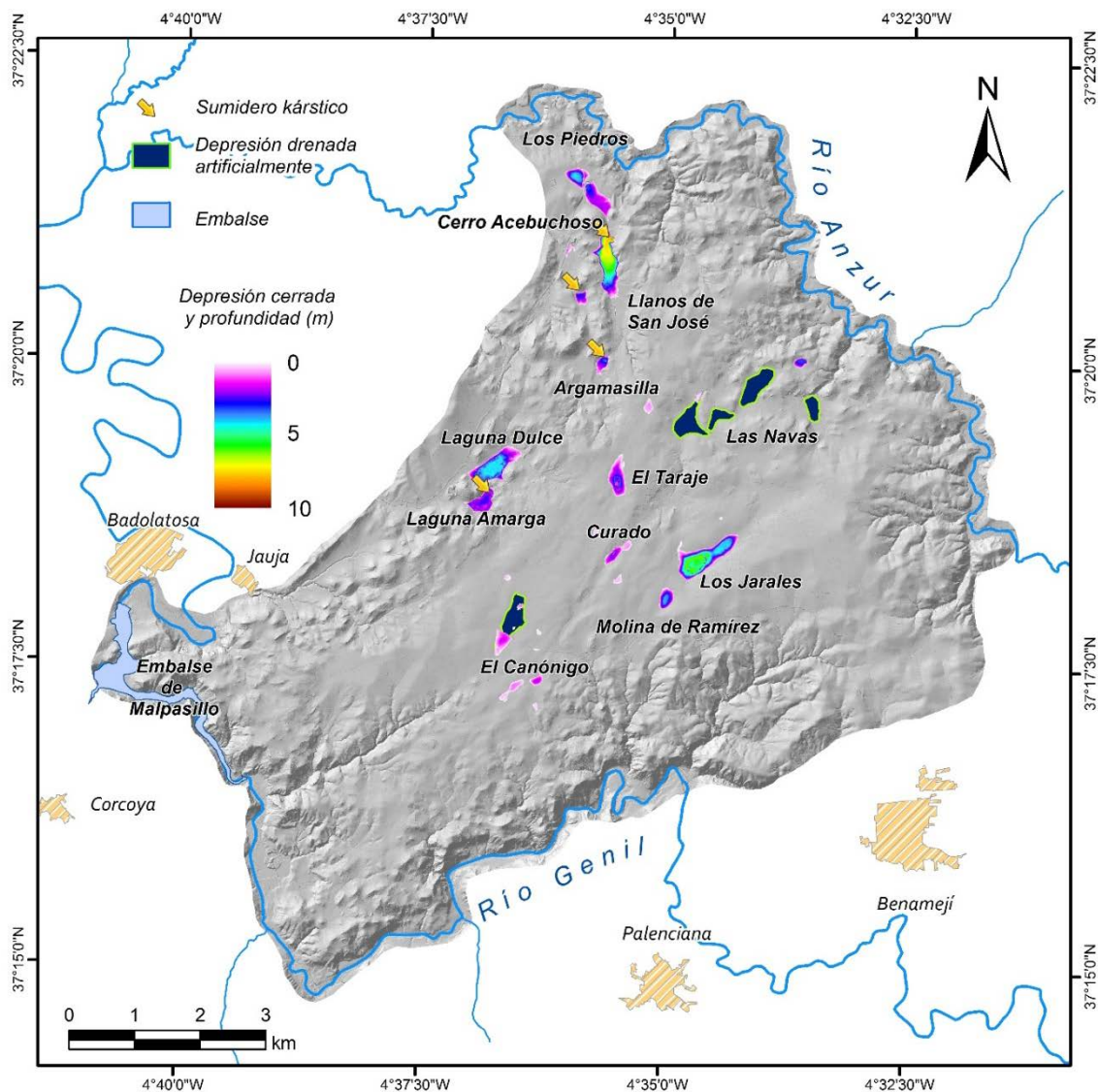


Figura 2.15. Principales formas exokársticas en el área de Jarales

Las depresiones kársticas se distribuyen por la zona central y septentrional del área de estudio (Fig. 2.15). En general, parecen alinearse en la dirección de las principales familias de fallas, lo que sugiere que su formación puede estar relacionada con la tectónica (Gil-Márquez et. al, 2017b). Las depresiones ubicadas en el centro del altiplano se encuentran sobre materiales terciarios en superficie y, generalmente, son poco

profundas (Fig. 2.16A). Sus dimensiones van desde el centenar de metros cuadrados hasta varias decenas de hectáreas. Las depresiones más extensas y que presentan poca profundidad han sido drenadas de forma artificial para su aprovechamiento agrícola (Fig. 2.16B). En los casos en los que las depresiones cuentan con varios metros de profundidad desde su punto de rebose no se ha realizado la alteración hidrológica, por lo que continúan siendo endorreicas. Dichas depresiones constituyen humedales, cuyo hidropereodo es normalmente temporal (Fig. 2.16C), salvo las excepciones que más adelante se detallarán.

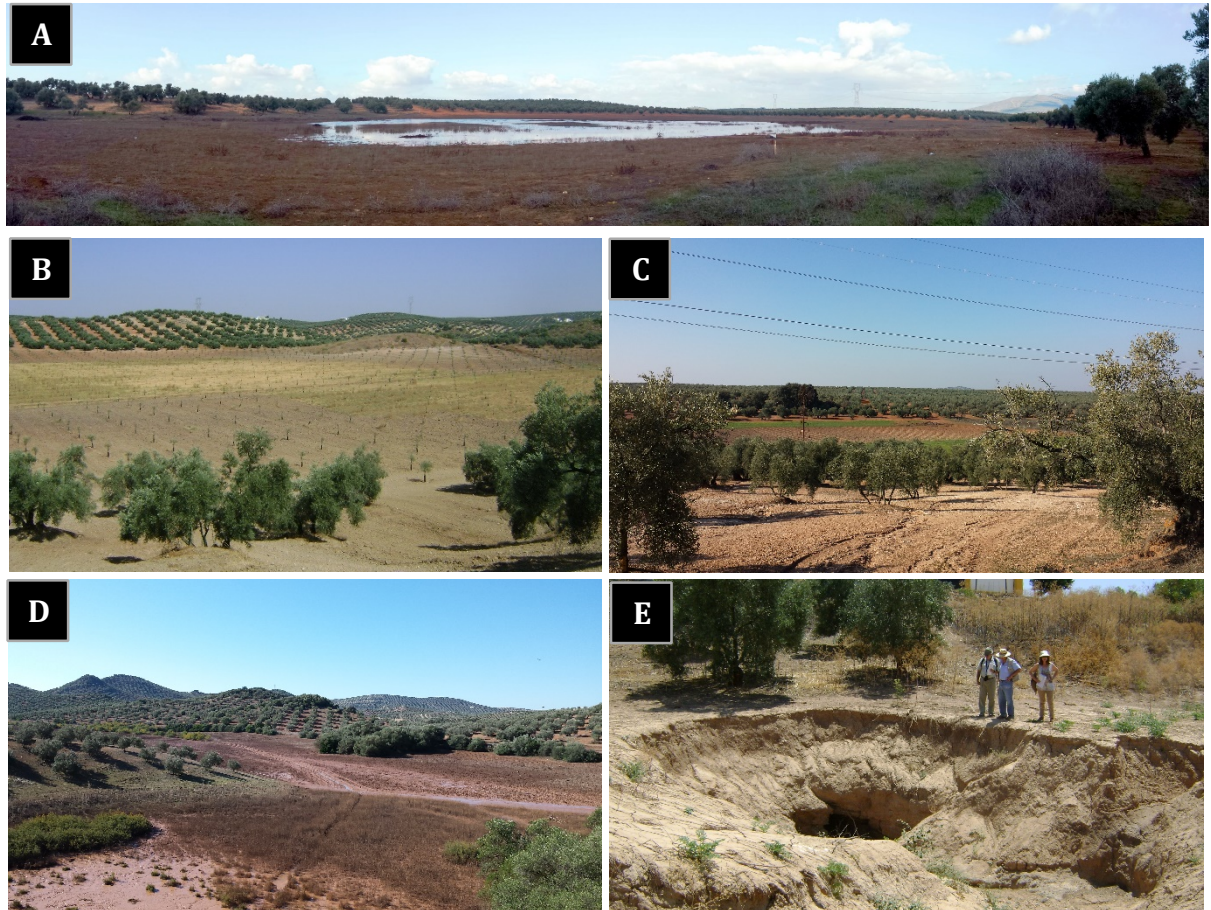


Figura 2.16. (A) Área encharcadiza de El Canónigo. (B) Zona inundable drenada artificialmente y cultivada en la zona de Las Navas. (C) Área endorreica. Al fondo, humedal de la Molina de Ramírez, seco en verano de 2014. (D) Polje junto al cerro Acebuchoso, en el norte del área piloto. (E) Sumidero kárstico junto al cortijo de Argamasilla. Véase situación de las fotografías en la figura 2.15

Hacia el N del área de Jarales, existen otras depresiones profundas que se ordenan según el eje N-S. La alineación de estas morfologías kársticas es a favor de una de las direcciones principales de fracturación (N-S, Fig. 2.4), lo que sugiere que su génesis tiene un condicionante tectónico. Ello es más notable en el caso de un polje situado al SE del cerro Acebuchoso, en los Llanos de San José, cuyo eje principal, de 1 km de longitud, se alinea en la dirección señalada (Figs. 2.15 y 2.16D).

El desarrollo endokárstico en el área de estudio se infiere por la existencia de sumideros kársticos en el fondo de algunas de las depresiones de su mitad norte (Figs. 2.15 y 2.16E). Teniendo en cuenta la influencia tectónica en el origen de dichas formas endokársticas, es probable que exista una red de conductos que una los sumideros que

## 2.2. Geomorfología

en ellas se ubican (Fig. 2.15). No obstante, únicamente se ha podido realizar exploraciones espeleológicas en los 30 primeros metros de una pequeña cavidad (Aljama Martínez, 2016), a la que se accede desde un sumidero localizado junto al cortijo de la Argamasilla (Fig. 2.16E). La entrada, de 1 m de alto y 1,5 de ancho, está situada en una pared vertical de 3 metros de altura. La galería es estrecha, aproximadamente entre 1 y 1,5 m de diámetro, y comienza con un pasillo casi horizontal, de 7 m de longitud (Fig. 2.17). Continúa con una serie de pozos que, en conjunto, suman un descenso escalonado de más o menos 10 m. De ahí en adelante, la galería, que se encuentra parcialmente inundada, se vuelve casi horizontal y se extiende de manera sinuosa un total de 8 m, hasta alcanzar un sifón que no ha permitido continuar la exploración por el momento.



Figura 2.17. Topografía de la cueva de Armasilla realizada por el grupo espeleológico G40. Tomado de Aljama Martínez (2016)

Por otra parte, en algunas paredes verticales, junto al cauce de los principales arroyos y de los ríos Genil y Anzur, se observan conductos kársticos colgados, que evidencian el drenaje subterráneo producido en el pasado, cuando los niveles de base eran más elevados.

### 2.2.2.3 Hidrología superficial

Se han diferenciado 4 zonas en el área de Jarales, atendiendo al sentido del flujo superficial (Fig. 2.18). Al S, la escorrentía discurre hacia el río Genil, aguas arriba de la presa de Malpasillo. Al O, en las cercanías de Jauja, las aguas fluyen también hacia el Genil, pero aguas abajo de la citada presa. La zona E y el extremo N forman parte de la cuenca del río Anzur. Por último, en la altiplanicie central existen varias zonas endorreicas. Muchas de ellas son de pequeño tamaño, de modo que es frecuente que rebosen hacia

otras áreas endorreicas mayores o hacia las cuencas de los ríos principales. En la figura 2.18 sólo se han representado 15 cuencas endorreicas, que corresponden al área vertiente a las principales depresiones kársticas.

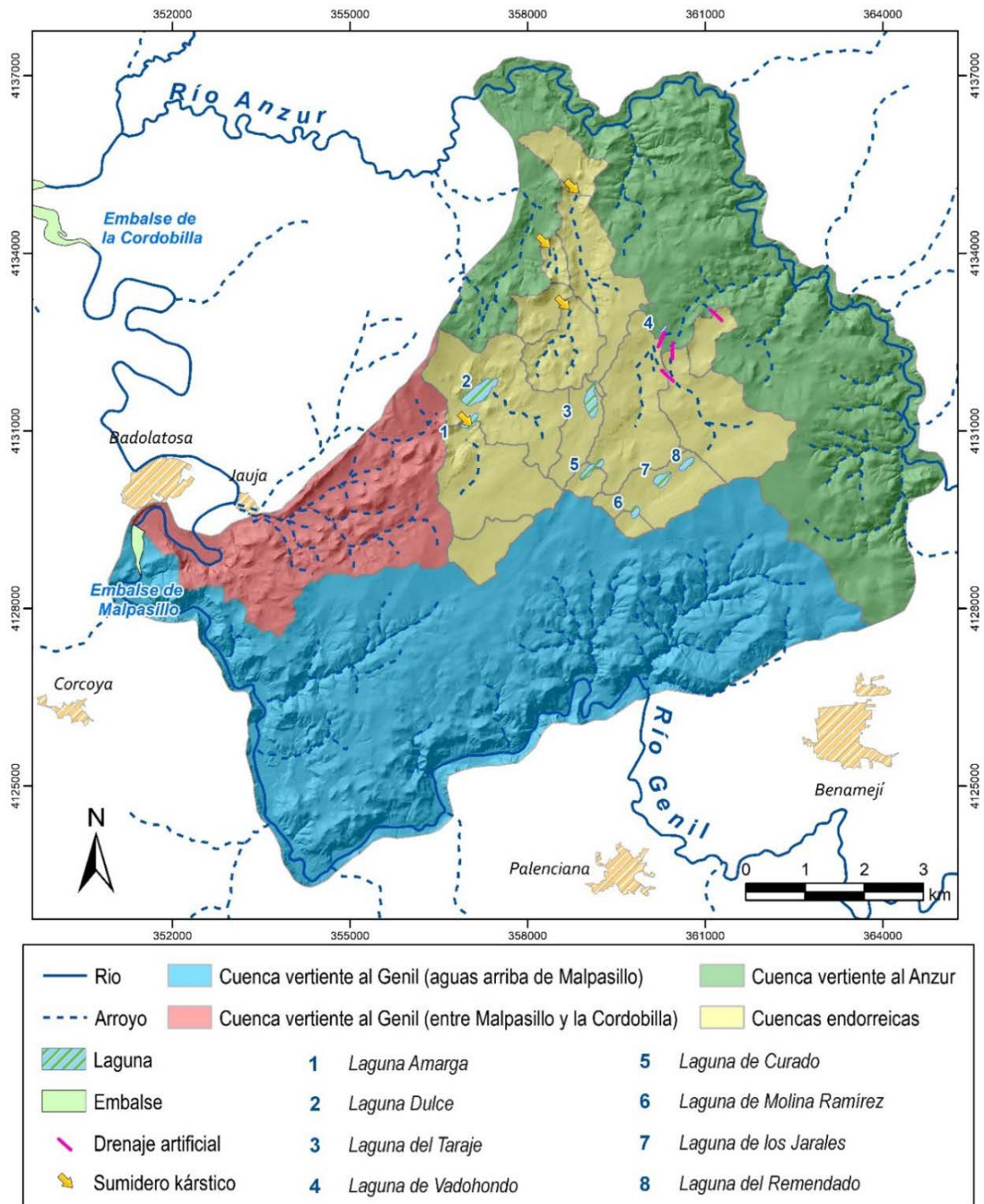


Figura 2.18. Mapa hidrológico del área de Jarales realizado a partir de modelo digital del terreno creado con datos LiDAR

La red de drenaje está más desarrollada en las laderas vertientes a los ríos Genil y Anzur (Fig. 2.18), pues el relieve amesetado del área de estudio determina una diferencia altitudinal considerable entre la zona central del altiplano y los cauces de los principales ríos, que constituyen los niveles de base. Por tanto, en las regiones más elevadas, las laderas de los barrancos no presentan inclinaciones muy pronunciadas (Fig. 2.19A),

## 2.2. Geomorfología

mientras que hacia los bordes del área, donde existen pendientes elevadas (Fig. 2.14), los barrancos se encajan de manera notable, sobre todo cuando las formaciones de yeso adquieren mayor continuidad en superficie. En algunos casos, se han llegado a formar auténticos cañones fluvioikársticos (Fig. 2.19B).

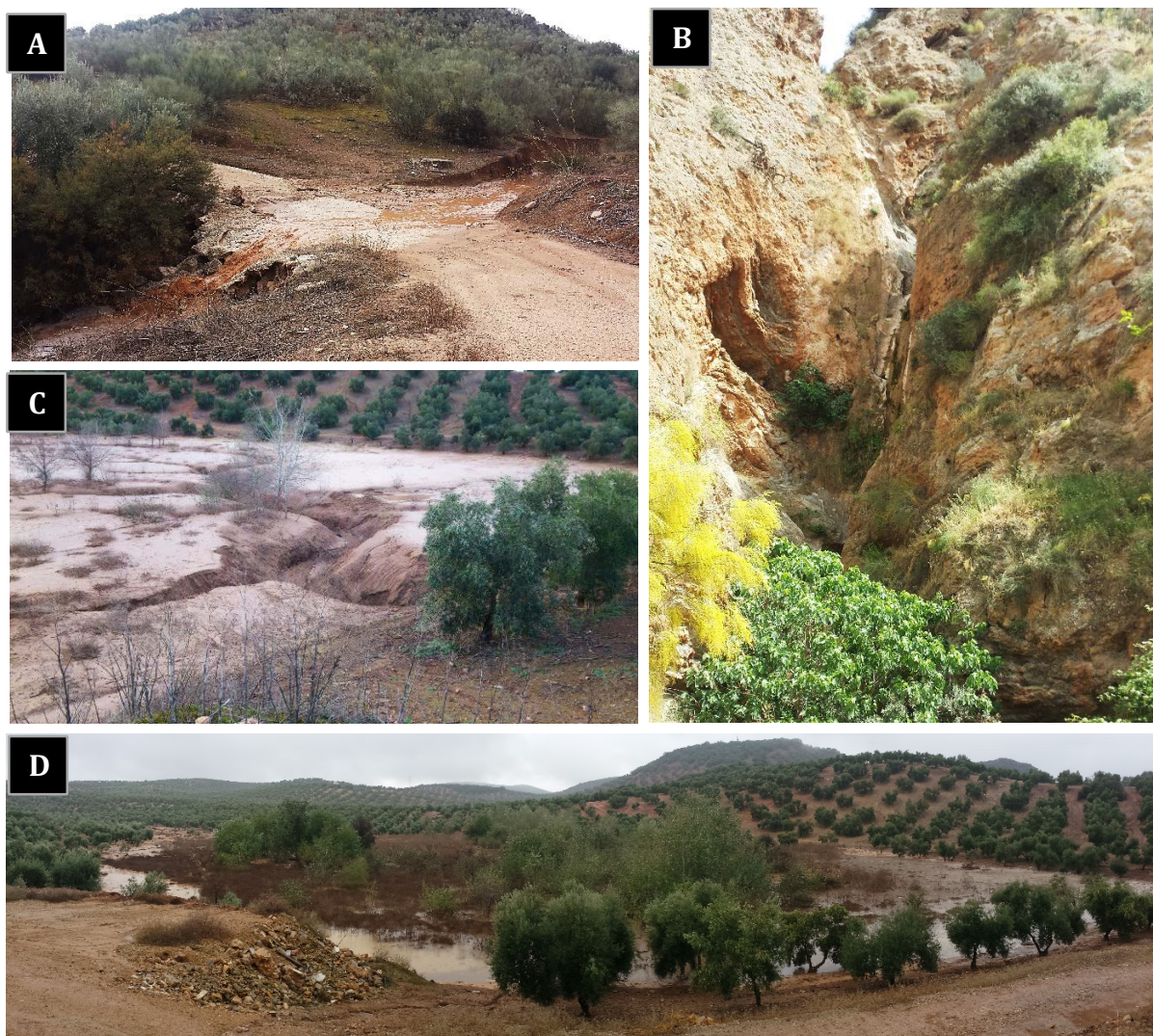


Figura 2.19. (A) Arroyo vertiente al río Anzur, tras lluvias intensas. (B) Barranco excavado en yesos en las cercanías de Jauja. (C) Cauce vertiente al sumidero de la Argamasilla. (D) Área endorreica del cortijo de Argamasilla inundada tras lluvias intensas

Además, en la mitad norte del área de Jarales, dentro de algunas de las zonas endorreicas, existen cauces por los que circulan las aguas de escorrentía (Fig. 2.18). No presentan un recorrido largo, pero tienen importantes implicaciones en el funcionamiento hidrogeológico del área, sobre todo cuando conducen el agua de escorrentía hacia sumideros kársticos (Figs. 2.18 y 2.19C), donde se infiltra. Ello favorece la recarga al sistema hidrogeológico. No obstante, dichos sumideros poseen una capacidad de drenaje limitada, lo que puede dar lugar al anegamiento de la zona baja de la cuenca endorreica tras episodios pluviométricos intensos (Fig. 2.19D).

El resto de cuencas endorreicas no contienen sumideros kársticos, por lo que la escorrentía que en ellas se genera queda almacenada en su interior. La baja permeabilidad que predomina en los materiales que conforman dichas depresiones,

favorece la acumulación del agua y la formación de humedales. El hidropериодо de dichas zonas húmedas difiere en cada caso, dependiendo del tamaño de su cuenca vertiente, del tipo de materiales sobre los que se asienta y de su posición topográfica (CMA, 2005).

En las zonas más elevadas, generalmente sobre depósitos del Mioceno y Pleistoceno, existen algunas lagunas temporales que se encharcan de forma ocasional (Figs. 2.16C y 2.20A). Se trata de las lagunas de Curado (426 m s.n.m.), de la Molina de Ramírez (423 m s.n.m.) y del Taraje (420 m s.n.m.). Las dimensiones de las cuencas vertientes a estos humedales son bastante reducidas (Fig. 2.18), a excepción de la laguna del Taraje, que cuenta con un área vertiente de casi 90 ha. Por ello, en años húmedos, es frecuente que la inundación de esta laguna pueda prolongarse varios meses (Fig. 2.20A).

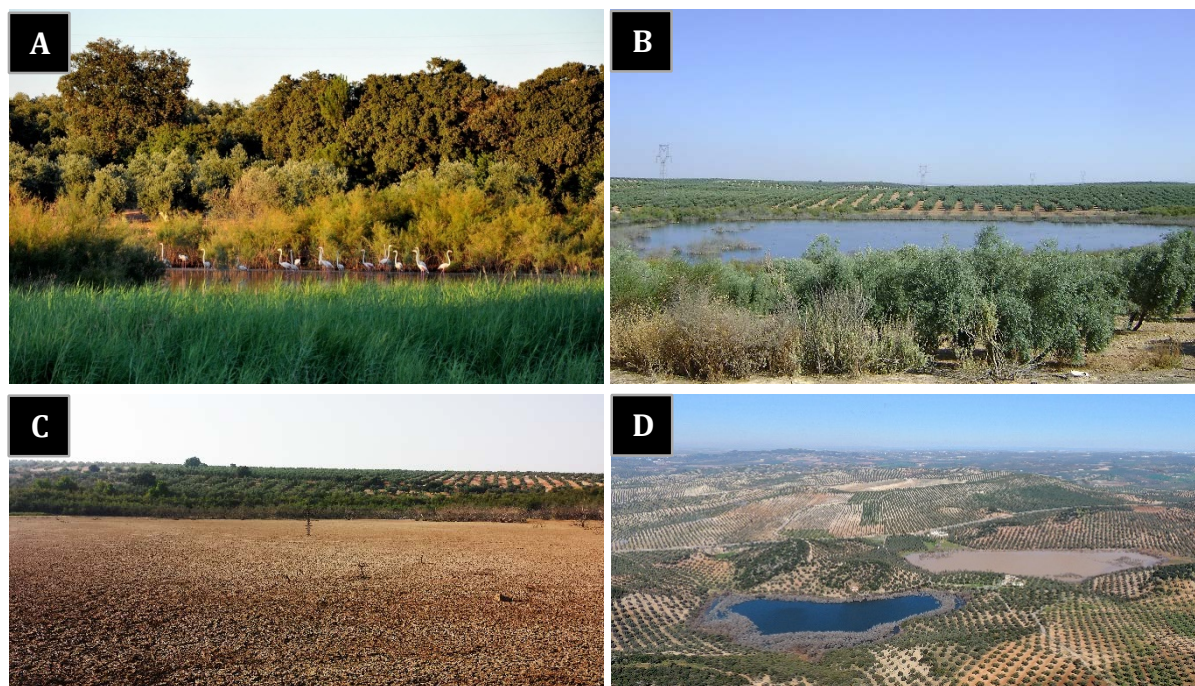


Figura 2.20. (A) Laguna del Taraje en invierno de 2009, fotografía de Fco. Rodríguez Pareja. (B) Laguna de Los Jarales en agosto de 2013. (C) Vaso lagunar de la laguna de Los Jarales completamente seco, en agosto de 2015. (D) Vista aérea de las lagunas Dulce (derecha) y Amarga (izquierda) en marzo de 2013, fotografía de Juan de la Cruz Merino

Inmediatamente al NE de la laguna de la Molina de Ramírez, se halla la de los Jarales (Fig. 2.18), cuya superficie máxima de inundación es de aproximadamente 3 ha. La depresión donde se encuentra constituye una uvala, en la que además de este humedal (407 m s.n.m), se ubica la laguna del Remendado (412 m s.n.m.), que sólo se inunda en años muy húmedos. El hidropериодо de la laguna de Los Jarales es temporal y presenta importantes variaciones interanuales. Así, en años húmedos, el nivel de lámina de agua en la laguna alcanza 2 m y ésta permanece inundada durante todo el año, incluido el verano (Fig. 2.20B). Sin embargo, en periodos de déficit hídrico, el humedal se seca completamente (Fig. 2.20C) y puede estar en dicho estado incluso en los meses más húmedos del año.

Hacia el O se encuentran las lagunas Dulce y Amarga (Fig. 2.18), a cotas más bajas que las anteriores (370 y 366 m s.n.m., respectivamente). Se trata de dos humedales desarrollados sobre los materiales del Trías que, aunque muy próximos entre sí (Fig.



## 2.2. Geomorfología

---

2.20D), presentan diferentes características morfométricas e hidroquímicas que explican su denominación. La laguna Dulce cuenta con una gran cubeta (8 ha) de forma alargada y fondo plano. Es un humedal somero, cuya profundidad rara vez supera el metro. Sus aguas están poco mineralizadas y su hidroperiodo es estacional, es decir, su inundación se ve reducida a los meses húmedos del año y queda seca en verano. Por el contrario, la laguna Amarga, cuyas aguas son salobres, es de carácter permanente. Tiene forma arriñonada y ocupa la mitad de extensión (4 ha) que Dulce. Su lámina de agua fluctúa, entre 2,5 m y cerca de 6m de profundidad, según las condiciones hidroclimáticas. Ambos humedales cuentan con amplias cuencas vertientes, de 257 ha en el caso de Amarga y de 325 ha en el de Dulce, que presentan cierta jerarquización de la escorrentía superficial (Fig. 2.18).

Al N de la laguna de Los Jarales, en el área de Las Navas (Fig. 2.15), existen 3 depresiones de tamaño considerable. Estas zonas se encuentran hidrológicamente alteradas por zanjas que favorecen su drenaje hacia el río Anzur (Fig. 2.18). Estas modificaciones de las condiciones originarias impiden la inundación de las depresiones, pero es de suponer que en el pasado constituyeron zonas húmedas. De hecho, el área más occidental de las tres, está incluida en el Inventario Andaluz de Humedales (IHA), como humedal alterado, bajo el nombre de laguna de Vadohondo (Fig. 2.18). Esta antigua laguna cuenta con varios drenes en su cubeta y, en su zona más baja, con un dique que permite almacenar agua para los regadíos de la zona. Tanto en la cuenca endorreica que vierte hacia este humedal (273 ha), como en la que está situada inmediatamente al E (287 ha), existen cauces bien definidos por los que circula el agua de escorrentía (Fig. 2.18).

Hay otras zonas endorreicas en el área piloto, que no presentan red de drenaje definida. La mayoría son de pequeña extensión y poca profundidad. Sin embargo, hay dos cuencas que merecen ser mencionadas porque se encharcan con frecuencia en periodos húmedos (Fig. 2.18). La primera de ellas está situada en la parte más septentrional del área de estudio, entre el cerro Acebuchoso y el paraje de los Piedros (Fig. 2.15), a 310 m s.n.m. La otra es conocida como la laguna del Canónigo (Fig. 2.15), y se ubica a 413 m s.n.m. Ambos humedales están muy alterados debido a que son atravesados por las carreteras CO-751 y CV-171, respectivamente, además de estar drenados mediante zanjas.

### 2.2.3 Área de Brujuelo

#### 2.2.3.1 *Análisis del relieve*

Esta área de estudio se caracteriza por un relieve alomado (Fig. 2.20A), con una red de drenaje estructurada, y por la existencia de una gran depresión en su zona central (Fig. 2.20B), que está ocupada por dos humedales: las lagunas de Brujuelo y Cirueña.

La figura 2.21 pone de manifiesto la existencia de un gradiente altitudinal de N a S, de modo que las mayores cotas, próximas a 600 m s.n.m., se alcanzan en el S del área de estudio y los lugares topográficamente más deprimidos se encuentran en el N, donde la altitud desciende por debajo de 350 m s.n.m. El histograma de frecuencias altitudinales (Fig. 2.21) muestra una distribución normal de las mismas. Es decir, la mayor parte de la

superficie está situada a cotas intermedias (400-500 m s.n.m.), con la moda en el intervalo 450-475 m s.n.m, que representa el 23% del área total.

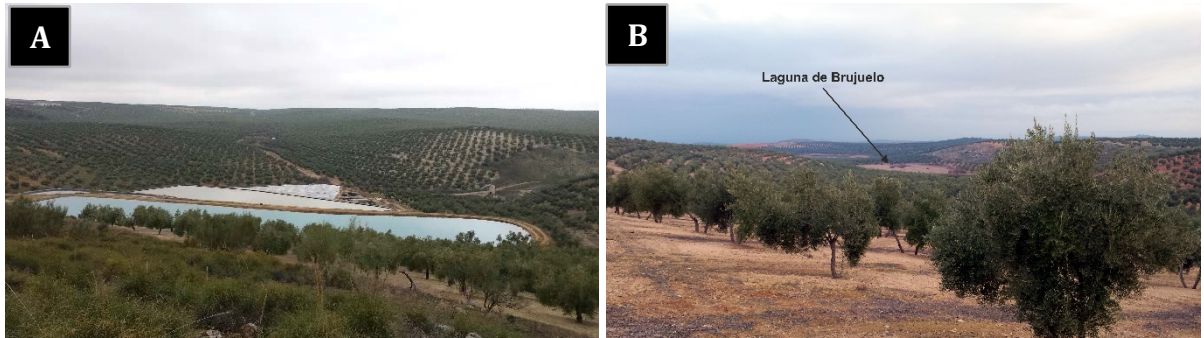


Figura 2.20. (A) Panorámica del área de Brujuelo desde las Salinas del Lagartijo, margen derecho del Arroyo Salado. (B) Panorámica de la cubeta situada en el centro del área de Brujuelo. Al fondo, la laguna de Brujuelo seca (febrero de 2017)

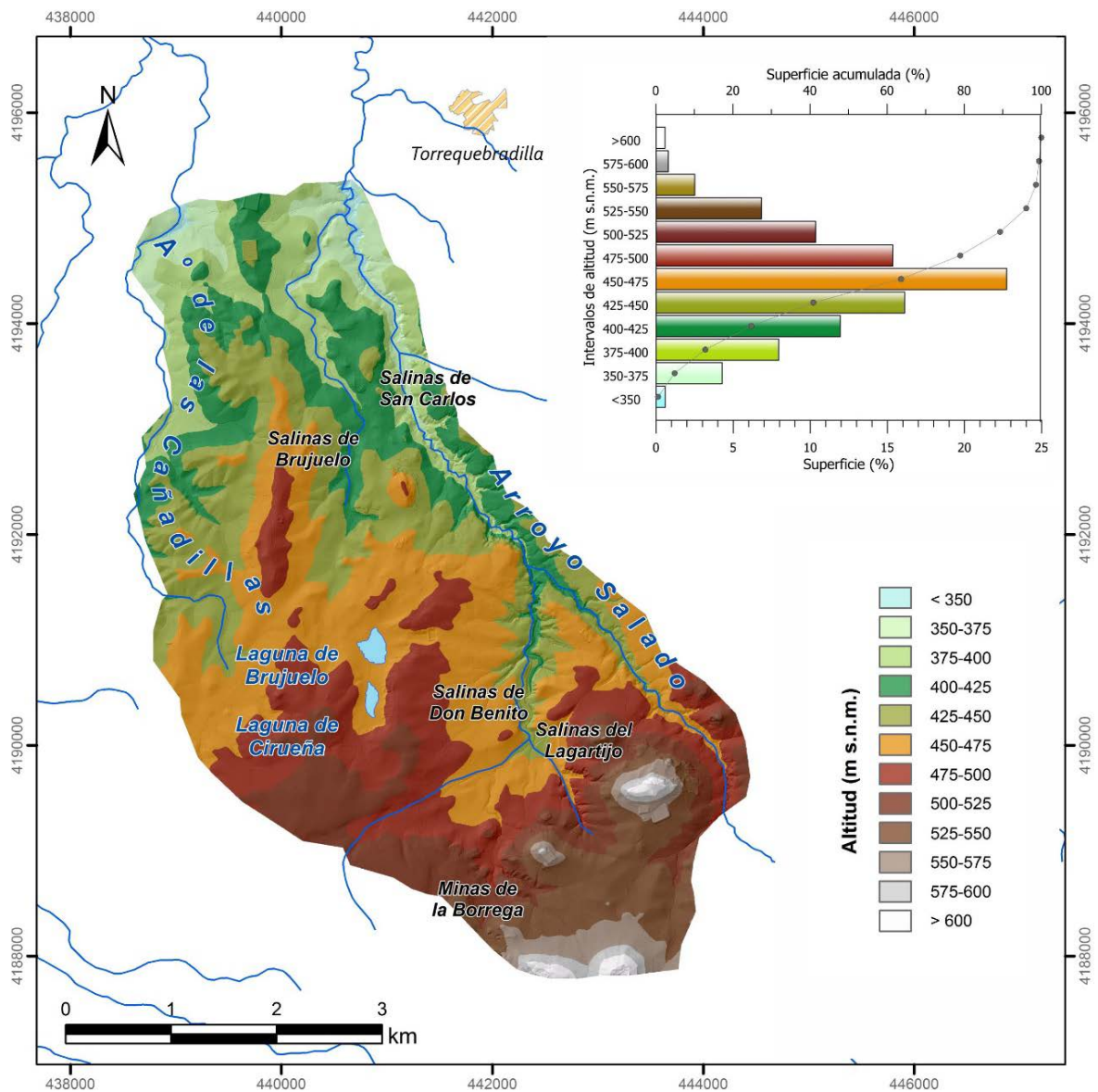


Figura 2.21. Distribución de la altitud en el área de Brujuelo. El recuadro superior derecho muestra el histograma de frecuencias de los valores de cota topográfica y la curva hipsométrica

## 2.2. Geomorfología

La distribución topográfica descrita se refleja también en la curva hipsométrica (Fig. 2.21), que presenta una morfología sigmoïdal. Así, el porcentaje de superficie acumulada a cotas bajas, inferiores a 400 m s.n.m., únicamente representan un 13 % del total. El porcentaje desciende al 5% para rangos de cota por debajo de 375 m s.n.m., pues dichos valores sólo están presentes en los cauces de los arroyos Salado, al NE, y de las Cañadillas, al NO. La superficie ocupada por los intervalos altitudinales sucesivos se va ampliando de forma gradual hasta alcanzar la moda (450-475 m s.n.m.). A partir de ahí, el aumento se hace menos progresivo, sobre todo por encima de 525-550 m s.n.m. La superficie que ocupan los rangos comprendidos entre dicho intervalo y las cotas más altas, superiores a 600 m s.n.m. supone exclusivamente un 10% de total y sólo están presentes en el sur del área de Brujuelo (Fig. 2.21), donde existen algunos cerros formados por olistolitos dolomíticos.

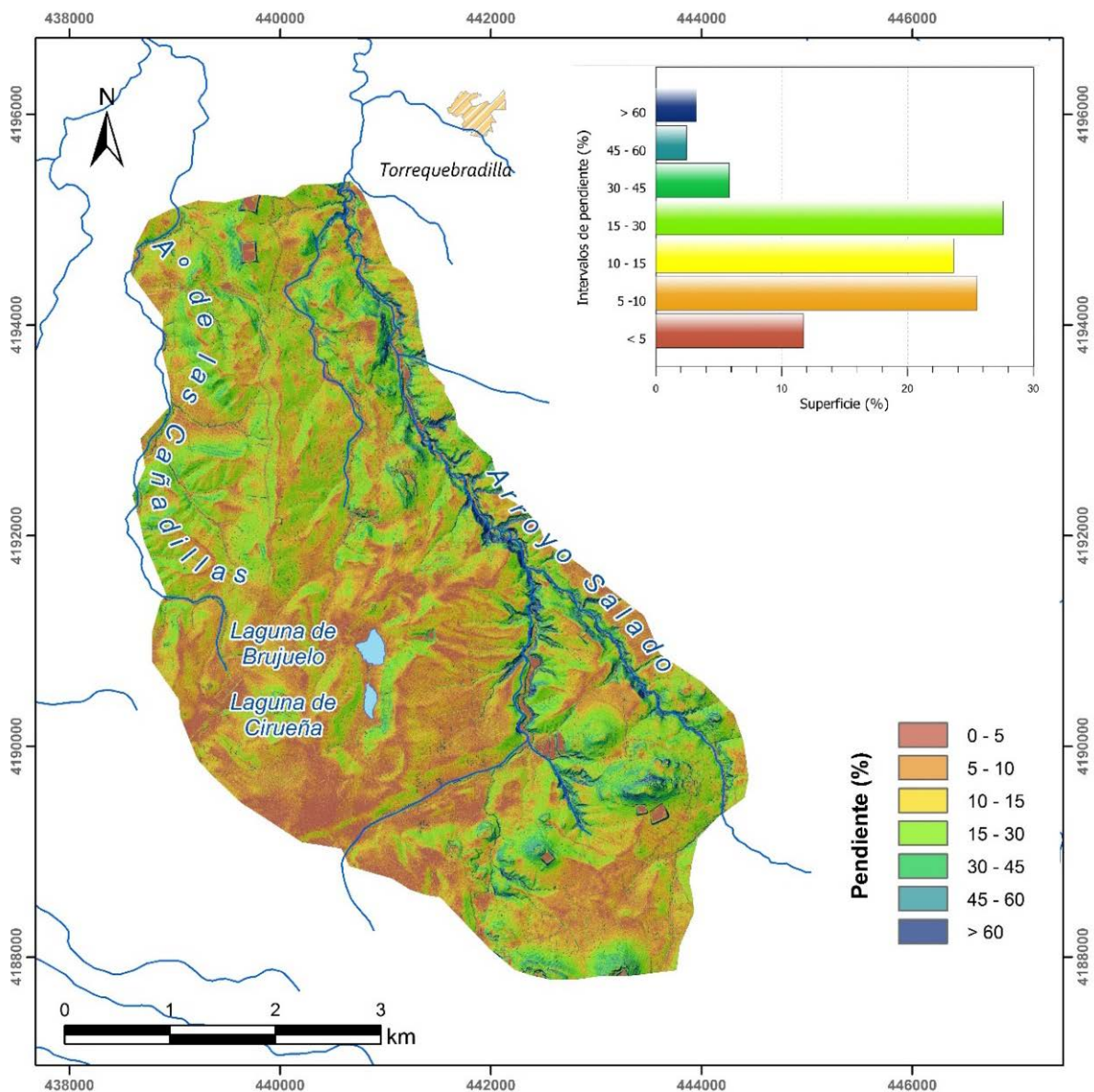


Figura 2.22. Mapa de pendientes en el área de Brujuelo y diagrama de frecuencias de la pendiente

Las pendientes en el área de Brujuelo son predominantemente suaves (Figs. 2.20B y 2.22), inferiores al 15% en casi dos tercios de la superficie considerada. Dicho porcentaje aumenta hasta el 88% del área total si también se considera el intervalo de

valores del 15 al 30 %. En la zona central, la inclinación del terreno es, por lo general, inferior al 10 %. Sin embargo, la depresión en la que se encuentran las lagunas de Cirueña y Brujuelo tiene laderas más pronunciadas, de hasta el 30%, sobre todo en su parte suroriental (Fig 2.22). Hacia el N del área de estudio, en dirección al río Guadalquivir, las pendientes aumentan hasta valores comprendidos entre el 15 y el 30%. Dicho rango de valores es también el más abundante en la zona SE, aunque allí la inclinación alcanza el intervalo comprendido entre 45-60%, en la cercanía de algunos altozanos que constituyen las mayores elevaciones del área (Fig. 2.21). No obstante, las pendientes pronunciadas son mucho más frecuente en las cercanías de los arroyos Salado y de Las Salinas (Fig. 2.22), donde se llegan a superar el 60% de inclinación, como consecuencia del encajamiento de los cauces. Tanto es así, que hay laderas que, en algunos casos, llegan a hacerse completamente verticales (Fig. 2.20B).

### **2.2.3.2 Modelado kárstico y formas asociadas**

En Brujuelo, las formas kársticas no son tan numerosas como en las otras áreas de estudio incluidas en esta memoria, pues el carácter olistostrómico que aquí presentan los afloramientos de los CCS los hacen menos proclives a la karstificación. Los enclaves evaporíticos no presentan tanta continuidad en el olistostroma como en las regiones constituidas por la *mélange* de tipo tectónico.

En la figura 2.23 se muestran las morfologías exokársticas identificadas a partir del trabajo de campo realizado en la presente investigación. La forma de relieve más importante del área de Brujuelo es la depresión que se existe en su zona central (Fig. 2.20B), una uvala cuyo eje principal (NNO-SSE) mide aproximadamente 1,5 km. En su interior, alberga dos cubetas que constituyen sendos humedales: laguna de Brujuelo, al N, y laguna de Cirueña, al S. Pese a que la profundidad de éstas respecto del punto de rebose, situado al NO, no es excesivamente elevada (6 m), en la zona suroriental, la diferencia de cota entre el fondo de la depresión y su borde puede alcanzar 30 m.

Además de esta gran depresión central, se han identificado otras dos de menor tamaño (Fig. 2.23). La primera de ellas se localiza en el S del área de estudio, cerca de las Minas de la Borrega (Fig. 2.24A). Se trata de una dolina alargada de aproximadamente 20 ha, situada sobre depósitos miocenos (Fig. 2.7), con una morfología prácticamente plana. No cuenta con drenaje, por lo que se encharca de forma ocasional, aunque no llega a constituir un humedal propiamente dicho. La otra forma de relieve negativo es una dolina de pequeñas dimensiones que se sitúa al NE de la laguna de Brujuelo. En este caso, la depresión cuenta con menos de 1 m de profundidad (Fig. 2.23) y se ubica sobre materiales de triásicos, pertenecientes a los CCS. Constituye un área de drenaje deficitario, aunque su encharcamiento es efímero y en su interior existen plantaciones de olivos.

Otro tipo de morfologías existentes en el área son los colapsos del terreno. Se han identificado varios de ellos en las inmediaciones de las minas de la Borrega (Figs. 2.23 y 2.24B), que se sitúan en la zona de contacto entre los bloques dolomíticos, de los que se extraen los áridos, y la matriz arcilloso-evaporítica de los CCS. Algunos de estos colapsos debieron funcionar como sumideros kársticos, pues existían pequeños cauces que

## 2.2. Geomorfología

terminaban en ellos. En la actualidad, todos estos colapsos han sido rellenados con materiales extraídos de las canteras allí presentes.

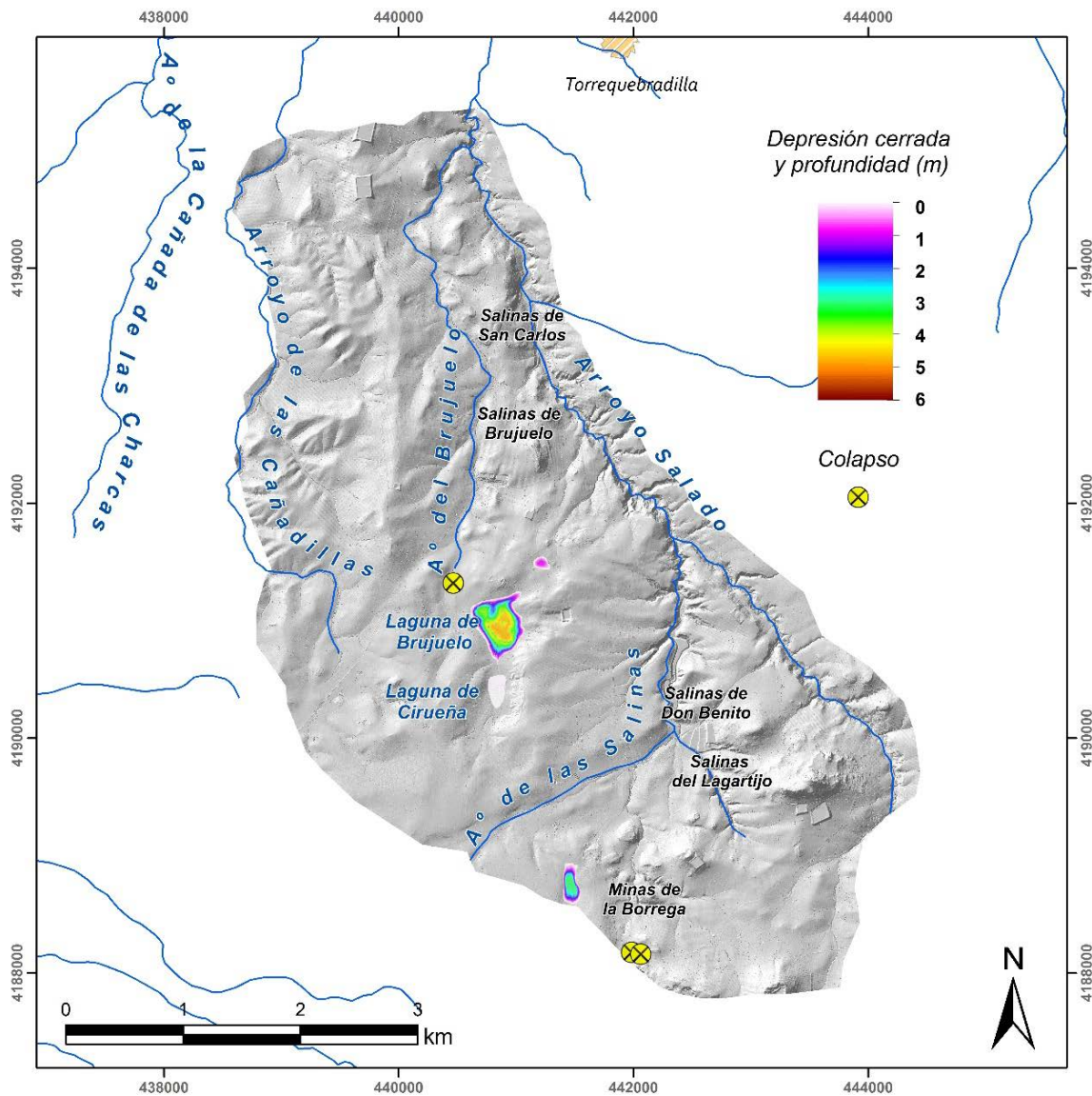


Figura 2.23. Principales formas exokársticas del área de Brujuelo. Realizado a partir de herramientas de teledetección aplicadas a datos LiDAR y de las observaciones de campo llevadas a cabo durante la presente investigación

El otro lugar en el que se han observado colapsos del terreno está situado al NO de la laguna de Brujuelo, junto al arroyo homónimo (Fig. 2.23). Esta forma, próxima a una surgencia permanente que nace en el mismo cauce, ha ido evolucionando a lo largo del periodo de investigación, pasando de tener unos pocos centímetros de profundidad a más de 2 m (Figs. 2.24C y D, respectivamente). Hacia las últimas etapas de desarrollo, han aparecido dos pequeñas aberturas en sendas paredes del colapso, opuestas entre sí. Debe tratarse, por tanto, de un conducto kárstico, que probablemente haya causado la inestabilidad que ha dado generado el colapso.

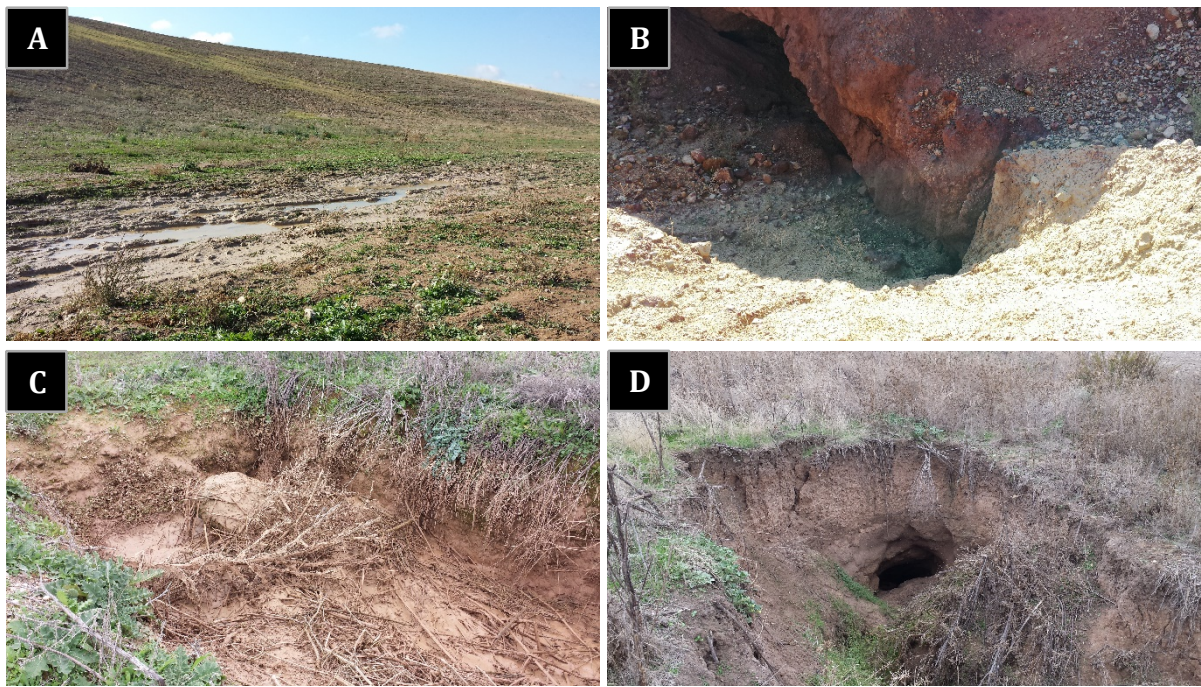


Figura 2.24. (A) Imagen de dolina encharcada. (B) Sumidero kárstico junto a la minas de la Borrega. Colapso cercano al arroyo del Brujuelo en diciembre de 2014 (C) y noviembre de 2016 (D). En la última fotografía se observa un conducto kárstico

### 2.2.3.3 Hidrología superficial

El área de Brujuelo se sitúa en la divisoria hidrográfica de dos arroyos tributarios del río Guadalquivir: el arroyo de la Cañada de las Charcas, al O, y el Arroyo Salado, al E (Fig. 2.25). Las aguas de escorrentía se ordenan en una red de drenaje de tipo dendrítico, salvo en algunas zonas en las que circulan de forma difusa. Dichas zonas son principalmente la dolina alargada situada junto a las minas de la Borrega y la gran uvala que existe en el centro del área de estudio (Figs. 2.23 y 2.25). Esta zona endorreica ocupa una extensión de 135 ha, y constituye la cuenca vertiente a las lagunas de Cirueña y Brujuelo.

La laguna de Cirueña es la más meridional de las dos y está situada a 463 m s.n.m. Posee una cubeta plana y alargada (Fig. 2.25) de 2,8 ha de superficie. Se trata de un humedal muy alterado que apenas cuenta con unos pocos centímetros de profundidad respecto a su punto de rebose, probablemente debido a la colmatación por acúmulo de sedimentos. Además, al N de esta zona húmeda, hay un dren que facilita el flujo desde ella hacia la laguna de Brujuelo, lo que dificulta aún más el encharcamiento de la primera. De hecho, durante el desarrollo de los trabajos de campo realizados con motivo de la presente investigación, no se ha observado inundación en su vaso lagunar.

A 270 m hacia el N se encuentra la laguna de Brujuelo (Fig. 2.25), a cota algo inferior (458 m s.n.m.). Este humedal, de forma acorazonada y ligeramente elongado en la dirección N-S, cuenta con un hidropериodo estacional. Es decir, la cubeta presenta inundación (Fig. 2.26A) durante los meses húmedos del año, mientras que se seca por completo durante el verano (Fig. 2.26B). Es posible que su funcionamiento hídrico fuese distinto originalmente, pues la laguna cuenta con una serie de zanjas de drenaje (Fig.

## 2.2. Geomorfología

2.26C) que limitan la zona inundable. Cuando el nivel de inundación supera el umbral del rebosadero, las aguas del humedal entran en una galería subterránea que vierte hacia el arroyo del Brujuelo (Fig. 2.25).

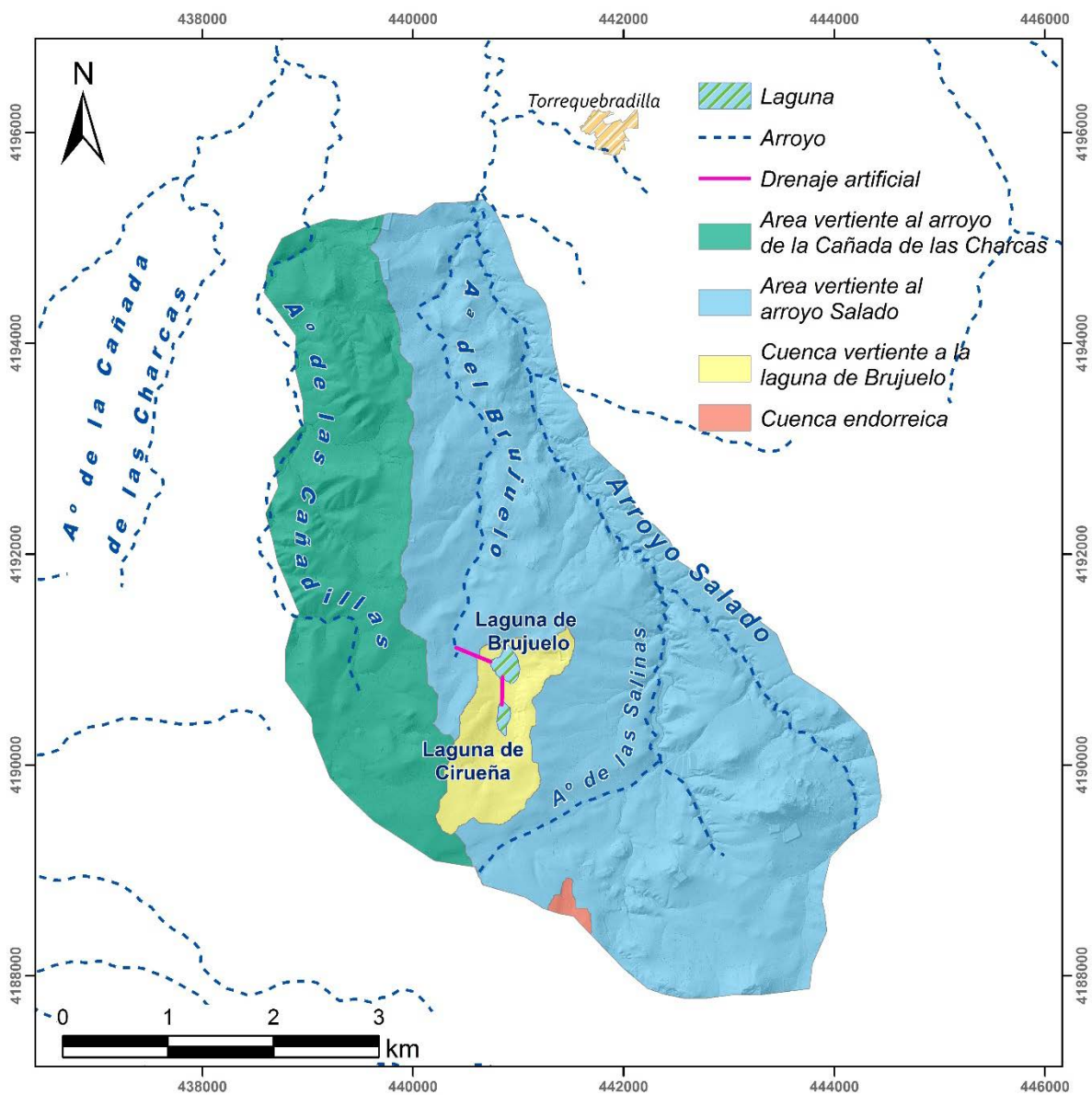


Figura 2.25. Mapa hidrológico del área de Brujuelo, obtenido a partir de modelo digital del terreno creado con datos LiDAR

La superficie vertiente al arroyo de la Cañada de las Charcas representa un 26% del área de estudio. La mayor parte del agua de escorrentía que se genera en esta zona se dirige al cauce principal por mediación del arroyo de las Cañadillas (Fig. 2.25). El área vertiente hacia el Arroyo Salado, límite oriental, supone más de dos terceras partes de la superficie estudiada (69%). En esta zona la escorrentía se organiza de forma que la mayor parte de ella desemboca en el Arroyo Salado a través de dos tributarios: el arroyo de las Salinas y el arroyo del Brujuelo (Fig. 2.25). El primero de ellos atraviesa el área de estudio, de SO a NE, y desemboca en el Arroyo Salado (Fig. 2.25), a la altura de las salinas del Lagartijo y de Don Benito (Fig. 2.23). Se trata de un arroyo bastante encajado (Fig. 2.26D), por el que circula el agua que aflora en las salinas, además de la escorrentía generada aguas arriba. Por su parte, el arroyo del Brujuelo se origina en el interior de la zona de

estudio, al NO de las lagunas, y se dirige hacia el N, hasta encontrarse con el Arroyo Salado (Fig. 2.25). El arroyo del Brujuelo, de dimensiones estrechas, recoge las aguas del túnel de drenaje de la laguna Grande y de varias surgencias cercanas a su cauce, entre ellas las de la salina de Brujuelo (Fig. 2.23).

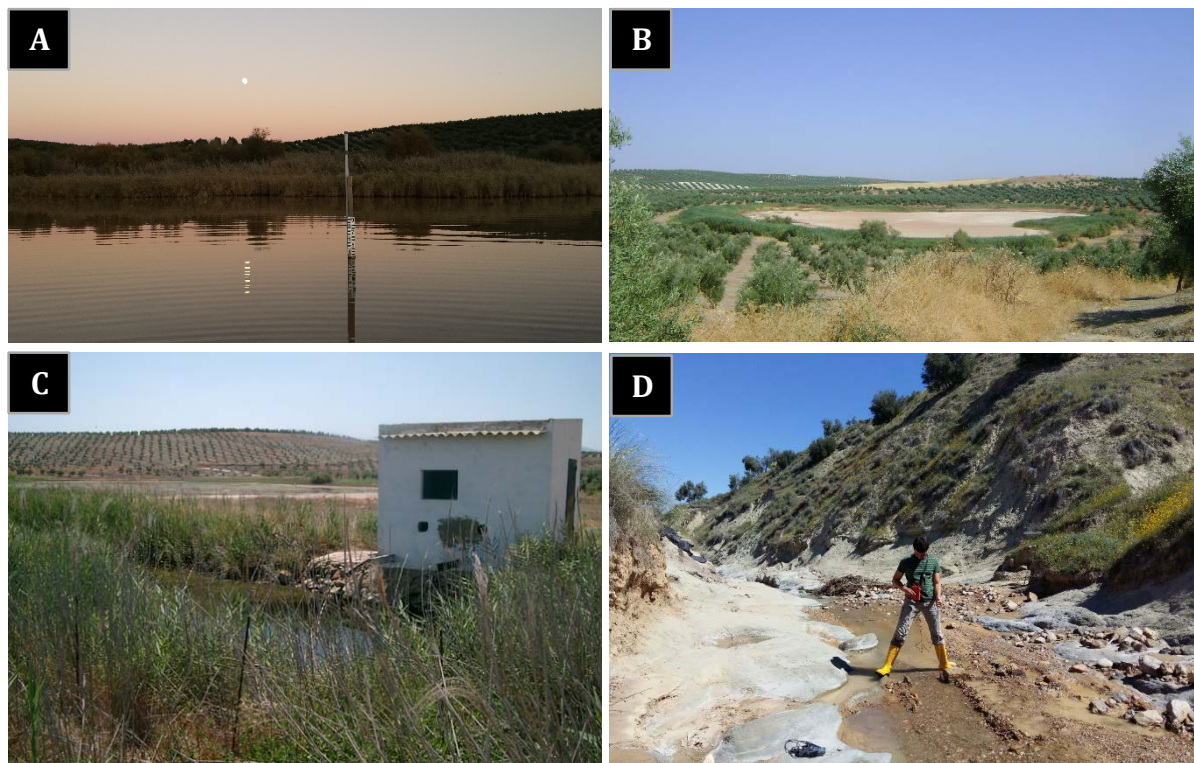


Figura 2.26. (A) Laguna de Brujuelo inundada en diciembre de 2016. (B) Panorámica de la laguna de Brujuelo seca en agosto de 2013. (C) Zanja de drenaje en el borde NO de la laguna de Brujuelo. Fotografía de Luis Linares Girela. (D) Aforo en el arroyo de las Salinas, aguas abajo de la salina de Don Benito

## 2.2.4 Área de Los Hoyos

### 2.2.4.1 Análisis del relieve

Esta área de estudio se presenta como una altiplanicie de planta subcircular, elevada en torno a 50 m respecto de los terrenos adyacentes, sobre la que se ha desarrollado uno de los paisajes más singulares de todos los CCS. El relieve de Los Hoyos está caracterizado por la presencia de numerosas depresiones, contiguas entre sí (Fig. 2.27), que presentan distintas morfologías y tamaños, generadas mediante procesos de karstificación de las rocas evaporíticas.

El área de Los Hoyos se distribuye en un rango altitudinal comprendido entre algo menos de 675 m s.n.m. y cotas superiores a los 900 m s.n.m. (Fig. 2.28). No obstante, el borde de la estructura diapíroide que constituye el área de estudio, se sitúa en torno a los 725 m s.n.m. en la zona nororiental, a 775 m s.n.m. en la mitad occidental, y a más de 800 m s.n.m. hacia el borde SE. El diagrama de frecuencias altitudinales y la curva hipsométricas realizados (Fig. 2.28) reflejan el carácter amesetado del paraje de Los Hoyos, pues muestran una distribución unimodal, con una mayor presencia de los



## 2.2. Geomorfología

intervalos de cota intermedia (800-875 m s.n.m.), que suponen un 57% de la superficie considerada. La región ocupada por altitudes inferiores a 725 m s.n.m. se localiza únicamente en el NE del área estudiada, en las cercanías al arroyo Salado, y supone un 4% del total (Fig. 2.28). Los puntos más elevados (>875 m s.n.m.) representan un 5% de la superficie de Los Hoyos y se encuentran en la zona central del diapiroide y hacia su borde suroriental, cerca de las estribaciones montañosas de la sierra de Gibalto.



Figura 2.27. Vista aérea del área de Los Hoyos desde el N. Tomada de [www.archidonaturismo.es](http://www.archidonaturismo.es)

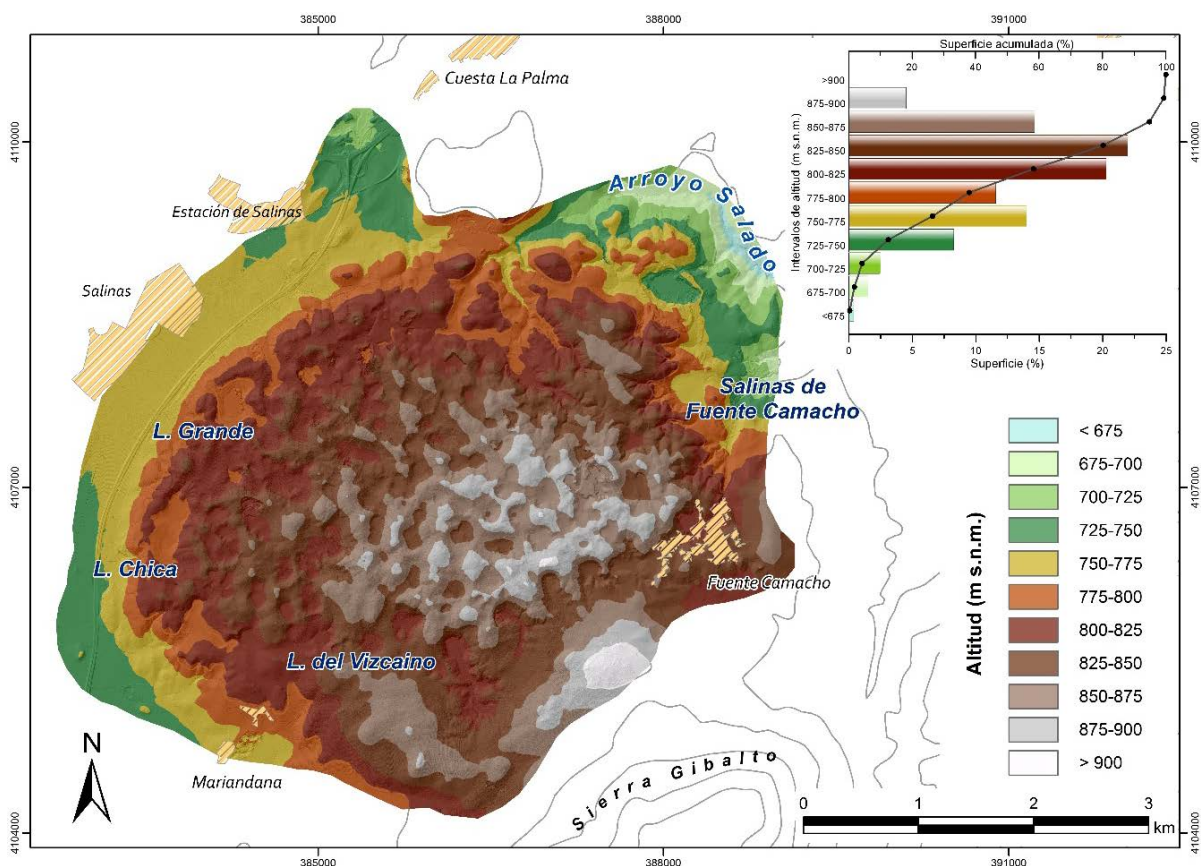


Figura 2.28. Distribución de la altitud en el área de Los Hoyos. El recuadro superior derecho muestra el histograma de frecuencias de los valores de cota topográfica y la curva hipsométrica

Por lo general, no existen pendientes pronunciadas en esta área de estudio, que presenta inclinaciones inferiores al 30% en el 97% de su superficie (Fig. 2.29). Las zonas que cuentan con menor pendiente (<10%) se corresponden con los bordes del área en su

mitad occidental, con los fondos de las distintas depresiones y con las zonas de divisorias entre éstas. Las laderas de las zonas deprimidas generalmente están inclinadas entre un 10 y un 30%, aunque en ocasiones superan este rango de valores, pero rara vez sobrepasan el 60% (Fig. 2.29). No obstante, el paisaje se encuentra muy alterado debido a la presencia de canteras, en las cuales existen paredes casi verticales, generadas artificialmente como consecuencia de los trabajos de la industria extractiva.

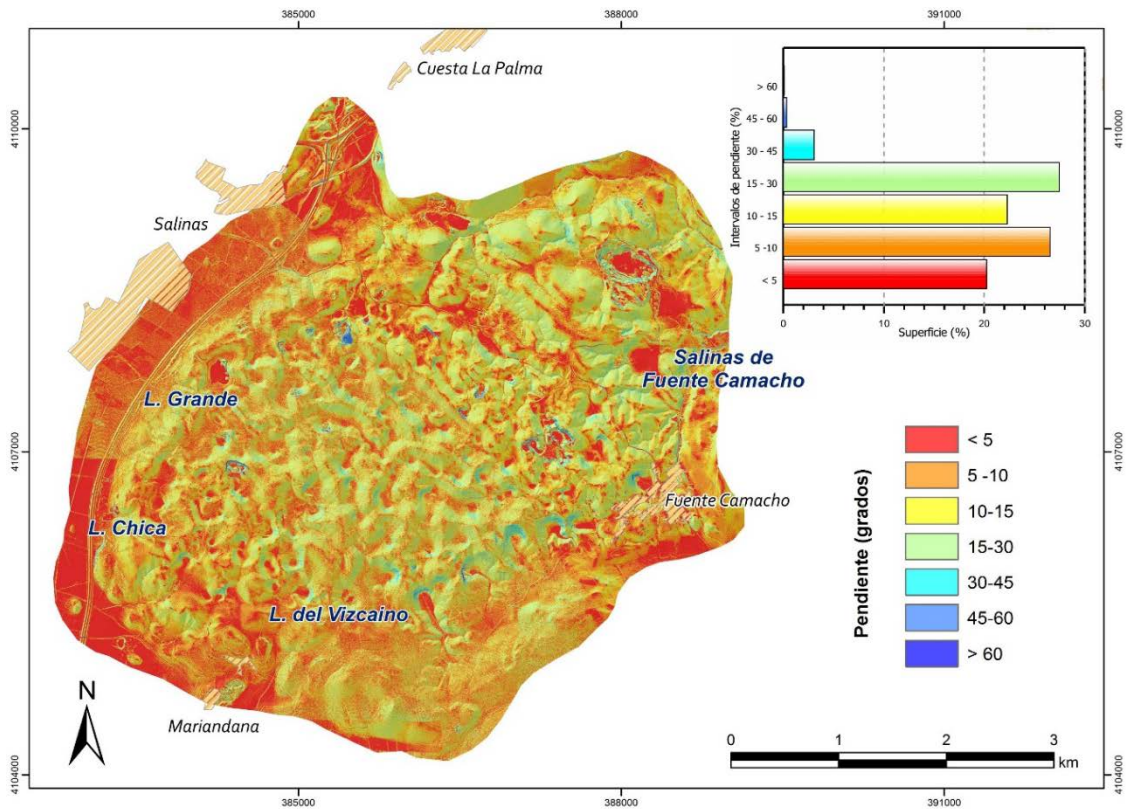


Figura 2.29. Mapa de pendientes del área de Los Hoyos y diagrama de frecuencias de la pendiente

### 2.2.4.2 Modelado kárstico y formas asociadas

Sobre el área de Los Hoyos se ha desarrollado un gran número de formas del modelado exokárstico (Fig. 2.30). En general, éstas se corresponden con depresiones cerradas, principalmente dolinas, pero también uvalas, que se han formado mediante procesos de karstificación de las rocas evaporíticas, favorecidos por el levantamiento del terreno asociado a los movimientos halocinéticos. En la figura. 2.30 se representan las principales formas de modelado kárstico existentes en el área de Los Hoyos, a partir de los trabajos de campo realizados durante el desarrollo de la presente investigación y de herramientas de teledetección aplicadas a datos LiDAR.

En la zona central del diapiroide, las dolinas tienen morfología de ventana o de embudo (Fig. 2.31A). Se trata de depresiones de pequeño tamaño (algunas decenas de metros) con paredes casi verticales, que en ocasiones contienen bloques de rocas desprendidos. Este tipo de formas se han originado por el colapso del terreno en aquellas zonas donde los procesos de levantamiento son más activos (Calaforra y Pulido-Bosch, 1999). Reflejo de ello son los colapsos que se siguen produciendo en la actualidad (Fig. 2.31B).

## 2.2. Geomorfología

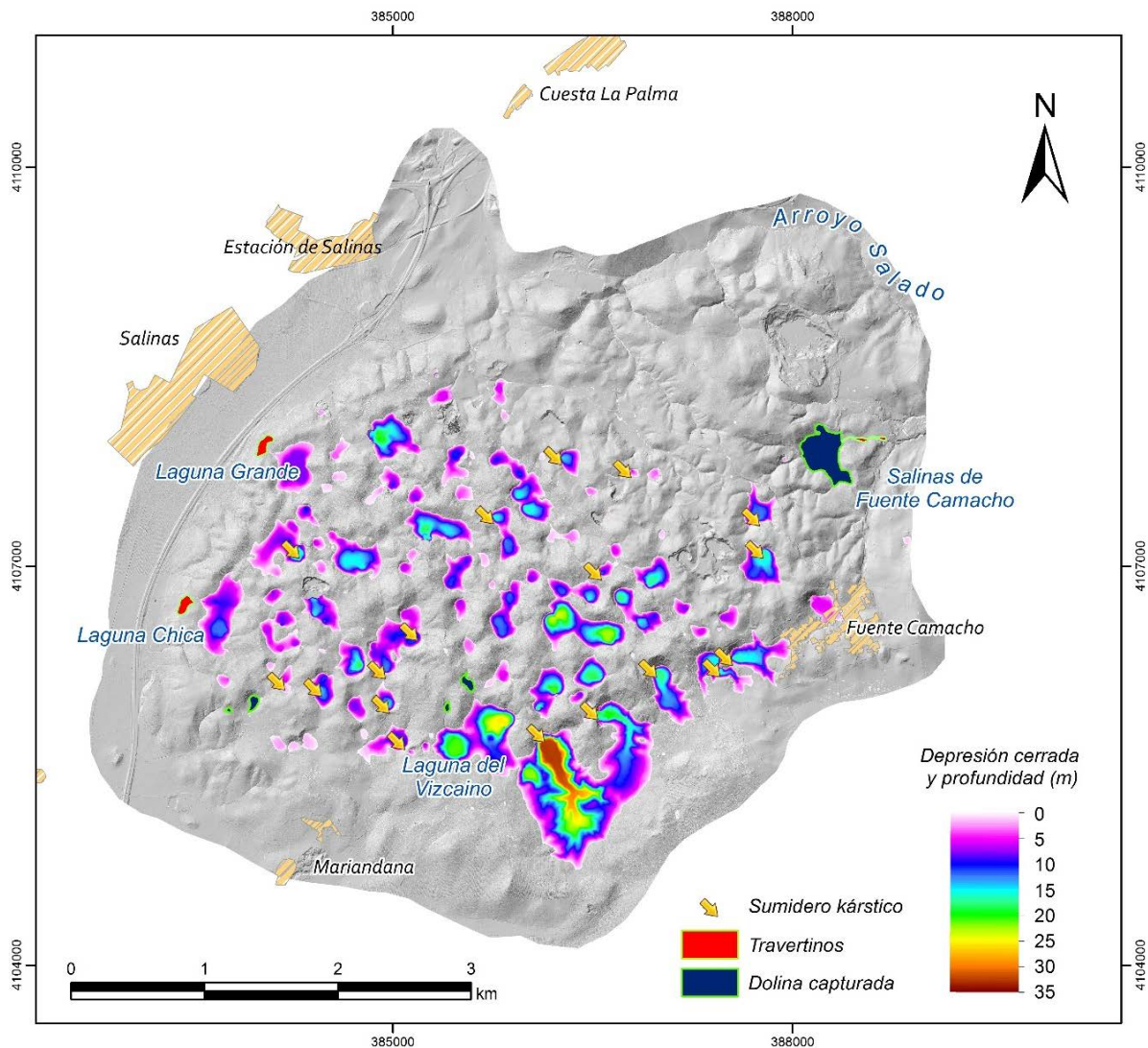


Figura 2.30. Principales formas de modelado kárstico del área de Los Hoyos, realizado mediante herramientas de teledetección aplicadas a datos LiDAR y contrastado con las observaciones de campo llevadas a cabo durante la presente investigación

Hacia los bordes del área, las dolinas adquieren un mayor tamaño (varios centenares de metros) y poseen morfología de cubeta con fondo plano. Este tipo de depresiones, normalmente rellenas de materiales arcillosos, pueden inundarse si son intersectadas por el nivel pizométrico, como en el caso de las lagunas Grande y Chica (Fig. 2.30). El eje mayor de estas morfologías exokársticas suele estar alineado en una orientación similar a la del borde próximo del diapiroide, lo que pone de relieve la influencia estructural del domo salino sobre el modelado kárstico (Calaforra y Pulido-Bosch, 1999). En determinados casos, estas depresiones, generadas por disolución, alcanzan dimensiones típicas de uvalas, por coalescencia de dolinas, como por ejemplo las citadas lagunas. En el sector meridional del área de estudio, en el límite entre la estructura diapírica y los afloramientos calizos de sierra Gibalto, existen varias depresiones alargadas, con longitudes cercanas a 1 km, que pueden ser consideradas pequeños poljes (Fig. 2.31C).

Además de las numerosas morfologías exokársticas descritas, el paraje de Los Hoyos cuenta muy probablemente con una red de conductos subterráneos. Ello se infiere

por la cantidad de sumideros kársticos identificados en superficie, en el fondo de muchas de las depresiones cerradas (Fig. 2.30). Éstos favorecen la recarga concentrada al acuífero subyacente, ya que se activan de forma temporal tras episodios lluviosos (Fig. 2.31D).

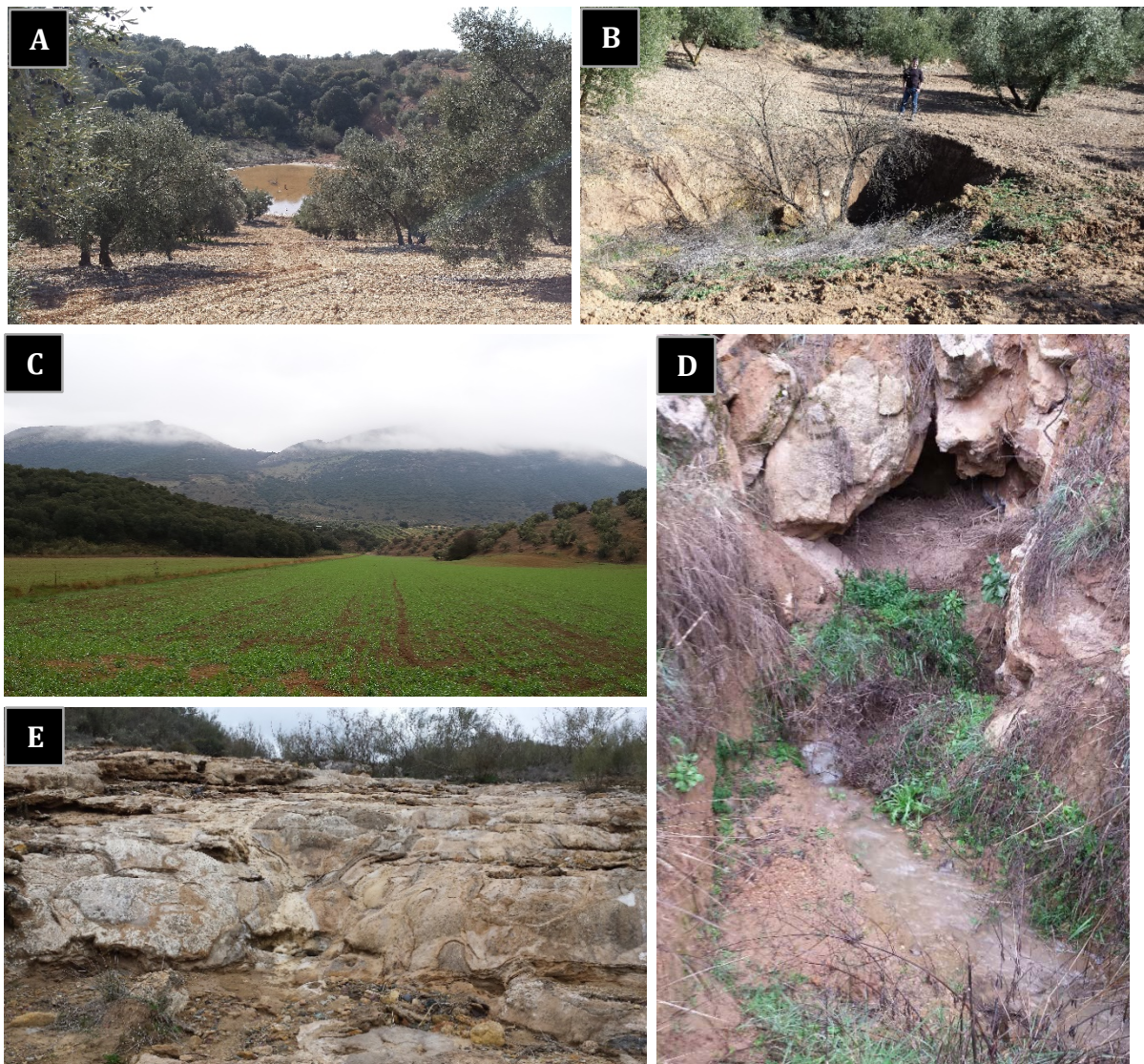


Figura 2.31. (A) Ejemplo de dolina en embudo con fondo inundado. (B) Colapso en una de las dolinas de los Hoyos. (C) Uvala cercana a la laguna del Vizcaino. Al fondo la Sierra de Gibalto. (D) Sumidero kárstico activo en la citada uvala (E) Depósitos travertínicos asociados al rebose de una dolina cercana a las salinas de Fuente Camacho

Por otra parte, cabe citar la presencia de algunos depósitos de travertinos junto al rebosadero de las lagunas Grande y Chica (Fig. 2.30). Dichas formaciones se habrían originado por la puesta en circulación de las aguas de estos humedales tras sobrepasar su umbral de rebose, lo que habría propiciado su desgasificación y, como consecuencia, la precipitación de  $\text{CaCO}_3$ . La precipitación se vería favorecido por el efecto de ion común existente entre las sales de yeso y los carbonatos, que acelerarían la sobresaturación de  $\text{CaCO}_3$  en las aguas. Igualmente, se ha identificado una formación travertínica en un barranco situado por encima de las salinas de Fuente Camacho (Fig. 2.31E), procedente de una gran dolina capturada (Fig. 2.30). La relación entre la depresión y los travertinos parece análoga a la que existe entre las lagunas y los correspondientes depósitos, lo que sugiere que la dolina capturada pudo constituir un humedal en el pasado, similar a las

## 2.2. Geomorfología

lagunas Grande y Chica, que se habría colmatado. No obstante, se trata sólo de una hipótesis que deberá de ser confirmada en futuros trabajos.

### 2.2.4.3 Hidrología superficial

El área de Los Hoyos constituye la divisoria hidrográfica entre las cuencas del río Genil, al NE, y el río Guadalhorce, al SO (Fig. 2.32). Sin embargo, la mayor parte de la superficie de Los Hoyos está ocupada por depresiones de carácter endorreico.

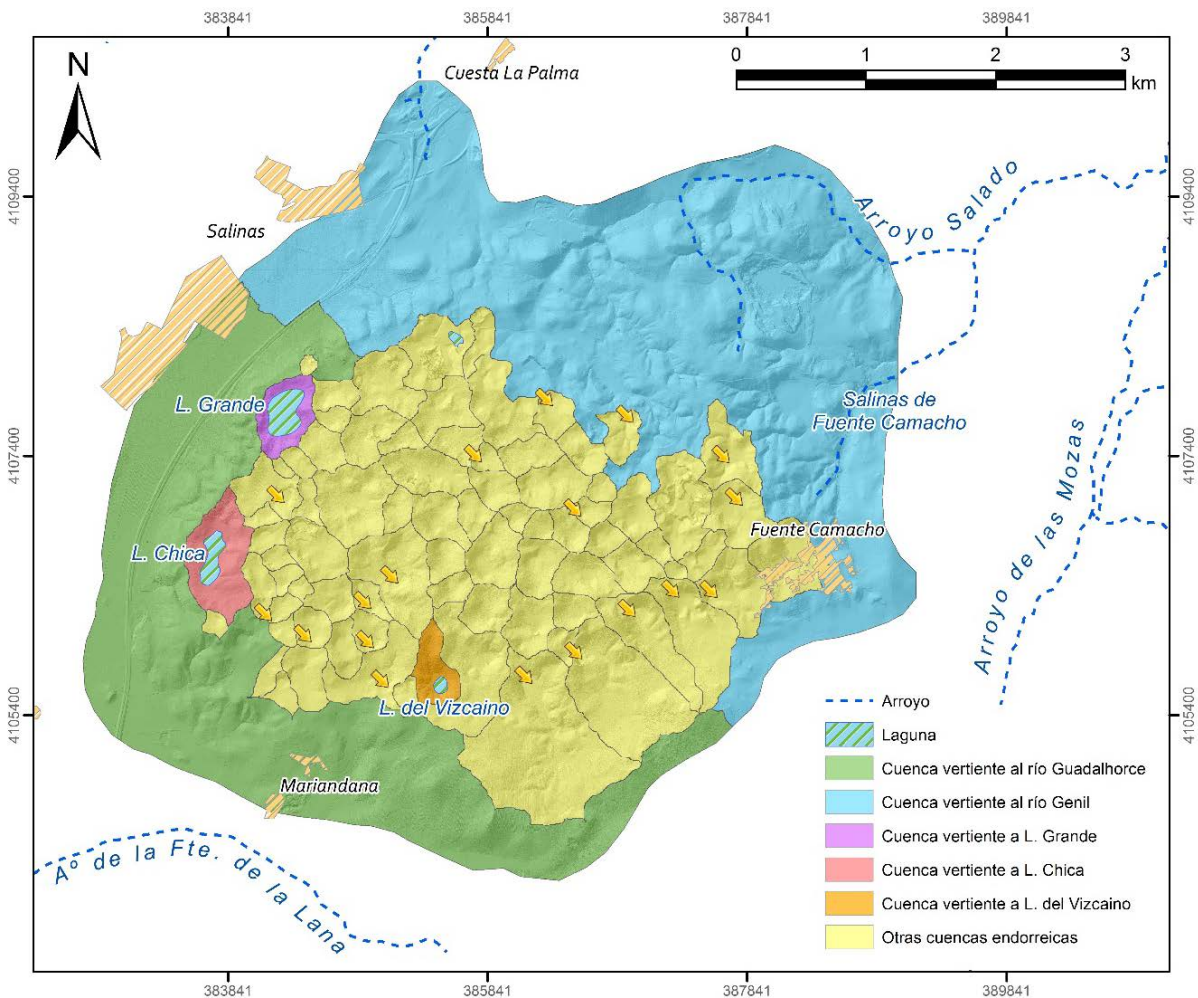


Figura 2.32. Mapa hidrológico del área de Los Hoyos, obtenido a partir de modelo digital del terreno creado con datos LiDAR

El área vertiente hacia el Genil ocupa un 26% de la superficie considerada y es la única zona en la que la red de drenaje está más o menos desarrollada. La escorrentía que aquí se genera circula, por mediación de pequeños cauces, hacia los arroyos Salado, al N, y el arroyo de las Mozas, al E (Fig. 2.32), ambos afluentes del arroyo de Riofrío. Por el contrario, en los bordes S y O del altiplano el drenaje es más bien difuso y se dirige hacia el arroyo de la Fuente de la Lana, situado fuera del área estudiada (Fig. 2.32). Esta zona ocupa sólo un 16% del total y forma parte de la cuenca del río Guadalhorce. La superficie restante (57%) constituye un complejo endorreico que ocupa 21 km<sup>2</sup>, formado por casi un centenar de cuencas cerradas.

En torno a una veintena de las depresiones existentes cuentan en su zona más profunda con sumideros kársticos (Fig. 2.32). Este hecho determina que la escorrentía que se genera en dichas cuencas se infiltre hacia el subsuelo a través de los sumideros, lo que impide el encharcamiento de las cubetas. El fondo de las dolinas que no cuentan con drenaje natural y que están situadas en la zona central del diapiroide, a las cotas más elevadas, se inundan temporalmente (Fig. 2.31A), tras eventos de lluvias intensas. En los casos en los que las cuencas cerradas están a cotas algo menores, además de los aportes superficiales, puede existir conexión puntual con el nivel piezométrico del acuífero, en periodos de aguas altas. En tales circunstancias, el encharcamiento se hace más prolongado y se generan así humedales de hidropereodo estacional. Ejemplo de ello es la laguna del Vizcaino (Fig. 2.33A), una pequeña zona húmeda de aproximadamente 10 ha que se emplaza a cota 815 m s.n.m. Finalmente, hacia los bordes del diapiro, por debajo de los 800 m s.n.m., se encuentran las lagunas Grande y Chica (Fig. 2.32), dos humedales ubicados en sendas depresiones que intersectan el nivel piezométrico (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2007; Andreo *et al.*, 2016; Gil-Márquez *et al.*, 2016).

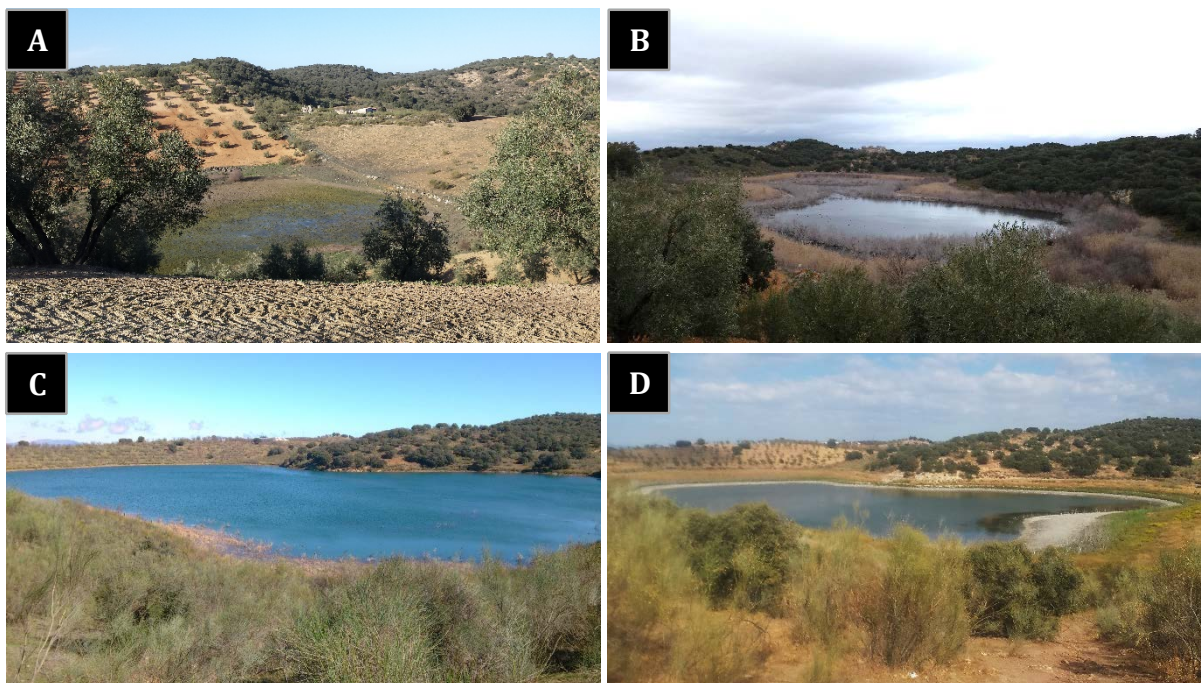


Figura 2.33. (A) Vista de la laguna del Vizcaino, en febrero de 2016. (B) Vista de la laguna Chica desde su extremo sur, en febrero de 2016. (C) Vista de la laguna Grande desde su extremo suroccidental, en febrero de 2014 (D). Vista de la laguna Grande desde su extremo suroccidental, en octubre de 2017

La laguna Chica se encuentra al S de la Grande (Figs. 2.32 y 2.33B), en el fondo de una uvala. Ello hace que la cubeta del humedal, elongada en la dirección N-S, muestre una estrechez en su parte central en condiciones de aguas altas. A medida que la lámina de agua descende, la forma de 8 se va acentuando (Fig. 2.33B), hasta que la laguna llega a dividirse en dos cuerpos de agua diferenciados. El depocentro del norte se sitúa a una altitud aproximada de 789 m s.n.m., 3 metros por encima del que hay en la cubeta situada más al sur (786 m s.n.m.), lo que condiciona que el primero se seque antes que el segundo. En condiciones de déficit hídrico muy acentuado, la laguna puede llegar a secarse completamente, lo que ocurrió por última vez en la metasequía de la primera mitad de la década de 1990 (Rodríguez-Rodríguez, *et al.*, 2001). La máxima profundidad registrada

## 2.2. Geomorfología

---

en este humedal fue de 8,3 m, en el año hidrológico 1997/98 (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2001). Por tanto, la altura de la lámina de agua debió situarse en torno a 794,3 m s.n.m., ligeramente por debajo de la cota del canal de desagüe que existe en su borde noroccidental (795 m s.n.m.), y que marca la máxima altura de inundación posible. La extensión ocupada por este humedal difiere notablemente según las condiciones hidroclimáticas, ya que puede variar entre 8,03 ha, en condiciones máximas de inundación, hasta no presentar superficie inundada. La cuenca vertiente a este humedal cuenta con una superficie de 35,96 ha.

La laguna Grande es un humedal con forma arriñonada e hidroperiodo permanente, cuya superficie máxima de inundación, que alcanza los 795,9 m s.n.m. (Gil-Márquez *et al.*, 2016), está determinada por la presencia de un umbral de rebose situado en su extremo noroccidental. La mayor columna de agua registrada en el humedal fue de 13,2 m, en el año hidrológico 1997/98 (Rodríguez-Rodríguez, *et al.*, 2001). En tales condiciones hídricas, la laguna contaría con un área inundada de 8,57 ha. No obstante, en este humedal se producen variaciones interanuales de nivel de lámina de agua de varios metros (Figs. 2.33C y D), lo que conlleva una disminución paralela de superficie de inundación. Así, por ejemplo, en verano de 2008, fecha en la que se tomaron los datos LiDAR utilizados para la realización del modelo digital del terreno empleado en la cartografía incluida en esta memoria, la superficie ocupada por las aguas de la laguna era de 3,42 ha. La cuenca vertiente a la laguna Grande es pequeña en comparación con la extensión del humedal, pues abarca una superficie de 21,1 ha.

## 3 CLIMATOLOGÍA

### 3.1 GENERALIDADES CLIMATOLÓGICAS A ESCALA REGIONAL

Las características climáticas de Andalucía están fuertemente condicionadas por su latitud, aunque presenta rasgos derivados de dos tipos de factores principalmente (ITGE, 1998): los de orden geográfico y los de carácter termodinámico.

Los factores geográficos son la altimetría y la disposición del relieve. En primer lugar, la altimetría impone un gradiente térmico que varía entre  $0,33^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , en las zonas montañosas, y  $0,46^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , en la cuenca del Guadalquivir (Pita López, 2003). Por otro lado, los relieves que conforman la Cordillera Bética constituyen el límite entre dos ámbitos climáticos bien diferenciados: el occidental, con influencia atlántica, y el oriental, marcadamente mediterráneo. Dicha diferenciación, causada por el efecto Föhn, viene determinada por la barrera orográfica que suponen los relieves béticos, alineados en dirección NE-SO. Así, los frentes atlánticos que entran por el O, descargan en el ámbito occidental de la región y generan precipitaciones menos cuantiosas a sotavento de las montañas. Del mismo modo, las perturbaciones mediterráneas que afectan a la región suroriental difícilmente alcanzan la zona occidental. Por último, el relieve contribuye a la continentalización del interior de la región, donde la influencia tanto atlántica como mediterránea se ve atenuada, lo que deriva en una mayor escasez pluviométrica y en una acentuación de los extremos térmicos.

Los factores de tipo termodinámico están relacionados con la circulación atmosférica en la región. La llegada de borrascas de procedencia atlántica produce una mayor recurrencia de precipitaciones en la zona occidental de Andalucía. Por el contrario, las perturbaciones mediterráneas son mucho menos frecuentes (ITGE, 1998). Como consecuencia, se genera un gradiente O-E de precipitación en la región, que permite establecer cuatro dominios pluviométricos (CMA, 2008b; Fig. 3.1):

- **Húmedo:** se sitúa en relieves elevados ( $S^a$  de Grazalema, Serranía de Ronda,  $S^a$  de Cazorla), bien dispuestos ante los frentes atlánticos, donde se superan los 750 mm anuales.
- **Subhúmedo:** en zonas con precipitaciones medias anuales de entre 500 y 750 mm. Son regiones occidentales y abiertas, con influencia de los frentes atlánticos. Incluye el valle del Guadalquivir, Sierra Morena y parte de la costa mediterránea.
- **Semiárido:** en las depresiones y altiplanos de la Cordillera Bética y en el SE de la región. Las precipitaciones son inferiores a los 500 mm.
- **Árido:** corresponde a la costa almeriense, donde las precipitaciones se sitúan en torno a 200 mm anuales.

En lo relativo a la temperatura del aire, existen dos gradientes: uno de continentalidad (desde la costa hacia el interior), y otro altitudinal (CMA, 2008b). Así, en las zonas más elevadas se alcanzan los valores medios anuales más bajos ( $<10^{\circ}\text{C}$ ). En



### 3.1. Generalidades climatológicas a escala regional

Sierra Morena y en la Cordillera Bética, las temperaturas oscilan entre 12°C y 15°C. En el Valle del Guadalquivir y en la costa atlántica se supera el valor medio de 15°C y de 18°C en el litoral mediterráneo, que incluso llega a 20°C en algunas zonas de Almería (Fig. 3.2).

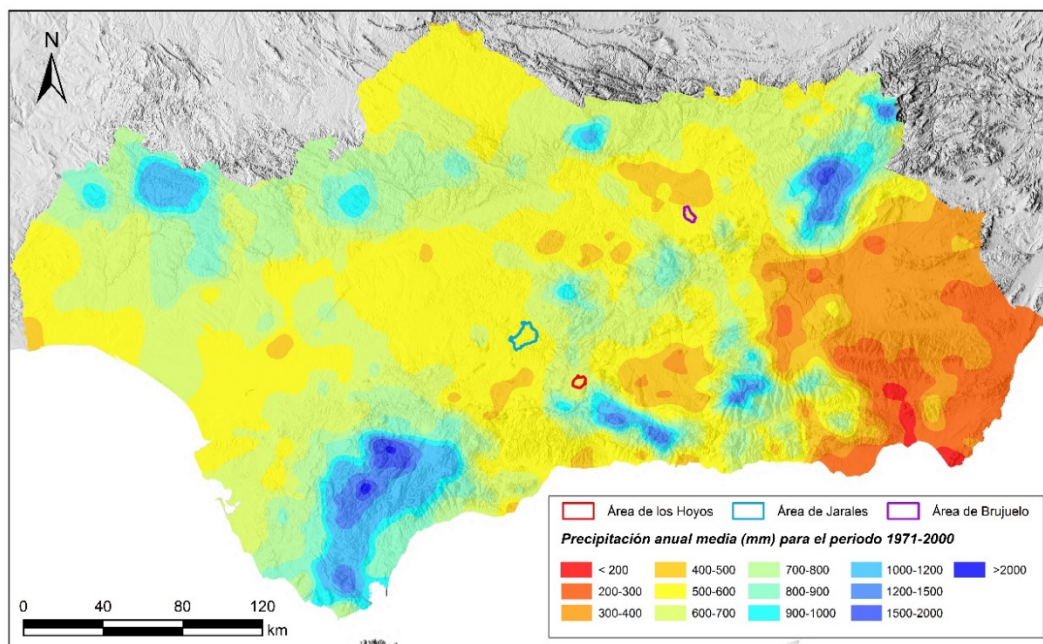


Figura 3.1. Mapa pluviométrico de Andalucía correspondiente al periodo 1971-2000, a partir del Compendio de Cartografía y Estadísticas Ambientales de Andalucía (CMA, 2008b)

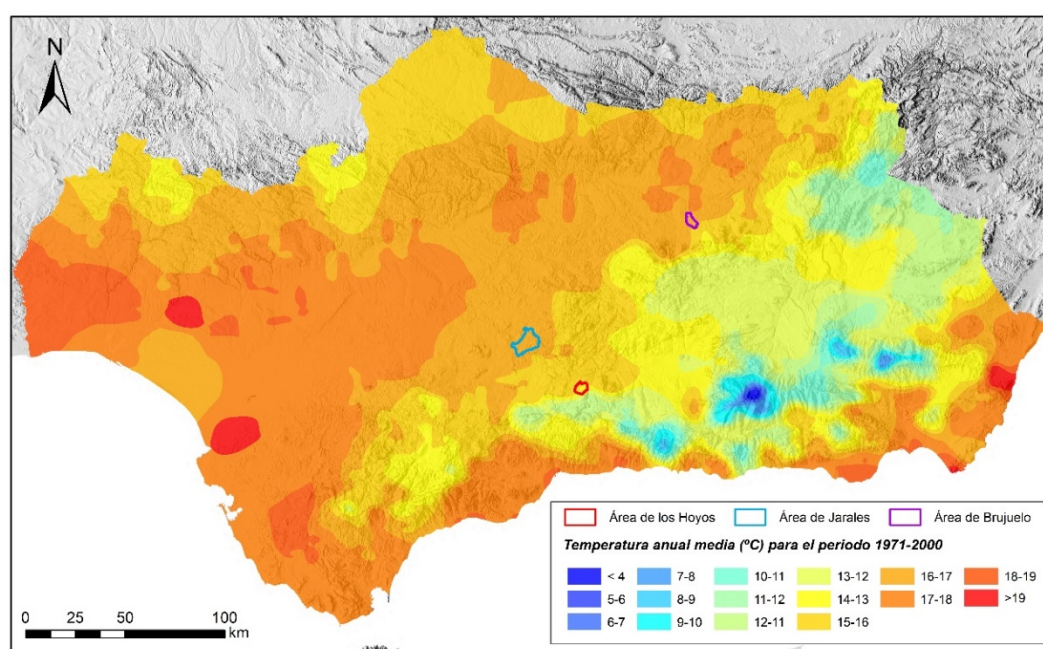


Figura 3.2. Mapa termométrico de Andalucía correspondiente al periodo 1971-2000, a partir del Compendio de Cartografía y Estadísticas Ambientales de Andalucía (CMA, 2008b)

Es necesario señalar que los valores medios descritos y representados en la figura 3.2 no permiten apreciar el gradiente costa-interior, pues éste se invierte a lo largo del año. De este modo, durante el invierno las temperaturas más elevadas se sitúan en las cercanías a la costa y disminuyen hacia el interior. Por el contrario, en el verano, las zonas litorales se benefician de temperaturas más suaves por la influencia del mar, mientras

que en el interior se alcanzan temperaturas máximas que frecuentemente sobrepasan los 35°C (Pita López, 2003). El efecto de la continentalidad se acentúa en el valle del Guadalquivir, donde las temperaturas medias estivales superan los 28°C y las máximas pueden rebasar los 45°C.

La temperatura del aire es uno de los parámetros que más influye sobre la tasa de evapotranspiración potencial (ETP). Por consiguiente, la distribución de temperaturas medias anuales (Fig. 3.2) determina en gran medida la de la ETP de la región (Fig 3.3), si bien hay que considerar que algunos factores, como el viento, favorecen la ETP, y otros, como la humedad relativa o la umbría, que se relacionan negativamente con ella.

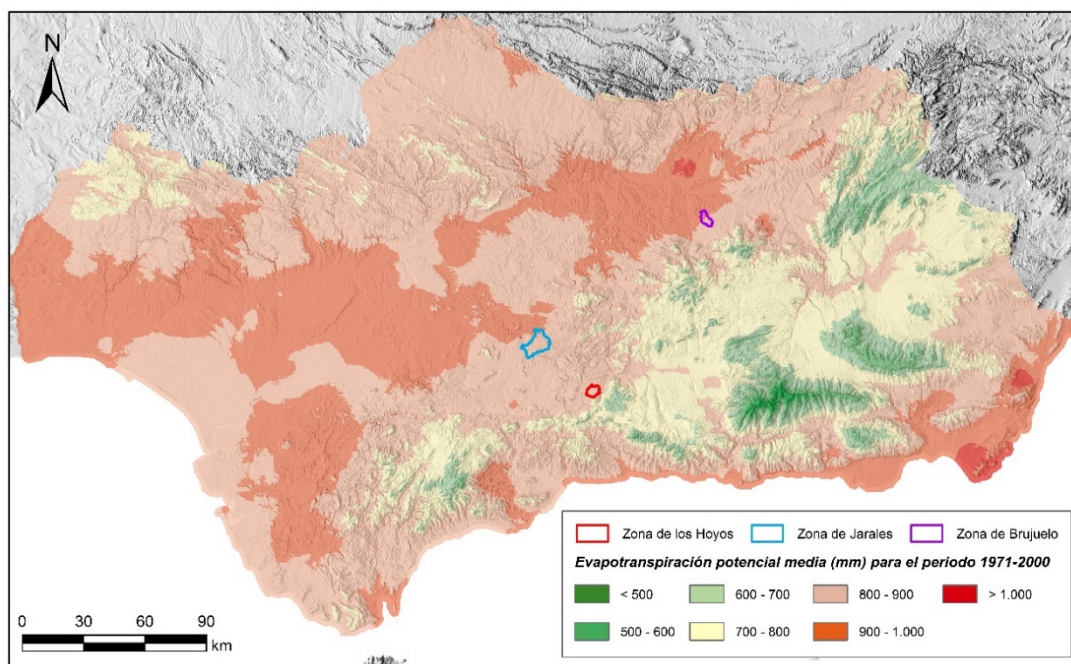


Figura 3.3. Mapa de evapotranspiración potencial anual de Andalucía relativo al periodo 1971-2000, a partir del Compendio de Cartografía y Estadísticas Ambientales de Andalucía (CMA, 2008b)

En general, se observan mayores tasas de ETP (>900 mm) en las zonas más cálidas (litoral andaluz y sudeste almeriense), pero también en áreas bajas alejadas de la costa (valle del Guadalquivir), donde se alcanzan las temperaturas más altas en el verano. Allí, los valores anuales de ETP (Fig. 3.3) superan ampliamente los de precipitación. En Sierras Morena y en algunas depresiones del interior de la Cordillera Bética, la ETP (700-900 mm) se sitúa ligeramente por encima de los valores de pluviometría anual o se equipara a ésta. Las menores tasas de ETP (<700 mm) se alcanzan en los relieves más altos, donde se conjugan las temperaturas más bajas con la mayor pluviometría. No obstante, el carácter predominantemente mediterráneo de la región, caracterizado por la práctica ausencia de precipitaciones durante los meses de verano, determina que exista un déficit hídrico de al menos 4 meses en la mayor parte de Andalucía (también en zonas con baja ETP), que incluso llega a 9 meses en la zona subdesértica de Almería (Pita López, 2003).

Atendiendo principalmente a la distribución de variables ya descrita, se han definido 6 tipos climáticos en Andalucía (Fig. 3.4; CMAYOT, 2014):

- Clima mediterráneo oceánico de la costa atlántica: caracterizado por la baja amplitud térmica anual, como consecuencia del efecto suavizador del Océano

### 3.1. Generalidades climatológicas a escala regional

Atlántico. Las temperaturas medias en invierno superan los 10°C y en verano se sitúan en torno a 25°C. Las precipitaciones anuales varían entre 500 y 600mm.

- Clima mediterráneo subtropical: corresponde a la mayor parte del litoral mediterráneo y se caracteriza por temperaturas medias elevadas (12-15°C) durante el invierno. La precipitación en esta zona disminuye de acuerdo con el gradiente O-E.
- Clima mediterráneo subcontinental de veranos cálidos: es el que existe en el valle del Guadalquivir, con influencia atlántica durante el invierno, pero es muy cálido y seco durante el verano. Las temperaturas mensuales medias en la época estival superan los 28°C y las máximas superan los 35°C e, incluso, alcanzan 45°C.
- Clima mediterráneo subcontinental de inviernos fríos: corresponde al N de la región y a las depresiones y montañas del interior, donde la continentalidad se marcada. Los veranos son cálidos (24-25°C de media) y los inviernos fríos, con valores de temperatura media inferiores a 6-7°C. La pluviometría anual es baja (~400 mm), aunque aumenta hacia el O.
- Clima mediterráneo subdesértico: en el sudeste Almeriense, donde el conjunto de las precipitaciones anuales difícilmente supera 200 mm, e incluso valores inferiores a 150 mm en la región del Cabo de Gata.
- Clima de montaña: es el propio de las zonas más elevadas, donde las temperaturas alcanzan los valores más bajos.

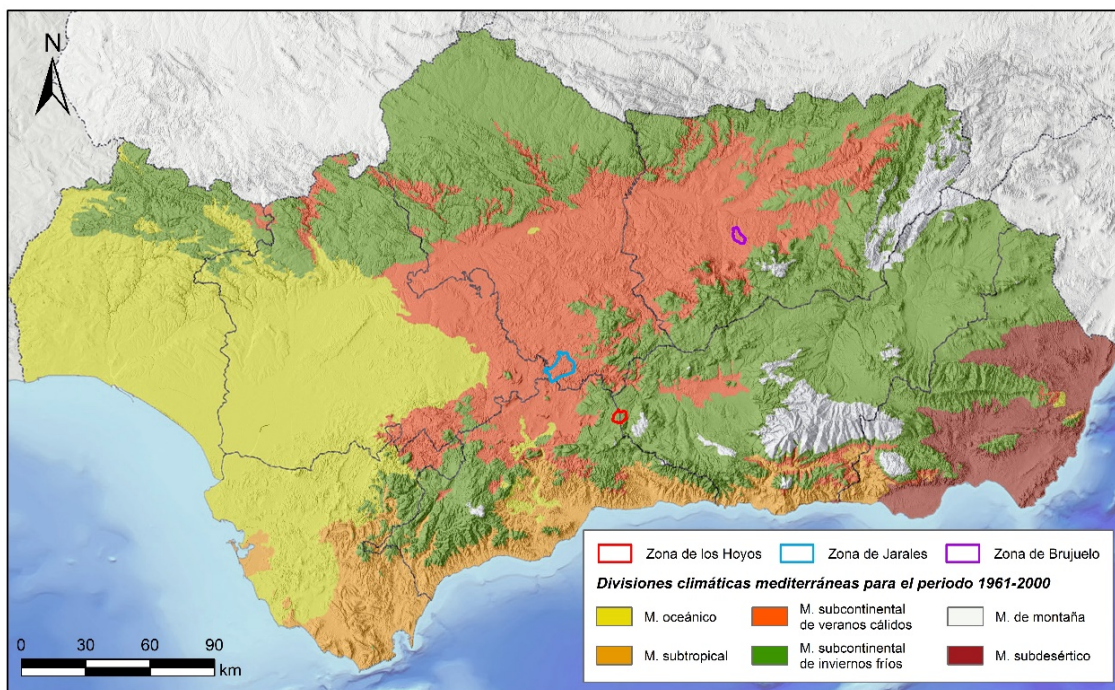


Figura 3.4. Clasificación climática de Andalucía correspondiente al periodo 1961-2000. Tomado de CMAYOT (2014)

Las tres áreas de estudio incluidas en la presente investigación se caracterizan por tener un clima mediterráneo subcontinental. Las áreas de Brujuelo y Jarales, situadas en las estribaciones septentrionales de la Cordillera Bética (Fig. 3.4), se clasifican como “de veranos cálidos”. Sin embargo, el área de Los Hoyos, ubicada a mayor cota, se incluiría en la zonación climática mediterránea continental de inviernos fríos (Fig. 3.4).

## 3.2 ÁREA DE JARALES

### 3.2.1 Análisis de las precipitaciones durante el periodo 1951/52-2015/16

#### 3.2.1.1 Análisis y tratamiento de datos

Se han considerado un total de 23 estaciones meteorológicas (Tab 3.1) para llevar a cabo el estudio pluviométrico del área de Jarales. De ellas, 16 pertenecen a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), 5 están integradas en la red del Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG), 1 forma parte de la Red de Alerta e Información Fitosanitaria (RAIF) de la Consejería de Agricultura, Pesca y Desarrollo Rural de la Junta de Andalucía, y otra ha sido instalada en el área de estudio por parte del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA) con motivo de la presente investigación (Fig. 3.5).

Referencia	Estación pluviométrica	Coordenadas UTM (m)		Altitud (m s.n.m.)	Periodo de registro	Nº de años de registro	Nº de años incompletos	Precip. media en años completos (mm)
		X	Y					
5598	Alcachofares Altos	361.843	4.121.807	465	1950/51 - 2016/17	67	13	479
5600	Benamejí	363.385	4.125.635	414	1930/31 - 2016/17	71	31	462
5602	Embalse Malpasillo	368.558	4.141.275	280	1962/63 - 2010/11	49	30	411
5603	Laguna Amarga	356.992	4.131.019	375	1983/84 - 2015/16	33	18	374
5604	La Muralla	377.901	4.141.133	560	1953/54 - 2007/08	55	32	676
5605	La Zambra	378.236	4.138.816	520	1950/51 - 2010/11	61	22	649
5606	Rute	378.997	4.131.869	635	1943/44 - 2016/17	73	4	626
5606A	Rute (Coop. Agrícola)	378.618	4.131.603	630	1984/85 - 2016/17	32	15	566
5608	Lucena	368.558	4.141.275	486	1912/13 - 2010/11	98	8	660
5608I	Cerro de las Puertas	360.962	4.142.939	410	1971/72 - 2016/17	45	20	609
5610	Central Cordobilla	346.331	4.136.259	200	1927/28 - 2000/01	41	8	420
5611I	La Roda de Andalucía (Cám. Agraria)	340.697	4.118.173	410	1976/77 - 2010/11	46	16	469
5612	La Roda de Andalucía	342.185	4.118.608	405	1945/46 - 2010/11	66	37	534
5612O	Lora de Estepa	338.140	4.126.491	450	1985/86 - 2016/17	31	6	565
5614A	Casariche	344.102	4.129.091	293	1981/82 - 2012/13	32	15	444
5615B	Puente Genil	342.699	4.139.410	210	1908/99 - 2016/17	99	17	468
A10	Los Piedros (SAIH)	358.027	4.137.142	250	2014/15 - 2016/17	3	2	358
A30	Rio Yeguas (SAIH)	343.830	4.129.053	285	2008/09 - 2016/17	9	3	422
H10	Cordobilla (SAIH)	347.551	4.135.002	200	1995/96 - 2016/17	22	11	378
I12	Genil-Cabra (SAIH)	347.291	4.135.844	230	1995/96 - 2016/17	22	4	399
P50	El Tejar (SAIH)	362.673	4.125.814	470	2009/10 - 2016/17	8	2	380
CO006	Lucena-RAIF	369.019	4.133.339	435	2001/02 - 2016/17	16	7	443
CEHIUMA-1	Cortijo la Salina	359.667	4.130.920	390	2013/14 - 2016/17	4	2	347

Tabla 3.1 Estaciones meteorológicas utilizadas en el área de Jarales con indicación de sus coordenadas geográficas y de las características de las series de datos registradas por ellas

En la tabla 3.1 y la figura 3.6 puede consultarse la denominación, la situación y la altitud a la que se encuentra cada estación. En general, la red de control está bien distribuida por los alrededores del área de estudio, con la salvedad de la zona SO, en las cercanías de la localidad de Alameda, donde no se ha podido conseguir datos de alguna estación representativa. En conjunto, la red de estaciones pluviométricas existentes abarca un rango altitudinal que se extiende desde los 200 m s.n.m., de las estaciones Central Cordobilla y Cordobilla (SAIH), hasta los 635 m s.n.m., de Rute (Tab. 3.1, Fig. 3.6).

### 3.3. Área de Jarales



Figura 3.5. Estación meteorológica automática instalada en el Cortijo La Salina, con motivo de la presente investigación

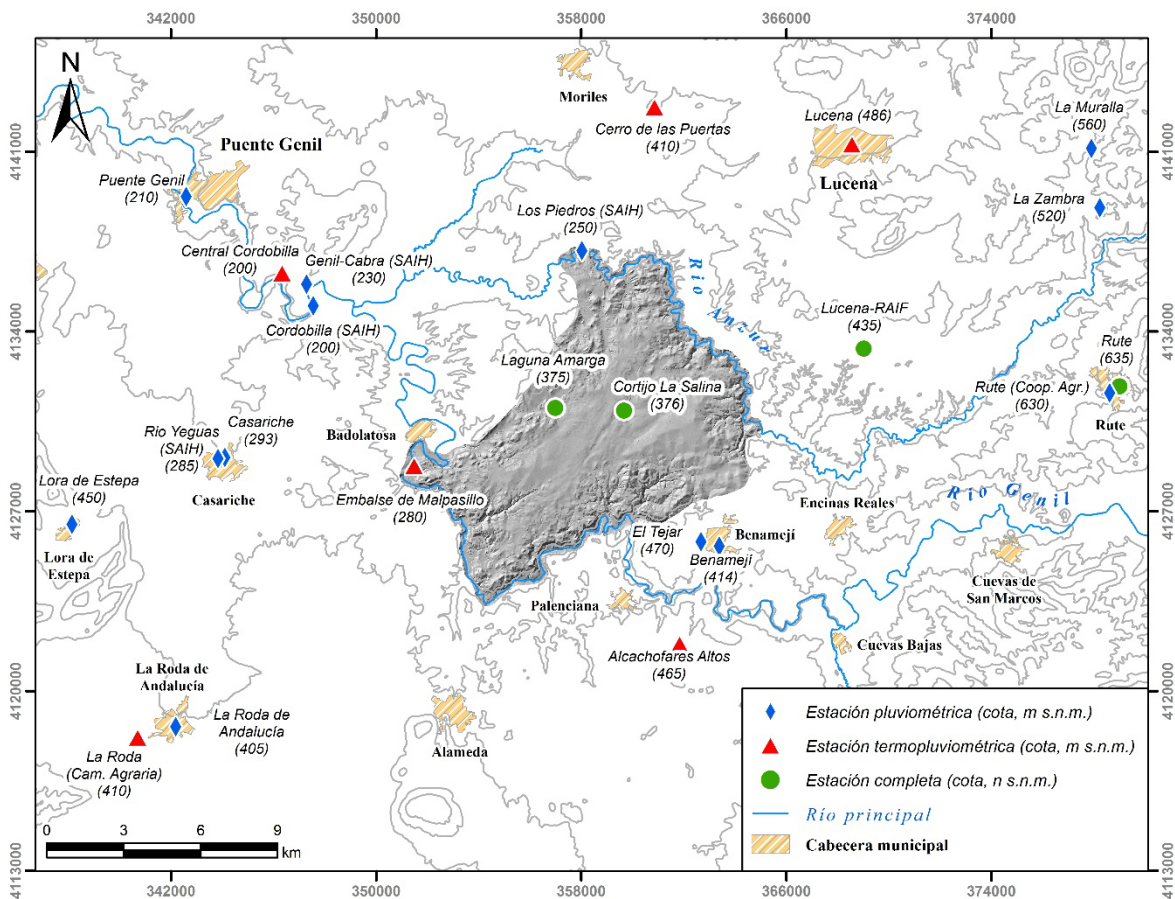


Figura 3.6. Mapa de situación de las estaciones meteorológicas consideradas en el área de Jarales

Cada una de las estaciones cuenta con periodos de registro pluviométrico distintos (Tab. 3.1), que comprenden desde 2 años (Los Piedros), hasta casi un centenar (Lucena y Puente Genil). Sin embargo, ninguna de las estaciones tiene una serie de precipitación completa, ya que todas carecen de datos en algún año (Tab. 3.1). Las estaciones que disponen de un registro más completo coinciden con las que poseen el periodo de registro más amplio: Lucena, con 8 años incompletos de un total de 98, y Puente Genil,

que cuenta con una serie de 99 años, de los que a 16 les faltan datos (Tab. 3.1). Las series en las que hay más vacíos de información son las de Benamejé (31 años), Embalse de Malpasillo (30 años), La Muralla (32 años) y La Roda de Andalucía (37 años).

La elección de las estaciones pluviométricas, utilizadas para el análisis histórico de las precipitaciones en la zona de Jarales, se ha basado en su distribución espacial y en la longitud y continuidad de sus series de datos de precipitación (Tab. 3.1, Fig. 3.6). Del total de 23 estaciones disponibles se han seleccionado únicamente 9 (Tab. 3.2 y 3.3): Alcañafares Altos, Benamejé, Embalse de Malpasillo, Laguna Amarga, Rute, Lucena, Cerro de las Puertas, La Roda de Andalucía y Puente Genil. El análisis histórico se ha llevado a cabo para el periodo comprendido entre los años hidrológicos 1963/64 y 2015/16, integrado por un total de 53 años. El periodo elegido es el que contaba con una mayor continuidad de las series de datos pluviométricos de las estaciones más representativas del área piloto.

Los vacíos de información mensual de las estaciones seleccionadas para el análisis histórico han sido completados, con idea de homogeneizar sus series de registro pluviométrico y poder compararlas entre sí. A tal fin, se han correlacionado las distintas series de datos originales mediante regresiones lineales. Las que proporcionaban los mejores coeficientes de correlación fueron aplicadas para calcular los datos de precipitación en los meses en los que no había información. Una vez completadas las series pluviométricas, se ha comprobado la existencia de errores accidentales o sistemáticos mediante el método de las dobles masas o dobles acumulaciones, consistente en la comparación de las series de precipitación anual acumulada de cada estación con las de las estaciones de referencia (Lucena y Rute) y con la media de todas las estaciones. Se han corregido las series de Benamejé, Embalse de Malpasillo y Laguna Amarga (Tab. 3.3).

Año hidrol.	Lucena	Puente Genil	Benamejé	La Roda de Andalucía	Alcañafares Altos	La Zamra	La Muralla	Rute (C. de A.)	Central Córdoba	Embalse de Malpasillo	Cerro de las Puertas	Rute (SEA)	La Roda (Camara)	Casarié	Laguna Amarga	Rute (Coop. Agrícola)	Lora de Estepa	Genil-Cabra (SAIH)	Córdoba (SAIH)	Lucena-RAIF	Río Yeguas (SAIH)	El Tejar (SAIH)	Los Pedros (SAIH)	Cortijo La Salina
1913/14	551																							
1914/15	887																							
1915/16	717																							
1916/17	975																							
1917/18	475																							
1918/19	744																							
1919/20	444																							
1920/21	657	528																						
1921/22	611	394																						
1922/23	724	417																						
1923/24	851	508																						
1924/25	890	563																						
1925/26	803	512																						
1926/27	696	516																						
1927/28	933	635																						
1928/29	520	407																						
1929/30	707	583																						
1930/31	351	272	344																					
1931/32	671	524	408																					
1932/33	577	473	215																					
1933/34	578	491																						
1934/35	626	458																						
1935/36	918	634																						
1936/37	775	471																						
1937/38	732	608																						
1938/39	434	420																						
1939/40	632	490																						
1940/41	1722	434																						

Tabla 3.2. Precipitación anual (mm) en las estaciones pluviométricas del área de Jarales según los datos originales

### 3.3. Área de Jarales

Año hidrol.	Lucena	Puente Genil	Benamejí	La Roda de Andalucía	Alcañaltes	La Zorra	La Muralla	Rute (C. de A.)	Central Cordobilla	Embalse de Malpasillo	Cerro de las Puertitas	Rute (SEA)	La Roda (Camara)	Casarriche	Laguna Amarga	Rute (Coop. Agrícola)	Lora de Estepa	Genil-Cabra (SAIH)	Cordobilla (SAIH)	Lucena-RAIF	Río Yeguas (SAIH)	El Tejar (SAIH)	Los Pedros (SAIH)	Cortijo La Salina
1941/42	347	486																						
1942/43	405	513																						
1943/44	553	454																						
1944/45	139	249																						
1945/46	639	492																						
1946/47	1221	613																						
1947/48	743	600																						
1948/49	429	331																						
1949/50	684	359																						
1950/51	714	492	469																					
1951/52	733	482	528	452																				
1952/53	348	219	208																					
1953/54	467	276	328	316	320	603																		
1954/55	545	345	321	383	453	632																		
1955/56	793	554	528	562	676	802	886	599																
1956/57	485	306	343	395	503																			
1957/58	534	405	556	577	616	576	672																	
1958/59	725	512	487	669	535	759																		
1959/60	913		1361	701	937		790																	
1960/61	858		581	531	778	951																		
1961/62	826		679	583	798																			
1962/63	1141		887	890	985		1023																	
1963/64	869	488	510	597	804																			
1964/65	577		367	432	570																			
1965/66	874	472	571	695	793	893		375																
1966/67	493	353	470					332																
1967/68	640	471	540	684	641	686			493															
1968/69	1025	647	793	847	932				671															
1969/70	760	439	644	585	774																			
1970/71	793	496	645	725	739				497															
1971/72	594	373	460	498	547			386	336															
1972/73	585	413	489	652	527	754	588	418	376	504														
1973/74	586	356	395	444	546						584													
1974/75	512	340	360	416	473	601		358	349	532	463													
1975/76	517	425	433		480	486			393	485	492													
1976/77	810	565	527	618	810			531	434	870	857	549												
1977/78	780	538	573					450			708	612												
1978/79	743	574	627	0				433		626	803	420												
1979/80	485	453	347	0	451						584	326												
1980/81	399		384		375	456		251		433		485												
1981/82	512	421	494	366	438	518	568	329	321	488	636	409	348											
1982/83	492	398	363	318	352	496	580	303		524	496													
1983/84	682	518	504	402	476	679					723													
1984/85	446	430		410	620						657													
1985/86	413	487		506		804		293	372		751	488		361	646									
1986/87	398	580	464	501	596	668		473	416	626	703			379	605									
1987/88		561	507	615				497			650	395		435	570									
1988/89			377	436					371		561	639												
1989/90				749				355																
1990/91	419			473							527													
1991/92	343	393	393	404	436		528			512	470	363	260		448									
1992/93	426	385	353	314	365	411	522			461	419		363											371
1993/94		390	425		368						477	244	270											412
1994/95	356			227	193					250	407	387												304
1995/96	968	584		686		1202				885	1087	721												784
1996/97	891	661		771				721		921	930	632	608		913									781
1997/98	866	592	542		623			627		849	804	184												677
1998/99	281	191		203						219	248	249	473	442		251								222
1999/00	654	531		468	670					528	626		598	607	171	612	518	319						
2000/01	600	666	561	540	883	963				621	867	826	437	342	430	821	736	514	550					
2001/02	393	397		432	379	481				379	460	497	485	475	547	452	446	225	247					
2002/03	716	544		511	566	790				461	700	705		550		681	614	401	429	606				
2003/04	710	522		666	662	701	736			533				235			674	432	477	630				
2004/05		239	192		254		285			229		314		426			338							307
2005/06	466		420		426	601				393	458	521	458	480	252	511	513	312	369					
2006/07	482	514	415	517		489	602			393		561		401	416	553	574	388	422	421				
2007/08	558	433	407		449						505		505		501	514	304	387						
2008/09		495	546		488						757		921			655								
2009/10	1061		906	933		942				912	1106					1110	587			694				
2010/11		696		526							787		321		796	720								
2011/12		343	324	338							475				473	420	279	254		301	309			
2012/13		719	669	537							1038					940				569	616			
2013/14		374	359	283							559					461			416	309	340			
2014/15			368		278						461					396	234	273	337		308			
2015/16		390		326							508					533	528	318	374	448	330	374	358	376
<b>Media</b>	<b>660</b>	<b>468</b>	<b>462</b>	<b>534</b>	<b>490</b>	<b>649</b>	<b>676</b>	<b>804</b>	<b>420</b>	<b>411</b>	<b>609</b>	<b>632</b>	<b>469</b>	<b>444</b>	<b>374</b>	<b>566</b>	<b>571</b>	<b>359</b>	<b>378</b>	<b>441</b>	<b>389</b>	<b>358</b>	<b>376</b>	

Tabla 3.2 (continuación). Precipitación anual (mm) en las estaciones pluviométricas del área de Jarales según los datos originales

### 3.2.1.2 Precipitación media anual. Determinación de años tipo

Se ha calculado la precipitación media sobre el área de Jarales a partir de los datos registrados en las 9 estaciones pluviométricas elegidas para el periodo 1963/64-2015/16 (Tab. 3.3). La media aritmética de las precipitaciones anuales obtenida es de 508 mm. Los años considerados como húmedos en cada estación son aquellos que sobrepasan el valor medio de precipitación anual en al menos un 15%. Los que se han definido como secos son los que presentan un valor inferior al 85% de la media. Todos los años con precipitación comprendida dentro del intervalo definido por los tipos mencionados, son considerados como años medios.

Año hidrol.	Lucena	Puente Genil	Rute	Benamejé	Embalse Malpasillo	La Roda de Andalucía	Alcachofares Altos	Cerro de las Puertas	Laguna Amarga	Media anual
1963/64	869	488	<b>670</b>	502	<b>621</b>	510	663	<b>844</b>	<b>557</b>	<b>636</b>
1964/65	577	<b>406</b>	<b>447</b>	<i>492</i>	<b>378</b>	<i>367</i>	<i>339</i>	<b>572</b>	<b>354</b>	437
1965/66	<b>874</b>	472	<b>656</b>	<i>389</i>	<b>458</b>	<b>571</b>	<b>738</b>	<b>854</b>	<b>425</b>	604
1966/67	493	<b>353</b>	<b>520</b>	<i>385</i>	<b>369</b>	<b>353</b>	<i>372</i>	<b>493</b>	<b>346</b>	409
1967/68	640	471	<b>514</b>	<i>550</i>	<i>493</i>	540	510	<b>632</b>	<b>459</b>	534
1968/69	<b>1025</b>	<b>647</b>	<b>734</b>	<i>519</i>	<b>671</b>	<b>750</b>	<b>796</b>	<b>999</b>	<b>608</b>	750
1969/70	<b>760</b>	439	<b>693</b>	<i>502</i>	<b>599</b>	<b>585</b>	<b>750</b>	<b>743</b>	<b>543</b>	624
1970/71	<b>793</b>	496	<b>671</b>	<i>327</i>	<i>497</i>	<b>537</b>	<i>639</i>	<b>780</b>	<b>459</b>	578
1971/72	594	<b>373</b>	<b>436</b>	<i>489</i>	<i>336</i>	<i>460</i>	<i>378</i>	<b>373</b>	<b>321</b>	418
1972/73	585	413	<b>505</b>	<i>489</i>	<i>376</i>	<b>652</b>	<i>354</i>	<i>504</i>	<b>356</b>	470
1973/74	586	<b>356</b>	<b>584</b>	<i>395</i>	<b>320</b>	<b>349</b>	<i>439</i>	<b>645</b>	<b>304</b>	442
1974/75	<b>512</b>	<b>340</b>	<b>463</b>	<i>360</i>	<i>349</i>	<b>335</b>	<i>354</i>	<i>532</i>	<b>336</b>	398
1975/76	517	425	<b>492</b>	<i>433</i>	<i>393</i>	<b>429</b>	<i>457</i>	<i>485</i>	<b>377</b>	445
1976/77	<b>810</b>	<b>565</b>	<b>857</b>	<i>527</i>	<i>434</i>	<b>536</b>	<i>522</i>	<b>870</b>	<b>405</b>	614
1977/78	<b>780</b>	<b>538</b>	<i>708</i>	<i>573</i>	<b>412</b>	<b>517</b>	<i>459</i>	<b>748</b>	<b>672</b>	601
1978/79	<b>743</b>	<b>574</b>	<b>803</b>	<i>627</i>	<b>453</b>	<b>487</b>	<b>544</b>	<i>626</i>	<b>513</b>	597
1979/80	<b>485</b>	<b>453</b>	<b>584</b>	<i>347</i>	<b>684</b>	<b>329</b>	<b>343</b>	<b>419</b>	<b>335</b>	442
1980/81	<b>399</b>	<b>287</b>	<b>445</b>	<i>384</i>	<i>291</i>	<b>290</b>	<i>276</i>	<i>433</i>	<b>276</b>	342
1981/82	<b>512</b>	<i>421</i>	<i>636</i>	<i>494</i>	<i>373</i>	<i>366</i>	<i>345</i>	<i>488</i>	<b>354</b>	443
1982/83	<b>492</b>	<i>398</i>	<b>496</b>	<i>363</i>	<i>358</i>	<i>318</i>	<i>407</i>	<i>524</i>	<b>340</b>	411
1983/84	<b>682</b>	<i>518</i>	<b>723</b>	<i>504</i>	<i>497</i>	<i>402</i>	<i>507</i>	<b>624</b>	<i>471</i>	547
1984/85	<b>638</b>	<i>446</i>	<i>657</i>	<i>430</i>	<i>465</i>	<b>309</b>	<b>392</b>	<b>565</b>	<i>441</i>	482
1985/86	<b>642</b>	<i>413</i>	<b>751</b>	<i>487</i>	<i>372</i>	<b>378</b>	<i>416</i>	<i>566</i>	<i>379</i>	489
1986/87	<b>398</b>	<b>580</b>	<b>703</b>	<i>464</i>	<i>416</i>	<b>429</b>	<b>352</b>	<i>626</i>	<i>435</i>	489
1987/88	<b>484</b>	<b>561</b>	<b>650</b>	<i>507</i>	<b>482</b>	<b>489</b>	<i>502</i>	<b>670</b>	<b>504</b>	539
1988/89	<b>443</b>	<b>340</b>	<b>561</b>	<i>377</i>	<b>371</b>	<b>391</b>	<b>341</b>	<b>425</b>	<b>396</b>	405
1989/90	<b>615</b>	<b>559</b>	<b>741</b>	<b>590</b>	<b>556</b>	<b>599</b>	<b>415</b>	<i>651</i>	<b>496</b>	580
1990/91	<i>419</i>	<b>420</b>	<b>527</b>	<b>373</b>	<b>380</b>	<b>422</b>	<b>307</b>	<b>591</b>	<b>338</b>	420
1991/92	<i>343</i>	<b>393</b>	<b>470</b>	<i>393</i>	<b>378</b>	<i>404</i>	<i>515</i>	<i>512</i>	<b>342</b>	417
1992/93	<i>426</i>	<b>385</b>	<b>419</b>	<i>353</i>	<b>298</b>	<i>314</i>	<b>382</b>	<i>461</i>	<b>333</b>	374
1993/94	<b>423</b>	<b>390</b>	<b>477</b>	<i>425</i>	<b>382</b>	<b>330</b>	<b>323</b>	<i>471</i>	<b>316</b>	393
1994/95	<i>356</i>	<b>288</b>	<b>387</b>	<b>226</b>	<i>250</i>	<i>227</i>	<b>239</b>	<i>407</i>	<b>243</b>	291
1995/96	<b>968</b>	<b>584</b>	<b>1087</b>	<b>762</b>	<b>649</b>	<b>704</b>	<b>674</b>	<b>885</b>	<b>607</b>	769
1996/97	<b>891</b>	<b>661</b>	<b>930</b>	<b>683</b>	<b>728</b>	<b>737</b>	<b>667</b>	<b>921</b>	<b>614</b>	759
1997/98	<b>866</b>	<b>592</b>	<b>804</b>	<b>542</b>	<b>599</b>	<b>620</b>	<b>602</b>	<b>849</b>	<b>558</b>	670
1998/99	<b>281</b>	<b>191</b>	<b>249</b>	<b>159</b>	<b>219</b>	<b>174</b>	<b>234</b>	<b>248</b>	<b>171</b>	214
1999/00	<b>654</b>	<b>531</b>	<b>605</b>	<b>451</b>	<b>528</b>	<b>445</b>	<b>343</b>	<b>626</b>	<b>430</b>	512
2000/01	<b>600</b>	<b>666</b>	<b>826</b>	<b>561</b>	<b>621</b>	<b>566</b>	<b>534</b>	<b>867</b>	<b>547</b>	643
2001/02	<b>393</b>	<b>397</b>	<b>497</b>	<b>365</b>	<b>379</b>	<b>411</b>	<b>371</b>	<b>460</b>	<b>344</b>	402
2002/03	<b>716</b>	<b>544</b>	<b>705</b>	<b>473</b>	<b>461</b>	<b>511</b>	<b>471</b>	<b>700</b>	<b>475</b>	562
2003/04	<b>710</b>	<b>522</b>	<b>670</b>	<b>538</b>	<b>533</b>	<b>666</b>	<b>584</b>	<b>653</b>	<b>552</b>	603
2004/05	<b>305</b>	<b>239</b>	<b>314</b>	<b>192</b>	<b>229</b>	<b>293</b>	<b>230</b>	<b>272</b>	<b>252</b>	258
2005/06	<b>466</b>	<b>401</b>	<b>521</b>	<b>420</b>	<b>393</b>	<b>454</b>	<b>429</b>	<b>458</b>	<b>416</b>	440
2006/07	<b>482</b>	<b>514</b>	<b>561</b>	<b>415</b>	<b>393</b>	<b>517</b>	<b>469</b>	<b>455</b>	<b>401</b>	467
2007/08	<b>558</b>	<b>433</b>	<b>505</b>	<b>407</b>	<b>416</b>	<b>439</b>	<b>493</b>	<b>392</b>	<b>408</b>	450
2008/09	<b>784</b>	<b>495</b>	<b>757</b>	<b>546</b>	<b>439</b>	<b>505</b>	<b>481</b>	<b>585</b>	<b>431</b>	558
2009/10	<b>1061</b>	<b>874</b>	<b>1106</b>	<b>906</b>	<b>819</b>	<b>933</b>	<b>841</b>	<b>912</b>	<b>766</b>	913
2010/11	<b>759</b>	<b>696</b>	<b>787</b>	<b>513</b>	<b>648</b>	<b>589</b>	<b>759</b>	<b>783</b>	<b>539</b>	675
2011/12	<b>439</b>	<b>343</b>	<b>475</b>	<b>324</b>	<b>313</b>	<b>486</b>	<b>255</b>	<b>430</b>	<b>301</b>	374
2012/13	<b>961</b>	<b>719</b>	<b>1038</b>	<b>669</b>	<b>656</b>	<b>1003</b>	<b>827</b>	<b>885</b>	<b>629</b>	821
2013/14	<b>517</b>	<b>374</b>	<b>559</b>	<b>359</b>	<b>379</b>	<b>419</b>	<b>355</b>	<b>433</b>	<b>303</b>	411
2014/15	<b>426</b>	<b>352</b>	<b>461</b>	<b>368</b>	<b>328</b>	<b>445</b>	<b>347</b>	<b>398</b>	<b>331</b>	384
2015/16	<b>469</b>	<b>390</b>	<b>508</b>	<b>397</b>	<b>428</b>	<b>464</b>	<b>376</b>	<b>469</b>	<b>407</b>	434
Máximo	1061	874	1106	906	819	1003	841	999	766	913
Mínimo	281	191	249	159	219	174	230	248	171	214
Medio	608	467	622	459	450	478	466	600	425	508
Med * 1,15	699	537	715	528	518	550	536	690	488	585
Med * 0,85	517	397	528	390	383	407	396	510	361	432
Nº años secos	23	17	22	20	31	18	23	6	29	17
Nº años húmedos	17	15	14	8	11	13	13	29	6	15
Nº años medios	13	21	17	25	11	22	17	18	18	21

Tabla 3.3. Datos de precipitación anual (mm) durante el periodo 1963/64-2015/16. Los valores en negrita corresponden a los datos completados mediante correlación y los valores en cursiva han sido corregidos. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco)



### 3.3. Área de Jarales

Existe una alternancia de periodos húmedos, secos y medios para el conjunto de las estaciones (Tab. 3.3). Habitualmente, el tipo de año definido para las estaciones suele coincidir con el tipo de año para la serie media, aunque no siempre es así. Sin embargo, no es frecuente que una estación presente condiciones hidroclimáticas opuestas a la del conjunto de ellas en el mismo año hidrológico. Esto ocurre únicamente en el año 1965/66 (húmedo) en la serie de la estación de Benamejé (seca), aunque hasta en 11 años medios para todo el conjunto, distintas series han sido definidas como húmedas y secas de forma simultánea (Tab. 3.3).

En la serie media anual se observan 15 años húmedos, 17 secos y 21 medios (Tab. 3.3). El año de mayor pluviometría fue 2009/10, en el que se registraron 913 mm de media y en el que cayó el máximo de precipitación del periodo analizado en 7 de las 9 estaciones. El año más seco fue 1998/99, en el que sólo llovió 214 mm de media, además de ser en el que menos lluvia se registró en 8 de las 9 estaciones.

#### 3.2.1.3 Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas

El análisis de la distribución espacial de las precipitaciones en la zona de Jarales, se ha llevado a cabo a partir de los mapas de isoyetas correspondientes a los años tipo definidos: 2009/10, como el más húmedo de toda la serie (Fig. 3.7), el año medio del periodo 1963/64-2015/16 (Fig 3.8) y 1998/99, éste último considerado como el año tipo seco (Fig. 3.9).

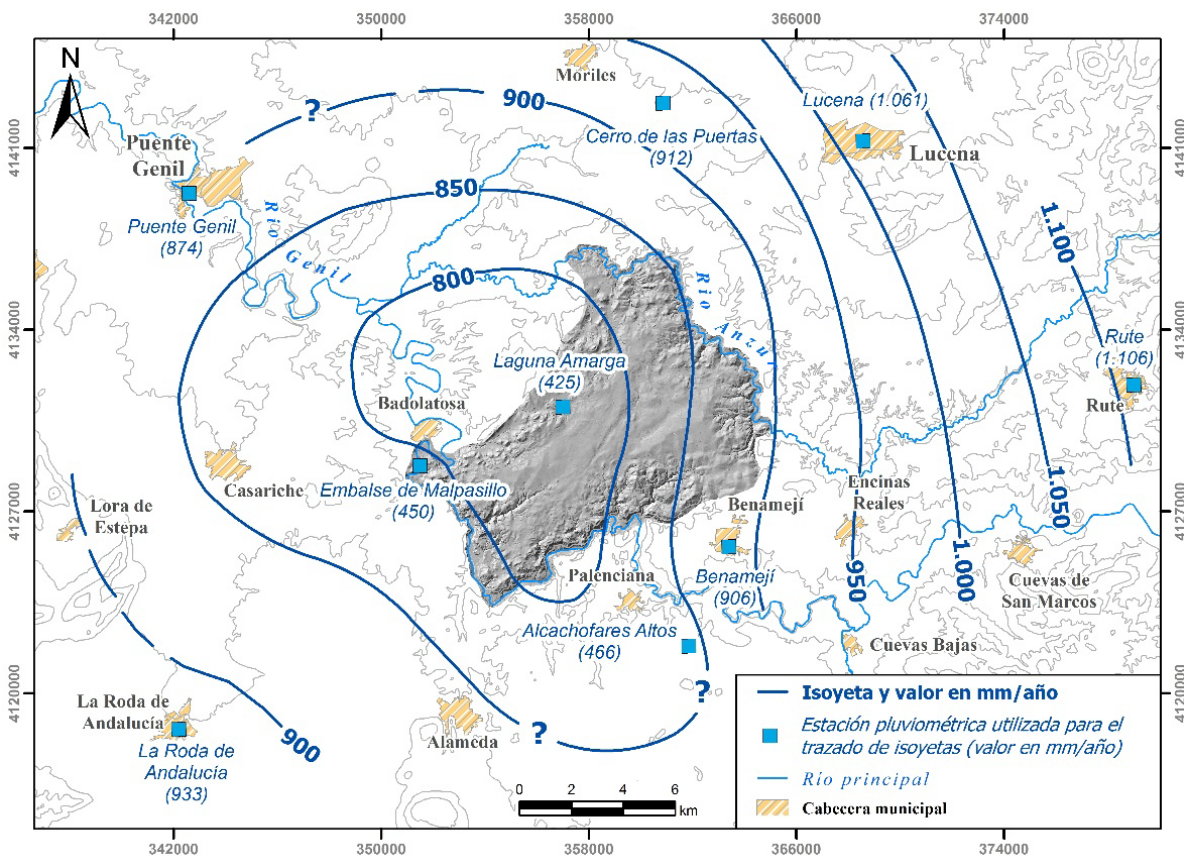


Figura 3.7. Mapa de isoyetas correspondiente al año 2009/10, el más húmedo (913 mm) del periodo 1963/64-2015/2016

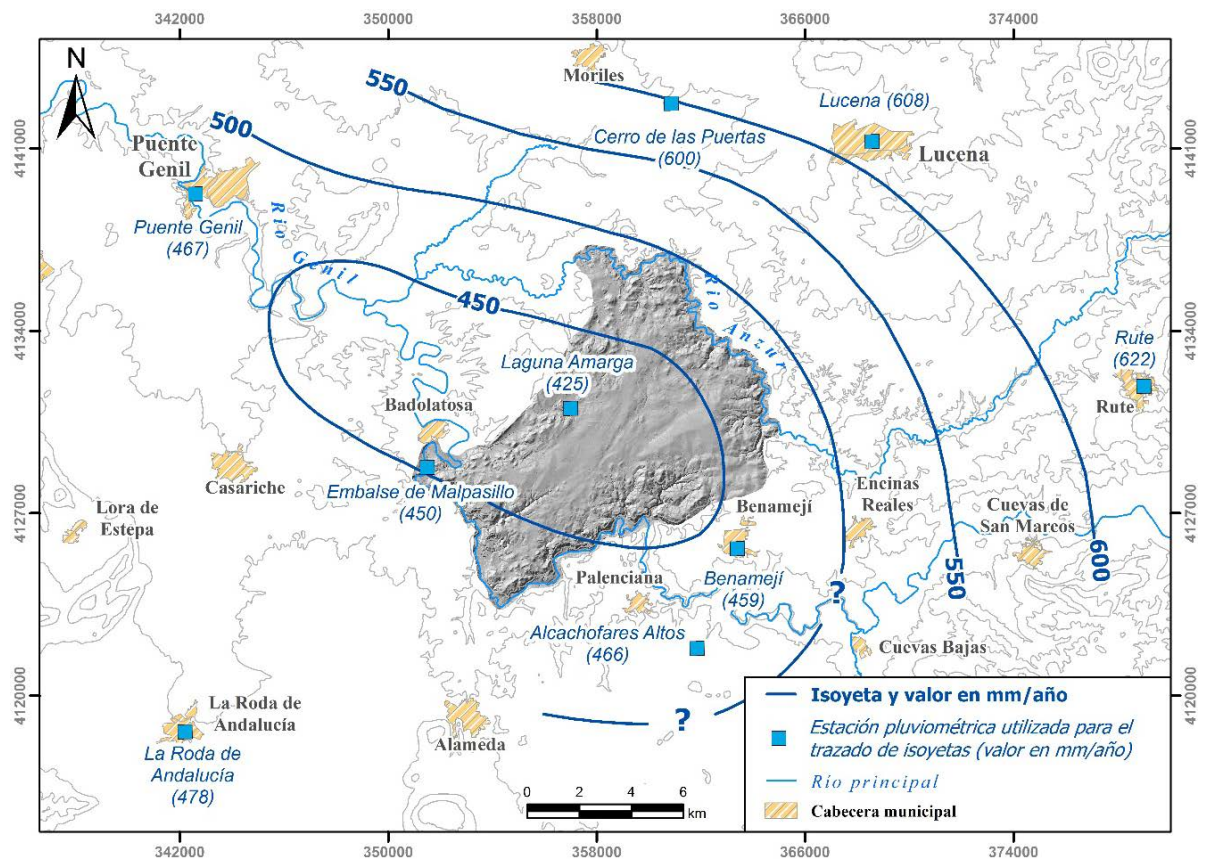


Figura 3.8. Mapa de isoyetas correspondiente al año medio del período 1963/64-2015/2016, con una precipitación media de 508 mm

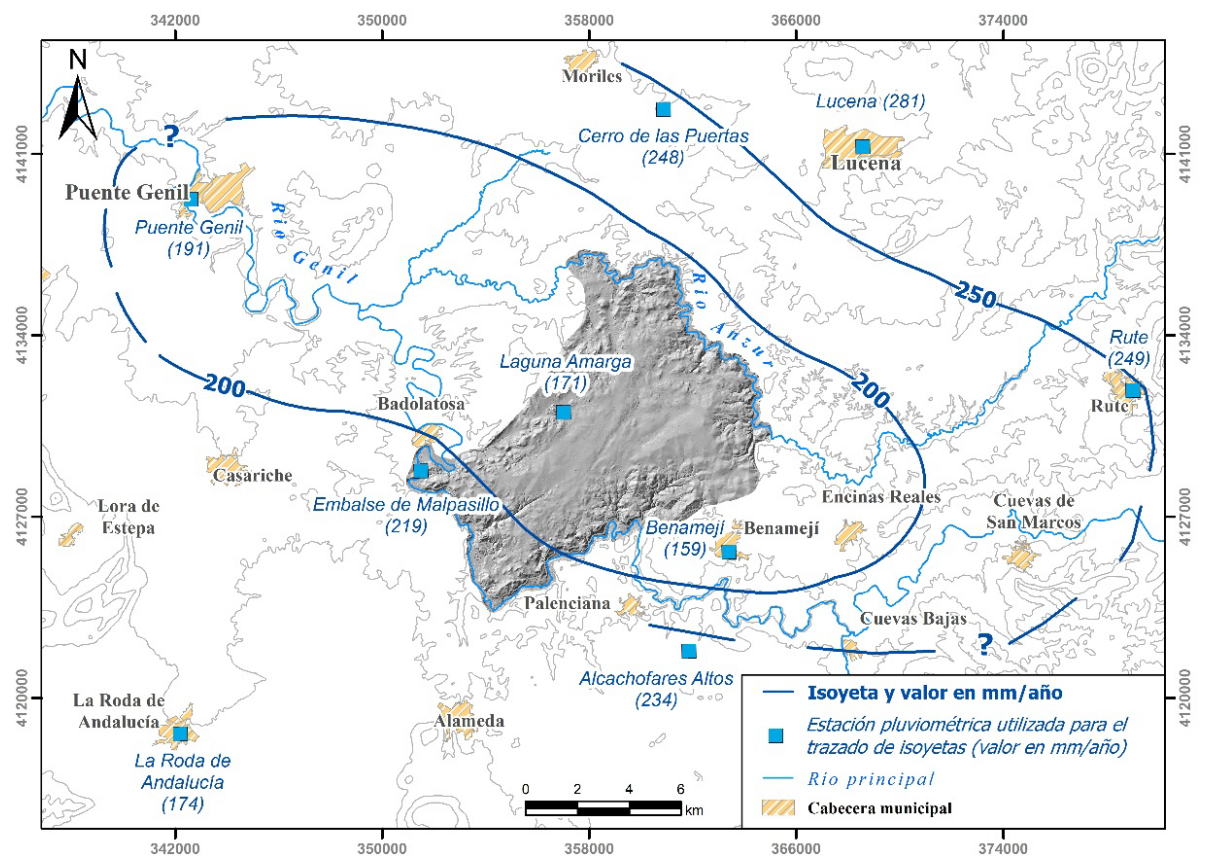


Figura 3.9. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1998/99, el más seco (214 mm) del período 1963/64-2015/2016

### 3.3. Área de Jarales

El trazado de las isoyetas refleja en los 3 casos la existencia de una zona de menor precipitación, que coincide de forma aproximada con el área de estudio. La cantidad de lluvia registrada aumenta hacia las estaciones de los alrededores, sobre todo en las de Lucena y Rute, al E, donde el relieve de las Sierras Subbéticas favorece la descarga de los frentes de procedencia atlántica. Como consecuencia, se genera un gradiente pluviométrico en la dirección O-E.

Pese a que el patrón de distribución de la precipitación se mantiene en los 3 mapas (Figs. 3.7, 3.8 y 3.9), la separación entre las líneas isoyetas parece aumentar hacia el E, conforme disminuye la precipitación. Por tanto, existe una mayor variabilidad espacial de las precipitaciones cuanto más lluvioso es el año. Así, en 2009/10, año húmedo tipo (Fig. 3.7), el rango de variación de la precipitación dentro del área piloto se sitúa cerca de los 100 mm, mientras que 1998/99, año seco tipo ni siquiera alcanza los 50 mm.

Se ha correlacionado la precipitación media anual de cada estación con la cota topográfica a la que se sitúan (Fig. 3.10). La pendiente de la ecuación obtenida determina un gradiente pluviométrico de 43 mm/100 m para el periodo 1963/64-2015/16. No obstante, el coeficiente de correlación obtenido (0,431) es bajo, lo que puede deberse a la variabilidad espacial descrita en los párrafos anteriores, que no parece estar completamente determinada por la altitud.

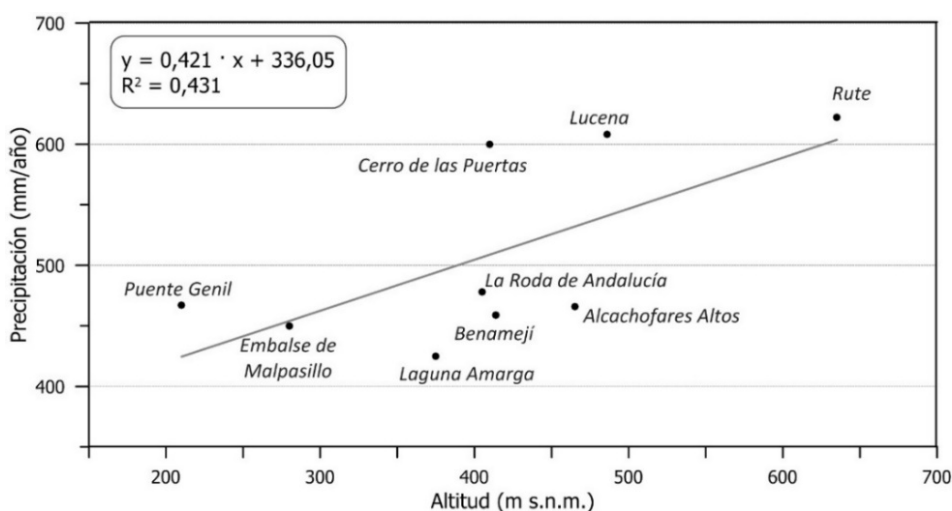


Figura 3.10. Relación entre la precipitación media y la altitud de las estaciones de medida. Gradiente pluviométrico calculado en el área de Jarales para el periodo 1963/64-2015/2016

#### 3.2.1.4 Distribución temporal de las precipitaciones

En la figura 3.11 se representa la evolución temporal de las precipitaciones medias anuales ocurridas sobre el área piloto durante el periodo 1963/64-2015/16 (Fig. 3.11). Los periodos de mayor pluviometría son 1963/64-1965/66, 1968/69-1970/71 (aunque el último año no llega a ser considerado húmedo), 1976/77-1978/79, 1995/96-1997/98 (sucedida por el año más seco de toda la serie), y 2009/10-2012/13. Este último periodo destaca por comenzar con el año más lluvioso de toda la serie analizada (913 mm), y finalizar con el segundo más húmedo (821 mm), además de por contar con un año seco (2011/12). También existen otros años húmedos que, a lo largo de la serie histórica, se intercalan entre años medios y secos (2000/01, 2003/04).

Los años medios y secos se alternan a lo largo del resto del periodo estudios, aunque existen etapas netamente secas o medias (Fig. 3.11). Así, entre 1983/84 y 1987/88, y entre 2005/06 y 2008/09, se suceden varios años medios de forma consecutiva. En cuanto a los periodos secos, destaca el comprendido entre 1990/91 y 1994/95, que dio lugar a la mayor desviación de la precipitación anual acumulada respecto a la media de toda la serie analizada (Fig. 3.11). Los años 2013/14 y 2014/15, que forman parte del periodo de investigación, son los únicos 2 años secos consecutivos que existen, además de los que se integran en el intervalo anterior.

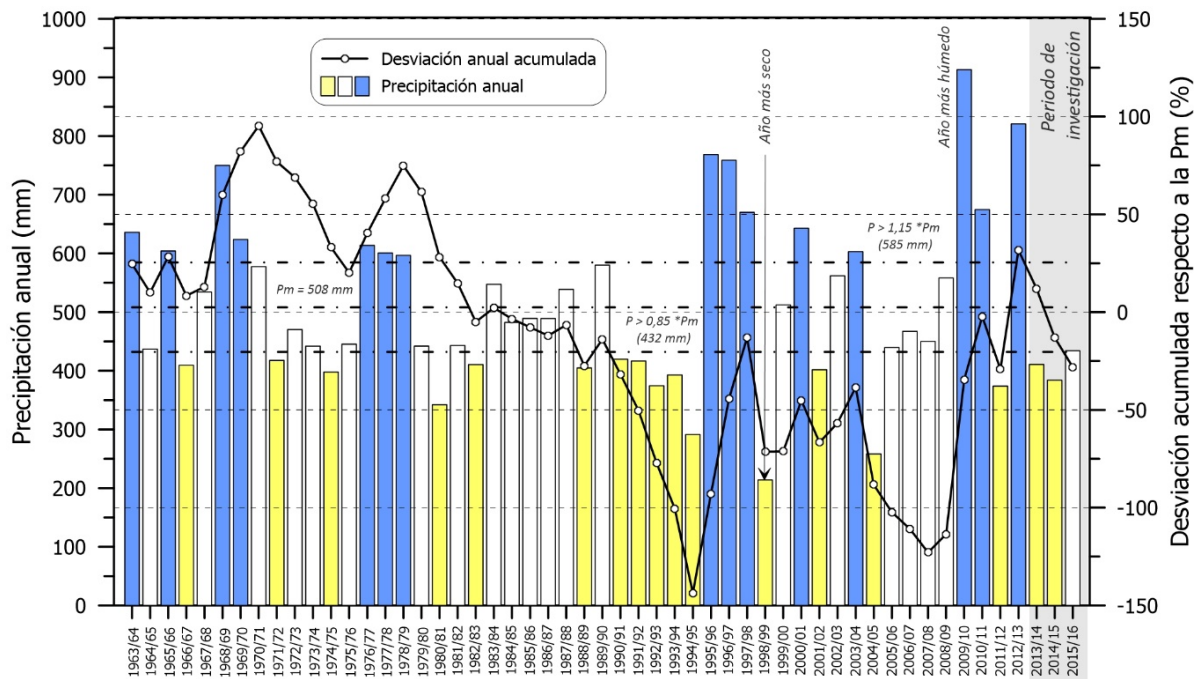


Figura 3.11. Distribución temporal de las precipitaciones medias anuales durante el periodo 1963/64-2015/16 y desviación de la precipitación anual acumulada respecto a la media

La evolución de la desviación de la precipitación media anual acumulada respecto de la media (Fig. 3.11) comienza siendo más o menos estable durante el primer lustro de la serie. A partir de 1968/69 tiene lugar un periodo húmedo que produce un aumento de la desviación acumulada. En 1970/71 se invierte la tendencia, hasta que en 1976/77 tiene lugar otro ciclo húmedo de 3 años de duración. En 1979/80 se desencadena un descenso continuado, ligeramente amortiguado a mediados de la década de 1980, que finaliza en 1994/95 con casi el -150% de desviación acumulada, tras la etapa más seca del todo el periodo analizado (Fig. 3.11). Entre los años 1995/96 y 1997/98 se produce un ascenso de la desviación de precipitación acumulada con respecto a la media, seguido de una etapa de descensos escalonados. En el periodo húmedo 2009/10-2012/13 se observa una tendencia ascendente, que finaliza con el inicio de esta investigación.

Las precipitaciones medias mensuales del periodo 1963/64-2015/16 están resumidas en la tabla 3.4 y representadas en la figura 3.12. Diciembre es el mes de mayor pluviosidad para el conjunto de todas las estaciones, con 72 mm de valor medio, seguido de noviembre, con 71 mm. De manera individual, el orden se invierte en las estaciones de Benamejé, La Roda de Andalucía y Laguna Amarga. La precipitación media en el resto de meses comprendidos entre el inicio del año hidrológico y abril, se sitúa en un rango entre 51 y 63mm, por encima del valor medio anual (43 mm). A partir de mayo (34 mm) se

### 3.3. Área de Jarales

produce un descenso pluviométrico significativo que da paso al estiaje. Los valores más bajos de precipitación se registran en julio en todas las estaciones consideradas, con un valor medio de 2 mm, seguido de agosto (7 mm). En septiembre se produce un repunte en la cantidad de lluvia (28 mm) que supone el fin de la época estival.

Durante los primeros 8 meses del año hidrológico se observa una tendencia ascendente continuada de la precipitación acumulada (Fig. 3.12). A partir de mayo, coincidiendo con el inicio de la escasez de lluvia estival, el valor de la precipitación acumulada apenas presenta variaciones. Las primeras lluvias del otoño dan lugar a un leve repunte en el mes de septiembre.

Mes	Lucena	Puente Genil	Rute	Benamejé	Embalse de Malpasillo	La Roda de Andalucía	Alcachofares Altos	Cerro de las Puertas	Laguna Amarga	Media
Octubre	64	57	67	50	51	62	54	66	48	58
Noviembre	84	64	83	69	61	70	69	85	56	71
Diciembre	86	67	89	68	62	65	72	87	55	72
Enero	77	54	81	61	52	58	60	71	49	63
Febrero	73	53	77	58	50	59	61	71	47	61
Marzo	62	47	62	48	43	47	49	60	40	51
Abril	62	47	63	49	45	44	51	61	42	51
Mayo	42	32	42	31	28	29	32	40	28	34
Junio	17	13	16	11	14	16	12	17	13	14
Julio	2	3	2	1	2	2	2	3	2	2
Agosto	7	5	8	7	5	6	9	9	7	7
Septiembre	32	26	31	28	25	23	28	31	25	28
Máximo	86	67	89	69	62	70	72	87	56	72
Mínimo	2	3	2	1	2	2	2	3	2	2
Medio	51	39	52	40	36	40	42	50	34	43

Tabla 3.4. Precipitaciones medias mensuales durante el período 1963/64-2015/16

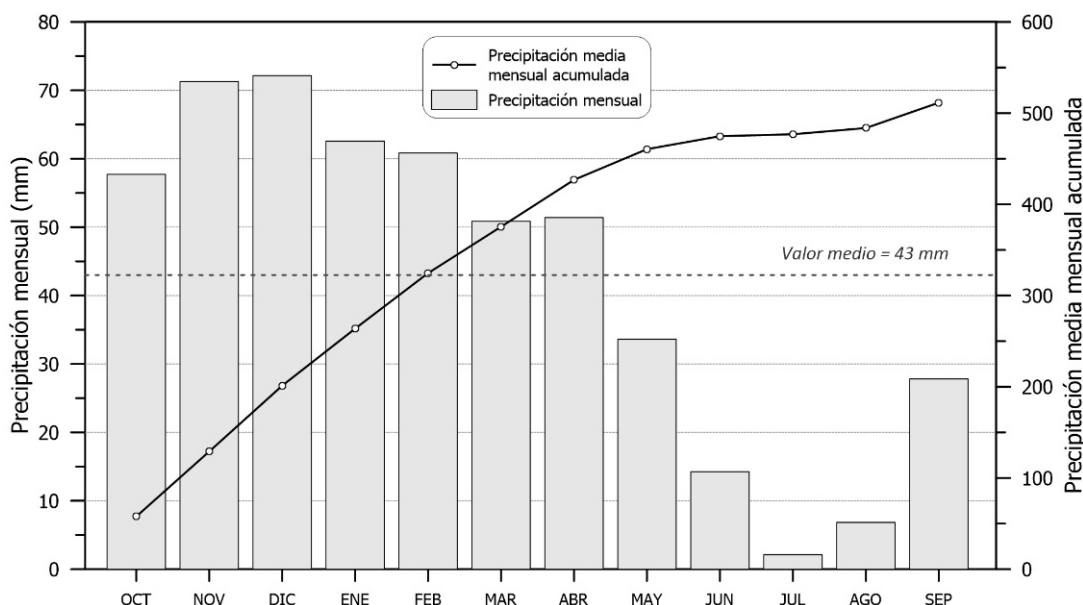


Figura 3.12. Precipitaciones medias mensuales y valores acumulados para el conjunto de estaciones del área de Jarales durante el período 1963/64-2015/16

## 3.2.2 Las precipitaciones durante el periodo de investigación (2013/2014-2016/2017)

### 3.2.2.1 Precipitación media anual

Para llevar a cabo el análisis de las precipitaciones durante el periodo de estudio, no se han podido utilizar todas las estaciones consideradas en la caracterización pluviométrica histórica, pues las series de datos de La Roda de Andalucía, Embalse de Malpasillo y Lucena finalizan en el año 2010/11 (Tab. 3.1). La información registrada por las 6 estaciones restantes ha sido procesada de forma conjunta con otras 7 (Tab. 3.5). Se trata de la estación meteorológica instalada por parte del CEHIUMA en el Cortijo La Salina, dentro del área de estudio, de la estación que la Red de Alerta e Información Fitosanitaria (RAIF) de la Junta de Andalucía tiene en Lucena y de 4 pluviómetros integrados en la red del Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) de la Cuenca del Guadalquivir: El Tejar, Cordobilla, Genil-Cabra y Río Yeguas. La incorporación de los nuevos puntos de control proporciona una mayor representatividad en el área de Jarales. En total, se han tomado en consideración 13 estaciones.

Año hidrológico	Alcañófares Altos	Benaméjil	Laguna Amarga	Rute	Cerro de las Puertas	Lora de Estepa	Puente Genil	El Tejar (SAIH)	Cordobilla (SAIH)	Genil-Cabra (SAIH)	Río Yeguas (SAIH)	Lucena-RAIF	Cortijo La Salina	P media mensual
2013/14	283	359	<b>303</b>	559	<b>433</b>	461	374	340	<b>294</b>	294	309	416	<b>319</b>	366
2014/15	278	368	<b>331</b>	461	<b>398</b>	396	<b>352</b>	308	273	234	<b>190</b>	337	<b>290</b>	324
2015/16	326	<b>397</b>	<b>407</b>	508	<b>469</b>	528	390	374	374	318	330	448	376	403
2016/17	320	<b>332</b>	<b>454</b>	393	<b>421</b>	429	<b>381</b>	330	378	294	327	378	318	366
Media	302	364	374	480	430	453	374	338	330	285	289	395	326	365
Máximo	326	397	454	559	469	528	390	374	378	318	330	448	376	403
Mínimo	278	332	303	393	398	396	352	308	273	234	190	337	290	324

Tabla 3.5. Valores de precipitación anual (mm) en el área de Jarales durante el periodo de investigación (2013/14-2015/16)

Durante el periodo de estudio, el valor medio de las precipitaciones anuales ha sido de 365 mm (Tab. 3.5), bastante por debajo de los 508 mm anuales calculados para el periodo histórico (Tab. 3.3). Aunque existen diferencias entre las distintas estaciones, de forma general, el año más seco es 2014/15, en el que se registró un valor medio de precipitación de 324 mm, mientras que el más húmedo fue 2015/16, con una lluvia anual media de 403 mm. Todos los años incluidos en el periodo de investigación se consideran secos, pues registraron valores de precipitación inferiores al 85% de la media histórica. Sin embargo, en el análisis de las precipitaciones realizado a partir de los datos del periodo 1963/64-2015/16 (Tab. 3.3), en el que no se incluían las estaciones incorporadas ahora, el penúltimo año queda definido como medio.

### 3.2.2.2 Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas

Se han dibujado los mapas de isoyetas de cada uno de los años incluidos en el periodo de investigación: 2013/14, 2014/15, 2015/16 y 2016/17 (Figs. 3.13, 3.14, 3.15

### 3.3. Área de Jarales

y 3.16, respectivamente). El trazado de las líneas isoyetas guarda ciertas similitudes al obtenido para los años tipo, pues se mantiene el aumento de las precipitaciones hacia el NE y también hacia el O, así como una zona central de menor pluviosidad. Sin embargo, la disponibilidad de datos de un mayor número de estaciones próximas al área de Jarales, ha permitido precisar la forma de las isoyetas. Ello ha revelado que la zona con menor precipitaciones no coincide exactamente con el área de estudio, sino que está desplazada hacia el O, en las cercanías de Casariche y Badolatos.

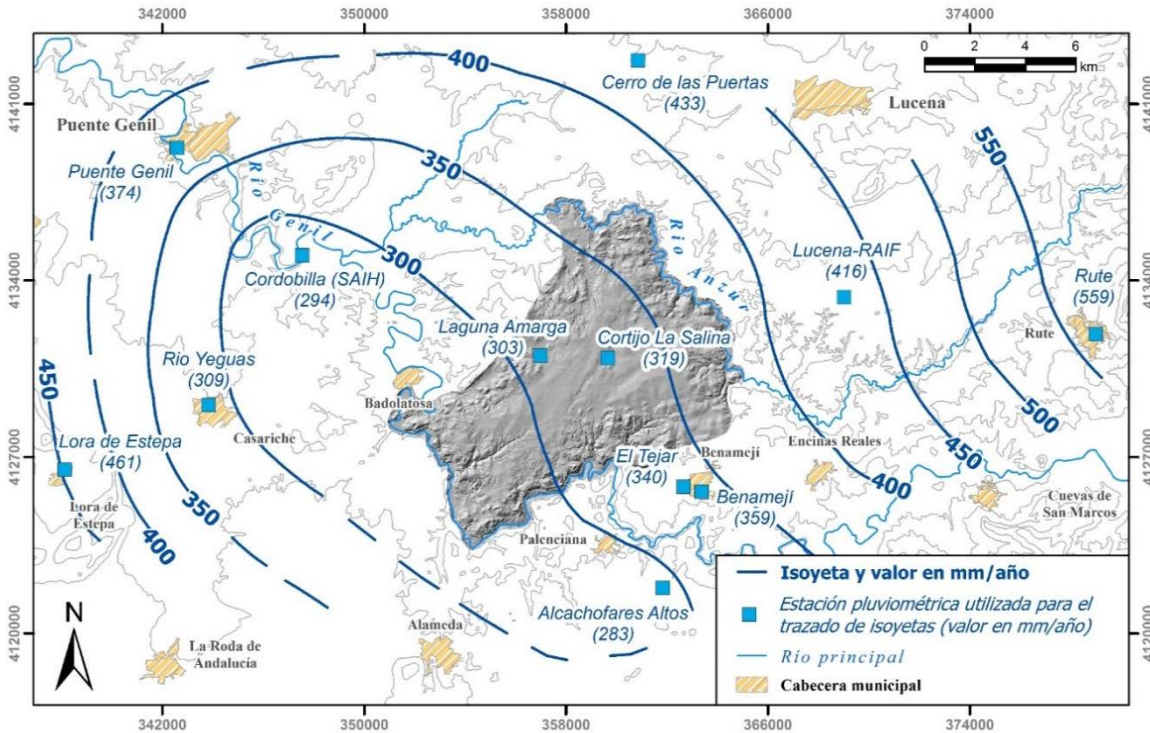


Figura 3.13. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2013/14

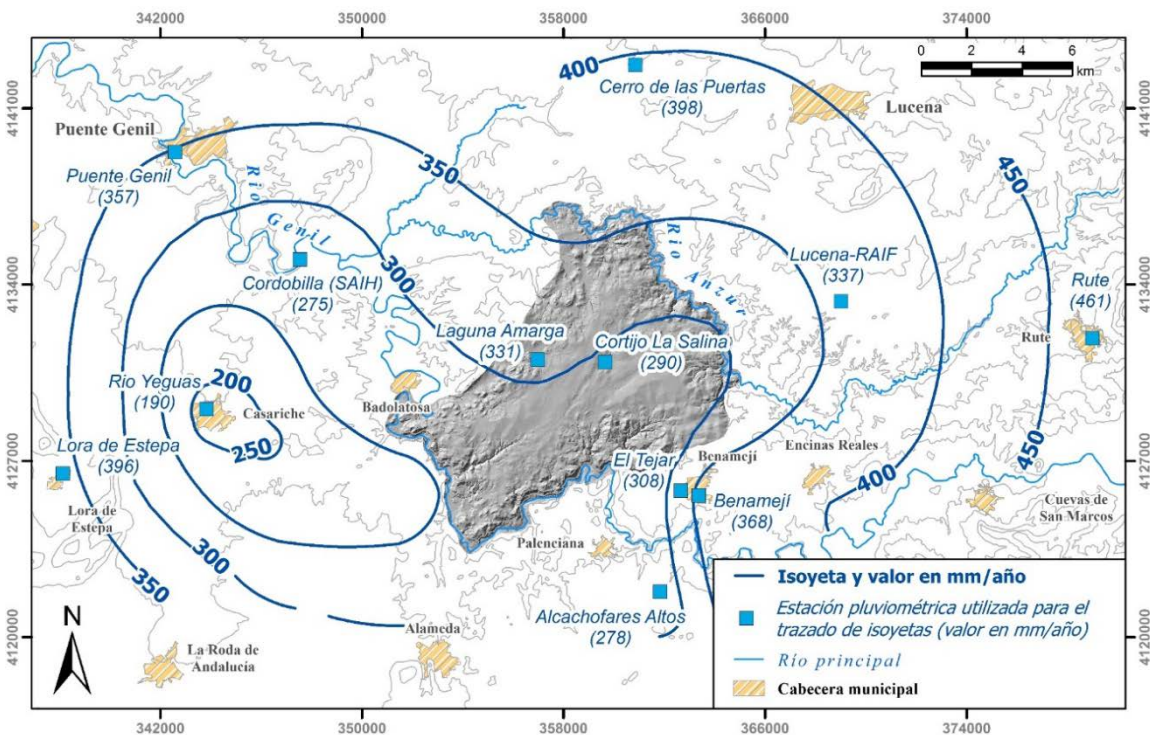


Figura 3.14. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2014/15

El rango de variación de las precipitaciones en el interior del área de estudio ha estado comprendido entre valores por debajo de 300 mm y cercanos a 350 mm, en el año 2014/15, y entre aproximadamente 350 mm y 450 mm, en 2015/16.

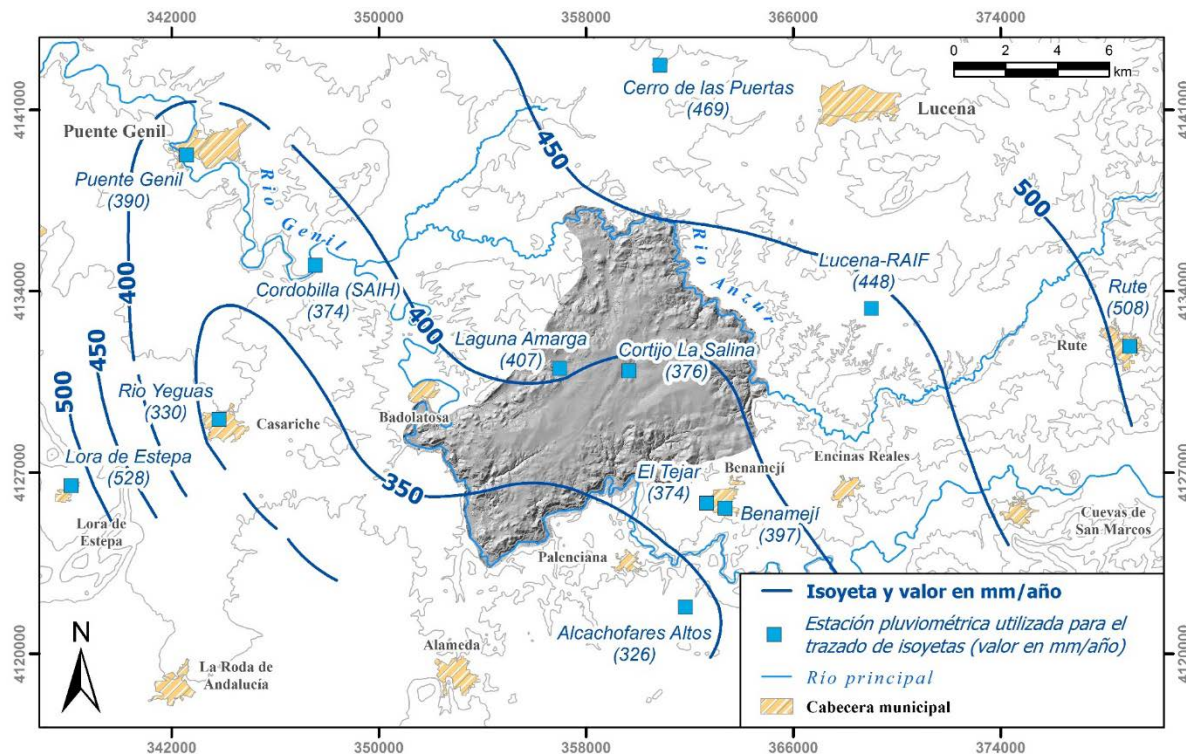


Figura 3.15. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2015/16

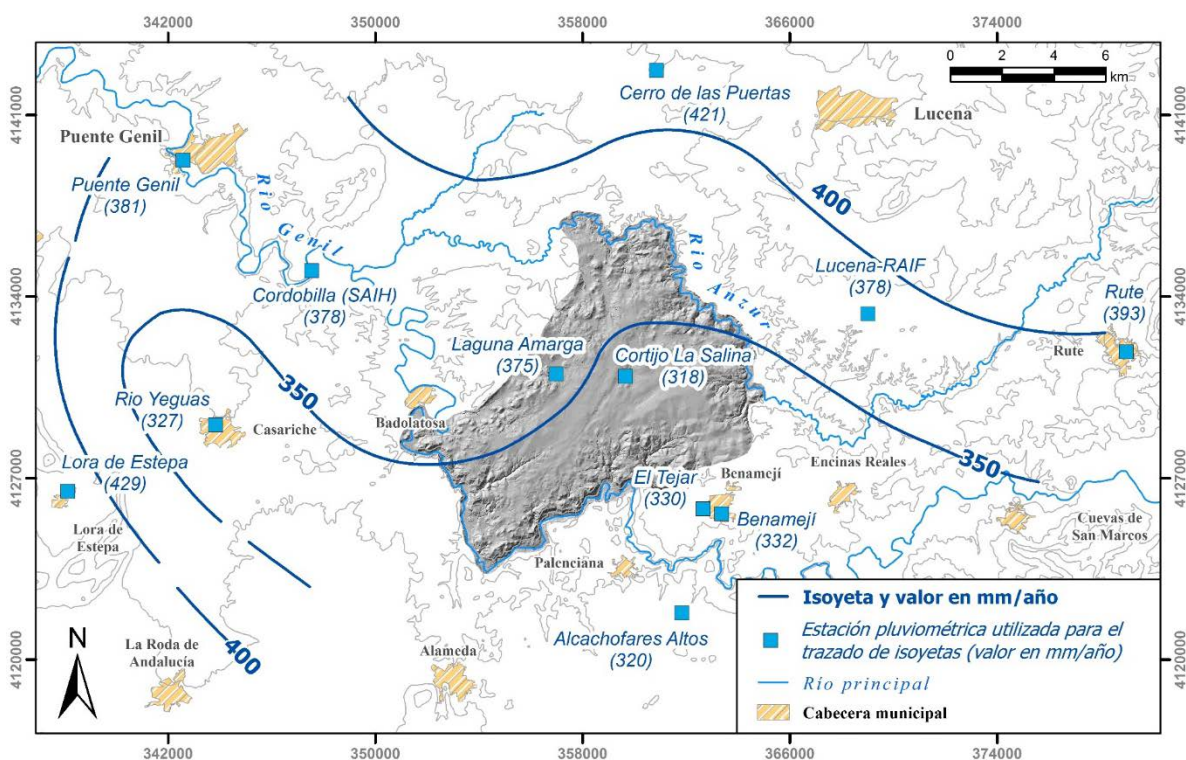


Figura 3.16. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2016/17



### 3.2.2.3 Distribución temporal de las precipitaciones

Las precipitaciones mensuales a lo largo de los 4 años del periodo de estudio (Fig. 3.17) se distribuyen de forma desigual. El periodo de bajas precipitaciones comenzó en mayo en los dos primeros años considerados, mientras que se retrasó al mes de junio en 2015/16 y 2016/17. Los periodos de baja pluviometría se han extendido hasta septiembre, salvo en el año 2014/15 en el que se registraron 23 mm en dicho mes. Además, durante el estiaje de 2016/17, en el mes de agosto, ocurrió un evento lluvioso en el que cayeron 43 mm de precipitación.

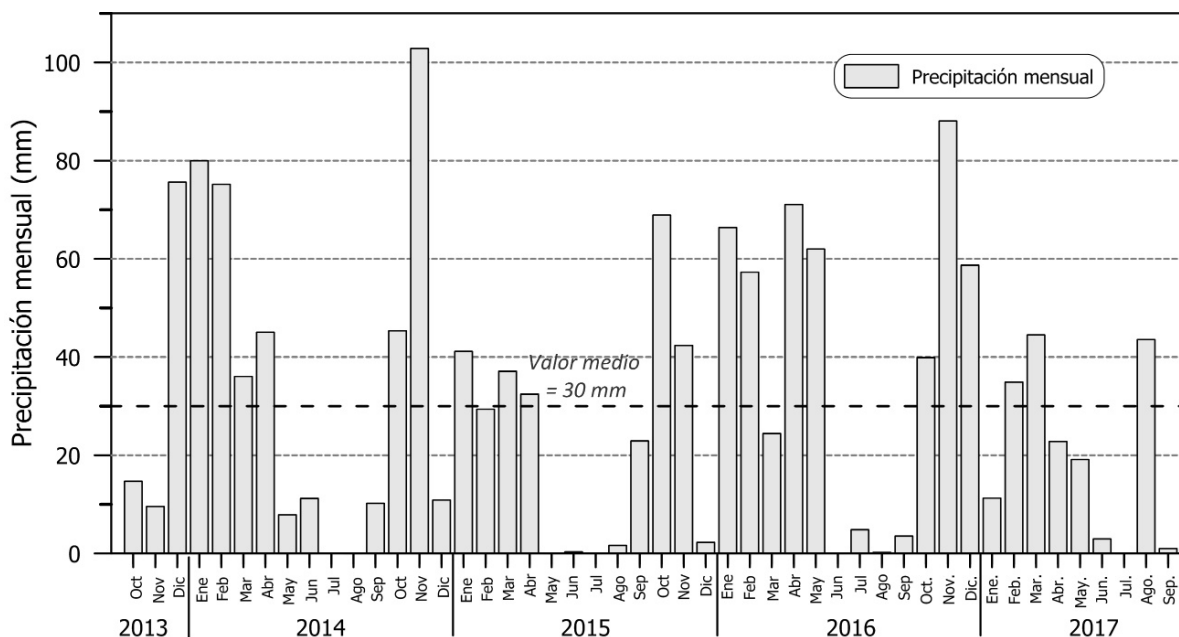


Figura 3.17. Evolución de las precipitaciones mensuales durante el período de investigación (2013/14-2016/17)

La etapa de mayor pluviometría tuvo lugar en los meses de invierno (dic-feb) en el año 2013/14 (Fig. 3.17). En el caso de 2014/15, el grueso de las precipitaciones se concentró en otoño, con un mes de noviembre (103 mm) en el que se registró más del doble de lluvia que el segundo mes más lluvioso (octubre, 45 mm). En 2015/16 las precipitaciones se repartieron durante todos los meses húmedos, con máximos relativos en octubre (69 mm), enero (66 mm) y abril (71 mm). Durante el último año de investigación, la precipitación se concentró principalmente en los meses de otoño (oct-dic). Merece la pena destacar la baja precipitación registrada en los meses de diciembre de 2014 y 2015 (11 y 2 mm, respectivamente), pues se trata del mes de mayor pluviometría de la serie histórica, así como en noviembre de 2013 (10 mm), que ha sido el segundo mes más lluvioso del periodo 1963/64-2015/16 (Tab. 3.4 y Fig 3.12).

La figura 3.18 muestra la distribución mensual media de las precipitaciones en el periodo de investigación. Se observa que la mayor parte de las precipitaciones tiene lugar durante los 7 primeros meses del año hidrológico, tal como ocurría en el caso de las precipitaciones medias mensuales históricas (Fig. 3.12). Destacan sobre todo los valores medios de los meses de diciembre y marzo (ambos 36 mm), próximos a la media y bastante inferiores a los del resto de meses considerados como húmedos (oct-abr).

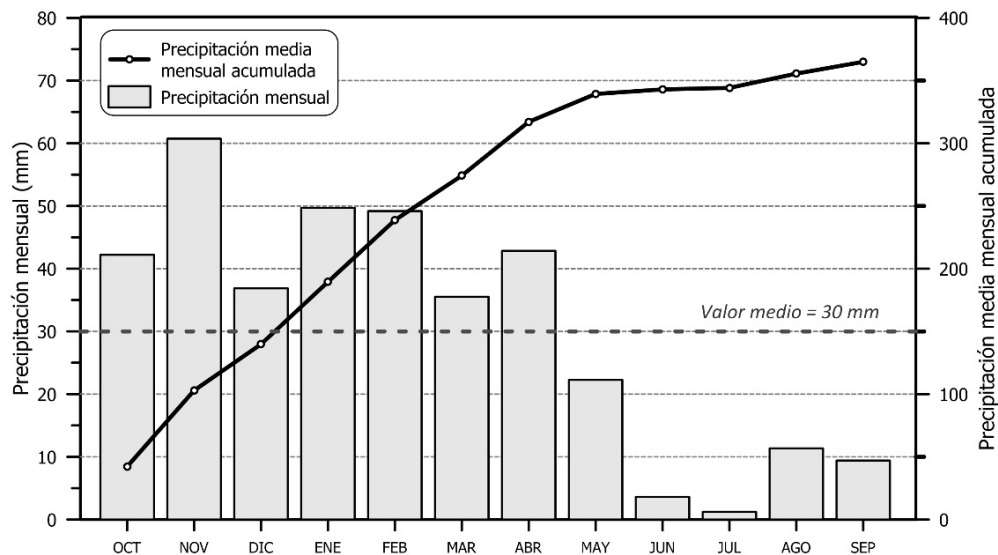


Figura 3.18. Valores de la precipitación media mensual y acumulada del conjunto de estaciones pluviométricas utilizadas para el análisis del periodo 2013/14-2016/17

### 3.2.2.4 Composición química e isotópica del agua de lluvia

#### 3.3.2.4.1 Muestreo del agua de lluvia

Se han tomado 21 muestras de agua de lluvia en la zona de Jarales, desde octubre de 2014 a enero de 2017. El agua de las precipitaciones fue recogida mediante un pluviocaptor que se instaló junto a la estación del Cortijo La Salina (Fig. 3.6), con idea de caracterizar, química e isotópicamente, la lluvia ocurrida en el área de estudio. La frecuencia de muestreo se ha adaptado a la ocurrencia de los eventos pluviométricos, tratando de recoger el agua en los días posteriores a aquéllos.

#### 3.3.2.4.2 Composición química del agua de lluvia

Los principales parámetros estadísticos correspondientes a la composición química de las muestras de agua de lluvia analizadas están resumidos en la tabla 3.6. Los valores medios de los iones mayoritarios revelan un marcado predominio de facies bicarbonatadas-cálcicas (Fig. 3.19). La abundancia de  $\text{Ca}^{2+}$  es muy notable, pues triplica la concentración de cualquier otro catión. Mientras tanto, los valores medios de  $\text{HCO}_3^-$  (25,3 mg/l) son superados puntualmente por concentraciones máximas de  $\text{SO}_4^{2-}$  que incluso rebasan los 40 mg/l.

	n	$\text{HCO}_3^-$	$\text{F}^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{NO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$
<b>mín</b>		8,3	0,0	0,5	0,7	2,6	5,0	0,0	0,1	0,1
<b>máx</b>		62,3	0,1	18,6	15,3	40,6	33,1	3,9	9,4	4,2
<b>med</b>	21	25,3	0,0	3,4	3,2	7,1	10,9	0,7	2,2	0,7
<b>mp</b>		22,7	0,0	2,7	1,4	5,6	9,6	0,4	1,8	0,6
<b>cv (%)</b>		53,1	41,1	112,4	138,6	111,0	59,2	127,0	90,8	128,0

Tabla 3.6. Composición química del agua de lluvia de la zona de Jarales en mg/l. **n**: número de muestras; **mín**: mínimo; **máx**: máximo; **med**: medio; **mp**: medio ponderado por la precipitación; **cv**: coeficiente de variación

### 3.3. Área de Jarales

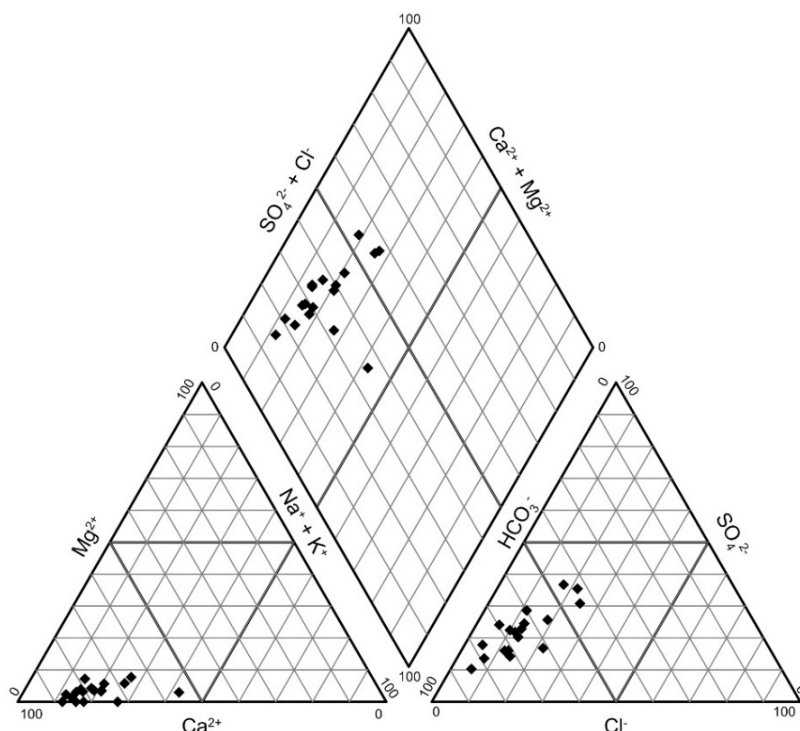


Figura. 3.19. Diagrama de Piper de las muestras de agua de lluvia recogida en la zona de Jarales

En general, todos los iones determinados presentan una variabilidad elevada, sobre todo  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{K}^+$ , con coeficientes de variación de 138,6, 128 y 111%, respectivamente.

#### 3.3.2.4.3 Composición isotópica del agua de lluvia

En la tabla 3.7. se resume la composición isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$ ) de las aguas de lluvia muestreadas, y su exceso en deuterio ( $d$ ). El  $\delta^{18}\text{O}$  varía entre -10,42 ‰ y -3,30 ‰, mientras que el  $\delta^2\text{H}$  presenta valores situados en un rango de -73,17 ‰ y -13,26 ‰. La media aritmética del  $\delta^{18}\text{O}$  del conjunto de muestras es de -6,48 ‰ y la ponderada es de -4,70 ‰. Por su parte, el  $\delta^2\text{H}$  tiene un valor medio aritmético de -39,39 ‰ y de -28,95 ‰ en el caso del ponderado.

	n	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$d$ (‰)
<b>mín</b>		-10,42	-73,17	8,94
<b>máx</b>		-3,30	-13,26	15,70
<b>med</b>	16	-6,48	-39,39	12,57
<b>mp</b>		-4,70	-28,95	8,63
<b>cv (%)</b>		38,49	52,71	15,42

Tabla 3.7. Composición isotópica del agua de lluvia de la zona de Jarales. **n**: número de muestras; **mín**: mínimo; **máx**: máximo; **med**: medio; **mp**: medio ponderado por la precipitación; **cv**: coeficiente de variación; **d**: exceso en deuterio

Los valores de exceso de  $d$  calculados para cada una de las muestras analizadas están comprendidos entre 8,94 ‰ y 15,70 ‰ y sus valores medios aritmético y ponderado son del 12,57 ‰ y 8,63 ‰, respectivamente. Este parámetro es empleado para identificar el origen predominante de los frentes nubosos que dan lugar a las precipitaciones en una región determinada (Dansgaard, 1964). Cuando los valores de  $d$

en el agua de lluvia se aproximan a 10 ‰, su origen se asocia a frentes de procedencia atlántica (Yurtsever y Gat, 1981; IAEA, 2005). Por el contrario, valores cercanos a 22 ‰ indican que las precipitaciones provienen del Mediterráneo (Rindsberger *et al.*, 1983; Cruz San Julián *et al.*, 1992). Por tanto, la pluviometría del área piloto parece estar dominada por perturbaciones atlánticas.

Al representar los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de agua de lluvia frente a los de  $\delta^2\text{H}$  (Fig. 3.20), se aprecia una mayor cercanía de éstas a la Línea Meteorológica Mundial (LMM, Craig, 1961) que a la Línea Meteorológica del Mediterráneo Oriental (LMMeOr), definida por los valores isotópicos del agua de lluvia de origen mediterráneo (Gat y Dansgaard, 1972). Del mismo modo, la Línea Meteorológica Local (LML), calculada mediante la regresión lineal del conjunto de valores isotópicos de las muestras analizadas, se sitúa muy próxima de la LMM. Ello confirma que la procedencia del agua de lluvia caída en el área de Jarales es principalmente atlántica.

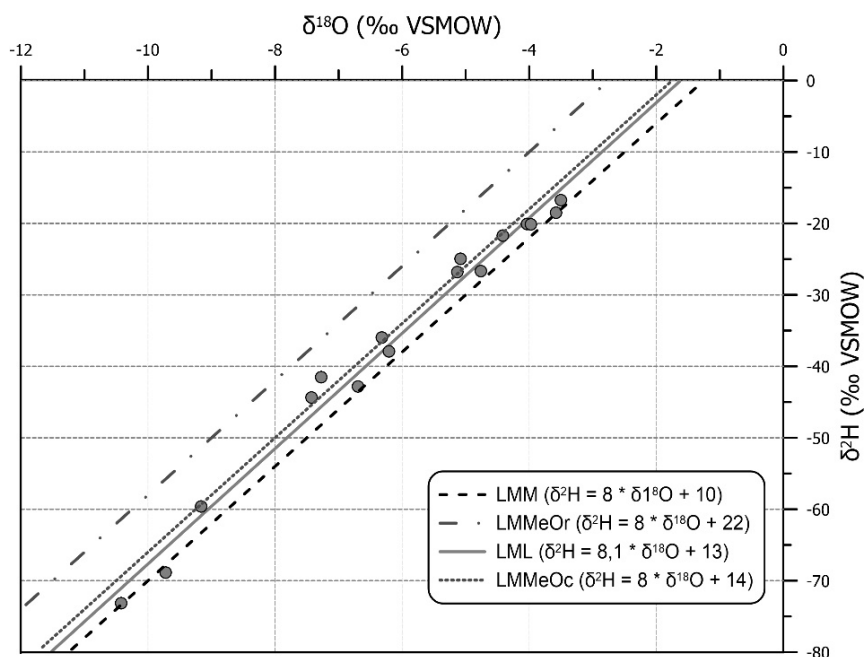


Figura. 3.20. Representación de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  frente a los de  $\delta^2\text{H}$  de las muestras de lluvia recogidas en el área de Jarales durante el periodo de estudio. Se representan las ecuaciones que definen las líneas meteorológicas representadas: **LMM** (Línea Meteorológica Mundial); **LMMeOr** (Línea Meteorológica del Mediterráneo oriental); **LMMeOc** (Línea Meteorológica del Mediterráneo occidental); **LML** (Línea Meteorológica Local)

### 3.2.3 Análisis de los datos de temperatura del aire

En las cercanías del área piloto hay disponibles 10 estaciones termométricas (Fig. 3.6), de las cuales, 8 pertenecen a la AEMET, 1 a la RAIF y 1 es la que el CEHIUMA ha instalado en el Cortijo La Salina con motivo de la presente investigación. No obstante, únicamente las estaciones de la AEMET cuentan con un periodo de registro suficiente para realizar una caracterización histórica (Tab. 3.8), con la salvedad de la estación de Lucena, que solo tiene 22 años de registro, 10 de ellos incompletos.

En general, las series de datos de temperatura presentan poca continuidad, pues todas ellas contienen una proporción elevada de años incompletos (Tab. 3.8). La estación

### 3.3. Área de Jarales

termopluiométrica del Cerro de las Puertas es la que tiene más interrupciones en su registro: de 45 años faltan datos en 31 de ellos. La más completa es la de Rute, con tan sólo 8 años incompletos de un total de 45. Por otro lado, la estación de La Roda de Andalucía (Cámara Agraria) está fuera de funcionamiento desde diciembre de 2008.

Referencia	Estación termométrica	Coordenadas UTM (m)		Altitud (m s.n.m.)	Periodo de registro	Nº de años de registro	Nº de años incompletos	Tª del aire media anual en años completos (°C)
		X	Y					
5598	Alcachofares Altos	361.843	4.121.807	465	1980/81 - 2016/17	37	17	17,1
5602	Embalse Malpasillo	368.558	4.141.275	280	1967/68 - 2007/08	41	16	17,0
5603	Laguna Amarga	356.992	4.131.019	375	1983/84 - 2015/16	33	14	17,2
5606	Rute	378.997	4.131.869	635	1972/73 - 2016/17	45	8	16,3
5608	Lucena	368.558	4.141.275	486	1955/56 - 1976/77	22	10	16,7
5608I	Cerro de las Puertas	360.962	4.142.939	410	1971/72 - 2015/16	45	31	17,2
5611I	La Roda de Andalucía (Cám. Agraria)	340.697	4.118.173	410	1976/77 - 2008/09	33	16	16,1
5612O	Lora de Estepa	338.140	4.126.491	450	1985/86 - 2016/17	30	8	17,0
CO006	Lucena-RAIF	369.019	4.133.339	435	2001/02 - 2016/17	16	7	16,2
CEHIUMA-1	Cortijo la Salina	359.667	4.130.920	390	2013/14 - 2016/17	4	2	17,1

Tabla 3.8. Principales características de las estaciones termométricas en el área de Jarales

#### 3.2.3.1 Temperatura del aire a partir de la serie histórica 1980/81-2015/2016

Se han utilizado 6 estaciones termométricas para realizar el estudio de datos históricos de la temperatura del aire en el área de Jarales. Se tratan de las estaciones de Embalse de Malpasillo, Cerro de las Puertas, Rute, Alcachofares Altos, Laguna Amarga y Lora de Estepa, todas ellas de la red de la AEMET. Debido a que ninguna de ellas contaba con una serie de datos térmicos continua, ha sido necesario completar los vacíos de información mediante regresión lineal entre estaciones cercanas. La correlación existente entre las series es elevada, con  $R^2$  superiores a 0,95. La tabla 3.9 contiene los valores de temperatura media anual de las estaciones mencionadas tras completar los vacíos de información. Además, se incluyen las estaciones de Lucena-RAIF y Cortijo La Salina, que serán tenidas en cuenta en el estudio de la temperatura durante el periodo de investigación. La temperatura media del área de Jarales, calculada a partir de las series de datos históricas de las 6 estaciones seleccionadas, es de 17,2°C.

En la figura 3.21 se representan las evoluciones de las temperaturas medias anuales registradas en las estaciones seleccionadas durante el periodo 1980/81-2015/16. El año más cálido de la serie fue 1989/90, en el cual se registraron las temperaturas más altas en la mayoría de las estaciones (Fig. 3.21), salvo en Embalse de Malpasillo, que midió su segundo valor más elevado (18,9°C), y Lora de Estepa, que se quedó a 0,1°C de igualar los 18,1°C alcanzados en 2014/15.

Las temperaturas mínimas difieren según la estación, aunque hay dos periodos claramente más fríos. El primero de ellos tuvo lugar a comienzos de la década de 1980 (Fig. 3.21), cuando se registraron las temperaturas anuales más bajas de toda la serie en las estaciones de Alcachofares Altos (15,2°C, 1983/84), Laguna Amarga (15,7°C, 1982/83) y Embalse de Malpasillo (16,2°C, 1982/83). El segundo periodo relativamente

frío ocurrió diez años después, cuando en 1992/93 se midió 15°C de temperatura anual en la estación de Rute, el mínimo de las 6 series analizadas. Ese mismo año se registró el valor más bajo en el Cerro de las Puertas (16,5°C) y al año siguiente en la estación de Lora de Estepa (16°C).

Año	Embalse Malpasillo	Cerro de las Puertas	Rute	Alcachofares Altos	Laguna Amarga	Lora de Estepa	Lucena-RAIF	Cortijo La Salina
1968/69	16,7							
1969/70	16,3							
1970/71	15,6							
1971/72	15,5							
1972/73	16,2	16,1						
1973/74	16,2	17,3	15,3					
1974/75	16,0	16,3	15,4					
1975/76	16,4	<b>16,8</b>	15,6					
1976/77	16,0	<b>16,0</b>	14,5					
1977/78	<b>16,6</b>	<b>16,9</b>	15,2					
1978/79	16,8	<b>16,9</b>	15,1					
1979/80	16,7	<b>17,4</b>	16,0					
1980/81	16,6	17,0	15,7	<b>16,5</b>	<b>16,1</b>	<b>16,3</b>		
1981/82	17,4	<b>18,0</b>	17,1	16,7	<b>16,8</b>	<b>17,6</b>		
1982/83	16,2	<b>17,8</b>	16,8	15,8	<b>15,7</b>	<b>17,3</b>		
1983/84	<b>16,7</b>	17,7	<b>16,6</b>	15,2	<b>16,2</b>	<b>17,2</b>		
1984/85	17,0	<b>18,5</b>	17,4	16,6	16,7	<b>18,0</b>		
1985/86	<b>17,5</b>	17,6	<b>16,2</b>	<b>16,0</b>	16,8	<b>17,5</b>		
1986/87	18,2	<b>18,1</b>	<b>16,7</b>	17,5	17,2	<b>17,4</b>		
1987/88	17,7	<b>17,3</b>	<b>16,1</b>	16,8	17,0	<b>16,7</b>		
1988/89	<b>18,2</b>	<b>18,0</b>	<b>17,0</b>	17,3	17,6	17,4		
1989/90	<b>18,9</b>	<b>18,8</b>	18,4	19,1	18,3	<b>18,0</b>		
1990/91	<b>17,2</b>	17,8	15,5	17,0	16,9	16,5		
1991/92	17,0	<b>17,8</b>	15,4	18,3	16,7	<b>16,3</b>		
1992/93	<b>16,6</b>	16,5	15,0	<b>16,6</b>	16,4	16,2		
1993/94	<b>17,3</b>	<b>16,8</b>	15,8	<b>16,9</b>	16,9	<b>16,0</b>		
1994/95	<b>18,1</b>	17,5	16,5	17,2	17,4	16,8		
1995/96	18,0	17,1	15,9	<b>16,8</b>	17,2	16,6		
1996/97	<b>18,1</b>	17,5	16,2	<b>17,6</b>	17,3	<b>16,9</b>		
1997/98	<b>18,2</b>	17,5	16,4	<b>17,6</b>	17,6	16,9		
1998/99	17,7	17,3	16,3	<b>17,1</b>	<b>17,3</b>	16,6		
1999/00	<b>17,9</b>	17,4	16,2	<b>16,6</b>	17,0	16,6		
2000/01	18,3	16,6	16,3	<b>17,3</b>	18,0	17,2		
2001/02	18,1	17,8	16,2	<b>17,0</b>	<b>17,6</b>	16,9		
2002/03	18,4	<b>17,9</b>	16,9	<b>17,4</b>	<b>18,1</b>	17,3	16,0	
2003/04	<b>18,2</b>	<b>17,4</b>	16,5	<b>16,9</b>	<b>17,7</b>	16,8	16,0	
2004/05	<b>17,9</b>	<b>17,3</b>	16,7	<b>16,9</b>	<b>17,4</b>	16,8	15,6	
2005/06	18,7	<b>17,6</b>	16,8	<b>17,2</b>	<b>18,0</b>	17,1	15,9	
2006/07	18,3	<b>17,4</b>	16,0	<b>16,9</b>	<b>17,6</b>	16,8	15,6	
2007/08	<b>18,2</b>	<b>17,3</b>	16,1	<b>17,0</b>	<b>17,6</b>	16,9	<b>15,7</b>	
2008/09	<b>17,7</b>	<b>17,1</b>	16,5	16,4	<b>17,0</b>	<b>16,6</b>	<b>15,5</b>	
2009/10	<b>18,8</b>	<b>18,0</b>	16,7	17,3	<b>18,0</b>	17,6	16,4	
2010/11	<b>18,5</b>	<b>17,8</b>	17,3	17,0	<b>17,8</b>	17,4	<b>16,3</b>	
2011/12	<b>18,6</b>	<b>17,5</b>	16,8	17,0	<b>17,8</b>	17,4	<b>15,9</b>	
2012/13	<b>18,0</b>	<b>17,1</b>	16,0	16,1	<b>16,7</b>	16,8	<b>15,4</b>	
2013/14	<b>18,3</b>	<b>17,5</b>	16,7	16,8	17,0	17,2	16,0	<b>16,5</b>
2014/15	<b>19,2</b>	<b>18,4</b>	17,6	17,5	17,6	18,1	16,6	<b>17,1</b>
2015/16	<b>19,2</b>	<b>18,3</b>	<b>17,8</b>	17,5	<b>18,0</b>	18,0	16,7	17,3
<b>Máximo</b>	19,2	18,8	18,4	19,1	18,3	18,1	16,7	17,3
<b>Mínimo</b>	15,5	16,0	14,5	15,2	15,7	16,0	15,4	16,5
<b>Media</b>	17,5	17,4	16,3	17,0	17,3	17,0	16,0	17,0

Tabla 3.9. Temperaturas medias anuales (°C) durante el periodo 1968/69-2015/16. Valores en negrita completados mediante correlación lineal

En general, todas las estaciones muestran una tendencia ascendente de la temperatura media anual del aire durante el periodo 1980/81-2015/16 (Fig. 3.21), con la excepción del Cerro de las Puertas. Las dos estaciones en las que la tendencia es más marcada son las de Laguna Amarga y, sobre todo, Embalse de Malpasillo, precisamente las dos que se sitúan en el área de estudio.

### 3.3. Área de Jarales

La evolución media mensual de la temperatura del aire se muestra en la tabla 3.10 y en la figura 3.22. En ellas se observa claramente que el mes más frío en todas las estaciones es enero, con un valor medio de temperatura de 8,9°C, seguido de febrero (10°C) y diciembre (10,1°C). Las temperaturas más altas se alcanzan en julio (26,9°C) y agosto (26,8°C), los meses más secos de todo el año (Tab 3.4, Fig 3.12). La amplitud térmica anual media es de 18°C. La mayor diferencia entre la media mensual mínima y máxima se produce en Alcachofares Altos (18,6°C) y la menor en Laguna Amarga (17,4°C).

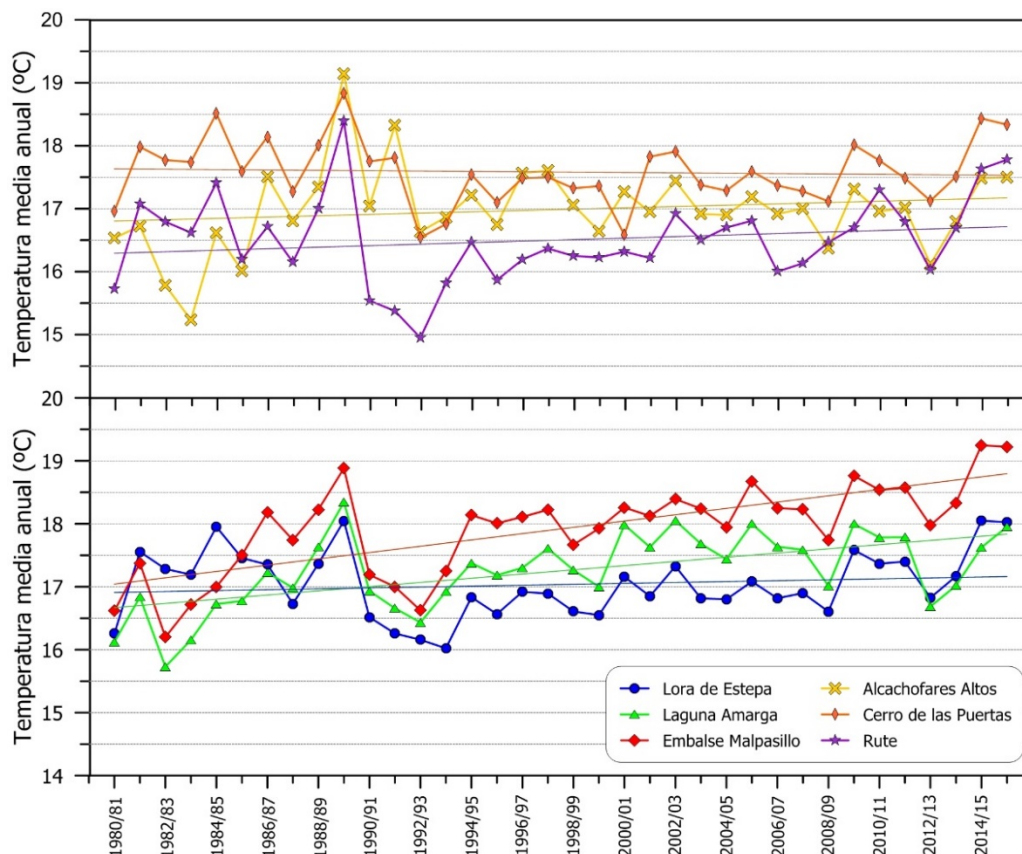


Figura 3.21. Evolución de la temperatura anual del aire en las estaciones consideradas en el periodo 1980/81-2015/16. Se representa la línea de tendencia calculada en cada caso

Mes	Alcachofares Altos	Malpasillo	Laguna Amarga	Cerro de las Puertas	Rute	Lora de Estepa	Media
Octubre	18,2	18,9	18,2	18,5	17,5	18,1	18,2
Noviembre	12,7	13,5	13,2	13,4	12,2	12,9	13,0
Diciembre	9,4	10,5	10,3	10,5	9,3	10,0	10,0
Enero	8,4	9,3	9,2	9,6	8,3	8,9	8,9
Febrero	9,8	10,7	10,3	10,6	9,3	10,0	10,1
Marzo	12,6	13,7	13,1	13,5	12,2	12,9	13,0
Abril	14,2	15,7	15,0	15,2	13,8	14,6	14,8
Mayo	18,2	19,5	18,5	18,9	17,7	18,3	18,5
Junio	23,3	24,3	23,3	23,7	22,8	23,1	23,4
Julio	27,0	27,6	26,6	27,3	26,4	26,5	26,9
Agosto	26,9	27,5	26,5	27,1	26,1	26,4	26,8
Septiembre	23,0	23,8	22,8	22,8	22,3	22,7	22,9
Máx	27,0	27,6	26,6	27,3	26,4	26,5	26,9
Mín	8,4	9,3	9,2	9,6	8,3	8,9	8,9
Med	17,0	17,9	17,3	17,6	16,5	17,0	17,2

Tabla 3.10. Valores medios mensuales de temperatura del aire (°C) en el área de estudio durante el periodo 1980/81-2015/16

En general, existe bastante similitud entre las temperaturas medias mensuales de las distintas estaciones y, sobre todo, en la evolución anual de las mismas. Las mayores diferencias mensuales se producen entre Rute y Embalse de Malpasillo, con un máximo de 1,9°C en el mes de abril y un mínimo de 1°C en enero.

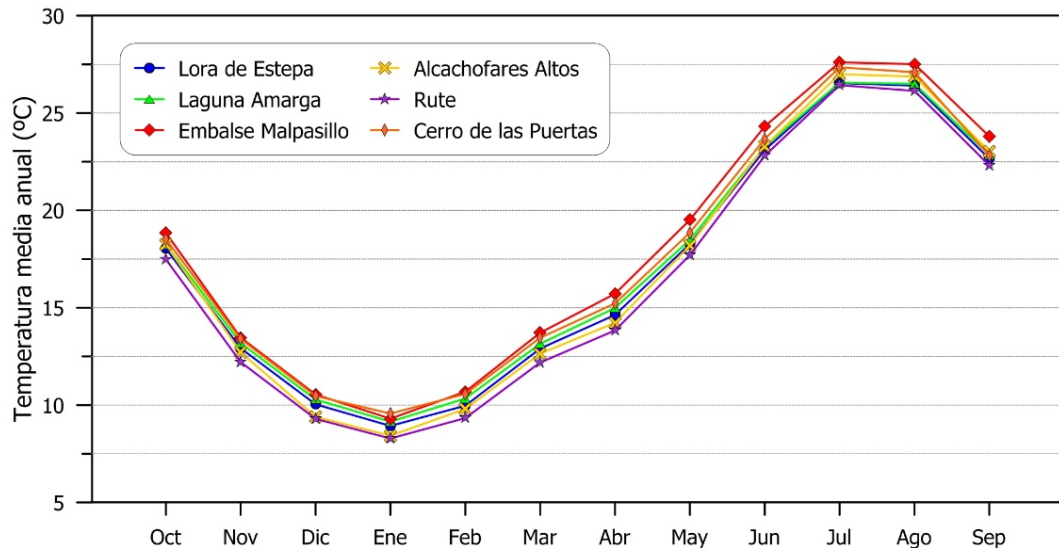


Figura 3.22. Temperatura media mensual del aire en las estaciones termométricas disponibles durante el periodo 1980/81-2015/16

En la figura 3.23 se muestra la relación entre los valores de temperatura media anual del aire de las 6 estaciones consideradas y su cota topográfica. También se representa la recta regresión calculada mediante la correlación lineal de ambos parámetros. La pendiente de dicha recta (-0,0039) constituye el gradiente térmico de la región, que determina una disminución de la temperatura de 0,39°C por cada 100 metros de ascenso vertical. Dicho valor se sitúa dentro del rango calculado por Pita López (2003) para toda la región Andaluza (0,33-046°C/100 m). El coeficiente de correlación entre la temperatura anual media y la cota de cada estación es relativamente elevado ( $R^2=0,88$ ), aunque sería necesario disponer de un mayor número de datos para poder obtener un gradiente térmico más preciso.

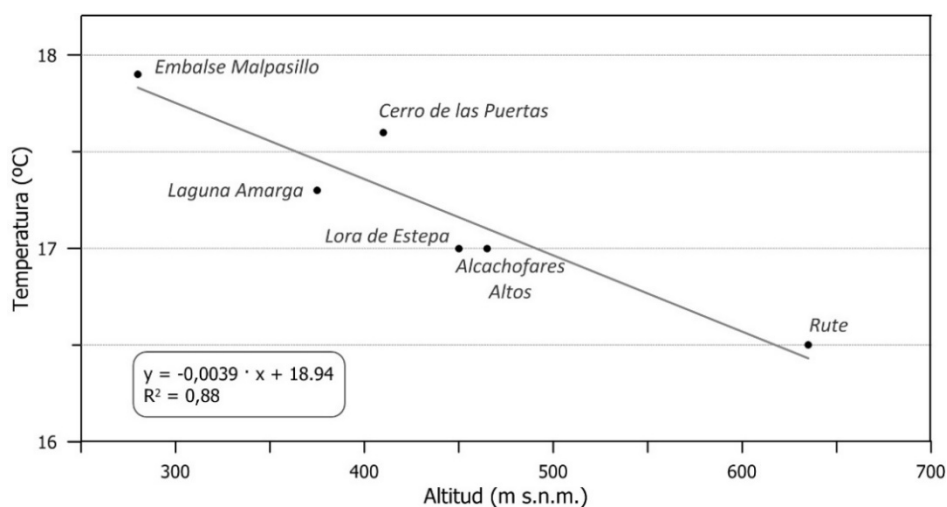


Figura 3.23. Relación entre la temperatura del aire y la altitud de las estaciones termométricas consideradas en el periodo 1980/81-2015/16



### 3.2.3.2 Temperatura del aire durante el periodo de investigación (2013/2014-2016/2017)

Para el análisis de la temperatura del área de Jarales durante el periodo de estudio (2013/14-2016/17) se han considerado los datos de 7 estaciones (Tab. 3.11). Se han utilizado las mismas que en el análisis de las temperaturas históricas, salvo la de Embalse de Malpasillo, en la que no se registraron datos durante los 4 años de la investigación (Tab. 3.8). Además, se han incluido otros dos puntos de control termométrico: la estación de la RAIF en Lucena y la que el CEHIUMA ha instalado en el Cortijo La Salina.

Año hidrológico	Cerro de las Puertas	Rute	Alcachofares Altos	Laguna Amarga	Lora de Estepa	Lucena-RAIF	Cortijo La Salina	Media
2013/14	<b>17,5</b>	16,7	16,8	17,0	17,2	16,0	<b>16,5</b>	16,8
2014/15	<b>18,4</b>	17,6	17,5	17,6	18,1	16,6	<b>17,1</b>	17,6
2015/16	<b>18,3</b>	<b>17,8</b>	17,5	<b>18,0</b>	18,0	16,7	17,3	17,6
2016/17	<b>18,8</b>	18,2	18,1	<b>18,8</b>	<b>18,4</b>	16,9	17,3	18,1
Máximo	18,8	18,2	18,1	18,8	18,4	16,9	17,3	18,1
Mínimo	17,5	16,7	16,8	17,0	17,2	16,0	16,5	16,8
Media	18,3	17,6	17,5	17,8	17,9	16,5	17,1	17,5

Tabla 3.11. Valores medios anuales de la temperatura del aire (°C) en el área de Jarales durante el periodo de investigación. En negrita, datos completados mediante correlación

La temperatura media del aire correspondiente al periodo de investigación es de 17,5°C, pero ha variado (según la estación considerada y el año) entre 16,0°C, registrados en Lucena-RAIF el año 2013/14, y 18,8°C, medidos en 2016/17 en las estaciones de Cerro de las Puertas y Laguna Amarga (Tab. 3.11). El año más frío en el conjunto de estaciones ha sido 2013/14, con un valor medio de temperatura de 16,8°C. Los dos años posteriores tienen el mismo valor de temperatura media (17,6°C), aunque el valor sí varió en las distintas estaciones, salvo en Alcachofares Altos. El año 2016/17 tuvo la temperatura media más elevada (18,1°C), y en 6 de las 7 estaciones se registraron los valores más altos (Tab. 3.11), por lo que es el año más cálido del periodo de estudio.

Si se comparan las temperaturas medias históricas y las del periodo de investigación, se observa que éstas últimas presentan datos de temperatura más elevados (Tab. 3.11) que en el periodo 1980/81-2015/16 (Tab. 3.9). El año 2016/17 supera en 0,9°C el valor de temperatura media histórica, por lo que puede considerarse cálido.

La evolución temporal de las temperaturas medias mensuales de las distintas estaciones consideradas durante el periodo de investigación se representa en la figura 3.24. Las temperaturas más elevadas se registraron en las estaciones de Cerro de las Puertas y Laguna Amarga, en los meses de agosto de entre 2013/14 y 2015/16, y en el de julio en el último año. En cuanto a los valores más fríos, se han medido en Lucena-RAIF y Cortijo La Salina entre diciembre y febrero, con mínimos de 6,7°C y 5,8°C, respectivamente, en enero de 2017. La mayor amplitud térmica se produce en esta última, con un valor mensual mínimo de 6,7°C (enero de 2015), y un máximo de 29,2°C (julio de 2015), coincidiendo con el año en el que la oscilación térmica anual es superior (2014/15).

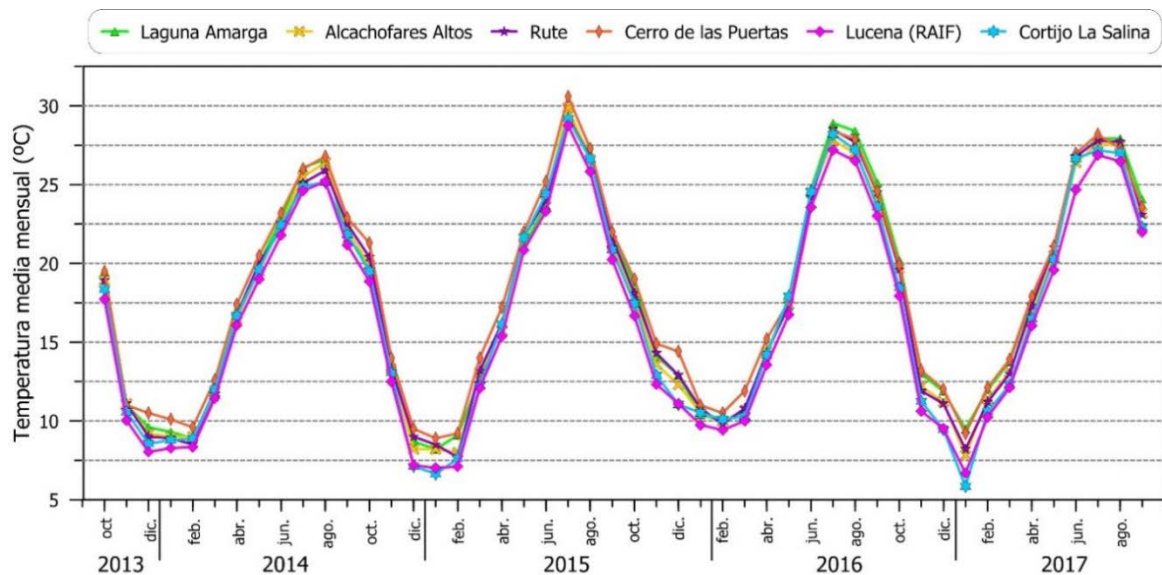


Figura 3.24. Evolución de la temperatura mensual del aire en las estaciones consideradas en el área de Jarales durante el periodo de estudio (2013/14-2016/17)

### 3.2.4 Análisis de los datos de evaporación

La red de control de la evaporación en el área de estudio es bastante escasa, pues únicamente en 3 de las 23 estaciones climáticas que en ella existen se registra este parámetro. Se trata de las estaciones de Rute, Laguna Amarga y Cortijo La Salina (Fig. 3.6 y Tab. 3.12). Las dos primeras pertenecen a la AEMET, que utiliza evaporímetros Piché para la medida de la evaporación. La otra corresponde a la estación que el CEHIUMA ha instalado en el área de estudio, en la que se realiza un seguimiento de la evaporación utilizando distintos métodos. A estas 3 hay que añadir una cuarta estación, la que la RAIF tiene en Lucena, en la que no se registra la evaporación de forma directa, pero sí proporciona todos los parámetros necesarios para calcularla indirectamente.

Referencia	Estación climática	Coordenadas UTM (m)		Altitud (m s.n.m.)	Periodo de registro	Nº de años de registro	Nº de años incompletos	Evaporación media en años completos (mm)
		X	Y					
5603	Laguna Amarga	356.992	4.131.019	375	1988/89 - 2015/16	28	22	1.519
5606	Rute	378.997	4.131.869	635	1988/89 - 2015/16	28	13	1.334
CO006	Lucena-RAIF	369.019	4.133.339	435	2001/02 - 2016/17	16	4	1.727
CEHIUMA-1	Cortijo La Salina	359.667	4.130.920	390	2013/14 - 2016/17	4	2	1.494*

Tabla 3.12. Estaciones con registro de evaporación en el área de Jarales y sus principales características. (\*) Valor calculada mediante el método de Penman (1956)

El periodo de control de la evaporación llevado a cabo en la estación del CEHIUMA es insuficiente para un análisis histórico, pues únicamente se cuenta con 4 años de registro, de los cuales 2 están incompletos (Tab. 3.12). Por el contrario, las estaciones de la AEMET, disponen de series históricas de evaporación más prolongadas, aunque su continuidad es escasa. Ello es particularmente llamativo en el caso de Laguna Amarga, en la que 22 de sus 28 años de registro no están completos (Tab. 3.12). El periodo de registro de la estación de Lucena, pese a ser de menor duración (16 años), cuenta con un menor número de vacíos de información, ya que la serie sólo se interrumpe en 4 años, uno de los cuales coincide con el periodo de funcionamiento de la estación del Cortijo La Salina.

### 3.3. Área de Jarales

---

McMahon *et al.* (2013), basándose en numerosos estudios (Keijman y Koopmans, 1973; South *et al.*, 1998; Abtew, 2001; Finch, 2001; Rosenberry *et al.*, 2004; Rosenberry *et al.*, 2007; Yao, 2009, entre otros), han determinado que la fórmula original de Penman (1956) es uno de los mejores métodos que se puede aplicar en el estudio de humedales someros. Por esa razón, se ha calculado la evaporación diaria según dicha ecuación, a partir de las variables climáticas registradas en la estación del Cortijo La Salina y Lucena-RAIF. Posteriormente se ha comprobado la adecuación de los datos de evaporación obtenidos según Penman (1956) con los descensos limnimétricos ocurridos en las lagunas, lo que ha puesto de manifiesto su buena correspondencia (véase apartado 8.2).

La evaporación según el método de Penman (E) se define mediante la siguiente ecuación:

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_{nw}}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a$$

donde  $\Delta$  es la pendiente de la presión de vapor saturante a la temperatura media horaria,  $\gamma$  es la constante psicrométrica,  $R_{nw}$  es la radiación neta en la superficie del agua,  $\lambda$  es calor latente de vaporización y  $E_a$  es una función que corrige el efecto del viento. El cálculo de la mayoría de dichas variables es complejo, ya que requiere de un control meteorológico muy exhaustivo, además de la estimación de algunos parámetros, como el albedo o la radiación extraterrestre, que dependen de la latitud y de la época del año, entre otros factores.

La estación de Cortijo La Salina, proporciona de manera automática un valor de evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ), que se calcula por medio de la ecuación del *California Irrigation Management Information System* –CIMIS– del Departamento de Recursos Hídricos de California (Pruitt y Doorenbos, 1977). Dicha ecuación, que se utiliza en cálculos de requerimientos hídricos de cultivos, es una versión simplificada de la de Penman (1956) que estima todos los parámetros necesarios para su cálculo a partir de las variables climáticas registradas (temperatura del aire, humedad relativa, radiación solar, velocidad del viento).

Con objeto de contrastar los datos de evaporación obtenidos con otras metodologías, se ha calculado también la  $ET_0$  según la ecuación de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998):

$$ET_0 = \frac{1}{\lambda} \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_a \frac{(v_a^* - v_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

en la que  $R_n$  es la radiación neta sobre la superficie,  $G$  es el flujo de calor del suelo,  $\rho_a$  es la densidad media del aire,  $C_a$  es el calor específico del aire,  $r_a$  es la resistencia atmosférica al transporte de vapor de agua,  $r_s$  es el término equivalente a la resistencia superficial y  $v_a^* - v_a$  es el déficit de la presión de vapor.

Así mismo, la estación del Cortijo La Salina cuenta con un tanque evaporímetro americano o de “clase A”, que dispone de un sensor de temperatura del agua y otro de presión, el cual registra la altura de lámina de agua almacenada en su interior. Las diferencias de medida observadas a una misma hora en dos días consecutivos, tras la

---

eliminación de las variaciones que se producen como consecuencia de la precipitación y del llenado del tanque, son las lecturas de la evaporación bruta que ocurren en el tanque ( $E_{pan}$ ). Dicho valor debe ser transformado a datos de evaporación desde superficie de lámina de agua libre ( $E_{fw}$ ), lo que se ha llevado a cabo mediante la corrección propuesta por Kohler *et al.*, (1955). Dicha metodología elimina el efecto producido por el intercambio calórico que tiene lugar a través de las paredes del tanque. Para ello, se utiliza una fórmula que transforma el dato de  $E_{pan}$  en  $E_{fw}$  y que tiene en consideración la temperatura del aire ( $T_a$ ), la temperatura del agua almacenada en el tanque evaporímetro ( $T_{pan}$ ), la velocidad del viento ( $u_{pan}$ ), la presión atmosférica ( $p$ ) y la proporción de energía que se intercambia con las paredes del tanque evaporímetro ( $\alpha_{pan}$ ). Esta última variable se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$\alpha_{pan} = 0,34 + 0,0117T_{pan} - 3,5 \times 10^{-7}(T_{pan} + 17,8)^3 + 0,00135u_{pan}^{0,36}$$

El valor de  $E_{fw}$  se obtiene a partir de dos ecuaciones distintas, según  $T_{pan}$  sea mayor o menor que  $T_a$ :

$$\text{Si } T_{pan} > T_a; \quad E_{fw} = 0,7[E_{pan} + 0,064p\alpha_{pan}(0,37 + 0,00255u_{pan})|T_{pan} - T_a|^{0,88}]$$

$$\text{Si } T_{pan} < T_a; \quad E_{fw} = 0,7[E_{pan} - 0,064p\alpha_{pan}(0,37 + 0,00255u_{pan})|T_{pan} - T_a|^{0,88}]$$

### 3.2.4.1 Evaporación a partir de la serie histórica 2002/03-2015/16

Para el análisis de los datos históricos de evaporación en el área de Jarales se ha seleccionado la serie de evaporación calculada según el método de Penman, a partir de las variables climáticas registradas en la estación de Lucena-RAIF. Su elección se basa en su cercanía a la zona de estudio y en la existencia de un menor número de años incompletos. La evaporación mensual ocurrida en los meses en los que no hay información climática ha sido estimada mediante regresión lineal con la estación de Laguna Amarga ( $R^2=0,92$ ), hasta marzo de 2014, y con la estación del Cortijo La Salina ( $R^2=0,95$ ), desde dicha fecha hasta el final del periodo considerado. La serie de datos de evaporación resultante comprende un total de 14 años hidrológicos, cuyos valores, así como el anual medio (1.676 mm), se indican en la Tabla. 3.13

Año	2002/03	2003/04	2004/05	2005/06	2006/07	2007/08	2008/09	
<i>Evap.</i>	1.688	1.562	1.694	1.632	1.600	1.859	1.584	
Año	2009/10	2010/11	2011/12	2012/13	2013/14	2014/15	2015/16	MEDIA
<i>Evap.</i>	1.722	1.597	1.798	<b>1.729</b>	<b>1.477</b>	<b>1.779</b>	1.744	1.676

Tabla 3.13. Evaporación anual, expresada en mm, registrada en la estación de Lucena-RAIF durante el periodo 2002/03-2015/16. Los valores en negrita fueron completados mediante correlación lineal

La evolución temporal de los datos de evaporación anual durante el periodo 2002/03-2015/16 se representa en la figura 3.25. El mayor valor se alcanzó en el año 2007/08, en el que se evaporaron 1.859 mm, mientras que el año de menor evaporación fue 2013/14, con un valor de 1.477 mm. Se observan variaciones interanuales de los valores, pero no se aprecian periodos de varios años en los que se produzca más o menos

### 3.3. Área de Jarales

evaporación que el resto. Sin embargo, sí parece existir una cierta tendencia ascendente de los datos de evaporación, que pudiera guardar relación con el aumento de la temperatura del aire que se ha registrado durante las últimas décadas en las estaciones de Embalse Malpasillo y Laguna Amarga (Fig. 3.21), situadas el área de investigación. No obstante, el periodo de control de la evaporación es reducido.

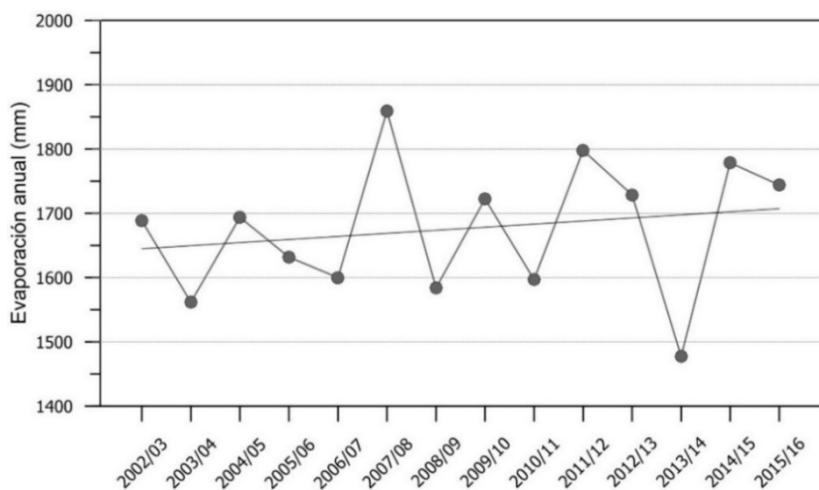


Figura 3.25. Evolución de la evaporación anual registrada en la estación de Lucena-RAIF durante el periodo histórico (2002/03-2015/16). Se muestra la tendencia de los datos anuales

En cuanto a la evaporación media mensual, su distribución anual se resume en la tabla 3.14 y se representa en la figura 3.26. El mes en el que se produce mayor evaporación es julio (282 mm), que es también el más seco (Tab. 3.4 y Fig 3.12) y el más cálido (Tab. 3.10 y Fig. 3.22), seguido de junio (246 mm) y agosto (244 mm). Este último mes, pese a ser más cálido y contar con menos precipitaciones que junio, tiene un menor número de horas de sol, por lo que la radiación solar recibida es inferior y, por tanto, también lo es la evaporación. Diciembre (41 mm) y enero (43 mm) son los meses en los que los que se registran los valores más bajos, seguidos de noviembre y febrero, con 54 mm cada uno.

	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Media
<b>Evap. mensual (mm)</b>	103	54	41	43	54	102	142	202	246	282	244	162	140
<b>Evap. acumulada (mm)</b>	103	157	198	241	295	398	539	741	987	1.269	1.513	1.675	
<b>Evap. acumulada (%)</b>	6,1	9,4	11,8	14,4	17,6	23,7	32,2	44,3	58,9	75,8	90,3	100,0	

Tabla 3.14. Valores medios mensuales de evaporación y media mensual acumulada en la estación de Lucena-RAIF durante el periodo 2002/03-2015/16

Atendiendo a la evaporación mensual media, el año hidrológico podría dividirse en dos periodos. El primero de ellos comprendería los 6 primeros meses del año, en los que la evaporación se sitúa muy por debajo del valor medio mensual (140 mm) y se acumula menos de la cuarta parte de la evaporación anual que tiene lugar en el área (Tab. 3.14 y Fig. 3.26). El segundo periodo comprendería el resto de meses, en los que la evaporación media se supera ampliamente y se produce más del 75% de la evaporación anual. Aunque los meses de abril y septiembre se han incluido en el último periodo, podrían ser considerados meses de transición, sobre todo el primero.

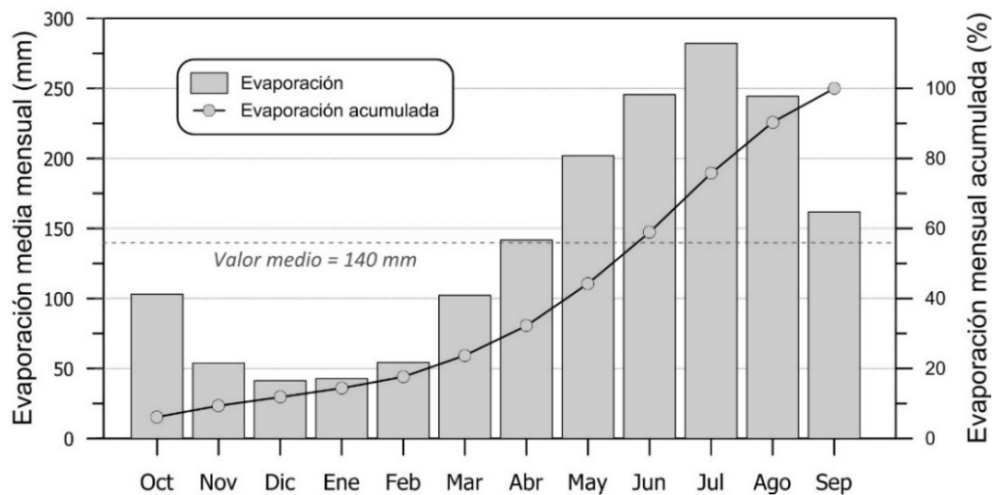


Figura 3.26. Evaporación media mensual y acumulada en la estación de Lucena-RAIF durante el periodo 2002/03-2015/16

### 3.2.4.2 Evaporación durante el periodo de investigación (2013/2014-2016/2017)

El análisis de la evaporación en el área de Jarales durante los años de desarrollo de la investigación se ha realizado a partir de las series de datos de las estaciones de Lucena-RAIF y Cortijo La Salina (CEHIUMA). Los valores de evaporación de la primera de ellas han sido obtenidos mediante la ecuación de Penman (1956). Dicha metodología ha sido también aplicada en la estación del Cortijo La Salina -1-, además de disponer de otras tres series de evaporación: -2- la proporcionada por la estación de forma automática mediante el método CIMIS (Pruitt y Doorenbos, 1977); -3- la calculada mediante la ecuación de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998); -4- y la obtenidas a partir del registro en el tanque evaporímetro, corregida por medio del método de Kohler *et al.* (1955). No obstante, a partir de diciembre de 2016 no se dispone de valores para la serie de Cortijo La Salina-4. Por lo general, la serie de datos de evaporación obtenida con el tanque de clase A presenta números vacío de información debido a la insuficiente frecuencia de mantenimiento (semanal-quincenal), que no ha permitido corregir errores de lectura fruto del rebose del agua del tanque, del descenso de la lámina de agua por debajo del nivel de lectura óptimo del sensor, de la congelación de la lámina de agua y de la presencia de restos vegetales y animales flotando en el tanque. Por lo tanto, dicha serie de datos ha tenido que ser completada mediante su correlación con el resto de series de evaporación registradas en la estación Cortijo La Salina.

La evaporación media anual calculada durante el periodo de estudio está comprendida entre 1.335 y 1.524 mm, aunque estos valores han variado según el año y la serie considerada (Tab. 3.15). El valor más bajo es el correspondiente al año 2013/14 en la serie 2 del Cortijo La Salina (1.158 mm) y el más elevado pertenece a la estación de Lucena (2014/15) en el 2014/15 (1.779 mm). Para el conjunto de las series, 2013/14 fue el año en el que se produjo menor evaporación (1.335-1.336 mm), mientras que en 2014/15 se registró el mayor valor de este parámetro (1.490-1.524 mm).

### 3.3. Área de Jarales

Año hidrológico	Lucena-RAIF	Cortijo La Salina-1	Cortijo La Salina-2	Cortijo La Salina-3	Cortijo La Salina-4	Media sin tanque evaporímetro	Media todo
2013/14	<b>1.477</b>	<b>1.385</b>	<b>1.158</b>	<b>1.324</b>	<b>1.332</b>	1.336	1.335
2014/15	<b>1.779</b>	1.534	1.279	1.504	<b>1.356</b>	1.524	1.490
2015/16	1.744	<b>1.472</b>	<b>1.255</b>	<b>1.396</b>	<b>1.279</b>	1.467	1.429
2016/17	1.763	1.454	1.331	1.472	-	1.505	1.505
Media	1.691	1.461	1.256	1.424	1.323	1.458	1.440
Máximo	1.779	1.534	1.331	1.504	1.356	1.524	1.505
Mínimo	1.477	1.385	1.158	1.324	1.279	1.336	1.335

Tabla 3.15. Valores medios anuales de evaporación (mm) en el área de Jarales durante el período de investigación. En negrita, datos completados mediante correlación

En la figura 3.27 se muestra la evolución temporal de la evaporación media mensual de las distintas series consideradas durante el periodo 2013/14-2015/16. Los datos más elevados corresponden a la estación de Lucena-RAIF, en los meses de julio de 2015 y 2017. Los menores valores de evaporación pertenecen a la serie de evaporación registrada en el tanque evaporímetro de la estación Cortijo La Salina -4-, entre los meses de noviembre y febrero. En general, se observa bastante homogeneidad entre las series de Lucena y las de Cortijo La Salina-1, 3 y 4 (Fig. 3.27), aunque en el primer caso los valores aumentan considerablemente durante los meses de verano, a excepción del año 2014. Por el contrario, la serie 4 del Cortijo La Salina tiende a valores bajos de evaporación en los meses más fríos, que son también los más húmedos. Ello podría sugerir que dicha serie infravalora la evaporación, posiblemente debido a la ocasional congelación de la superficie del agua almacenada en el tanque evaporímetro, lo que ha sido observado puntualmente, y al rebose eventual del tanque evaporímetro, como sugieren los elevados niveles de lámina de agua registrados (a ras del extremo superior de las paredes del tanque). Finalmente, la serie obtenida mediante el método CIMIS en la estación del Cortijo La Salina presenta en los meses de verano valores mucho menores que los registrados en el resto de estaciones, por lo que parece probable que esta ecuación, diseñada para el cálculo de la de requerimientos hídricos de cultivos, no es adecuada para estimar la evaporación.

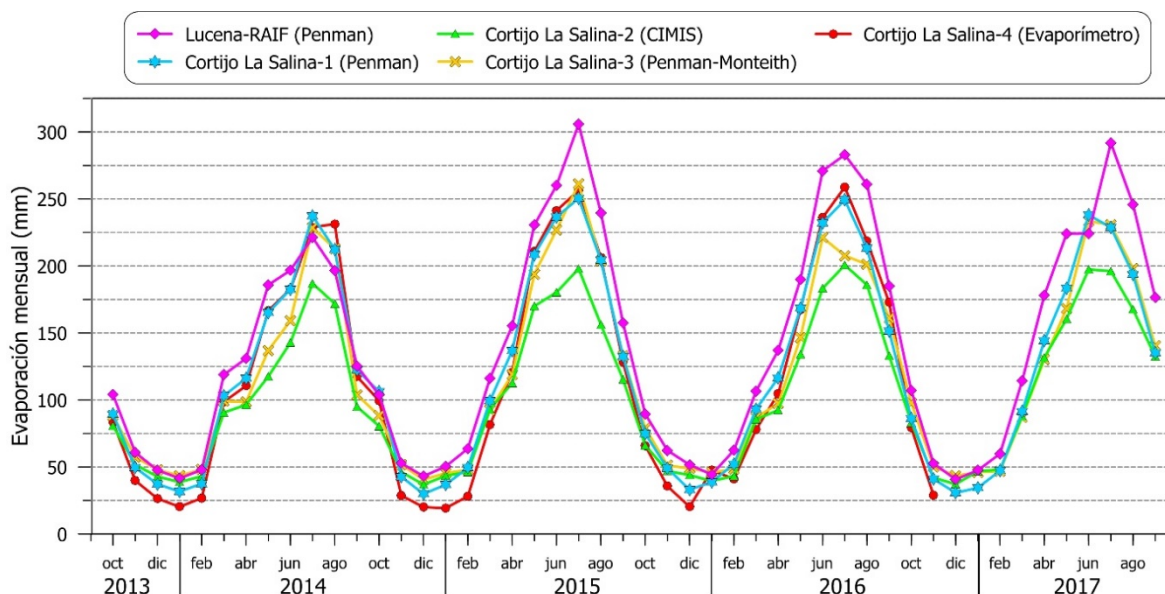


Figura 3.27. Evolución de la evaporación en las estaciones consideradas en el área de Jarales en el periodo de estudio (2013/14-2016/17)

En cuanto a la distribución anual de la evaporación media mensual durante el periodo de investigación (Tab. 3.16 y Fig. 3.28), el valor más alto se alcanza en el mes de julio (238 mm), seguido de junio (213 mm) y agosto (207 mm). Los meses en los que se produce menor evaporación son diciembre (38 mm) y enero (40 mm), seguidos de febrero y noviembre (46 y 48 mm, respectivamente). La evolución de la evaporación mensual durante el periodo de estudio (Fig. 3.28) sigue la misma pauta que la observada en el análisis histórico (Fig. 3.26).

Mes	Lucena-RAIF	Cortijo La Salina-1	Cortijo La Salina-2	Cortijo La Salina-3	Cortijo La Salina-4	Media
Octubre	99	90	78	88	82	87
Noviembre	59	47	47	53	33	48
Diciembre	47	33	40	45	22	38
Enero	45	36	42	45	29	40
Febrero	58	46	45	48	32	46
Marzo	114	99	89	91	86	96
Abril	141	123	108	111	112	119
Mayo	202	181	146	161	182	174
Junio	243	217	176	210	220	213
Julio	270	246	195	232	248	238
Agosto	232	210	170	204	219	207
Septiembre	156	135	119	135	140	137
Media	139	122	105	119	117	120
Máximo	270	246	195	232	248	238
Mínimo	45	33	40	45	22	38

Tabla 3.16. Valores medios mensuales de evaporación (mm) en el área de Jarales durante el período de investigación

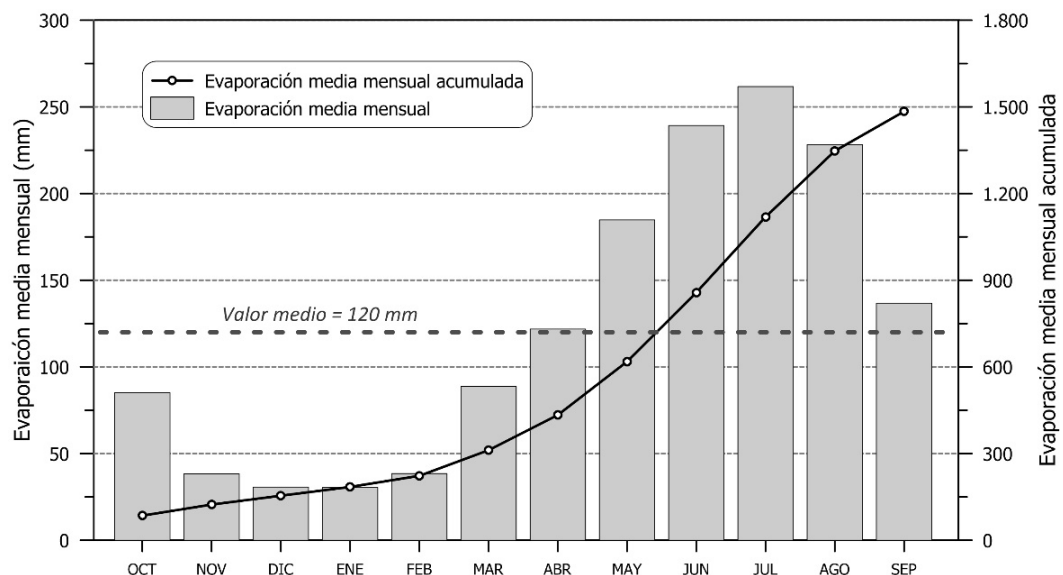


Figura 3.28. Evaporación media mensual y acumulada en el área de Jarales durante el periodo de investigación (2013/14-2016/17)



### 3.3 ÁREA DE BRUJUELO

#### 3.3.1 Análisis de las precipitaciones durante el periodo 1951/52-2015/16

##### 3.3.1.1 Tratamiento de datos

Para el estudio pluviométrico del área de Brujuelo se han considerado un total de 26 estaciones meteorológicas (Tab 3.17). La mayor parte de ellas (17) pertenecen a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), organismo que también ha facilitado las series de datos pluviométricos de otros 4 observatorios, dependientes de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG). El resto de estaciones corresponden al Instituto de Investigación y Formación Agraria y Pesquera de Andalucía -IFAPA- (4) y la estación climática automática instalada por el Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA) con motivo de la presente investigación (Fig. 3.29).

Referencia	Estación pluviométrica	Coordenadas UTM (m)		Altitud (m s.n.m.)	Periodo de registro	Nº de años de registro	Nº de años incompletos	Precip. media en años completos (mm)
		X	Y					
5163	Jimena	458.046	4.188.424	590	1949/50 - 2015/16	67	8	513
5169	Jaén-Los Racioneros	445.414	4.200.211	260	1943/44 - 2014/15	72	37	456
5169E	Mancha Real-Banderas	448.311	4.195.107	420	1968/19 - 2010/11	43	17	432
5171	Villatorres-Villargordo-CHG	436.133	4.199.508	340	1950/51 - 2014/15	65	36	489
5171A	Villatorres-Villargordo-Colegio	436.133	4.199.508	345	1973/74 - 2015/16	43	4	452
5251	Torreblascopedro-CHG	444.110	4.205.768	334	1950/51 - 2011/12	62	22	473
5252	Linares-Torrubia	441.811	4.208.404	290	1945/55 - 2015/16	71	18	470
5262B	Pegalajar-La Cerradura	443.757	4.171.928	560	1976/77 - 2015/16	40	10	475
5263	Pegalajar-CHG	442.812	4.176.958	827	1919/20 - 2014/15	96	6	572
5263A	Pegalajar-Ntra. Sra de las Nieves	442.559	4.177.148	860	1970/71 - 1985/86	16	7	520
5264	Mancha Real-C. de A.	446.029	4.182.330	753	1950/51 - 1998/99	49	20	557
5264A	Mancha Real	446.029	4.182.330	795	1956/57 - 2015/16	60	44	635
5264B	Mancha Real-S.E.A.	446.029	4.182.330	765	1965/66 - 1996/97	32	8	505
5266	La Guardia de Jaén	440.109	4.175.590	480	1950/51 - 2014/15	65	29	492
5270	Jaén-Instituto	428.972	4.181.535	510	1899/00 - 2013/14	115	63	588
5270B	Jaén	428.972	4.181.535	510	1982/83 - 2015/16	34	9	508
5270A	Jaén-CHG	430.601	4.180.288	570	1972/73 - 2012/13	51	29	402
5271	Torre del Campo	421.062	4.180.682	640	1950/51 - 2015/16	66	9	660
5272	Torre del Campo-El Término	424.538	4.186.198	640	1956/57 - 2015/16	60	9	508
5275	Mengíbar-Escuelas	429.083	4.202.802	332	1915/16 - 2014/15	100	17	479
5275A	Mengíbar-Sevillana	431.511	4.201.394	260	1923/24 - 2000/01	78	56	419
J-05	Torreblascopedro-IFAPA	439.469	4.204.790	291	1999/00 - 2015/16	17	2	449
J-07	Mancha Real-IFAPA	447.571	4.196.710	436	1999/00 - 2015/16	17	2	418
J-15	Jaén-IFAPA	432.183	4.193.960	229	2000/01 - 2015/16	16	2	472
J-104	Centro Mengíbar-IFAPA	432.183	4.193.960	373	2007/08 - 2015/16	8	1	462
CEHIUMA-2	Brujuelo	440.800	4.190.875	456	2014/15 - 2016/17	4	3	355

Tabla 3.17. Estaciones meteorológicas utilizadas, con indicación de sus coordenadas geográficas y de las características de las series de datos registrados en ellas

La situación de las distintas estaciones y la altitud a la que se encuentran se indica en la tabla 3.17 y la figura 3.30. La distribución de la red de control es desigual, pues existe una mayor concentración de puntos de control hacia el S, a cotas relativamente elevadas,

en las cercanías de los relieves de Sierra Mágina y el Jabalcuz, y hacia el N, más próximos al cauce del río Guadalquivir. Además, las estaciones que se encuentran en una posición intermedia, más cerca del área de estudio, son más recientes que el resto y en ellas no se comenzó a registrar la pluviometría hasta comienzos del siglo XXI, con las excepciones de Torredelcampo-El término y Mancha Real-Banderas. En este último caso tampoco existe una serie histórica con una continuidad suficiente para el análisis climático (Tab. 3.17). En conjunto, la red de control se extiende en un rango altitudinal que varía desde los 229 hasta los 860 m (Tab. 3.17, Fig. 3.30).



*Figura 3.29. Estación meteorológica automática instalada junto a la laguna de Brujuelo, con motivo de la presente investigación*

El periodo de registro pluviométrico difiere según cada estación (Tab. 3.17), con series que abarcan desde 4 años (Brujuelo) hasta 100 años o más (Jaén-Instituto y Mengíbar-Escuelas). No obstante, todas las estaciones cuentan con algunos años en los que faltan datos de precipitación (Tab. 3.17). Las que disponen de un registro más completo son la de Mengíbar-Escuelas, con 100 años de datos y 17 incompletos, y la de Pegalajar-CHG, con 96 años de registro pluviométrico, 6 de ellos con falta de información (Tab. 3.17). Las series en las que existen más años incompletos son las de Mengíbar-Sevillana y Mancha Real, en cuyas series faltan 56 y 44 años, respectivamente. El caso de Jaén-Instituto es algo particular, pues su serie de datos no presenta apenas continuidad a partir de 1983. Sin embargo, la AEMET equipó una estación automática, denominada Jaén, junto a aquélla. De forma conjunta, ambas estaciones proporcionan una serie de 115 años, en la que 40 están incompletos; si bien, 31 de ellos corresponden a los primeros 40 años de registro.

Para el análisis de las precipitaciones históricas de la zona de Brujuelo se ha realizado una selección de estaciones pluviométricas basada en la longitud de las series de datos, en el número de años incompletos y en su distribución espacial (Tab. 3.17, Fig. 3.30). Como consecuencia de ello, se han considerado únicamente 8 de las 26 estaciones disponibles (Tab. 3.18 y Fig. 3.30): Jaén (incluyendo los datos de Jaén-Instituto), Mengíbar (Mengíbar-Escuelas), Pegalajar (Pegalajar-CHG), Jimena, Mancha Real (Mancha Real-C. de A.), Villatorres-Villargordo (Villatorres-Villargordo-Colegio), Torreblascopedro (Torreblascopedro-CHG) y El Término (Torredelcampo-El Término). El análisis histórico se ha realizado para los últimos 65 años, desde el año hidrológico 1951/1952 al 2015/2016. Dicho periodo ha sido establecido por ser el más largo en el que las estaciones más representativas cuentan con menos años incompletos.

### 3.4. Área de Brujuelo

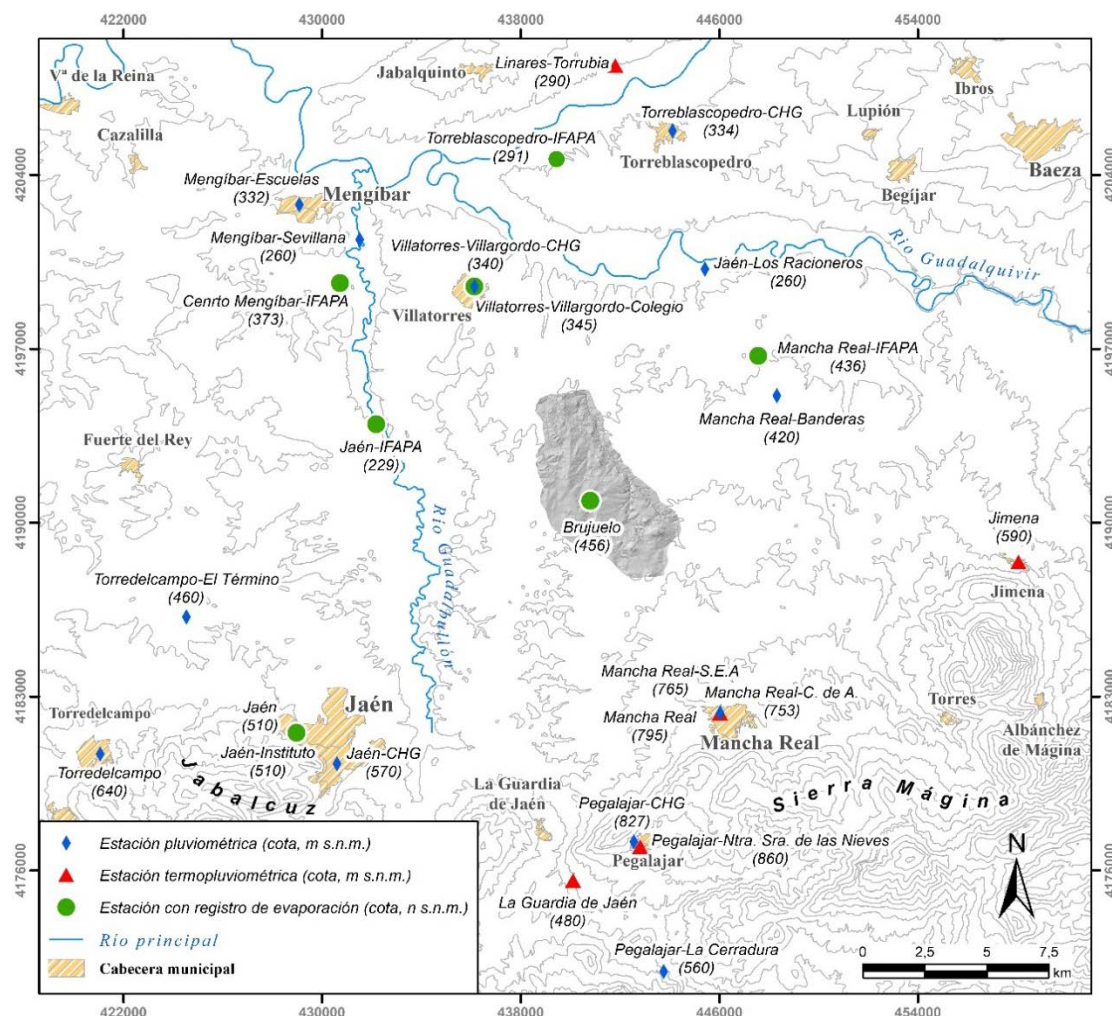


Figura 3.30. Mapa de situación de las estaciones meteorológicas consideradas en el área de Brujuelo

Año hidrol.	Jimena	Jaén-Los Racioneros	Mancha Real-Banderas	Villatorres-Villargordo-CHG	Villatorres-Villargordo-Colegio	Torreblascopedro	Linares-Torrubia	Pegalajar-La Cerradura	Pegalajar-CHG	Pegalajar-Ntra. Sra. de las Nieves	Mancha Real-C. de A	Mancha Real	Mancha Real-S.E.A.	Mancha Real	La Guardia de Jaén	Jaén-Instituto	Jaén-CHG	Jaén	Torre del Campo	Torre del Campo-El Término	Mengibar-Escuelas	Mengibar-Sevilla	Torreblascopedro-IFAPA	Mancha Real-IFAPA	Jaén-IFAPA	Centro Mengibar-IFAPA	Brujuelo
1904/05																371											
...																											
1916/17																						204					
1917/18																						482					
1918/19																						542					
1919/20																						459					
1920/21																						309					
1921/22																						350					
1922/23																						543					
1923/24																						471	471				
1924/25																						624	624				
1925/26																						541					
1926/27																						687	691				
1927/28																						352	352				
1928/29																						581	585				
1929/30																											
1930/31																											
1931/32																											
1932/33																											
1933/34																											
1934/35																											
1935/36																											
1936/37																											
1937/38																											
1938/39																											
1939/40																											

Tabla 3.18. Precipitación anual (mm) en las estaciones pluviométricas del área de Brujuelo según los datos originales

Año hidrol.	Jimena	Jaén-Los Racionero	Mancha Real-Banderas	Villatorres-Villargordo-CHG	Villatorres-Villargordo-Colegio	Torreblascopedro	Linares-Torumbia	Pegalajar-La Cerradura	Pegalajar-CHG	Pegalajar-Ntra. Sra. de las Nieves	Mancha Real-C. de A	Mancha Real	Mancha Real-S.E.A.	La Guardia de Jaén	Jaén-Instituto	Jaén-CHG	Jaén	Torre del Campo	Torre del Campo-El Término	Mengabar-Escuelas	Mengabar-Sevilla	Torreblascopedro-IFAPA	Mancha Real-IFAPA	Jaén-IFAPA	Centro Mengabar-IFAPA	Brujuelo	
1940/41									597																	400	
1941/42									370																		294
1942/43									786																		339
1943/44									287						245												236
1944/45									927						602												448
1945/46									1078						1064												766
1946/47									802						712												498
1947/48									566						372												304
1948/49									431						378												239
1949/50									701						666												469
1950/51	679								785						790												493 468
1951/52	733 453					524			271					625 346				783								194 226	
1952/53	344 176					176			417					254 359													286
1953/54	424 280								507					329 546													379
1954/55	531 357			428		425			598	415				430 648				539								461	
1955/56	632 446					523			437	485				535 450				696								331	
1956/57	472					341			406	393				514 610				473	320							367	
1957/58	540 311			407		398			611	373 463				464 535				521								454	
1958/59	721 465			534		497			721	607 673				567 915				674	520							663	
1959/60				715		708			516	844 771				804 635				1016								541	
1960/61	579					547			565	514 553				528 648				728	575							657	
1961/62	634			792		650 714		1038	633 653					574 1064				764	670							1000	
1962/63	1140			920		908 915		517	1030 993					980 704				1154	965							710	
1963/64	768			663		572 627		369	595					425				852	612							366	
1964/65	465 313			339		356 389		674	411 443					331 680				550	287							653	
1965/66	860 571					641			395	724				428				861	577							385	
1966/67	426 366			372		404			474				432	506				499	365							483	
1967/68	478			510		428 453		898	753	982				982				569	440							817 561	
1968/69	911 660			796		647 696		648		829 669 865 716				716				1061	867							562 416	
1969/70	775 420 457 750			468 492		672		739		683				646				800	625							547 446	
1970/71	930			462 639		549 553		544		683			535 622 550					996	690							407 392	
1971/72	636			315 378		451 462		489 548 463		527 539 346				346				680	479							383 301	
1972/73	500 301 280 354			333 354		619 479 466		670 465 520						520				510	348							468	
1973/74	658 412 471 470			430 455		501 620 542 608 582 570 454 547		520 534 488 502 515 473 374 451		562 415 454				547				616	532						350 317		
1974/75	464 307			325 354 359 361		580 579 441 573		560 643 561 728 676 535 572		553 511 553 531 613 595				374 451				820	762							467	
1975/76	466 369			438 457 422 389		580 579 441 573		560 643 561 728 676 535 572		553 511 553 531 613 595				374 451				820	762							467	
1976/77	523 478 538 510			522 609 562		560 643 561 728 676 535 572		553 511 553 531 613 595		553 511 553 531 613 595				374 451				820	762							467	
1977/78	637 433 460			459 501 539		553 511 553 531 613 595		553 511 553 531 613 595		553 511 553 531 613 595				374 451				820	762							467	
1978/79	587 452 484			544 563		400 524 531		400 524 531		400 524 531				427 619				741	630							352	
1979/80	436 319			335 343 354 323		241 378		342		378			342	423 437				574								333	
1980/81	342 247			210 276		392		334 316 396 342		392			334 316 396 342	423 437				574								318	
1981/82	395			303 345 350 339		397 373 400		429		400			429	450 391				475	386							280	
1982/83	349			357 354 407 324 303		619 348		570		348			570	465				451	355							420	
1983/84	588 512 528			507 498 439 595 479 559		441 575		441 575		441 575			441 575	659				701	543							369	
1984/85	382 429 452 402			392		410 435 570		511		435			511	470				558	410							375	
1985/86	668			416		476 545 498		489		498			489	511													
1986/87	460			352		364 439 419		489		419			489					600	412								
1987/88	540			502		548 312 426		395		426			395					621	456								
1988/89	491			331		339 368 511		473		511			473				349	478								419	
1989/90	478			435		439 451 438 422		473		422			473				468	385									
1990/91				375		307		349 308 472		472			439				395	456									363
1991/92	346			515 551 574 359		574 359		422		359			422				469	570								355	
1992/93	316			382		345		424		345			370 333			324		422	345							327	
1993/94	304			301 323		336 328 285		366		285			304 268			289		281								212	
1994/95	266			221 239 239		241 256 714		681		714			681			204	203 311		774							611	
1995/96	429 615 639			674 679 684 658 731		626		588		731			588			662 704 974 685 705 597										597	
1996/97	665 729			667 740 653 834		702		571		834			571				702	893								687	
1997/98	644 585 602			602		575 806		815		806			595			620 645	883 702										
1998/99	179 200 205			234 267 256 284 431		228		228		431			228			203	286 251 432										
1999/00	383 354			343		353 427 790		364		790			364				541										
2000/01	476 472			534 550 533 680 433		433				433							674	623								500	
2001/02	482			371 398 397 343 645		645				645							408 570 413 524									373	
2002/03	358 729			471 496 451 519 535		535				535							494 666 502 565								475		
2003/04	316 801 417 587 584			623 496 265		265				265				483			494 666 502 565										
2004/05	178 321 186 210 230 222 238 287 466			238 287 466		466				466				383			694 491 743 549 222									497	
2005/06	382			314		429				432				322			476 591 415 438										
2006/07	391			469 511 446 414		414				414							469 382										
2007/08	229			415 485 493		487 477				477							702 506 896 490 449										
2008/09	289			506 481 494		393 531 907				907							775 553 740 600									354	
2009/10				880 750		841				726							916 1044 867 793										
2010/11				759		791 71																					

### 3.4. Área de Brujuelo

---

Con el fin de homogeneizar las series de datos y hacerlas comparables entre sí, se han completado las lagunas de información de datos mensuales. Para ello, se han realizado correlaciones lineales entre las series de precipitación originales de las distintas estaciones. Las ecuaciones de las regresiones con mayor coeficiente de correlación se han utilizado para el cálculo de la precipitación en los meses incompletos.

Una vez completadas las series pluviométricas, se ha procedido a comprobar la posible existencia de errores accidentales o sistemáticos. El método empleado, conocido como de las dobles masas o dobles acumulaciones, ha consistido en la comparación de las series de precipitación anual acumulada de cada estación con las de las estaciones de referencia y con la media de todas las estaciones. Pegalajar y Mengíbar han sido seleccionadas como estaciones de referencia por ser las que presentan series de datos originales más completas. La mayoría de las estaciones ofrecían una buena alineación de los datos, por lo que no se han identificado errores ni se han corregido las series. La única excepción es la de Jimena, que durante el periodo 1989/90–2008/09 presentaba un error sistemático en los valores pluviométricos y que fueron corregidos.

Los datos anuales originales están recogidos en la tabla 3.18 y los valores obtenidos tras el completado y la corrección de las series se representan en la tabla 3.19.

#### **3.3.1.2 Precipitación media anual. Determinación de años tipo**

El cálculo de la precipitación media sobre el área de estudio se ha realizado a partir los datos registrados en las 8 estaciones seleccionadas para el periodo 1951/52–2015/16 (Tab. 3.19). La media aritmética de las precipitaciones anuales obtenida es de 511 mm. En cada estación se han considerado como años húmedos los que sobrepasan en un 15% el valor medio de la precipitación anual y como secos los que tienen un valor inferior al 85 % de la media. Los años con precipitación comprendida entre los tipos mencionados son considerados como años medios.

En general, se observa una alternancia de periodos húmedos y secos para el conjunto de las estaciones, aunque no siempre ocurre que un tipo de año coincide en todas ellas de forma simultánea. Es bastante frecuente que durante un año que se considera húmedo o seco, en alguna de las estaciones el año sea medio, o que durante un periodo medio para el conjunto de las estaciones aparezca algún año húmedo o seco en alguna de las series. El único año hidrológico en el que una de las estaciones presenta condiciones hidroclimáticas opuestas al resto fue el 1957/58, cuando en la estación de Jaén se registró 610 mm de precipitación (año húmedo para dicha estación) durante un año seco para todo el conjunto.

En el conjunto de la serie media anual se observan 27 años secos, 21 años medios y 17 años húmedos (Tab. 3.19). El año más húmedo fue 1962/63, en el que se midieron 1.008 mm de media y, además, fue en el que más precipitación se registró en todas las estaciones consideradas. El año con menor pluviometría fue 1952/53, con un valor medio de 246 mm. Dicho valor no difiere sustancialmente del calculado para el año 2004/05

(262 mm), pero este último no fue el más seco en ninguno de los puntos valorados, mientras que 1952/53 fue el de menores precipitaciones para la mitad de las estaciones.

Año hidrol.	Jaén	Mengibar	Pegalajar	Jimena	Mancha Real	Villatorres-Villargordo	Torreblascopedro	El término	Media anual
1951/52	790	493	785	733	<b>628</b>	<b>480</b>	524	593	628
1952/53	346	194	271	344	<b>239</b>	<b>111</b>	176	288	246
1953/54	359	286	417	424	<b>340</b>	<b>269</b>	<b>290</b>	290	334
1954/55	546	379	507	531	415	428	425	412	455
1955/56	648	472	598	632	485	<b>543</b>	523	527	553
1956/57	450	331	437	472	393	<b>429</b>	341	320	396
1957/58	610	367	406	540	373	<b>407</b>	398	327	429
1958/59	535	436	611	721	607	534	497	520	557
1959/60	915	663	721	<b>858</b>	844	715	708	753	772
1960/61	635	541	516	579	514	<b>603</b>	547	575	564
1961/62	648	657	565	634	633	792	650	670	656
1962/63	1064	1000	<b>1038</b>	1140	1030	920	908	965	1008
1963/64	704	710	517	768	595	663	572	<b>612</b>	643
1964/65	425	366	369	465	411	339	356	287	377
1965/66	680	653	674	860	724	<b>738</b>	<b>636</b>	<b>577</b>	693
1966/67	428	385	395	426	<b>388</b>	372	<b>343</b>	<b>365</b>	388
1967/68	506	483	474	478	<b>448</b>	510	428	<b>440</b>	471
1968/69	982	817	898	911	<b>847</b>	796	647	867	846
1969/70	716	562	648	775	739	750	468	<b>625</b>	660
1970/71	646	547	672	930	683	639	549	690	669
1971/72	550	407	544	636	463	378	451	479	489
1972/73	346	383	489	500	466	354	<b>333</b>	348	402
1973/74	520	533	<b>619</b>	658	542	439	430	532	534
1974/75	454	350	501	464	488	354	359	415	423
1975/76	374	454	520	466	441	457	422	<b>432</b>	446
1976/77	505	666	580	523	561	522	609	590	569
1977/78	572	599	560	637	511	459	501	<b>543</b>	548
1978/79	613	<b>690</b>	553	587	524	544	569	<b>630</b>	589
1979/80	427	352	400	436	378	343	354	389	385
1980/81	423	333	241	342	<b>376</b>	276	<b>249</b>	<b>290</b>	316
1981/82	396	375	392	395	<b>400</b>	345	350	<b>386</b>	380
1982/83	450	316	397	349	<b>447</b>	407	324	355	381
1983/84	<b>691</b>	<b>518</b>	<b>619</b>	588	<b>559</b>	507	498	543	565
1984/85	552	369	479	382	<b>437</b>	392	<b>391</b>	<b>410</b>	426
1985/86	<b>474</b>	<b>443</b>	570	668	<b>507</b>	416	<b>469</b>	<b>393</b>	493
1986/87	<b>439</b>	375	498	460	<b>491</b>	352	<b>424</b>	<b>412</b>	431
1987/88	<b>480</b>	<b>542</b>	419	491	<b>469</b>	502	<b>491</b>	<b>456</b>	481
1988/89	349	<b>354</b>	426	545	<b>397</b>	341	<b>297</b>	<b>352</b>	383
1989/90	468	<b>488</b>	511	<i>669</i>	468	<b>415</b>	439	<b>385</b>	480
1990/91	395	<b>369</b>	422	<b>514</b>	450	307	<b>351</b>	<b>363</b>	396
1991/92	469	<b>531</b>	472	<i>538</i>	444	515	551	511	504
1992/93	<b>346</b>	335	<b>410</b>	508	424	382	<b>317</b>	345	383
1993/94	<b>388</b>	327	<b>340</b>	496	366	323	<b>334</b>	281	357
1994/95	203	<b>289</b>	285	<i>457</i>	<b>286</b>	239	239	<b>256</b>	282
1995/96	704	774	714	620	626	674	679	685	684
1996/97	702	705	731	<b>943</b>	702	667	740	725	739
1997/98	<b>645</b>	687	834	<i>836</i>	815	602	<b>588</b>	702	713
1998/99	<b>238</b>	<b>300</b>	<b>309</b>	<i>371</i>	<b>280</b>	234	267	251	281
1999/00	399	432	431	<i>574</i>	<b>414</b>	343	<b>368</b>	431	424
2000/01	674	<b>574</b>	790	<i>668</i>	<b>742</b>	534	550	<b>623</b>	644
2001/02	408	407	433	<b>559</b>	<b>425</b>	371	398	<b>413</b>	427
2002/03	494	524	645	<i>550</i>	<b>610</b>	471	496	502	537
2003/04	491	565	535	508	<b>509</b>	584	<b>551</b>	549	536
2004/05	234	222	265	<i>369</i>	<b>279</b>	230	222	273	262
2005/06	476	449	466	<i>573</i>	<b>459</b>	429	<b>384</b>	415	456
2006/07	382	438	<b>495</b>	583	<b>474</b>	469	511	<b>404</b>	469
2007/08	506	553	<b>508</b>	<i>420</i>	<b>495</b>	493	<b>535</b>	<b>490</b>	500
2008/09	553	449	<b>602</b>	<i>481</i>	<b>577</b>	481	494	<b>600</b>	529
2009/10	916	<b>907</b>	907	<b>939</b>	<b>843</b>	841	<b>893</b>	<b>867</b>	889
2010/11	702	793	726	770	<b>681</b>	759	<b>821</b>	873	766
2011/12	295	274	329	340	<b>333</b>	255	<b>255</b>	<b>316</b>	299
2012/13	940	709	1033	964	<b>913</b>	827	<b>775</b>	<b>909</b>	884
2013/14	420	326	<b>400</b>	459	412	355	<b>343</b>	399	389
2014/15	362	<b>397</b>	<b>427</b>	381	410	<b>347</b>	361	<b>341</b>	378
2015/16	374	<b>382</b>	<b>358</b>	<b>453</b>	<b>414</b>	376	<b>386</b>	<b>348</b>	386
Máximo	1064	1000	1038	1140	1030	920	908	965	1008
Mínimo	203	194	241	340	239	111	176	251	246
Medio	530	486	534	583	518	476	467	491	511
Med * 1,15	609	559	614	670	595	547	537	565	587
Med * 0,85	450	413	454	495	440	405	397	417	434
Nº años secos	25	28	24	25	23	25	25	31	27
Nº años húmedos	21	18	17	14	17	16	19	20	17
Nº años medios	19	19	24	26	25	24	21	14	21

Tabla 3.19. Datos de precipitación anual (mm) durante el período 1951/52-2015/16. Los valores en negrita corresponden a los datos completados mediante correlación y los valores en cursiva han sido corregidos. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco)

### 3.3.1.3 Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas

El análisis de la distribución espacial de las precipitaciones en la zona de Brujuelo se ha realizado a partir de los mapas de isoyetas representativos de a los años tipos definidos: 1962/63, como el más húmedo (Fig. 3.31), el año medio del periodo 1951/52-2015/16 (Fig. 3.32) y 1952/53, como de tipo seco (Fig. 3.33).

### 3.4. Área de Brujuelo

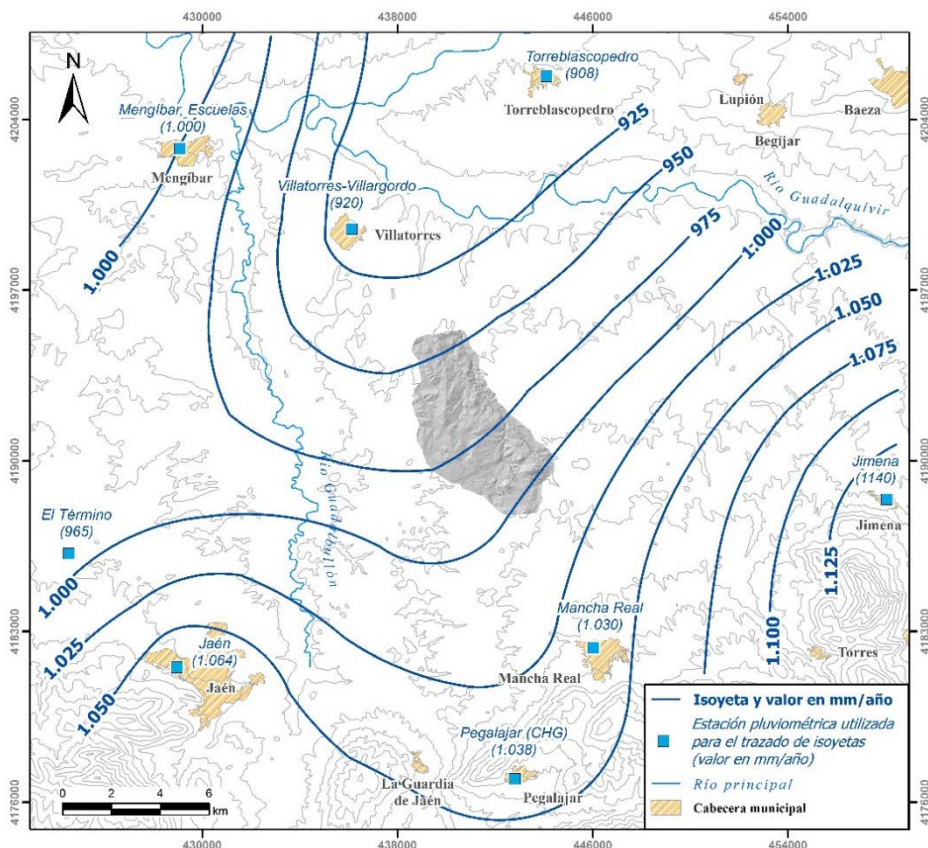


Figura 3.31. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1962/63, el más húmedo (1.008 mm) del período 1951/55-2015/2016

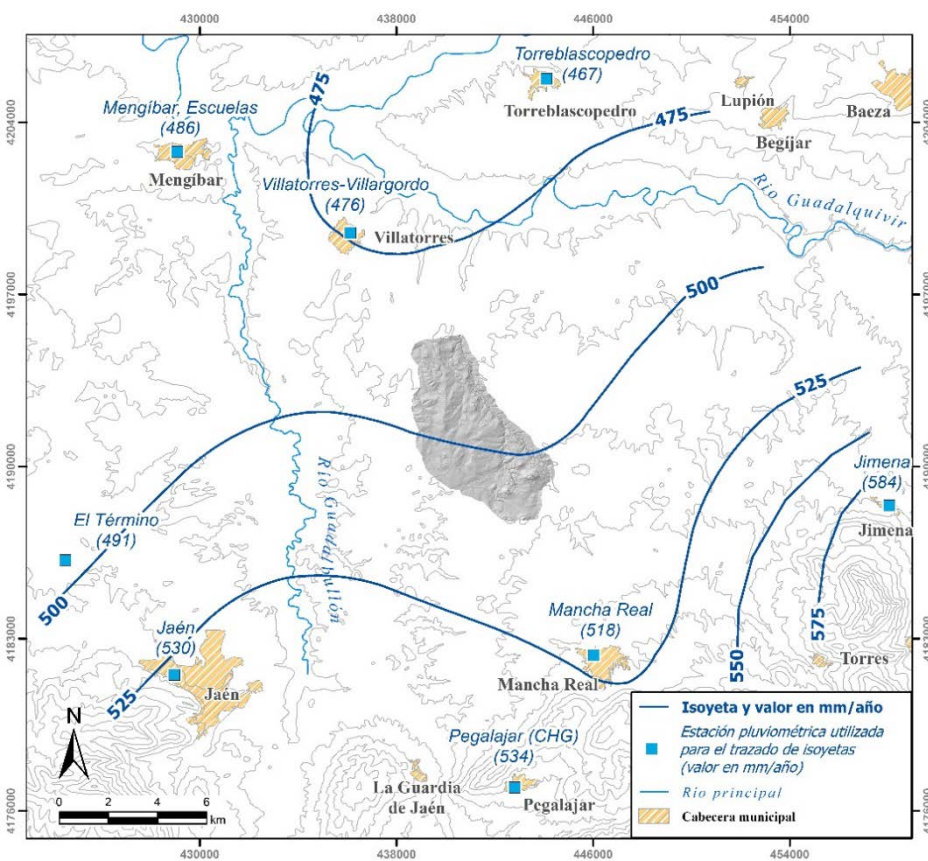


Figura 3.32. Mapa de isoyetas correspondiente al año medio del período 1951/55-2015/2016, con una precipitación media de 511 mm

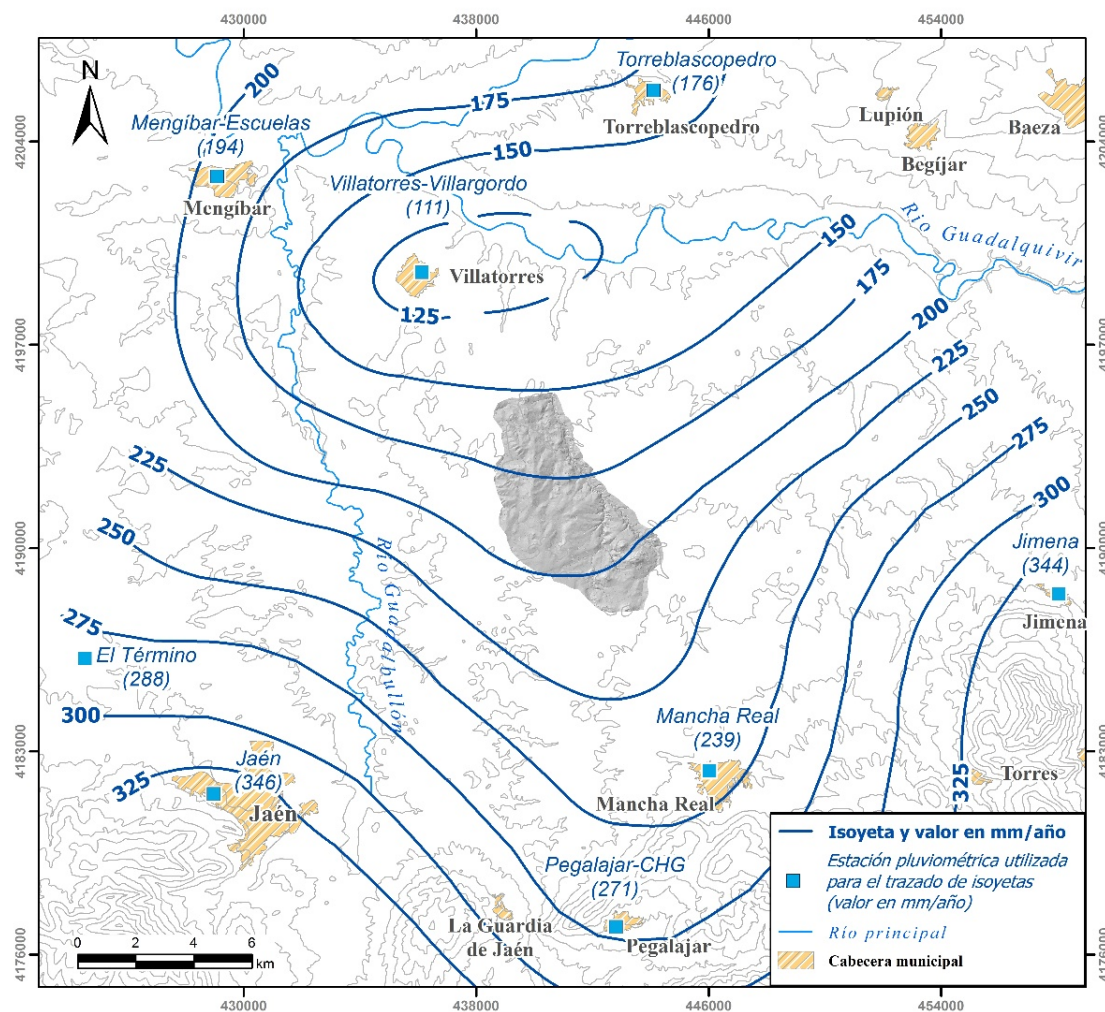


Figura 3.33. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1952/53, el más seco (246 mm) del período 1951/55-2015/2016

El trazado de las líneas isoyetas es relativamente parecido en los 3 años tipo, si bien, se observa un mayor espaciado de las mismas en el año medio. De forma general, se aprecia un descenso de las precipitaciones desde las estaciones situadas a los pies de Sierra Mágina (Pegalajar, Mancha Real y Jimena) y del Jabalcuz (Jaén) hacia el río Guadalquivir. Además, desde esta última zona se aprecia un aumento de la cantidad de precipitación hacia Mengibar, al NO. No obstante, esto último no afecta al área de estudio, en la cual sólo se observa un descenso de las precipitaciones hacia el N. Dicho gradiente es algo mayor en los años húmedos y secos, en los que la diferencia N-S es superior a 50 mm, mientras que en el año medio la precipitación media anual es prácticamente homogénea.

La variación de las precipitaciones entre el N y el S del área de estudio podría deberse a los relieves montañosos situados en la zona meridional. Se ha calculado un gradiente pluviométrico de 13 mm/100 m (Fig. 3.34). No obstante, el coeficiente de correlación obtenido (0,429) es bajo, debido en parte a la desviación de la estación de Jimena. Probablemente, el valor de precipitación de dicha estación sea causado por la orientación preferente de dicho enclave respecto a la entrada de frentes de origen atlántico.



### 3.4. Área de Brujuelo

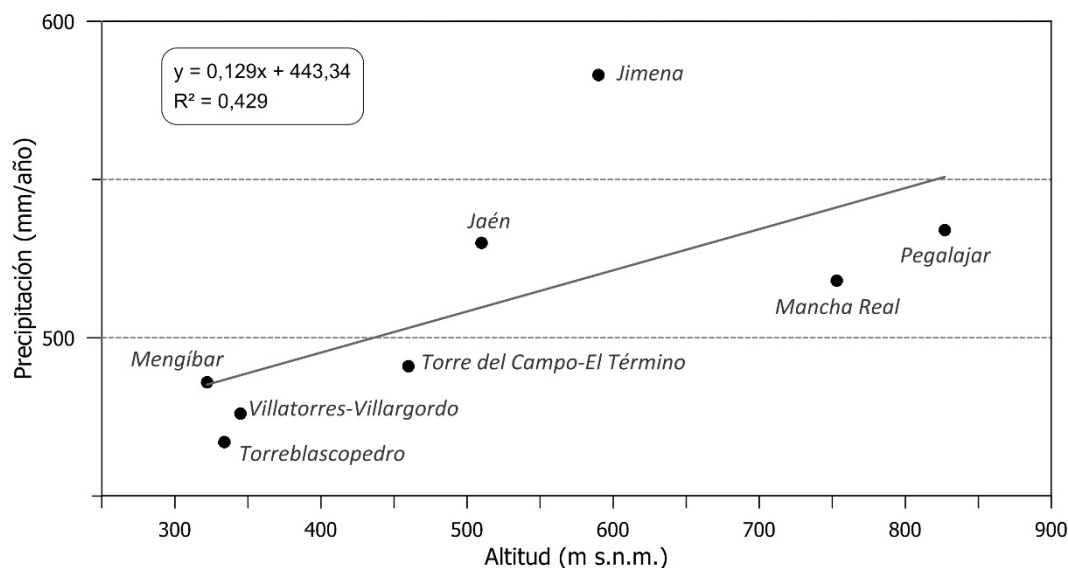


Figura 3.34. Relación entre la precipitación media y la altitud de las estaciones de medida. Gradiente pluviométrico calculado en el área de estudio para el período 1951/52-2015/2016

#### 3.3.1.4 Distribución temporal de las precipitaciones

La evolución temporal de las precipitaciones medias anuales ocurridas sobre el área de Brujuelo durante el periodo 1951/52–2015/16 (Fig. 3.35) pone de manifiesto el predominio de años medios y secos, con alternancia de algunos periodos húmedos. Entre las etapas con mayor pluviometría destaca el periodo 1959/60–1970/71, en el que se sucedieron un total de 8 años húmedos, entre los que se intercalan dos años medios y dos secos. En este periodo se integra el año con mayor precipitación de toda la serie histórica (1962/63). Entre los años hidrológicos 1995/96 y 1997/98, así como entre 2009/10–2012/13, también se produce una sucesión de años húmedos, aunque en el último caso se intercala un año muy seco (2011/12). Además, existen 3 años ligeramente húmedos aislados a lo largo de toda la serie histórica (1951/52, 1978/79 y 2000/01).

En el resto del registro analizado se alternan los años medios y secos, si bien se aprecian algunos periodos netamente secos o medios (Fig. 3.35). Entre los de tipo medio estarían los comprendidos entre los años hidrológicos 1975/76-1977/78 y 2005/06-2008/09. Respecto a los periodos con mayor número de años secos consecutivos se encuentran los sucedidos en 1979/80-1982/83, 1992/93-1994/95 y 2013/14-2015/16. Destacan el segundo periodo, por ocurrir tras más de 20 años sin una etapa netamente húmeda, y el tercero, que coincide con los trabajos de campo realizados con motivo de la presente investigación.

La variación de la desviación de la precipitación media anual acumulada con respecto de la media también está representada en la figura 3.35. Su evolución comienza siendo descendente hasta el final de la década de 1950, cuando se desencadena un periodo de ascenso de más de una década, como consecuencia del ciclo más húmedo de toda la serie histórica. Éste termina en el año 1970/71, con más de un 200% de desviación acumulada. Al año siguiente se invierte la tendencia y es descendente hasta el año 1994/95, con la excepción del periodo comprendido entre 1976/77 y 1978/79. Entre

los años 1995/96 y 1997/98 se produce un aumento de la desviación acumulada respecto de la media, seguido de una etapa de descensos escalonados. En el periodo húmedo 2009/10-2012/13 vuelve a observarse una tendencia ascendente, que se finaliza al inicio de la presente investigación.

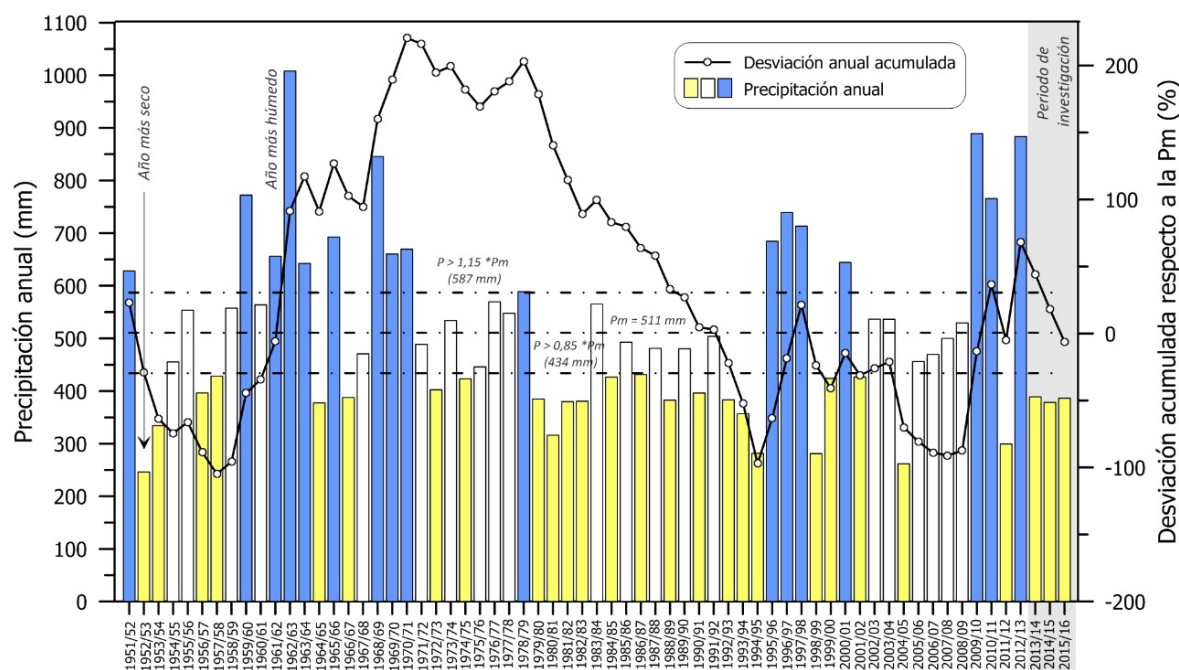


Figura 3.35. Distribución temporal de las precipitaciones medias anuales durante el periodo 1951/52-2015/16 y desviación de la precipitación anual acumulada respecto a la media.

Las precipitaciones medias mensuales se resumen en la tabla 3.20 y se representan en la figura 3.36. Se observa que el mes con mayores precipitaciones es diciembre, seguido de noviembre (67 y 61 mm de valor medio, respectivamente). Ocurre así en todas las estaciones consideradas a excepción de Mancha Real, donde se invierte el orden. El resto de meses comprendidos entre octubre y abril presentan una pluviometría más o menos similar, que se sitúa entre 54 y 58 mm, por encima del valor medio mensual (43 mm). A partir del mes de mayo (42 mm de media) comienzan a disminuir las precipitaciones para dar paso al estiaje. Los valores mínimos de precipitación se alcanzan en junio (4 mm). En septiembre (26 mm) empieza la transición de la época estival al periodo húmedo.

Mes	Jaén	Mengibar	Pegalajar	Jimena	Mancha Real	Villatorres-Villargordo	Torreblascopedro	El término	Media
Octubre	54	55	56	60	55	54	51	51	54
Noviembre	62	64	60	65	62	59	58	59	61
Diciembre	74	66	71	71	60	63	63	66	67
Enero	61	58	56	60	57	50	51	57	56
Febrero	65	57	57	65	53	55	54	58	58
Marzo	60	58	53	65	55	54	51	53	56
Abril	58	62	51	67	59	50	49	55	56
Mayo	42	49	33	51	49	38	37	39	42
Junio	18	23	18	29	27	20	18	19	21
Julio	3	5	3	6	4	3	5	3	4
Agosto	8	10	4	10	10	6	5	6	7
Septiembre	25	27	23	33	27	24	25	24	26
Máximo	74	66	71	71	62	63	63	66	67
Mínimo	3	5	3	6	4	3	5	3	4
Medio	44	44	41	49	43	40	39	41	43

Tabla 3.20. Precipitaciones medias mensuales durante el periodo 1951/52 -2015/16

### 3.4. Área de Brujuelo

La precipitación mensual acumulada (Fig. 3.36) sigue una tendencia ascendente durante los primeros 8 meses del año hidrológico. Después, su valor apenas varía, debido a la escasez de lluvias durante los meses de verano. Finalmente, en septiembre, se aprecia un leve aumento como consecuencia de las primeras lluvias del otoño.

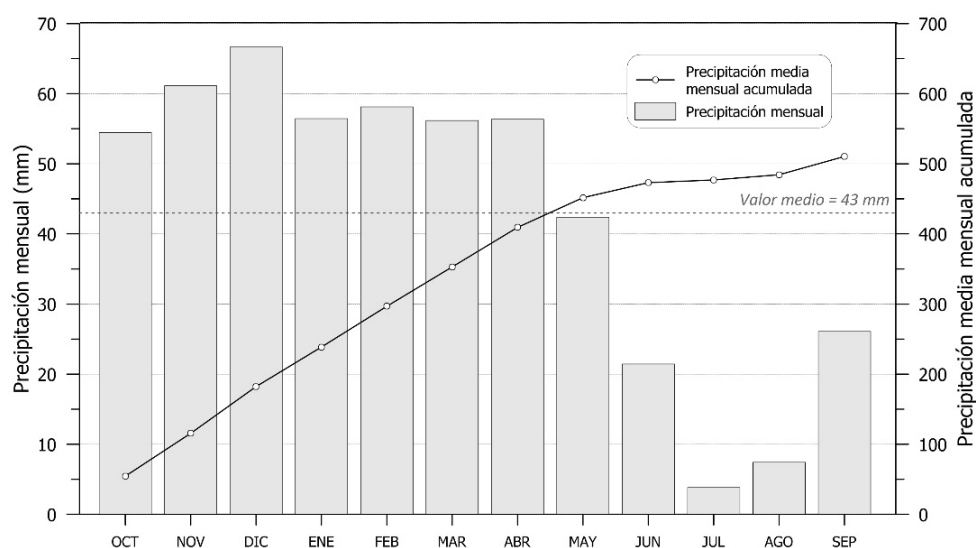


Figura 3.36. Precipitaciones medias mensuales y valores acumulados para el conjunto de estaciones durante el período 1951/52-2015/2016

## 3.3.2 Las precipitaciones durante el periodo de investigación (2013/2014-2015/2016)

### 3.3.2.1 Precipitación media anual

Para realizar el análisis pluviométrico correspondiente al periodo de estudio se han considerado las mismas estaciones utilizadas para llevar a cabo la caracterización histórica y, además, se han incluido otras 4 estaciones (Tab. 3.21). Se trata de la estación de Brujuelo, la única ubicada dentro del área de trabajo, y de los 3 puntos de control del IFAPA que hay en las cercanías: Mancha Real, Jaén y Centro Mengíbar. La inclusión de dichas estaciones viene motivada por la necesidad de disponer de mayor representatividad en el área de Brujuelo. En total, se han considerado 12 puntos de control.

Año hidrológico	Jaén	Mengíbar	Pegalajar	Jimena	Mancha Real	Villatorres-Villargordo	Torreblascopedro	El término	Mancha Real-IFAPA	Jaén-IFAPA	Centro Mengíbar-IFAPA	Brujuelo-CEHUMA	Precipitación media anual
2013/14	420	326	<b>400</b>	459	<b>412</b>	355	<b>343</b>	399	288	285	307	<b>362</b>	363
2014/15	362	<b>397</b>	<b>427</b>	381	<b>410</b>	<b>347</b>	<b>361</b>	<b>341</b>	302	303	346	350	361
2015/16	374	<b>382</b>	<b>358</b>	<b>453</b>	<b>414</b>	376	<b>386</b>	<b>348</b>	327	286	373	<b>353</b>	369
Media	385	368	395	431	412	360	363	363	306	291	342	355	364
Máximo	420	397	427	459	414	376	386	399	327	303	373	362	369
Mínimo	362	326	358	381	410	347	343	341	288	285	307	350	361

Tabla 3.21. Valores de precipitación anual (mm) durante el período de investigación (2013/14-2016/17)

El valor medio de las precipitaciones anuales registradas durante el periodo de estudio ha sido de 361 mm (Tab. 3.21), sustancialmente inferior a los 511 mm calculados para toda la serie histórica. Aunque de forma individualizada existan diferencias significativas entre los distintos años analizados, en su conjunto, los valores anuales medios son bastante similares. Todos los años incluidos en el periodo de investigación se consideran secos.

### 3.3.2.2 Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas

Se han realizado los mapas de isoyetas para cada uno de los años que constituyen el periodo de estudio: 2013/14, 2014/15 y 2015/16 (Figs. 3.37, 3.38 y 3.39, respectivamente). La forma de las isoyetas es relativamente similar a la obtenida para los años tipo del periodo histórico; es decir, se aprecia un descenso de las precipitaciones desde las estribaciones montañosas situadas al S del área de estudio hacia el N. No obstante, la disponibilidad de datos en de estaciones ubicadas en la zona central ha permitido precisar la morfología de las isoyetas. Así, se observa un umbral de menor pluviometría, alineada con las estaciones de Jaén-IFAPA y Mancha Real-IFAPA, en dirección E-O. Esto es particularmente marcado en el último año de estudio (Fig. 3.39), pues la disminución de las precipitaciones se acentúa de manera notable en los alrededores de la estación de Jaén (IFAPA).

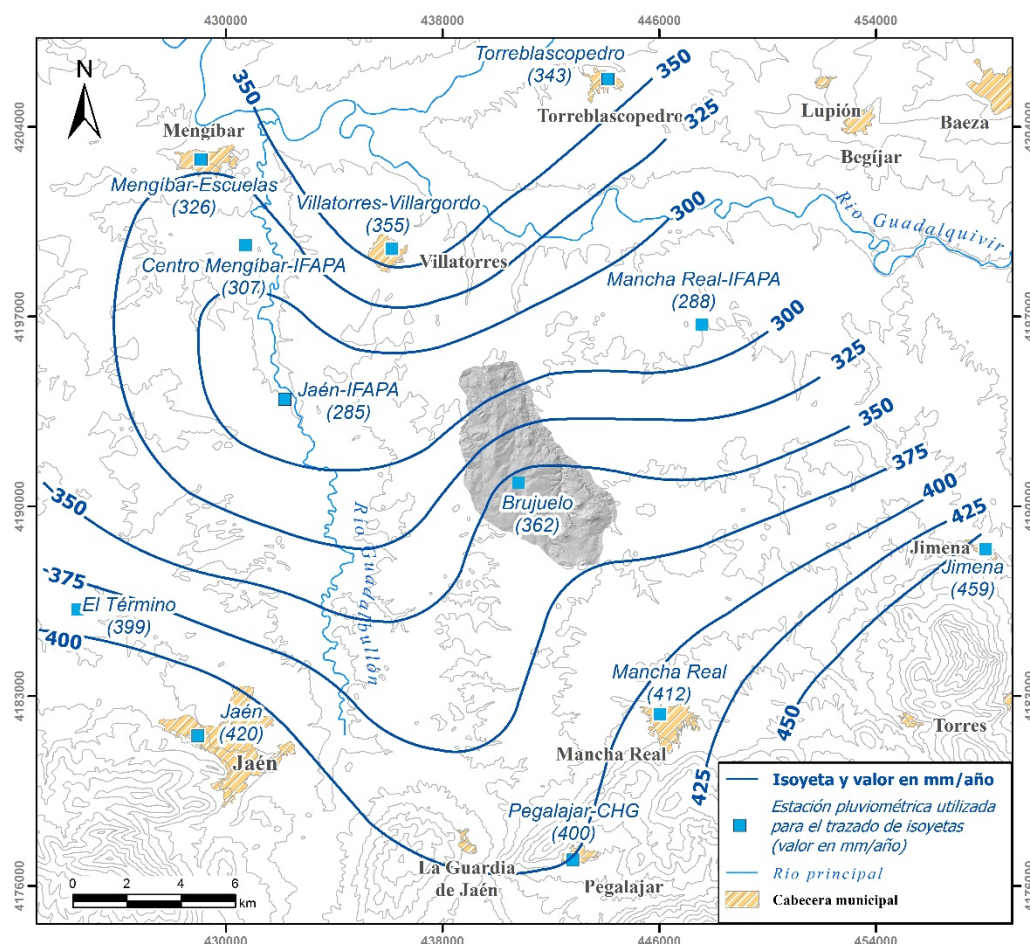


Figura 3.37. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2013/14

### 3.4. Área de Brujuelo

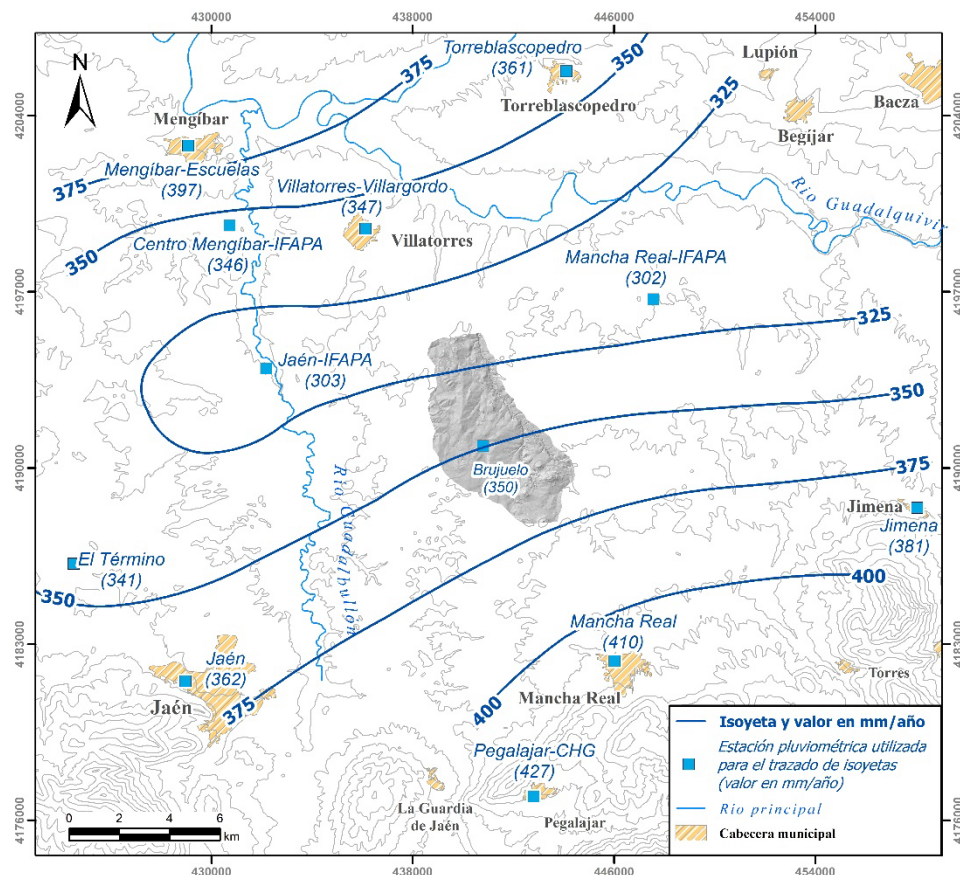


Figura 3.38. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2014/15

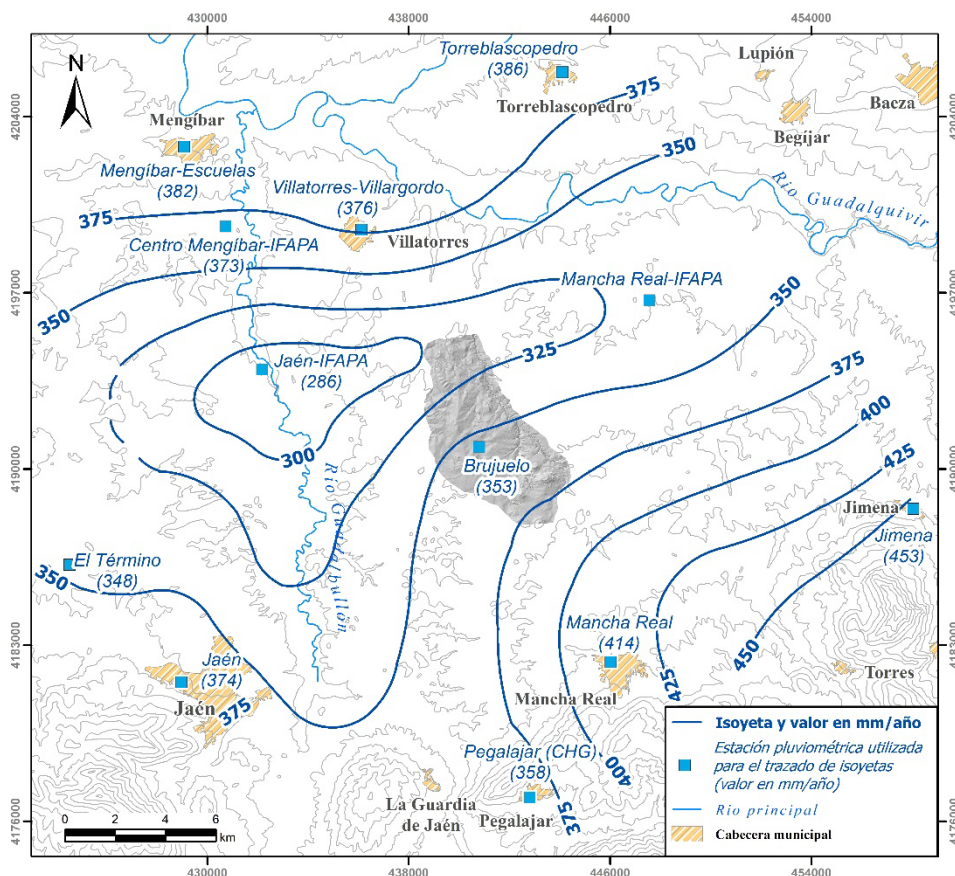


Figura 3.39. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2015/16

Si se comparan los 3 años entre sí, cabría señalar que el rango de variación de las precipitaciones durante 2013/14 y 2015/16 es el doble que en 2014/15. En el primer y el tercer año (Fig. 3.37 y 3.39), la cantidad de lluvia varía desde valores por debajo de 300 mm hasta cifras superiores a 450 mm. Mientras, en el segundo año estudiado (Fig. 3.38) las precipitaciones superan los 300 mm en toda la zona y no se alcanzan valores tan elevados.

### 3.3.2.3 Distribución temporal de las precipitaciones

A lo largo de los 3 años del periodo de investigación, las precipitaciones mensuales muestran una distribución anual e interanual desigual (Fig. 3.40). Así, en los dos primeros años considerados el estiaje comenzó en el mes de mayo, mientras que en el 2015/16 su inicio se atrasó hasta junio, pues mayo fue el mes más lluvioso (71 mm) de todo el año hidrológico. El periodo de escasas precipitaciones generalmente se prorroga hasta septiembre, salvo en 2013/14, en el que se registraron 24 mm en dicho mes, valor cercano al medio mensual (30 mm).

En cuanto al periodo lluvioso, en el año 2013/14 se produjo entre finales de otoño y los meses de invierno (dic-feb), mientras que en 2014/15 la mayor precipitación tuvo lugar en otoño (oct-nov) y en el mes de abril (Fig. 3.40). Finalmente, durante el último año de estudio, el periodo más lluvioso ocurrió en primavera (abr-may). Es reseñable que en 2015/16 no se registraran apenas precipitaciones durante el mes de diciembre (1,2 mm), que es el mes de mayor pluviometría media de toda la serie histórica (Tab. 3.20 y Fig. 3.36).

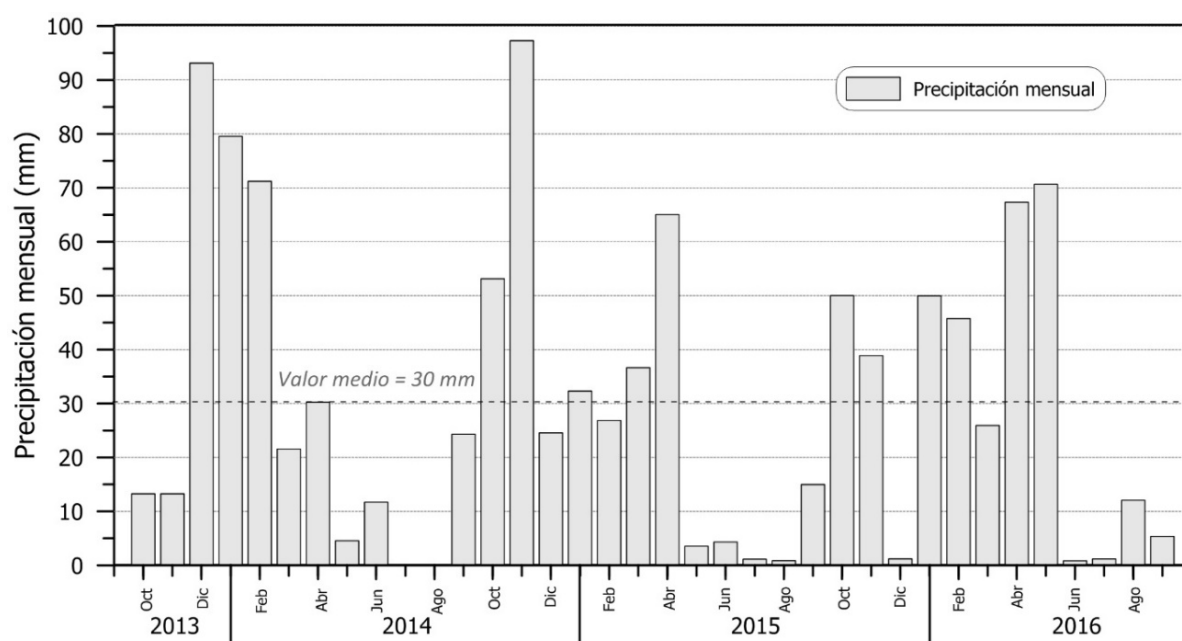


Figura 3.40. Evolución de las precipitaciones mensuales durante el período de investigación (2013/14-2015/16)

El análisis conjunto de las precipitaciones medias mensuales de los 3 años del periodo de estudio (Fig. 3.41) muestra que, al igual que en el caso de las precipitaciones medias mensuales históricas (Fig. 3.36), la mayor parte de la lluvia se produce en los 8

### 3.4. Área de Brujuelo

primeros meses del año hidrológico. Sin embargo, en el periodo de investigación, la variabilidad durante los meses húmedos es bastante mayor, muy especialmente en el mes de marzo (28 mm), con un valor medio mensual inferior a la media (30 mm).

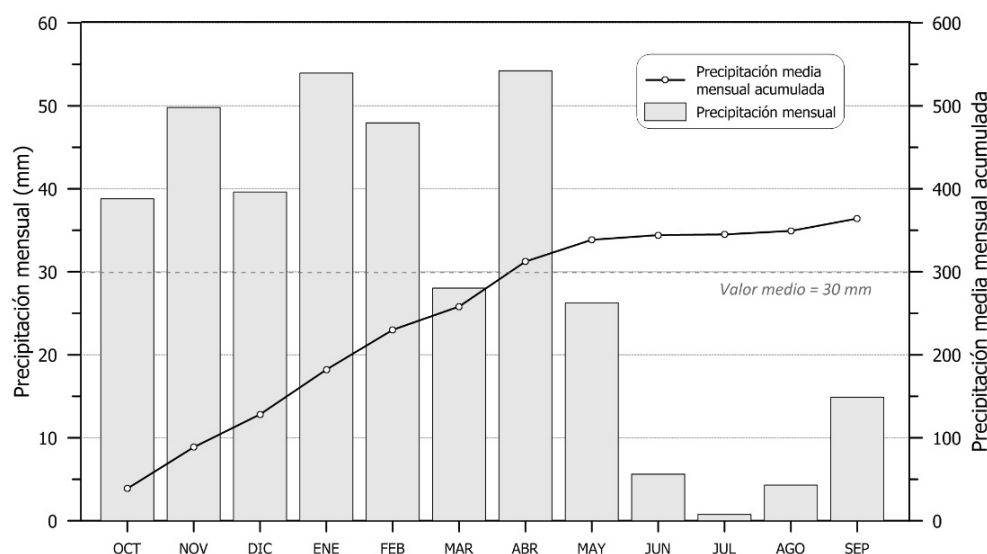


Figura 3.41. Valores de la precipitación media mensual y acumulada del conjunto de estaciones pluviométricas utilizadas para el análisis del período 2013/14–2015/16

### 3.3.2.4 Composición química e isotópica del agua de lluvia

#### 3.3.2.4.1 Muestreo del agua de lluvia

Desde octubre de 2014 a febrero de 2017 se han recogieron 20 muestras de agua de lluvia en la zona de estudio. Para ello, se instaló un pluviocaptor en la estación de Brujuelo (Figs. 3.29 y 3.30), junto a la laguna homónima. El objetivo de dicho muestreo ha sido la caracterización química e isotópica de la precipitación ocurrida en el área, para su posterior uso en trabajos de modelización hidrogeoquímica. La frecuencia de muestreo ha sido variable, en función de los eventos pluviométricos, procurando recoger las muestras en los días posteriores a éstos.

#### 3.3.2.4.2 Composición química del agua de lluvia

En la tabla 3.22 se muestran los principales parámetros estadísticos correspondientes a la composición química de las muestras de agua de lluvia analizadas. Los valores medios de los iones mayoritarios reflejan un predominio de facies bicarbonatadas-cálcicas (Fig. 3.42). La abundancia relativa de  $\text{Ca}^{2+}$  respecto al resto de cationes es notable. En el caso de los aniones, el contenido medio de  $\text{HCO}_3^-$  (24,9 mg/l) no es mucho mayor a los de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Cl}^-$  (15,2 mg/l y 12,3 mg/l, respectivamente). Estos dos componentes, cuyas concentraciones presentan una gran variabilidad, alcanzan en algunas muestras valores bastante elevados, superiores a 100 mg/l (Tab. 3.22). Los contenidos máximos de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Cl}^-$  (125,5 mg/l y 115,2 mg/l) son sustancialmente mayores que los obtenidos en otros trabajos realizados en distintas zonas del sur peninsular (Andreo, 1997; Liñán, 2003; Mudarra, 2012; Barberá, 2014).

	n	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>
<i>mín</i>		4,7	0,0	1,5	0,0	0,0	2,4	1,4	0,0	0,5	0,0
<i>máx</i>		79,9	0,2	115,2	0,6	2,4	125,5	74,0	14,8	45,5	39,0
<i>med</i>	20	24,9	0,0	12,3	0,1	1,2	15,2	14,0	1,7	4,9	2,3
<i>mp</i>		27,3	0,0	10,4	0,1	1,1	21,5	13,4	2,3	7,3	0,5
<i>cv (%)</i>		92,8	95,3	213,8	308,4	64,1	201,7	120,2	217,0	218,2	376,1

Tabla 3.22. Composición química del agua de lluvia del área de Brujuelo en mg/l. n: número de muestras; min: mínimo; máx: máximo; med: medio; mp: medio ponderado por la precipitación; cv: coeficiente de variación

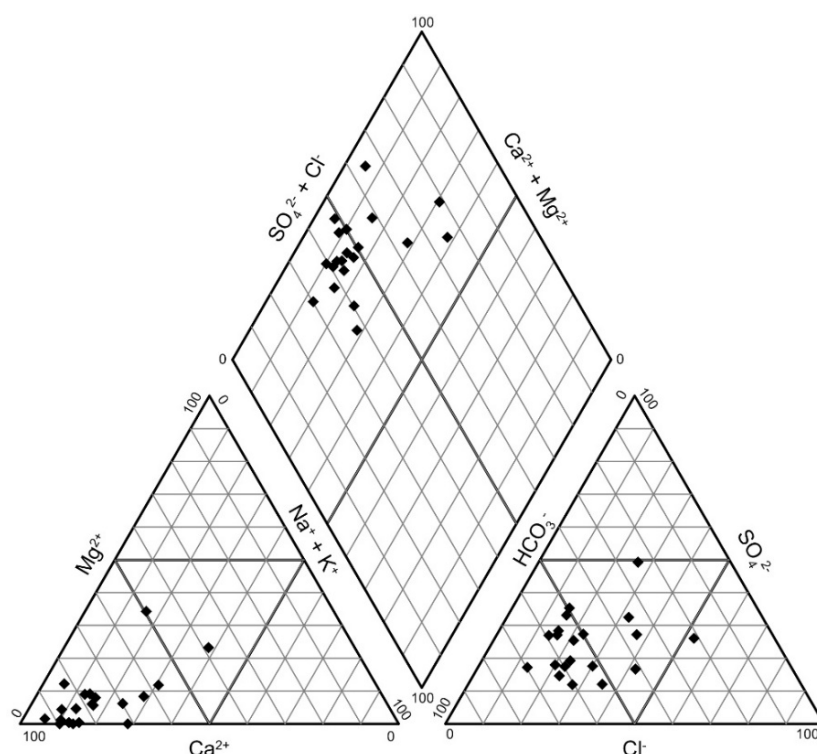


Figura. 3.42. Diagrama de Piper de las muestras de agua de lluvia recogidas en el área de Brujuelo

### 3.3.2.4.3 Composición isotópica del agua de lluvia

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de las aguas muestreadas (Tab. 3.23) están comprendidos entre  $-10,05\text{‰}$  y  $-3,65\text{‰}$ . En el caso del  $\delta^2\text{H}$ , la composición isotópica varía entre  $-72,44\text{‰}$  y  $-15,62\text{‰}$ . La media aritmética del conjunto de las muestras es de  $-6,72\text{‰}$  para el  $\delta^{18}\text{O}$  y de  $-40,94\text{‰}$  para el  $\delta^2\text{H}$ , valores muy similares a los de la media ponderada por el volumen de precipitación, de  $-6,56$  y  $-40,17\text{‰}$ , respectivamente

La representación gráfica de los datos de  $\delta^{18}\text{O}$  frente a los de  $\delta^2\text{H}$  (Fig. 3.43) muestra una mayor proximidad de las muestras a la Línea Meteorológica Mundial (LMM, Craig, 1961) que a la Línea Meteorológica del Mediterráneo Oriental (LMMEO). Ello revela que las precipitaciones ocurridas en la zona de estudio son predominantemente de origen atlántico, pues tan solo algunas muestras aisladas se sitúan próximas a la LMMEO, que es la línea definida por los valores isotópicos del agua de lluvia ocasionada por perturbaciones atmosféricas de procedencia mediterránea (Gat y Dansgaard, 1972). Así lo sugiere la cercanía de la Línea Meteorológica Local (LML), obtenida a partir de la regresión lineal de todas las muestras determinadas, a la LMM (Fig. 3.43).



### 3.4. Área de Brujuelo

	n	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)
<b>mín</b>		-10,05	-72,44	7,94
<b>máx</b>		-3,65	-15,62	18,53
<b>med</b>	17	-6,72	-40,94	12,77
<b>mp</b>		-6,56	-40,17	12,35
<b>cv (%)</b>		29,62	39,18	22,09

Tabla 3.23. Composición isotópica del agua de lluvia del área de Brujuelo. **n**: número de muestras; **mín**: mínimo; **máx**: máximo; **med**: valor medio aritmético; **mp**: valor medio ponderado por la precipitación; **cv**: coeficiente de variación; **d**: exceso en deuterio

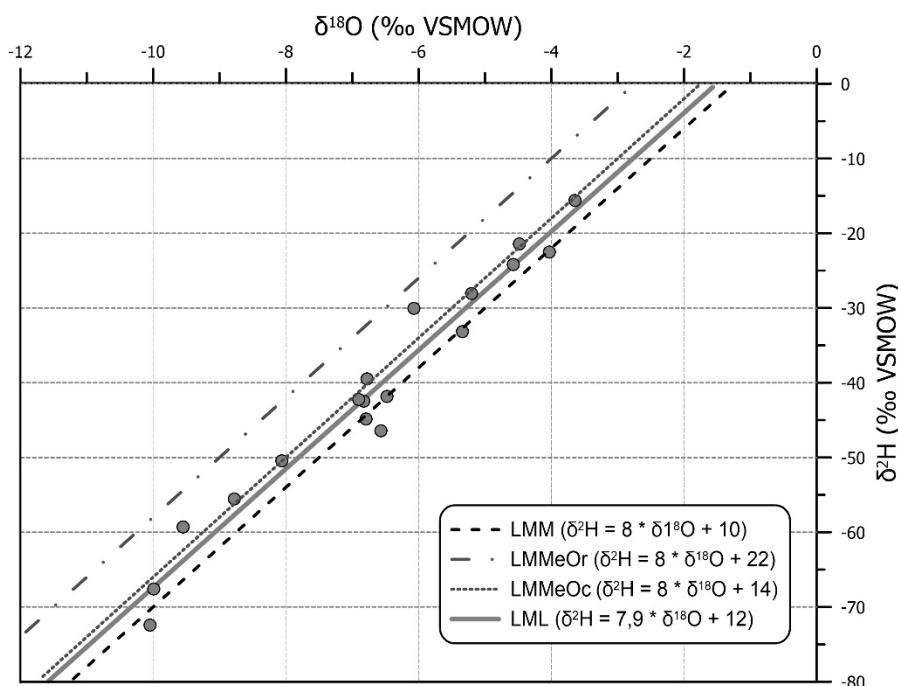


Figura 3.43. Representación de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  frente a los de  $\delta^2\text{H}$  de las muestras de lluvia recogidas en el área de Jarales durante el periodo de estudio. Se representan las ecuaciones que definen las líneas meteorológicas representadas: **LMM** (Línea Meteórica Mundial); **LMMeOr** (Línea Meteórica del Mediterráneo occidental); **LMMeOc** (Línea Meteórica del Mediterráneo occidental); **LML** (Línea Meteórica Local)

El exceso en deuterio ( $d$ ) calculado para las muestras de agua de lluvia analizadas, varía entre 7,94 ‰ y 18,53 ‰, pero sus valores medios aritmético y ponderado son 12,77 ‰ y 12,35 ‰, respectivamente. Este parámetro puede ser utilizado para evaluar la procedencia de las precipitaciones (Dansgaard, 1964), de modo que valores de  $d$  cercanos a 10 en agua de lluvia indicarían un origen atlántico de ésta (Yurtsever y Gat, 1981; IAEA, 2005), mientras que si  $d$  se aproxima a 22, el frente que habría dado lugar a la precipitación procedería del Mediterráneo (Rindsberger *et al.*, 1983; Cruz Sanjulián *et al.*, 1992). Esto corrobora que, como ya se apuntaba en el párrafo anterior, la lluvia que cae en el área de Brujuelo se origina fundamentalmente por frentes atlánticos.

### 3.3.3 Análisis de los datos de temperatura del aire

En los alrededores del área de estudio existen un total de 14 estaciones termométricas (Fig. 3.30). De ellas, 7 pertenecen a la red de la AEMET, 2 a la CHG, 4 al

IFAPA y 1 corresponde a la estación instalada por el CEHIUMA con motivo de la presente investigación. Sin embargo, en la mayoría de los casos, el periodo de registro es insuficiente para un análisis histórico (Tab. 3.24), pues salvo las estaciones de Villatorres, Linares, Mancha Real-S.E.A. y las tres que hay en Jaén capital, el resto cuenta con series inferiores a 17 años.

Referencia	Estación termométrica	Coordenadas UTM (m)		Altitud (m s.n.m.)	Periodo de registro	Nº de años de registro	Nº de años incompletos	Tº del aire media anual en años completos (°C)
		X	Y					
5163	Jimena	458045,9	4188424,3	590	1969/70 - 1980/81	12	4	15,7
5171A	Villatorres-Villargordo-Colegio	436133,4	4199507,5	345	1973/74 - 2015/16	43	12	18,6
5252	Linares-Torrubia	441811,3	4208403,5	290	1968/69 - 2015/16	48	6	18
5263	Pegalajar-CHG	442811,7	4176958,0	827	1970/71 - 1975/76	6	3	14,8
5263A	Pegalajar-Ntra. Sra de las Nieves	442559,1	4177148,0	860	1970/71 - 1977/78	8	3	15,1
5264B	Mancha Real-S.E.A.	446029,0	4182330,0	765	1966/67 - 1996/97	31	11	14,9
5270	Jaén-Instituto	428972,1	4181534,8	510	1899/00 - 1983/84	85	23	17,4
5270A	Jaén-CHG	430600,8	4180288,0	570	1972/73 - 2009/10	48	39	17,5
5270B	Jaén	428972,1	4181534,8	510	1982/83 - 2015/16	34	11	17,7
J-05	Torreblascopedro-IFAPA	439469,0	4204790,0	291	1999/00 - 2015/16	17	1	16,8
J-07	Mancha Real-IFAPA	447571,0	4196710,0	436	1999/00 - 2015/16	17	1	17,4
J-15	Jaén-IFAPA	432183,0	4193960,0	229	2000/01 - 2015/16	16	1	16,6
J-104	Centro Mengíbar-IFAPA	432183,0	4193960,0	373	2007/08 - 2015/16	8	1	17,1
CEHIUMA-2	Brujuelo	440800,0	4190875,0	456	2013/14 - 2016/17	4	1	17

Tabla 3.24. Principales características de las estaciones termométricas en el área de Brujuelo

Por otro lado, el número de años incompletos es generalmente elevado, sobre todo en aquellas estaciones en las que los registros comenzaron antes. Destaca la estación que la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir-CHG tiene en Jaén, con hasta 39 años en los que falta algún dato. En el caso de las estaciones termométricas de la AEMET en la capital, el registro de temperatura del aire de Jaén-Instituto continúa con la denominada Jaén, tras haber sido equipada con una estación automática en el año 1983. Entre ambas, se completa una serie desde 1973/74 hasta la actualidad con sólo 4 años incompletos (Tab. 3.25)

### 3.3.3.1 Temperatura del aire según la serie histórica 1973/74-2015/2016

El estudio de los datos históricos de la temperatura del aire se ha llevado a cabo a partir de los registros de 4 estaciones: Villatorres-Villargordo, Linares, Mancha Real-S.E.A. y Jaén, entendiéndose esta última como la suma de las dos estaciones de la AEMET en dicha ciudad (Jaén-Instituto y Jaén). Al igual que se hizo con las series de precipitaciones, se han completado los datos de temperatura que faltaban mediante regresión lineal entre estaciones cercanas. La buena correlación existente, con  $R^2$  superiores a 0,95, ha permitido completar las series de las 4 estaciones seleccionadas, desde 1973/74 hasta la actualidad.

En la tabla 3.25 se indican los valores de temperatura media anual, tras completar los vacíos de información, en las 4 estaciones consideradas para el estudio termométrico histórico, y en otras 4 que serán utilizadas para el análisis de la temperatura del aire durante el periodo de investigación.

### 3.4. Área de Brujuelo

Año	Villatorres-Villargordo	Linares-Torrubia	Mancha Real-S.E.A.	Jaén	Mancha Real-IFAPA	Jaén-IFAPA	Mengibar-IFAPA	Brujuelo
1969/70	<b>18,6</b>	18,1	15,3					
1970/71	<b>17,5</b>	17,0	14,9					
1971/72	<b>17,5</b>	17,0	14,8					
1972/73	<b>17,8</b>	17,3	15,0					
1973/74	16,7	16,5	15,0	17,1				
1974/75	16,6	16,7	14,9	17,1				
1975/76	17,6	17,8	15,7	17,7				
1976/77	16,5	17,4	15,7	17,3				
1977/78	16,9	18,2	17,1	18,1				
1978/79	17,3	18,0	16,5	18,0				
1979/80	18,7	18,5	17,6	18,5				
1980/81	19,3	19,0	16,7	17,8				
1981/82	19,5	19,4	17,0	18,6				
1982/83	18,5	18,4	16,5	17,4				
1983/84	18,1	17,0	16,1	17,1				
1984/85	18,5	17,7	17,5	<b>18,1</b>				
1985/86	18,8	17,5	17,0	17,9				
1986/87	19,3	18,5	17,0	<b>18,1</b>				
1987/88	19,2	18,3	17,1	<b>18,0</b>				
1988/89	19,2	18,8	16,7	17,7				
1989/90	19,5	19,1	17,3	18,6				
1990/91	17,5	17,1	16,4	17,2				
1991/92	17,3	17,1	15,6	16,6				
1992/93	17,5	17,3	16,7	16,7				
1993/94	18,3	18,3	17,1	<b>17,2</b>				
1994/95	<b>19,1</b>	17,5	16,4	17,6				
1995/96	18,5	16,9	17,4	17,6				
1996/97	19,0	17,9	16,7	17,6				
1997/98	18,9	17,9	<b>16,4</b>	17,5				
1998/99	18,4	17,8	<b>16,6</b>	17,7				
1999/00	18,5	17,6	<b>16,5</b>	17,6				
2000/01	19,0	18,1	<b>17,0</b>	18,1	17,5			
2001/02	19,0	18,5	<b>16,9</b>	18,0	17,0	16,2		
2002/03	18,5	18,5	<b>16,6</b>	17,7	17,8	17,3		
2003/04	18,5	17,8	<b>16,1</b>	17,1	17,2	16,5		
2004/05	18,6	17,5	<b>16,1</b>	17,1	17,4	16,2		
2005/06	19,5	18,2	<b>16,6</b>	17,7	17,4	16,6		
2006/07	19,5	18,7	<b>17,2</b>	18,3	17,3	16,4		
2007/08	18,8	17,9	<b>16,9</b>	18,0	17,1	16,0		
2008/09	<b>19,5</b>	18,2	<b>16,2</b>	17,3	17,8	16,3	17,0	
2009/10	19,4	18,6	<b>17,1</b>	18,2	18,4	17,0	17,7	
2010/11	19,1	18,7	<b>16,8</b>	17,9	17,4	16,8	18,4	
2011/12	19,4	18,9	<b>17,2</b>	18,4	17,6	16,6	18,1	
2012/13	18,2	17,8	<b>15,5</b>	16,5	16,5	16,2	16,9	
2013/14	18,9	18,7	<b>16,7</b>	17,8	17,1	16,7	17,3	<b>16,1</b>
2014/15	20,0	19,4	<b>17,5</b>	18,7	17,8	16,9	17,4	16,8
2015/16	<b>19,8</b>	19,1	<b>17,2</b>	18,3	18,0	16,9	17,6	17,1
<b>Máximo</b>	20,0	19,4	17,6	18,7	18,4	17,3	18,4	17,1
<b>Mínimo</b>	16,5	16,5	14,8	16,5	16,5	16,0	16,9	16,1
<b>Media</b>	18,5	18,0	16,5	17,7	17,4	16,6	17,6	16,7

Tabla 3.25. Temperaturas medias anuales (°C) durante el periodo 1973/74-2015/16. Valores en negrita completados mediante correlación lineal

La figura 3.44 muestra la evolución de las temperaturas medias anuales durante el periodo 1973/74-2015/16. El valor máximo alcanzado durante los 43 años considerados fue de 20°C y se registró en la estación de Villatorres-Villargordo en el año 2014/15 (Tab. 3.25). Dicho año puede ser considerado como el más caluroso de la serie histórica, pues se registraron las temperaturas medias anuales más elevadas en las estaciones de Linares y Jaén (19,4°C y 18,7°C, respectivamente); no así en Mancha Real-S.E.A., que se quedó a 0,1°C de igualar el valor alcanzado en 1979/80 (17,6°C). Los años más fríos son distintos según la estación, pero la mayoría tuvieron lugar en los primeros años de la serie (Fig. 3.44). Así, Villatorres-Villargordo alcanzó el valor mínimo de temperatura media anual (16,5°C) en 1976/77, Linares lo hizo en 1973/74 (16,5°C) y Mancha Real (14,9°C) en 1974/75. En la estación de Jaén, la menor temperatura media anual se midió en el año 2012/13 (16,5°C).

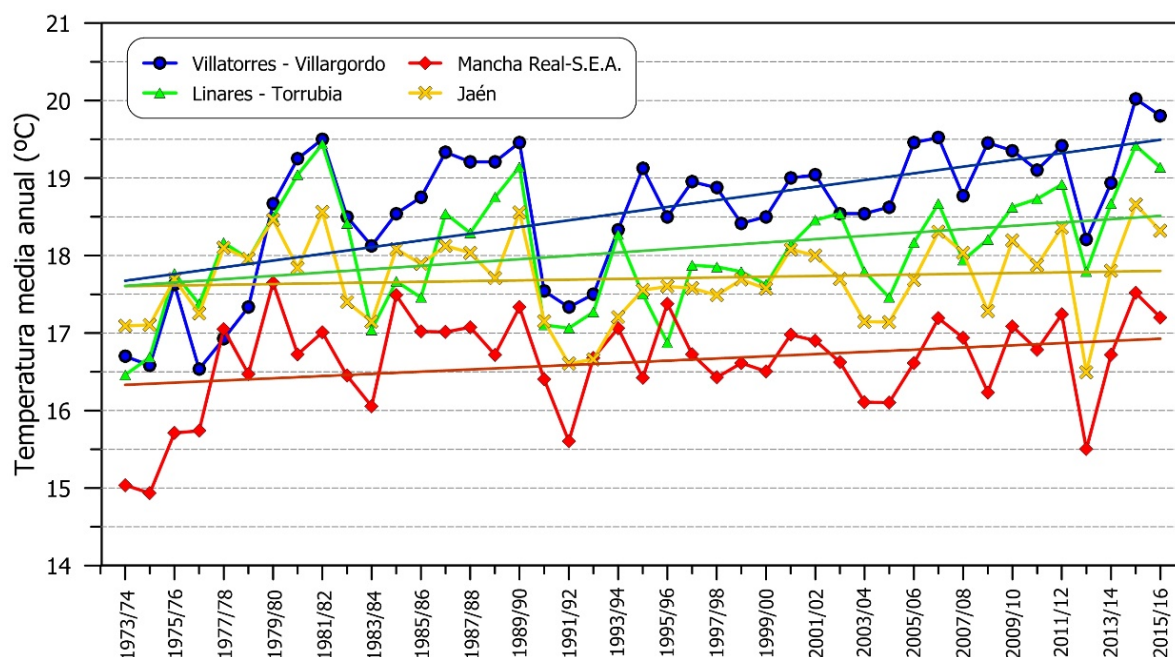


Figura 3.44. Evolución de la temperatura anual del aire en las estaciones consideradas para el periodo 1973/74-2015/16. Se representa la línea de tendencia calculada en cada caso

La tendencia general de la temperatura media anual del aire, ha sido ascendente durante el periodo 1973/74-2015/16. Aunque dicha tendencia puede apreciarse en la serie histórica de las 4 estaciones estudiadas (Fig. 3.44), el aumento de la temperatura se hace mucho más patente en las de Linares y, sobre todo, Villatorres-Villargordo. A pesar del ascenso generalizado de las temperaturas, existen algunos periodos en los que se produce un enfriamiento relativo. En este sentido, cabe citar los primeros años de la década de 1990, en los que se produjeron descensos de la temperatura media anual de hasta 2°C respecto al periodo anterior.

En cuanto a la evolución de la temperatura media mensual del aire (Tab. 3.26 y Fig. 3.45), el mes más frío en todas las estaciones es enero, con 8,5°C de valor medio, seguido de diciembre (9°C), que es el mes más lluvioso (Tab 3.20, Fig. 3.36). Por su parte el mes más cálido es julio (28°C de media), además de ser el más seco. En general, existe una mayor similitud térmica entre todas las estaciones en los meses de invierno y otoño (Fig. 3.45), con diferencias de 0,5°C en enero y de 0,6°C en diciembre y noviembre. A medida que la temperatura de aire aumenta, la diferencia térmica entre distintas estaciones se va haciendo mayor, y alcanza valores de 3,9°C en el mes de junio. Las mayores amplitudes térmicas anuales ocurren en las estaciones de Villatorres y Linares, ubicadas más al N.

Se ha realizado una correlación lineal entre los valores de temperatura media anual de las 4 estaciones y su cota topográfica. Como resultado se ha obtenido un gradiente térmico para la región (Fig. 3.46) que muestra una disminución de 0,37°C por cada 100 m de ascenso altitudinal, bastante en consonancia con los valores obtenidos por Pita López (2003) para Andalucía (0,33-0,46°C/100 m). No obstante, hay que tomar los resultados con cierta precaución, pues la representatividad del análisis es baja, ya que se ha realizado únicamente con 4 estaciones.

### 3.4. Área de Brujuelo

Mes	Jaén	Mancha Real -S.E.A	Linares-Torrubia	Villatorres-Villargordo	Media
Octubre	18,3	17,1	18,5	18,8	18,2
Noviembre	12,8	12,2	12,4	12,7	12,5
Diciembre	9,4	9,1	8,8	8,8	9,0
Enero	8,9	8,4	8,4	8,4	8,5
Febrero	10,7	9,8	10,4	10,6	10,4
Marzo	13,7	13,0	13,7	14,3	13,7
Abril	16,0	14,7	16,5	17,4	16,2
Mayo	19,6	18,2	20,9	21,6	20,1
Junio	24,5	22,7	25,7	26,6	24,9
Julio	27,6	25,9	28,7	29,6	28,0
Agosto	27,3	26,0	28,3	29,2	27,7
Septiembre	23,7	22,5	24,3	24,9	23,8
Máx	27,6	26,0	28,7	29,6	28,0
Mín	8,9	8,4	8,4	8,4	8,5
Med	17,7	16,6	18,1	18,6	17,7

Tabla 3.26. Valores medios mensuales de temperatura del aire (°C) en el área de estudio durante el periodo 1973/74-2015/16

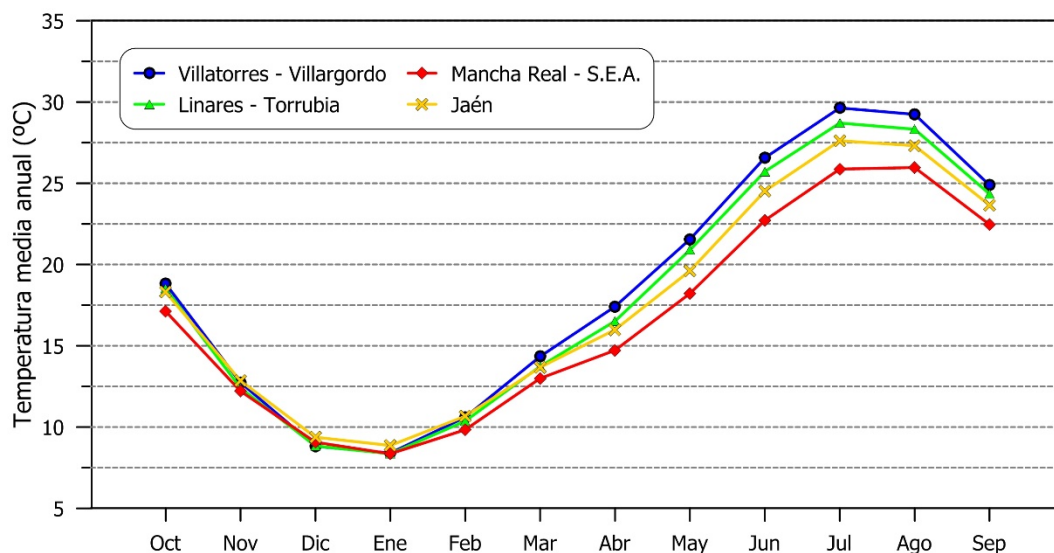


Figura 3.45. Temperatura media mensual del aire en las estaciones termométricas disponibles en el área de Brujuelo durante el periodo 1973/74-2015/16

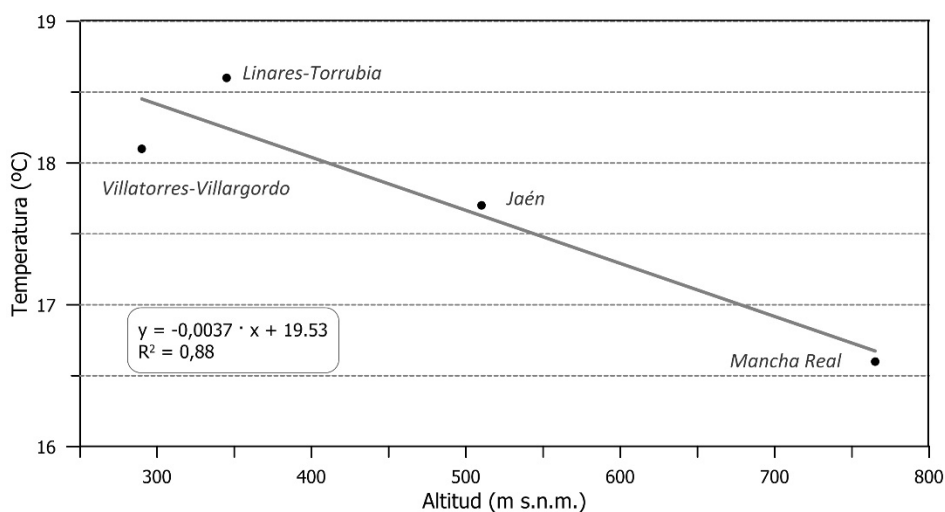


Figura 3.46. Relación entre la temperatura del aire y la altitud de las estaciones termométricas consideradas en el área de Brujuelo durante el periodo 1973/74-2015/16

### 3.3.3.2 Temperatura del aire durante el periodo de investigación (2013/2014-2015/2016)

Para el análisis de la temperatura del aire en el área piloto de Brujuelo durante el periodo de investigación (2013/14-2015/16) se han utilizado los datos de 7 estaciones (Tab. 3.27). Se han considerado las mismas que en el análisis de las temperaturas históricas (Villatorres-Villargordo, Linares y Jaén), a excepción de Mancha Real, pues en dicha estación no se registró dato alguno durante los 3 años del periodo de investigación. Además, se han considerado los observatorios climáticos que el IFAPA tiene en Jaén, Mengíbar y Mancha Real, así como la estación de Brujuelo, instalada por el CEHIUMA (Fig. 3.29).

Año hidrológico	Villatorres-Villargordo	Linares-Torrubia	Jaén	Mancha Real-IFAPA	Jaén-IFAPA	Mengíbar-IFAPA	Brujuelo	Media
2013/14	18,9	18,7	17,8	17,1	16,7	17,3	<b>16,1</b>	17,5
2014/15	20,0	19,4	18,7	17,8	16,9	17,4	17,4	18,2
2015/16	<b>19,8</b>	19,1	18,3	18,0	16,9	17,6	17,6	18,2
Máximo	20,0	19,4	18,7	18,0	16,9	17,6	17,6	18,2
Mínimo	18,9	18,7	17,8	17,1	16,7	17,3	16,1	17,5
Media	19,6	19,1	18,3	17,6	16,9	17,4	17,0	18,0

Tabla 3.27. Valores medios anuales de la temperatura del aire (°C) en las estaciones cercanas al área de Brujuelo durante el periodo de investigación. En negrita, datos completados mediante correlación

La temperatura media de todo el periodo de estudio es de 18,0°C, pero ha variado, según la estación termométrica y el año (Tab. 3.27), desde 16,1°C en Brujuelo (2013/14) a 20,0°C en Villatorres-Villargordo (2014/15). El año más frío en todas las estaciones fue 2013/14, con una temperatura anual media de 17,5°C. Los dos años siguientes presentaron una temperatura media de 18,2°C, aunque el valor medio anual varió en las distintas estaciones, exceptuando Jaén-IFAPA. Así, 2014/15 fue el año más cálido en Villatorres-Villargordo (máximo valor medio anual histórico), Linares y Jaén, mientras que en Mancha Real-IFAPA, Mengíbar-IFAPA y Brujuelo el año con mayor temperatura media anual fue 2015/16.

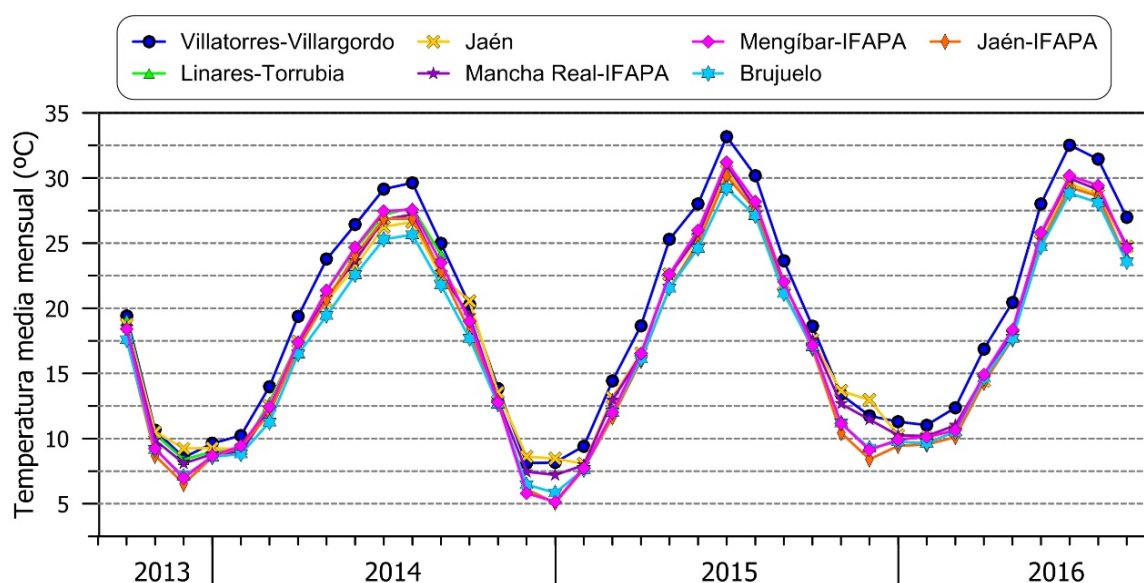


Figura 3.47. Evolución de la temperatura mensual del aire en las estaciones consideradas para el periodo de estudio (2013/14-2015/16) en el área de Brujuelo

### 3.4. Área de Brujuelo

En la figura 3.47 se muestran las evoluciones temporales de las temperaturas medias mensuales de las 7 estaciones seleccionadas para el periodo de estudio. Los valores más altos se registraron en la estación de Villatorres-Villargordo, en los meses de julio y agosto, mientras que los más bajos se midieron en las estaciones de Jaén-IFAPA, Brujuelo y Mengíbar-IFAPA, entre los meses de noviembre y febrero. Es precisamente en esta última estación en la que se observa una mayor amplitud térmica, con valores medios mensuales que varían entre 5,1°C (enero de 2015) y 30,2°C (julio de 2015). Las temperaturas medias mensuales presentaron mayores diferencias en el año hidrológico 2015/16, con un valor mínimo de 5,1°C, registrado por Centro Mengíbar en enero, y un máximo de 33,2°C, medido en julio en Villatorres-Villargordo.

#### 3.3.4 Análisis de los datos de evaporación

De las 26 estaciones climáticas existentes en el área de Brujuelo, solo 7 cuentan con registro de evaporación (Fig. 3.30, Tab. 3.28). De ellas, 3 pertenecen a la AEMET, que controla dicha variable con evaporímetros de tipo Piché. Otras 3 estaciones son de la red del IFAPA, organismo que calcula indirectamente la evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ) mediante el método de Penman-Monteith (Monteith, 1965). Por último, la estación que el CEHIUMA ha instalado en el área con motivo de la presente investigación ha permitido procesar automáticamente los datos de las variables climáticas registradas y proporcionar un valor de  $ET_0$ , aplicando para ello la ecuación CIMIS (Pruitt y Doorenbos, 1977), una versión modificada de la de Penman (1956). Además, otros datos climáticos (temperatura, humedad relativa, radiación solar, velocidad del viento) registrados en la estación de Brujuelo permiten utilizar la ecuación original de Penman para obtener datos de evaporación desde una lámina de agua libre.

Referencia	Estación climática	Coordenadas UTM (m)		Altitud (m s.n.m.)	Periodo de registro	Nº de años de registro	Nº de años incompletos	Evaporación media en años completos (mm)
		X	Y					
5171A	Villatorres-Villargordo-Colegio	436.133,4	4.199.507,5	345	1975/76 - 2015/16	41	12	1.279
5270	Jaén-Instituto	428.972,1	4.181.534,8	510	1843/45 - 1982/83	39	13	1.267
5270B	Jaén	428.972,1	4.181.534,8	510	1982/83 - 2015/16	34	24	1.707
J-07	Mancha Real-IFAPA	447.571,0	4.196.710,0	436	1999/00 - 2015/16	17	3	1.464
J-15	Jaén-IFAPA	432.183,0	4.193.960,0	229	2000/01 - 2015/16	16	2	1.252
J-104	Centro Mengíbar-IFAPA	432.183,0	4.193.960,0	373	2007/08 - 2015/16	8	1	1.145
CEHIUMA-2	Brujuelo	440.800,0	4.190.875,0	456	2013/14 - 2016/17	4	2	1.208

Tabla 3.28. Estaciones con registro de evaporación en el área de Brujuelo y sus principales características

El periodo de registro de la evaporación por parte del IFAPA y del CEHIUMA es insuficiente para un análisis histórico (Tab. 3.28), pues en ningún caso se superan los 17 años de control. Sin embargo, la red de la AEMET cuenta con series históricas de evaporación más amplias. Las estaciones de Jaén-Instituto y Jaén, de forma conjunta, proporcionan 73 años de datos de evaporación, aunque más de la mitad (37) están incompletos. La mayor parte de éstos corresponden al periodo registrado por la estación de Jaén, que es el más reciente (Tab. 3.28). La serie de evaporación obtenida en Villatorres-Villargordo, pese a contar con menor tiempo de control (41 años) que la anterior y hasta 12 años en los que faltan datos, es la que presenta mayor continuidad temporal, sobre todo en las últimas 3 décadas.

### 3.3.4.1 Evaporación a partir de la serie histórica 1981/82-2015/16

El análisis de los datos históricos de evaporación se ha realizado a partir de la serie de datos de la estación de Villatorres-Villargordo de la AEMET. Todos los años con datos incompletos posteriores a 2000, año en que la red del IFAPA comenzó a funcionar, han podido ser completados mediante regresión lineal. La continuidad en el registro de evaporación de Villatorres-Villargordo en las décadas de 1980 y 1990, así como su buena correlación con la estación de Mancha Real del IFAPA ( $R^2=0,96$ ), han permitido obtener una serie de datos de 35 años, desde 1981/82 hasta 2015/16. Los valores de evaporación anual obtenidos y la media anual (1.304 mm) se indican en la tabla 3.29.

<b>Año</b>	<b>1981/82</b>	<b>1982/83</b>	<b>1983/84</b>	<b>1984/85</b>	<b>1985/86</b>	<b>1986/87</b>	<b>1987/88</b>	<b>1988/89</b>	<b>1989/90</b>	<b>1990/91</b>
<b>Evap.</b>	1.057	1.038	1.006	1.141	1.068	1.139	1.012	1.095	1.522	1.370
<b>Año</b>	<b>1991/92</b>	<b>1992/93</b>	<b>1993/94</b>	<b>1994/95</b>	<b>1995/96</b>	<b>1996/97</b>	<b>1997/98</b>	<b>1998/99</b>	<b>1999/00</b>	<b>2000/01</b>
<b>Evap.</b>	1.389	1.254	1.492	1.564	1.305	1.297	1.227	1.471	1.413	1.388
<b>Año</b>	<b>2001/02</b>	<b>2002/03</b>	<b>2003/04</b>	<b>2004/05</b>	<b>2005/06</b>	<b>2006/07</b>	<b>2007/08</b>	<b>2008/09</b>	<b>2009/10</b>	<b>2010/11</b>
<b>Evap.</b>	<b>1.378</b>	1.352	1.279	1.601	1.400	<b>1.350</b>	1.380	<b>1.367</b>	<b>1.216</b>	1.256
<b>Año</b>	<b>2011/12</b>	<b>2012/13</b>	<b>2013/14</b>	<b>2014/15</b>	<b>2015/16</b>					<b>MEDIA</b>
<b>Evap.</b>	1.507	<b>1.170</b>	<b>1.358</b>	<b>1.437</b>	<b>1.348</b>					1.304

Tabla 3.29. Evaporación anual expresada en mm, registrada en la estación de Villatorres-Villargordo durante el periodo 1981/82-2015/16. Valores en negrita fueron completados mediante correlación lineal

En la figura 3.48 se representa la evolución temporal de la evaporación anual durante el periodo 1981/82-2015/16. El valor máximo, de 1.601 mm, se alcanzó en 2004/05 (Tab. 3.29), que coincide con el año menos lluvioso del periodo considerado y el segundo más seco de todo el periodo para el que se ha realizado el análisis de la precipitación histórica (Fig. 3.35 y Tab. 3.19). Los primeros ocho años de la serie estudiada, corresponden a aquellos en los que se registró menor evaporación, entre 1.006 mm (1983/84) y 1.141 mm (1984/85).

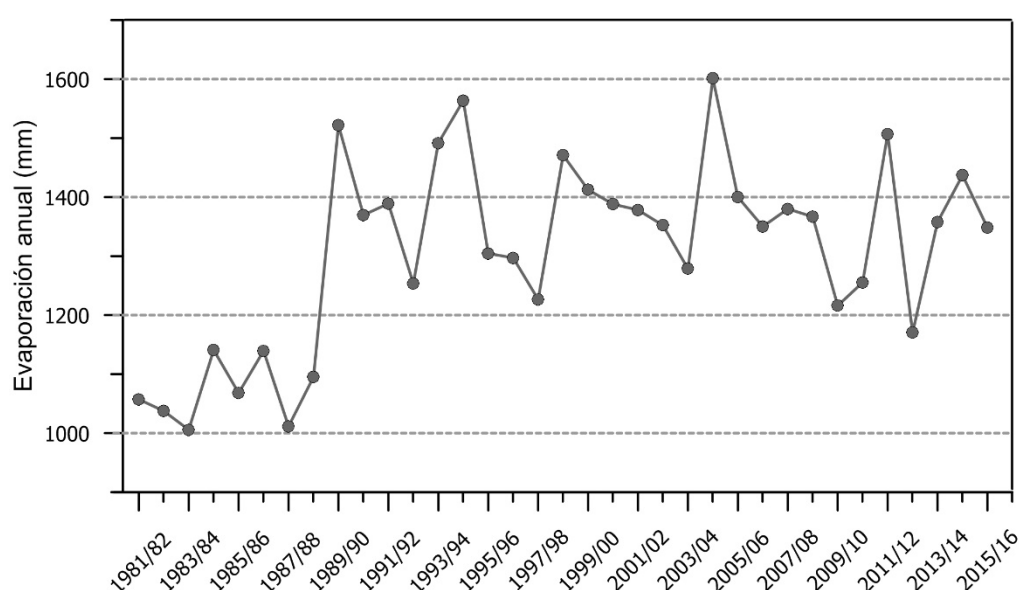


Figura 3.48. Evolución de la evaporación anual registrada en la estación de Villatorres-Villargordo para el periodo histórico (1981/82-2015/16)



### 3.4. Área de Brujuelo

En lo relativo a la evolución media mensual de la evaporación (Tab. 3.30 y Fig. 3.49), los valores más bajos se registran en los meses de diciembre y enero (27mm y 29 mm, respectivamente), que son también los más fríos (Tab. 3.26) y con menor número de horas de sol. En los 7 primeros meses del año hidrológico, la evaporación es inferior al valor medio mensual (109 mm), y en conjunto no alcanza el 40 % del total anual (Tab. 3.30 y Fig.3.49). El mes del año en el que la evaporación alcanza su máximo es Julio (235 mm), seguido de agosto (221) y junio (189). A pesar de que la temperatura de septiembre es similar a la de junio (Tab. 3.26 y Fig 3.45), la evaporación se reduce considerablemente partir de ese mes, probablemente debido a la disminución de la radiación solar.

	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Media
Evap. mensual (mm)	77	39	27	29	41	77	94	135	189	235	221	140	109
Evap. acumulada (mm)	77	116	143	172	213	290	384	520	708	943	1.164	1.304	
Evap. acumulada (%)	5,9	8,9	11,0	13,2	16,3	22,2	29,5	39,8	54,3	72,3	89,3	100,0	

Tabla 3.30. Valores medios mensuales de evaporación y media mensual acumulada (mm), calculados para la estación de Villatorres-Villargordo durante el periodo 1981/82-2015/16

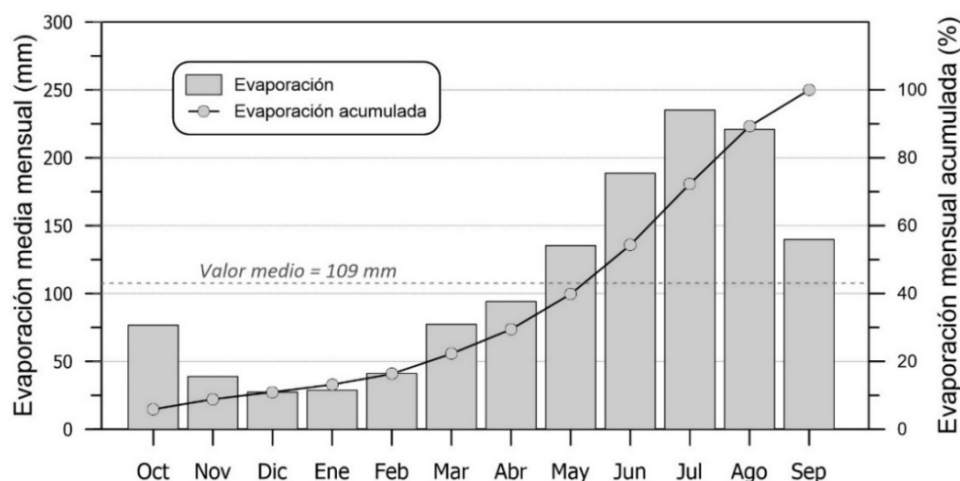


Figura 3.49. Evaporación media mensual y acumulada en la estación de Villatorres-Villargordo para el periodo 1981/82-2015/16

#### 3.3.4.2 Evaporación durante el periodo de investigación (2013/2014-2016/2017)

Para el análisis de la evaporación en el área de Brujuelo durante el periodo de estudio se han considerado 5 estaciones (Tab. 3.31): Villatorres-Villargordo, de la AEMET, Brujuelo, del CEHIUMA, Jaén-IFAPA, Macha Real-IFAPA y Mengíbar-IFAPA. En el caso de la estación de Villatorres-Villargordo, se ha considerado la serie original, pues la AEMET registra la evaporación de forma directa, con evaporímetro Piché. La serie de Brujuelo, que se ha considerado para el análisis, es la calculada según el método de Penman (1956). No obstante, los datos de evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ), que proporciona dicha estación de forma automática aplicando la ecuación CIMIS (Pruitt y Doorenbos, 1977), han sido utilizados para calcular un coeficiente de conversión de  $ET_0$

en evaporación desde lámina libre de agua ( $E_{fw}$ ). Para ello, se han correlacionado las dos series de la estación de Brujuelo (Penman y CIMIS). El factor conversor obtenido tiene un valor de 1,35, y el coeficiente de determinación de la regresión realizada es de 0,97. Los datos de  $ET_0$  de las series de las 3 estaciones de la red del IFAPA han sido transformados en valores de  $E_{fw}$  al aplicar dicho factor (Chiew y McMahon, 1992).

Año hidrológico	Villatorres-Villargordo	Brujuelo	Mancha Real-IFAPA	Jaén-IFAPA	Mengíbar-IFAPA	Media
2013/14	1.358	<b>1.655</b>	1.967	1.649	1.570	1.640
2014/15	1.437	1.680	2.045	1.668	1.550	1.676
2015/16	1.348	1.390	1.981	1.650	1.494	1.573
Media	1.381	1.575	1.998	1.656	1.538	1.629
Máximo	1.437	1.680	2.045	1.668	1.570	1.676
Mínimo	1.348	1.390	1.967	1.649	1.494	1.573

Tabla 3.31. Valores medios anuales de evaporación (mm) en el área de Brujuelo durante el período de investigación. En negrita, dato completado mediante correlación

La evaporación media anual calculada para el periodo de investigación es de 1.629 mm (Tab. 3.31). El año hidrológico 2014/15 es en el que evaporación media ocurrida ha sido mayor (1.676 mm) en la mayoría de las estaciones, salvo Mengíbar-IFAPA. El año en el que la evaporación alcanza el valor mínimo en el conjunto de las estaciones es 2015/16 (1.573 mm), aunque no coincide con los menores datos de evaporación en Mancha Real-IFAPA y Jaén-IFAPA.

La distribución de la evaporación mensual registrada en las distintas estaciones durante el periodo de estudio se representa en la figura 3.50. El valor máximo de evaporación mensual (357 mm) se alcanzó en la estación de Mancha Real, en Julio de 2015, mientras que el mínimo (16 mm) se registró en diciembre del año anterior, en Villatorres-Villargordo. La mayor amplitud de datos de evaporación se ha producido en Mancha Real, con valores comprendidos entre 40 mm (diciembre de 2014) y el máximo de todo el periodo (357 mm). En general, se observa cierta homogeneidad en la evolución temporal de la evaporación mensual ocurrida en las estaciones de Brujuelo, Jaén y Mengíbar (Fig. 3.50), mientras que en la de Mancha Real se registran valores bastante más elevados, sobre todo en verano, y en Villatorres-Villargordo la evaporación es menor en la primera mitad del año natural.

La distribución anual de la evaporación media mensual calculada para el periodo 2013/14-2015/16 se recoge en la tabla 3.32 y se representa en la figura 3.51. Julio es el mes en el que se produce una mayor evaporación en todas las estaciones consideradas, con un valor medio de 275mm, seguido de junio (240 mm) y agosto (239 mm), aunque el orden se invierte en algunos casos (Tab. 3.32). Diciembre, con una evaporación media de 36 mm, es el mes con menores valores en todas las estaciones, a excepción de Villatorres-Villargordo, aunque el dato no es mucho mayor en los meses de enero (40 mm), noviembre (50 mm) o febrero (55 mm).

De manera general, la evolución de la evaporación media mensual durante el periodo de investigación (Fig. 3.51) es bastante similar a la observada en el caso del periodo histórico 1981/82-2015/16 (Fig. 3.49). No obstante, cabría señalar que los valores de junio y julio superan claramente a los del periodo histórico, incluso considerando únicamente la serie de Villatorres-Villargordo (Tab 3.32), estación utilizada para el análisis de la evaporación entre 1981/82 y 2015/16.

### 3.4. Área de Brujuelo

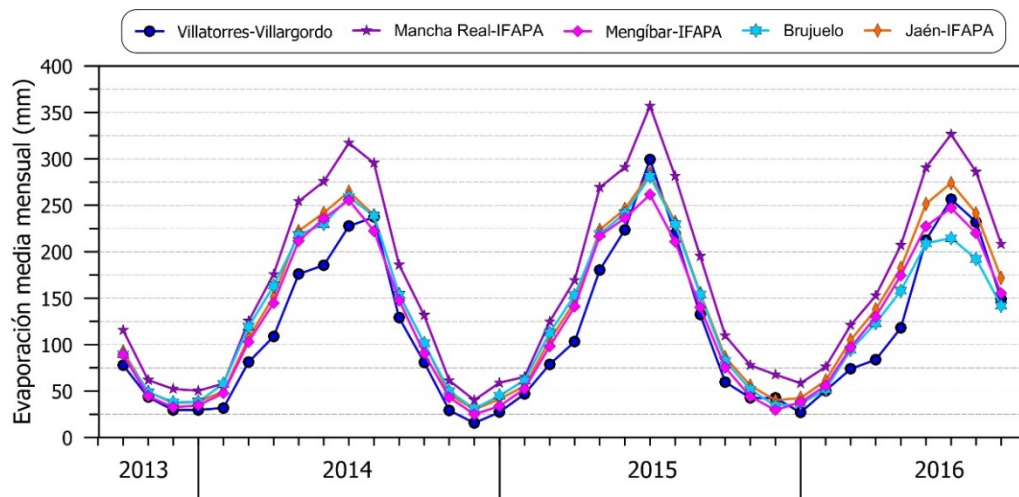


Figura 3.50. Evolución de la evaporación en las estaciones consideradas en el área de Brujuelo para el periodo de investigación (2013/14-2015/16)

Mes	Villatorres-Villargordo	Brujuelo	Mancha Real-IFAPA	Jaén-IFAPA	Mengíbar-IFAPA	Media
Octubre	73	91	119	94	85	92
Noviembre	38	50	67	50	44	50
Diciembre	29	34	53	36	29	36
Enero	28	40	56	41	35	40
Febrero	43	57	66	56	52	55
Marzo	78	109	124	106	99	103
Abril	99	147	166	145	139	139
Mayo	158	198	243	210	201	202
Junio	207	227	286	246	233	240
Julio	261	252	333	274	255	275
Agosto	230	220	288	238	218	239
Septiembre	137	150	196	161	148	158
Media	115	131	166	138	128	136
Máximo	261	252	333	274	255	275
Mínimo	28	34	53	36	29	36

Tabla 3.32. Valores medios mensuales de evaporación (mm) en el área de Brujuelo durante el periodo de investigación

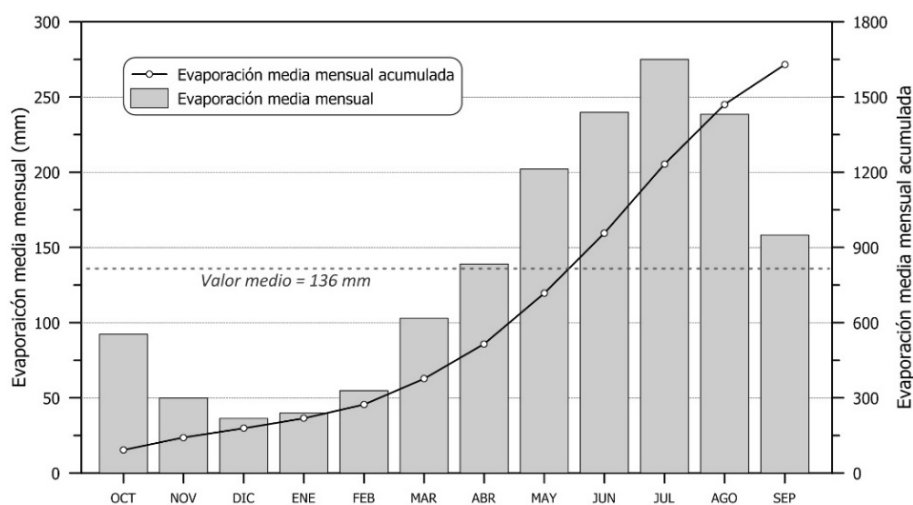


Figura 3.51. Evaporación media mensual y acumulada (mm) en el área de Brujuelo para el periodo de investigación (2013/14-2015/16)

## 3.4 ÁREA DE LOS HOYOS

### 3.4.1 Análisis de las precipitaciones durante el periodo 1963/64-2016/17

#### 3.4.1.1 Tratamiento de datos

El estudio pluviométrico del área de Los Hoyos se ha efectuado a partir del análisis de las series de precipitación de 13 estaciones meteorológicas (Tab. 3.33), de las que 10 pertenecen a la red de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), 2 son del Instituto de Investigación y Formación Agraria y Pesquera de Andalucía (IFAPA) y 1 está integrada en la Red de Alerta e Información Fitosanitaria (RAIF).

Referencia	Estación pluviométrica	Coordenadas UTM (m)		Altitud (m s.n.m.)	Periodo de registro	Nº de años de registro	Nº de años incompletos	Precip. media en años completos (mm)
		X	Y					
5584	Riofrío	392.778	4.112.262	520	1950/51-2014/15	65	22	458
5589	Villanueva de Tapia	381.482	4.116.112	661	1952/53-1990/91	39	16	723
6090	Puerto de los Alazores	389.294	4.100.170	960	1958/59-2012/13	55	1	888
6091	Villanueva del Trabuco	380.995	4.099.012	688	1942/43-2012/13	71	9	576
6092	Villanueva del Rosario	378.473	4.095.503	697	1962/63-2013/14	52	2	656
6093	La Viña	376.975	4.097.929	688	1984/85-2016/17	33	10	494
5582A	Loja	396.066	4.113.762	580	2000/01-2016/17	17	16	365
5589E	El Límite	382.435	4.115.889	640	1994/95-2016/17	23	8	552
6091D	Las Beatas	383.129	4.100.585	732	2005/06-2016/17	12	5	603
6097E	Archidona	376.653	4.106.318	700	1960/61-2016/17	57	6	575
MA-009	Archidona-RAIF	382.756	4.111.039	759	2008/09-2016/17	9	1	568
MA-05	Archidona-5 (IFAPA)	372.960	4.104.563	516	2000/01-2011/12	12	2	494
MA-11	Archidona-11 (IFAPA)	373.858	4.107.195	529	2013/14-2016/17	4	1	357

Tabla 3.33. Estaciones pluviométricas utilizadas, con indicación de sus coordenadas geográficas y de las características de las series de datos registrados por ellas

La localización de las distintas estaciones y la cota a la que se encuentran se indica en la tabla 3.33 y la figura 3.52. La distribución de la red de control no es homogénea, ya que existe una menor densidad de puntos de control hacia el E (Sierra Gorda). Tampoco hay estaciones situadas dentro de los límites del área de estudio. La red de control se extiende en un rango de altitud comprendidas entre 516 m s.n.m. (Archidona-11) y 960 m s.n.m. (Puerto de los Alazores), aunque la mayor parte de las estaciones (8) se concentran en una horquilla altitudinal de 100 m, entre las cotas 661 (Villanueva de Tapia) y 759 (Archidona-RAIF).

Cada una de las estaciones cuenta con un periodo de registro pluviométrico distinto (Tabs. 3.33 y 3.34), que abarca desde 4 años (Archidona-RAIF), hasta 71 (Villanueva del Trabuco). Ninguna de las series está completa, es decir, todas tienen al menos un año en el que faltan datos de precipitación (Tab. 3.33). Las que cuentan con registros más continuos son la de Villanueva del Trabuco, con 71 años de datos, de los que 9 están incompletos, y la del Puerto de los Alazores, que sólo tiene un año incompleto de un total de 55. Las series con más carencia de información son las de Riofrío, con 22

### 3.4. Área de Los Hoyos

años incompletos, y Villanueva de Tapia y Loja, ambas con falta de datos en 16 años. Las estaciones de Villanueva de Tapia y El Límite se sitúan muy próximas entre sí (Fig. 3.52), por lo que sus series se han unido para obtener una más larga (65 años) que permita su utilización en el análisis de las precipitaciones históricas.

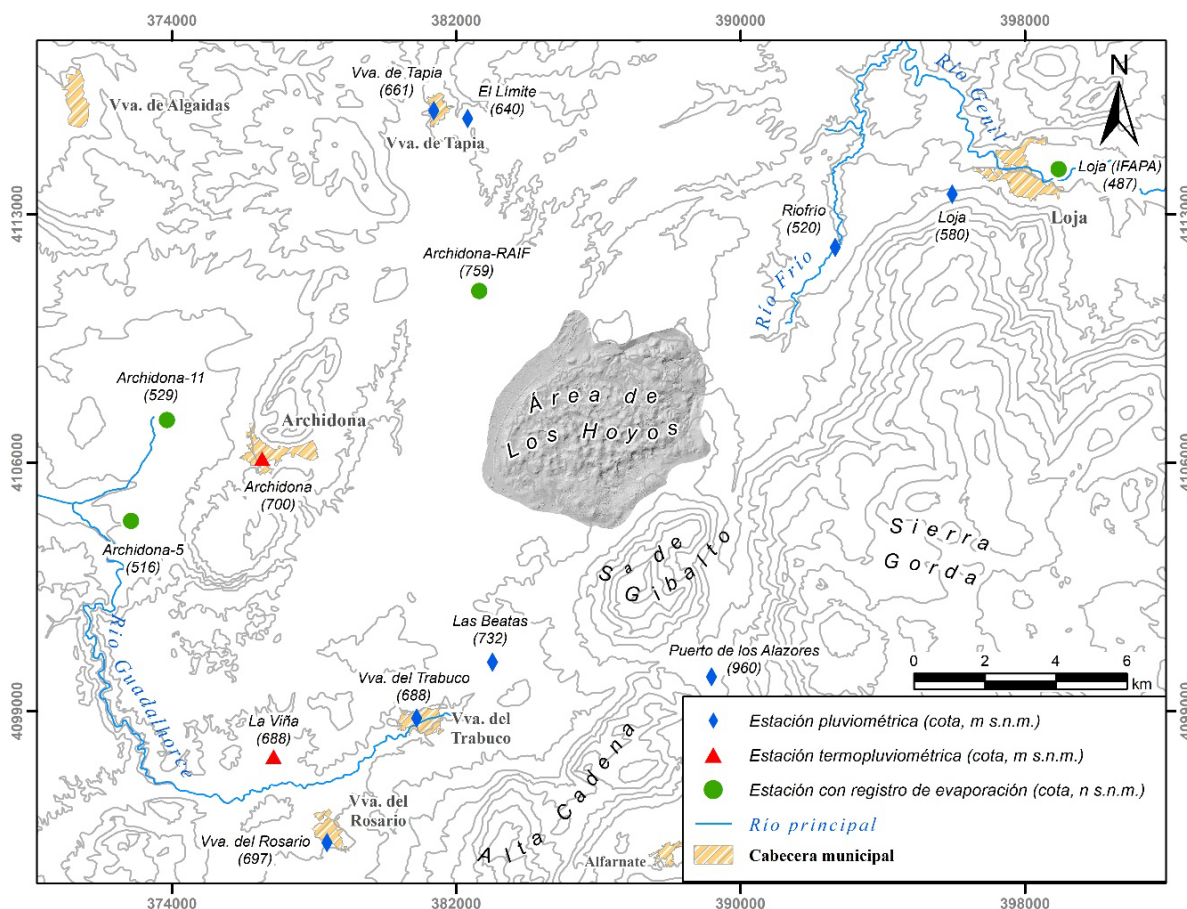


Figura 3.52. Mapa de situación de las estaciones meteorológicas consideradas en el área de Los Hoyos

La selección de las estaciones pluviométricas consideradas en el análisis de las precipitaciones históricas del área de Los Hoyos se ha basado en la longitud de las series de datos, en el número de años incompletos y en su distribución espacial (Tab. 3.33, Fig. 3.52). Se han elegido 6 estaciones: Riofrío, Puerto de los Alazores, Villanueva del Trabuco, Villanueva del Rosario, Archidona y la serie compuesta por Villanueva de Tapia y El Límite, que de aquí en adelante será referida con el nombre de la primera. El análisis histórico se ha llevado a cabo para un total de 54 años, desde el año hidrológico 1963/64 hasta el 2016/17. Dicho periodo ha sido seleccionado, por ser en el que las estaciones más representativas contaban con menor número de meses sin datos de precipitación.

Con el propósito de homogeneizar las series de datos, para que puedan ser comparables entre sí, se han completado los vacíos de información de datos mensuales. Para ello, se han correlacionado linealmente las distintas series originales de datos de precipitación (Tab. 3.34) y se han comparado los resultados de los ajustes. Las ecuaciones de las regresiones que tenían un mejor coeficiente de correlación han sido utilizadas para calcular los valores de precipitación en los meses incompletos de cada serie.

Año hidrológico	Vº del Trabuco	Riofrio	Vº de Tapia	Pto. de los Alazores	Archidona	Vº del Rosario	La Viña	El límite	Archidona-5	Beatas	Archidona-RAIF	Archidona-11	Loja
1942/43	332												
1943/44	647												
1944/45	273												
1945/46	705												
1946/47	795												
1947/48	805												
1948/49	367												
1949/50	488												
1950/51	836												
1951/52	631	527											
1952/53	391												
1953/54	489	412	485										
1954/55	536	429	647										
1955/56	882	662											
1956/57		398	444										
1957/58	1012	488											
1958/59		450	629	1265									
1959/60		731	1123	1289									
1960/61		428	665	978									
1961/62		590		1250	728								
1962/63		987	991	1747	993								
1963/64	637	486	698	1407	620	886							
1964/65	440		555	1024	445	635							
1965/66	602		765	1272	711	723							
1966/67	380	298		683	440	451							
1967/68	492	472		915	576	536							
1968/69	888	666	978	1157		1018							
1969/70	808		1055	1218	853	990							
1970/71	676	473	814	1051	737	803							
1971/72	563	447		773	568	628							
1972/73	542	608	733	700	616	596							
1973/74	478	364		530	536	606							
1974/75	472		615	715	523	660							
1975/76	458		599	744	542	505							
1976/77	753		931	991	864	746							
1977/78	647		768	976	690	781							
1978/79	671		859	1120		765							
1979/80	464	338	550	686	600	745							
1980/81	428			677	491	552							
1981/82	455	352	610	867	497	788							
1982/83	305	257	460	457	412	354							
1983/84	543	640	651	891	675	620							
1984/85	510			857	550	535	345						
1985/86	554	443		838	676	591	510						
1986/87	495			770	542	547	475						
1987/88				861	630	693							
1988/89				670	581	539							
1989/90	765			1093	727	900	840						
1990/91	568			564	435	517	420						
1991/92	494			745	421	488	438						
1992/93	435			518	463	405	398						
1993/94	524	389		676	505	491	445						
1994/95	285	285		380	268	281	223						
1995/96	1016	835		1675	910	1153	936	776					
1996/97	765	405		1527	805	1038	884	715					
1997/98	616	613		1130	594	705	582	635					
1998/99	276	132		296	264	311	265	181					
1999/00	504	321		596	446	535	481	405					
2000/01	728	543		1001	639	781		554					
2001/02	434	390		656	443	474	412		417				
2002/03	538	415		764	539	569	483	447	506				
2003/04	859	489		1184	674	1051	760	549	624				
2004/05	229	163		351	293	304	209	221	235				
2005/06	506	419		641	477	557		517	410				
2006/07	477	334		627	507	504	460	550	459	508			
2007/08	500	384		537	396	411		472	356	418			
2008/09	706	533		970	604	740		708	577	686			
2009/10	758			1178	763	926		849	728	772	827		
2010/11	678			882	617	843	654		633		611		
2011/12	595	169		584	402	573	452				470		
2012/13		626			817	959				957	872		
2013/14		297			421		393			493	509		
2014/15					361		378				444	343	
2015/16							324			387	374	349	
2016/17								708			436	378	365
MEDIA	564	425	727	845	563	656	490	552	495	603	568	357	365

Tabla 3.34. Precipitación anual (mm) en las estaciones pluviométricas del área de Los Hoyos según los datos originales

### 3.4. Área de Los Hoyos

---

Tras completar las series de datos pluviométricos, se ha comprobado la existencia de posibles errores accidentales o sistemáticos, para lo que se ha aplicado el método de las dobles masas o dobles acumulaciones. Villanueva del Rosario y Archidona han sido elegidas estaciones de referencia debido a que sus series originales son más completas durante el periodo considerado. Se han identificado errores de tipo sistemático en las series de Villanueva del Trabuco, que sobreestimaba las precipitaciones entre 1982/83 y 1993/94, y Villanueva de Tapia, que presentaba valores por exceso entre 1968/69 y 1977/78 y por defecto entre 1994/95 y 2003/04. Ambas series han sido corregidas. Los valores obtenidos tras el completado y la corrección de las series de precipitación se representan en la tabla 3.35.

#### **3.4.1.2 Precipitación media anual. Determinación de años tipo**

A partir de las series de datos pluviométricos de las 6 estaciones seleccionadas para el análisis histórico de precipitaciones (1963/64-2016/17), una vez completadas y, en su caso, corregidas, se ha calculado la precipitación media aritmética sobre el área de estudio, que ha resultado ser de 609 mm (Tab. 3.35). En cada una de las estaciones se han considerado como años húmedos aquellos en los que se sobrepasa el 15% del valor medio de precipitación anual en dicho punto, y como años secos los que la lluvia ocurrida fue inferior al 85% de la media. El resto de años, con precipitaciones comprendidos entre los citados porcentajes, son clasificados como medios.

Por lo general, se alternan los periodos húmedos y secos de forma más o menos parecida en cada una de las series, aunque no siempre coincide simultáneamente un mismo tipo de año en todas ellas (Tab. 3.35). Con frecuencia, durante los años considerados secos o húmedos para todo el conjunto de estaciones, se observa que en alguna estación el año ha quedado individualmente catalogado como de tipo medio (Tab. 3.35). De igual modo, hay años húmedos y secos en algunas de las series durante periodos que, considerando todas las estaciones, se clasifican como medios.

En la serie de valores medios anuales se han clasificación 19 años secos, 18 medios y 17 húmedos (Tab. 3.35). El año más lluviosos de todo el periodo analizado fue 1995/96, en el que el valor medio de la precipitación fue 1.080 mm, además de ser en el que más cantidad de precipitación se registró en 4 de las 6 estaciones consideradas (Tab. 3.35). El año 2004/05 fue el de menor pluviometría, tanto en la serie de valores medios (260 mm), como en 3 de las estaciones (Villanueva del Trabuco, Riofrío y Villanueva de Tapia).

#### **3.4.1.3 Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas**

Con objeto de analizar la distribución espacial de las precipitaciones históricas en el área de Los Hoyos, se han realizado los mapas de isoyetas correspondientes a los distintos años tipo definidos: 1995/96, como el más húmedo (Fig. 3.53); 2004/05 de tipo seco (Fig. 3.54); y el año medio, calculado a partir de las series de datos históricos de precipitación de todo el periodo 1963/64-2016/17 (Fig. 3.55).

Año hidrol.	Vva. del Trabuco	Riofrío	Vva. de Tapia	Pto. de los Alazores	Archidona	Vva. del Rosario	Media anual
1963/64	637	486	698	1407	620	886	789
1964/65	440	<b>328</b>	555	1024	445	635	571
1965/66	602	<b>465</b>	765	1272	711	723	756
1966/67	380	298	<b>450</b>	683	440	451	450
1967/68	492	472	<b>629</b>	915	576	536	603
1968/69	888	666	<b>928</b>	1157	<b>915</b>	1018	929
1969/70	808	<b>729</b>	<i>1025</i>	1218	853	990	937
1970/71	676	473	<i>764</i>	1051	737	803	751
1971/72	563	447	<b>548</b>	773	568	628	588
1972/73	542	608	<b>783</b>	700	616	596	641
1973/74	478	364	<b>642</b>	530	536	606	526
1974/75	472	<b>459</b>	<i>565</i>	715	523	660	566
1975/76	458	<b>397</b>	<i>549</i>	744	542	505	533
1976/77	753	<b>632</b>	<i>881</i>	991	864	746	811
1977/78	647	<b>433</b>	<i>718</i>	976	690	781	708
1978/79	671	<b>587</b>	859	1120	<b>750</b>	765	792
1979/80	464	338	550	686	<b>600</b>	745	564
1980/81	428	<b>367</b>	<b>442</b>	677	491	552	493
1981/82	455	352	610	867	497	788	595
1982/83	275	257	460	457	412	354	369
1983/84	<i>513</i>	640	651	891	675	620	665
1984/85	<i>480</i>	<b>414</b>	<b>545</b>	857	550	535	563
1985/86	<i>524</i>	443	<b>703</b>	838	676	591	629
1986/87	<i>465</i>	<b>467</b>	<b>553</b>	770	542	547	557
1987/88	<b>566</b>	<b>491</b>	<b>697</b>	861	630	693	656
1988/89	<b>480</b>	<b>455</b>	<b>618</b>	670	581	539	557
1989/90	735	<b>502</b>	<b>711</b>	1093	727	900	778
1990/91	<i>538</i>	<b>349</b>	<b>467</b>	564	435	517	478
1991/92	<i>464</i>	<b>336</b>	<b>454</b>	745	421	488	485
1992/93	<i>405</i>	<b>362</b>	<b>498</b>	518	463	405	442
1993/94	<i>494</i>	389	<b>544</b>	676	505	491	516
1994/95	285	285	<b>356</b>	380	268	281	309
1995/96	1016	835	<i>891</i>	1675	910	1153	1080
1996/97	765	<b>417</b>	<i>820</i>	1527	805	1038	895
1997/98	616	613	<i>740</i>	1130	594	705	733
1998/99	276	<b>170</b>	<i>285</i>	296	264	311	267
1999/00	504	<b>330</b>	<i>510</i>	596	446	535	487
2000/01	728	543	<i>659</i>	1001	639	781	725
2001/02	434	390	<b>537</b>	656	443	474	489
2002/03	538	415	<i>643</i>	764	539	569	578
2003/04	859	489	<i>654</i>	1184	674	1051	818
2004/05	229	163	221	351	293	304	260
2005/06	506	419	517	641	477	557	519
2006/07	477	<b>343</b>	550	627	507	504	501
2007/08	500	<b>391</b>	472	537	396	411	451
2008/09	706	533	708	970	604	740	710
2009/10	758	<b>672</b>	849	1178	763	926	858
2010/11	678	<b>487</b>	<b>684</b>	882	617	843	698
2011/12	595	400	<b>423</b>	584	402	573	496
2012/13	<b>959</b>	626	<b>763</b>	<b>1184</b>	817	959	885
2013/14	<b>495</b>	297	<b>531</b>	<b>664</b>	421	<b>477</b>	481
2014/15	<b>518</b>	<b>367</b>	<b>454</b>	<b>694</b>	361	<b>455</b>	475
2015/16	<b>387</b>	<b>330</b>	<b>397</b>	<b>515</b>	<b>354</b>	<b>393</b>	396
2016/17	<b>476</b>	<b>343</b>	<b>378</b>	<b>637</b>	<b>372</b>	<b>508</b>	452
Máximo	1016	835	1025	1675	915	1153	1080
Mínimo	229	163	221	296	264	281	260
Medio	557	442	609	835	566	641	609
Med * 1,15	641	508	701	961	651	738	700
Med * 0,85	474	376	518	710	481	545	517
Nº años secos	16	19	16	23	18	21	19
Nº años húmedos	15	12	16	18	15	18	17
Nº años medios	23	23	22	13	21	15	18

Tabla 3.35. Datos de precipitación anual (mm) durante el período 1963/64-2015/16. Los valores en negrita corresponden a los datos completados mediante correlación y los valores en cursiva han sido corregidos. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco)



### 3.4. Área de Los Hoyos

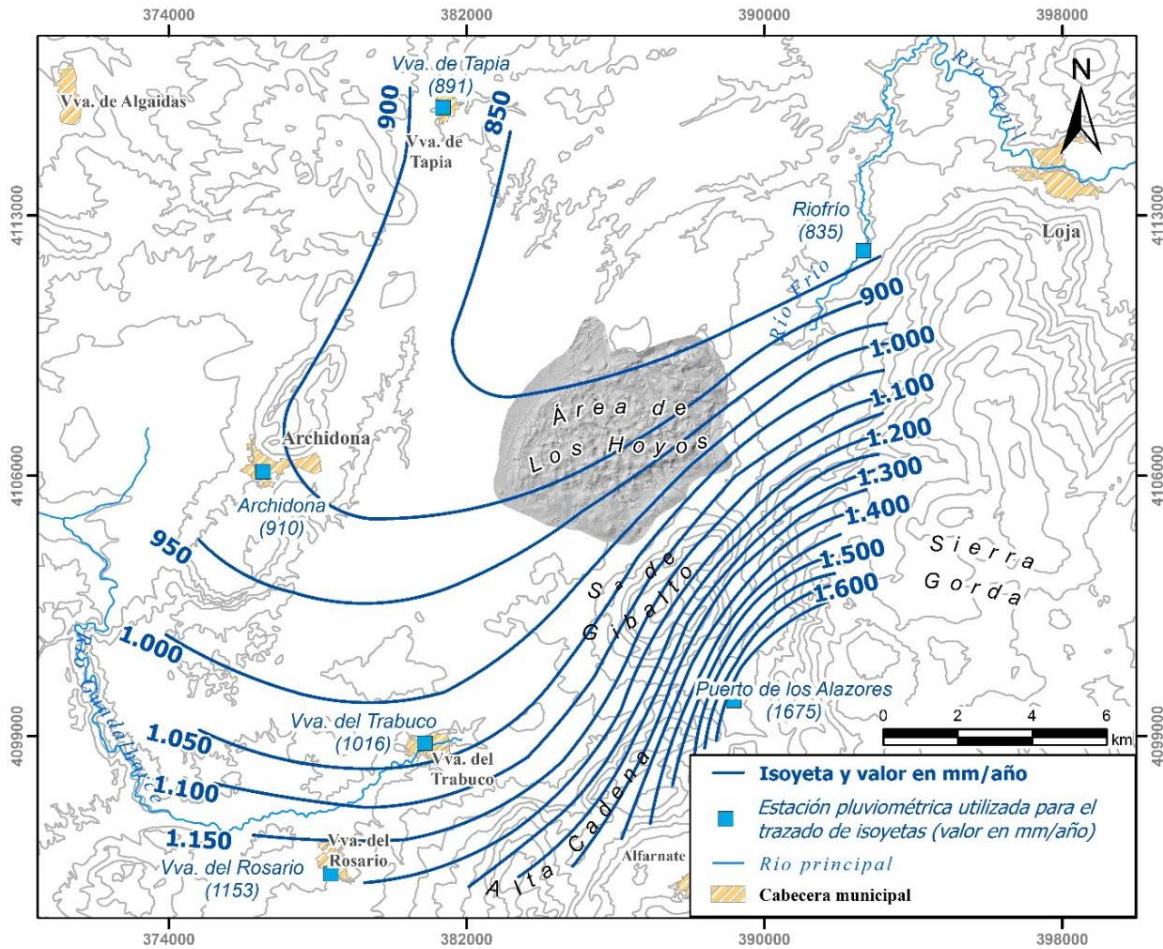


Figura 3.53. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1995/96, el más húmedo (1.080 mm) del período 1963/64-2016/2017

Los trazados de las líneas isoyetas de los distintos años guardan ciertas similitudes entre sí. En todos los mapas se observa un gradiente pluviométrico ascendente desde la estación de Riofrío, en el NE, hacia la del Puerto de los Alazores, en el SE. Dicho gradiente es atribuible a la presencia de los relieves montañosos de Sierra Gorda, Sierra de Gibalto y Alta Cadena (Figs. 3.53-3.55), que se orientan de forma favorable para la recepción de los frentes de procedencia atlántica. Las variaciones de los valores de precipitación se acentúan en el año húmedo (Fig. 3.53) y se suavizan en el seco (Fig. 3.54), como refleja la separación entre las líneas isoyetas de cada mapa. Además, la cantidad de lluvia también aumenta desde el NE hacia el SO, aunque de forma más moderada.

Por lo general, en el interior del área de Los Hoyos, las isoyetas de mayor valor se sitúan hacia el S, aunque el trazado varía según el año (Figs. 3.53-3.55), de forma que la zona delimitada por las líneas de isovalores más bajos se desplaza de NE a SO según el año tipo. La amplitud de valores pluviométricos también cambia en cada año tipo, desde una diferencia inferior a 100 mm en el seco (Fig. 3.54), a más de 200 mm en el húmedo (Fig. 3.53). Así mismo, la cantidad de precipitación ocurrida en el área de estudio varía entre menos de 200mm y 250 mm, en 2004/05 (Fig. 3.54), y menos de 850 mm y 1.050 mm, en 1995/96 (Fig. 3.53) Ello revela que la precipitación media aritmética calculada para cada año tipo (año seco=260 mm, año húmedo=1.080 mm, año medio=609 mm) es superior a la que corresponde según el trazado de las líneas isoyetas (Figs. 3.53-3.55).

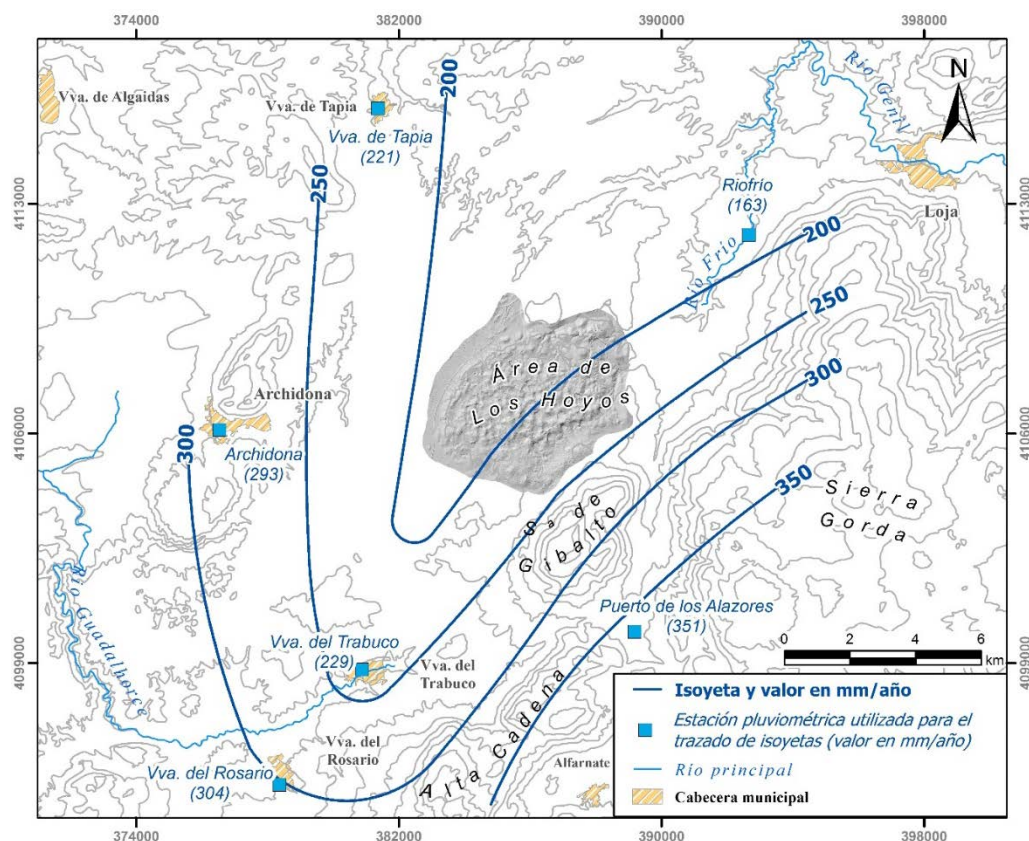


Figura 3.54. Mapa de isoyetas correspondiente al año 2004/05, el más seco (260 mm) del período 1963/64-2016/2017

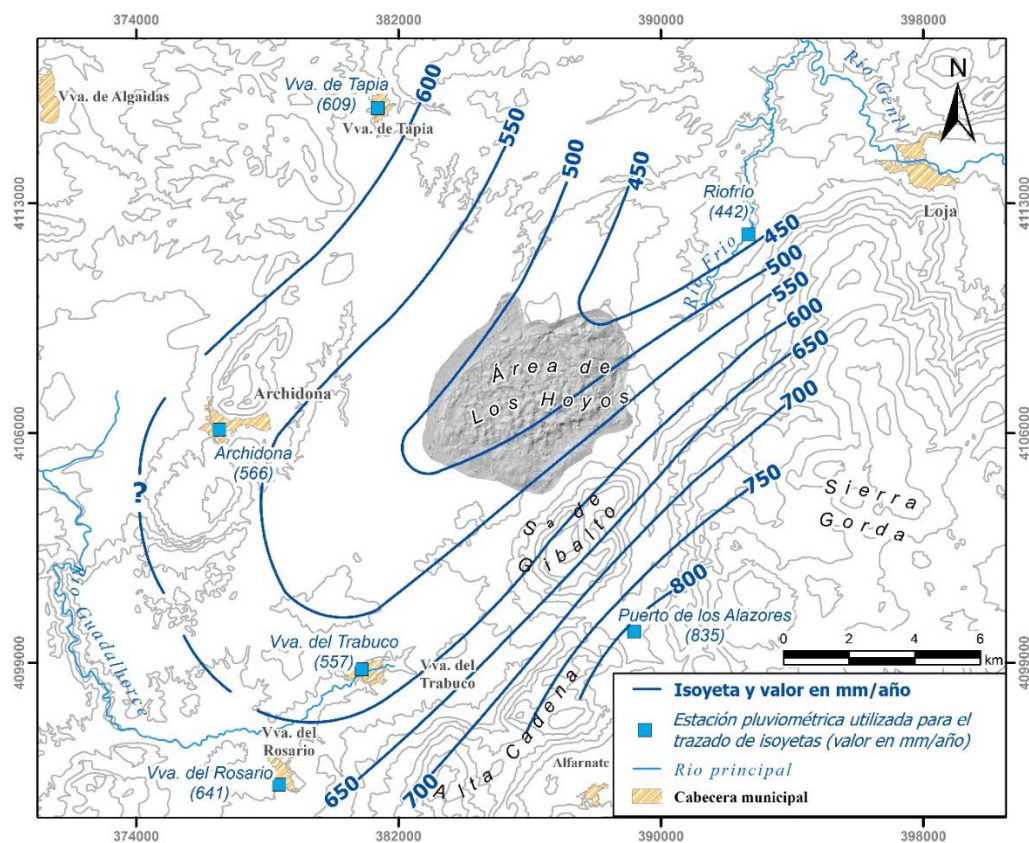


Figura 3.55. Mapa de isoyetas correspondiente al año medio del período 1963/64-2016/2017, con una precipitación media de 609 mm

### 3.4. Área de Los Hoyos

El gradiente pluviométrico calculado a partir de los datos medios de precipitación del periodo 1963/64-2016/17 es de 88 mm de precipitación por cada 100 m de ascenso altitudinal (Fig. 3.56). No obstante, el resultado debe tomarse con cierta cautela, pues la regresión realizada está muy condicionada por los valores de las estaciones de Riofrío y, sobre todo, del Puerto de los Alazores, que están situadas a cotas muy distantes del resto de puntos de control.

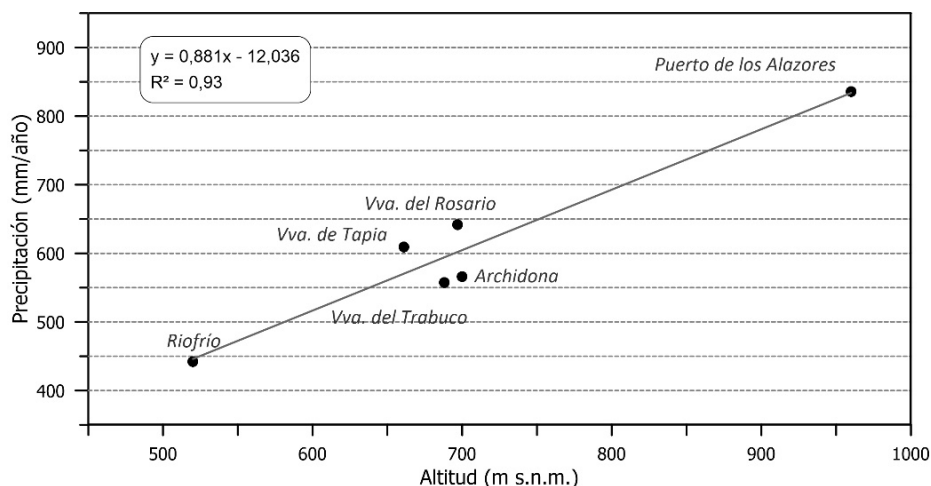


Figura 3.56. Relación entre la precipitación media y la altitud de las estaciones de medida. Gradiente pluviométrico calculado en el área de Los Hoyos, correspondiente al periodo 1963/1964-2016/2017

#### 3.4.1.4 Distribución temporal de las precipitaciones

En la figura 3.57 se representa la evolución temporal de las precipitaciones medias ocurridas sobre el área de Los Hoyos entre 1963/64 y 2016/17. Se observa un predominio de años medios hasta final de la década de 1980 y de años secos a partir de la de 1990, con alternancia de algunos años húmedos a lo largo de todo el periodo considerado. Las etapas en las que se produjeron más precipitaciones son las comprendidas entre 1968/69 y 1970/71, 1976/77 y 1978/79, 1995/96 y 1997/98, y 2008/09-2012/13. En éste último ciclo húmedo hay un año medio y otro seco intercalados, aunque el valor de la precipitación en el año considerado como medio (698 mm) está muy próximo al umbral a partir del cual se clasifican los años como húmedos (700 mm).

Las etapas dominadas por años medios son 1971/72-1975/76 y 1979/80-1988/89 (Fig. 3.57). Entre los periodos con un mayor número de años secos seguidos destacan los comprendidos entre 1990/91 y 1994/95, que cuenta con 5 años de precipitaciones escasas, y 2013/14-2016/17, que coincide íntegramente con el periodo de investigación (Fig. 3.57). Además, entre 2004/05 y 2007/08 tuvieron lugar 3 años secos y un año medio, aunque éste último con un valor de precipitación (519 mm) próximo al límite definido para los años secos (517 mm).

En la figura 3.57 también se representa la evolución temporal de la desviación de la precipitación media anual acumulada respecto de la media. Durante los 5 primeros años (1963/64-1967/68) no se aprecia una tendencia de variación clara, lo que cambió a partir de 1968/69, cuando comenzó el primer ciclo húmedo (Fig. 3.57). La tendencia

general fue ascendente entre dicho año y 1978/79, en el que se alcanzó el porcentaje máximo histórico de desviación acumulada, del 198% (Fig. 3.57), aunque con descensos moderados entre 1973/74 y 1975/6. Desde 1978/79 hasta 1994/95, se produjo un descenso del 178,5%, hasta situarse en el 19,5%, que se vio atenuado en la segunda mitad de la década de 1980, debido a la concatenación de 6 años medios, y acentuado entre 1990/91 y 1994/95, durante el periodo seco más prolongado de toda la serie histórica (Fig. 3.57). En el año 1995/96 tuvo lugar un gran ascenso, como consecuencia del año más húmedo de toda la serie, que marcó el inicio de una tendencia al alza hasta 1997/98. A partir de 1998/99 comenzó un periodo de descenso de 10 años de duración, interrumpido únicamente por dos años húmedos (2000/01 y 2003/04). No obstante, en dicho periodo tuvieron lugar los dos años más secos de toda la serie de información (2004/05 y 1998/99) y finalizó con el valor de desviación acumulado más bajo (0,8%), en 2007/08 (Fig. 3.57). Durante el ciclo húmedo 2008/09- 2012/13 se produjeron ascensos de la desviación y, finalmente, entre 2013/14 y 2016/17 la tendencia fue descendente, coincidiendo con el periodo de investigación (Fig. 3.57).

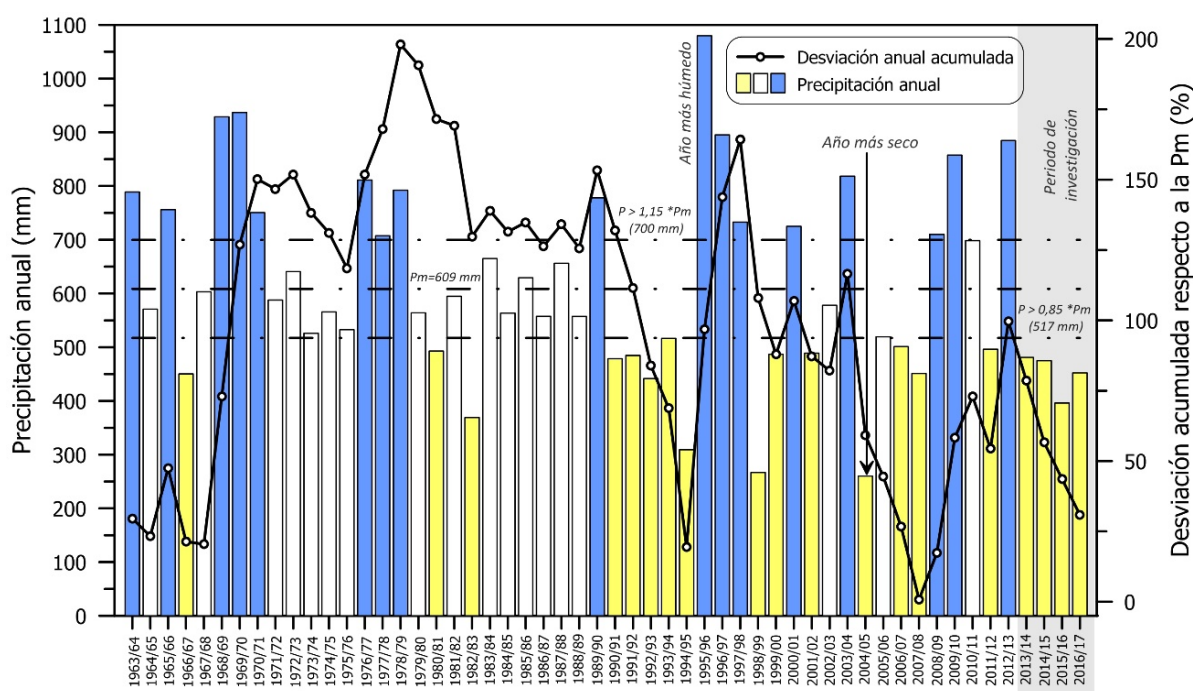


Figura 3.57. Distribución temporal de las precipitaciones medias anuales en el área de Los Hoyos durante el período 1963/64-2016/17 y desviación de la precipitación anual acumulada respecto a la media

Los valores de las precipitaciones medias mensuales se recogen en la tabla 3.36 y se representan en la figura 3.58. Los meses en los que ocurren mayores precipitaciones medias son noviembre y diciembre (ambos 91 mm), aunque el primer mes es el más lluvioso en sólo 3 estaciones, y el segundo lo es en las otras 3 (Tab. 3.36). La pluviometría desciende progresivamente entre enero y julio, que es el mes más seco en todas las estaciones, con una precipitación media de 2 mm, seguido de agosto, con 6 mm. En septiembre (26 mm), comienza la transición entre el periodo estival y el periodo húmedo, que estaría comprendido entre octubre y abril. En estos meses se supera el valor medio de precipitación mensual (51 mm), mientras que la época estival la conformarían los 5 meses restantes (Fig. 3.36).

### 3.4. Área de Los Hoyos

Mes	Vva. del Trabuco	Riofrío	Vva. de Tapia	Pto. de los Alazores	Archidona	Vva. del Rosario	P media mensual
Octubre	57	42	59	80	58	61	60
Noviembre	90	62	81	139	79	96	91
Diciembre	84	61	85	131	81	105	91
Enero	75	53	81	114	72	89	80
Febrero	71	51	79	106	70	81	76
Marzo	57	45	68	85	58	68	63
Abril	45	45	59	78	53	57	56
Mayo	37	30	39	49	36	37	38
Junio	15	16	14	18	17	12	15
Julio	2	3	2	2	4	1	2
Agosto	6	6	4	7	7	8	6
Septiembre	25	23	25	27	29	27	26
Máx	90	62	85	139	81	105	91
Mín	2	3	2	2	4	1	2
Med	47	36	50	70	47	53	51

Tabla 3.36. Precipitaciones medias mensuales durante el período 1963/64-2016/17

Durante los 8 primeros meses del año hidrológico la precipitación mensual acumulada sigue una tendencia ascendente más o menos continuada (Fig. 3.58). En los meses de verano (junio, julio y agosto) apenas se producen variaciones, debido al periodo seco estival. Por último, en septiembre, tiene lugar un leve aumento del valor de la precipitación acumulada, como consecuencia de las primeras lluvias del otoño.

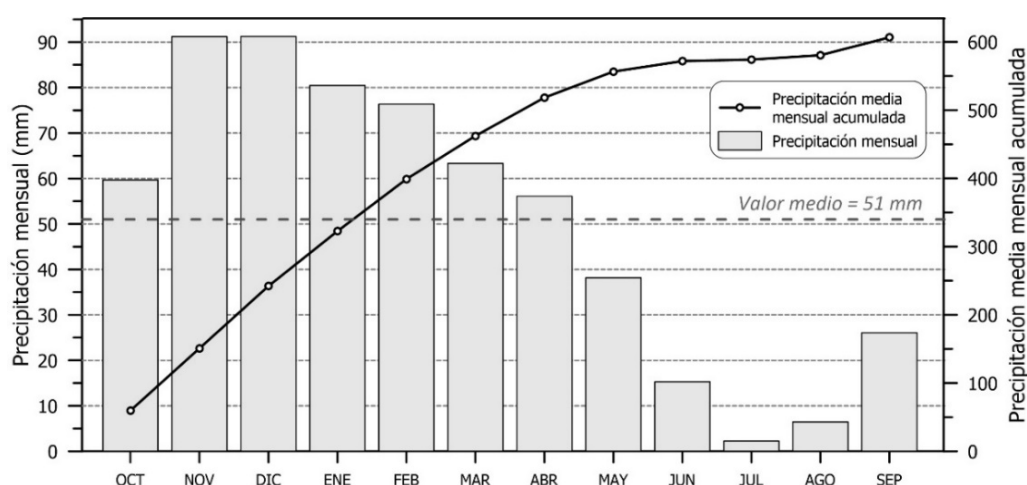


Figura 3.58. Precipitaciones medias mensuales y valores acumulados en el conjunto de estaciones durante el período 1963/64-2016/2017

## 3.4.2 Las precipitaciones durante el periodo de investigación (2013/14-2016/2017)

### 3.4.2.1 Precipitación media anual

El análisis pluviométrico relativo al periodo de investigación se ha realizado a partir de las mismas estaciones utilizadas en el análisis histórico (6) más otras 5 (Tab. 3.37): Las Beatas, Loja, La Viña, Archidona-11 y Archidona-RAIF. La inclusión de dichas estaciones viene motivada por la necesidad de disponer de una mayor representatividad del entorno del área de Los Hoyos, particularmente en sus inmediaciones, donde se sitúa

la estación que la Red de Alerta e Información Fitosanitaria (RAIF) tiene en Archidona (Fig. 3.52).

Año hidrológico	Vva. del Trabuco	Las Beatas	Riofrío	Loja	Vva. de Tapia	Pto. de los Alazores	Archidona	Vva. del Rosario	La Viña	Archidona-11	Archidona-RAIF	Precipitación media anual
2013/14	<b>495</b>	493	297	<b>526</b>	<b>531</b>	<b>664</b>	421	<b>477</b>	<b>393</b>	<b>409</b>	509	474
2014/15	<b>518</b>	<b>516</b>	<b>367</b>	<b>497</b>	<b>454</b>	<b>694</b>	361	<b>455</b>	378	350	444	458
2015/16	<b>387</b>	387	<b>330</b>	<b>363</b>	<b>397</b>	<b>515</b>	<b>354</b>	<b>393</b>	324	308	374	376
2016/17	<b>476</b>	<b>474</b>	<b>343</b>	365	378	<b>637</b>	<b>372</b>	<b>508</b>	<b>422</b>	317	436	430
Media	469	468	334	438	440	628	377	459	379	346	441	434
Máximo	518	516	367	526	531	694	421	508	422	409	509	474
Mínimo	387	387	297	363	378	515	354	393	324	308	374	376

Tabla 3.37. Valores de precipitación anual (mm) en el área de Los Hoyos durante el período de investigación (2013/14 -2016/17)

El valor medio de la precipitación anual durante el periodo de estudio ha sido de 434 mm (Tab. 3.37), bastante menor que el valor de 609 mm obtenido en el análisis de los datos históricos. Todos los años de estudio son considerados secos (Tab. 3.35). El año de menor pluviometría es 2015/16 (376 mm), en el que se registró menos precipitación en todas las estaciones salvo en la de Riofrío. El año más lluvioso fue 2013/14 (474 mm), aunque únicamente fue el año de mayor pluviometría en 6 de las 11 estaciones.

### 3.4.2.2 Distribución espacial de las precipitaciones. Isoyetas

Se han dibujado los mapas de isoyetas de cada uno de los años del periodo de investigación: 2013/14, 2014/15, 2015/16 y 2016/17 (Figs. 3.59-3.62). De acuerdo con el análisis histórico de precipitaciones, los 4 años son considerados secos (Tab. 3.35 y Fig. 3.57), pero el trazado de sus isoyetas no se parece al correspondiente a 2004/05, año seco tipo (Fig. 3.54). Ello se debe a la disponibilidad de datos de un mayor número de estaciones, algunas de ellas más próximas al área de estudio, que han permitido precisar la distribución espacial de la pluviometría en la región.

En general, las formas de las isoyetas correspondientes a los años del periodo 2013/14-2016/17 definen un umbral pluviométrico, desde Villanueva de Tapia hacia la Sierra de Gibalto, en la que ocurren más precipitaciones que hacia el NE y el SO (Figs. 3.59-3.62). Dicho umbral coincide aproximadamente con la divisoria hidrográfica de los ríos Guadalhorce, al O, y Genil, al E. Se trata de una zona elevada respecto de los valles de ambos ríos, en la que es razonable esperar una mayor cantidad de lluvia. Además, se mantiene el gradiente pluviométrico N-S detectado en el análisis histórico, hacia los relieves montañosos situados al SE, aunque sin grandes aumentos, similares a los del año seco tipo (Fig. 3.54).

La comparación de los 4 años del periodo de estudio evidencia los distintos rangos de variación de las precipitaciones caídas sobre el área de Los Hoyos. Así, en el año 2015/16 (Fig. 3.61), el más seco (Tab. 3.37), las isoyetas quedan muy separadas y la horquilla de valores pluviométricos es inferior a los 100 mm. Por el contrario, el año 2013/14 (Fig. 3.59), en el que se registró más cantidad de lluvia, el rango de variación es de aproximadamente 150 mm y las líneas isoyetas se encuentran más próximas entre sí.

### 3.4. Área de Los Hoyos

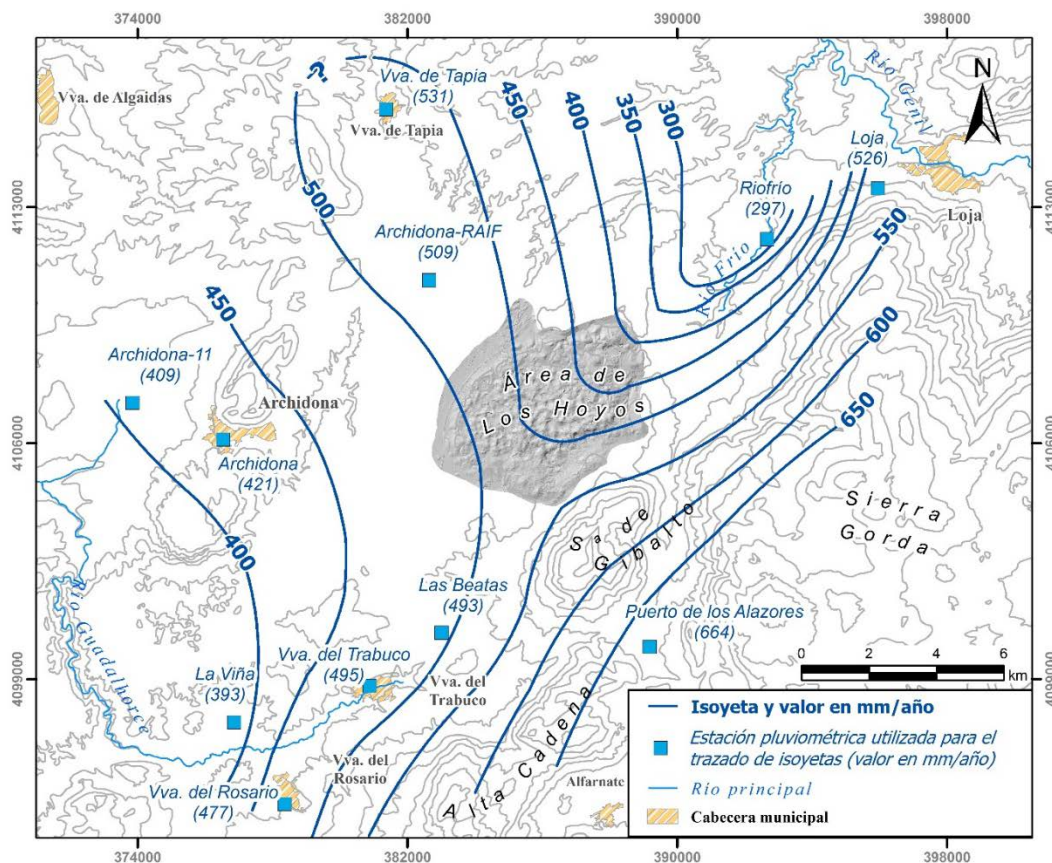


Figura 3.59. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2013/14

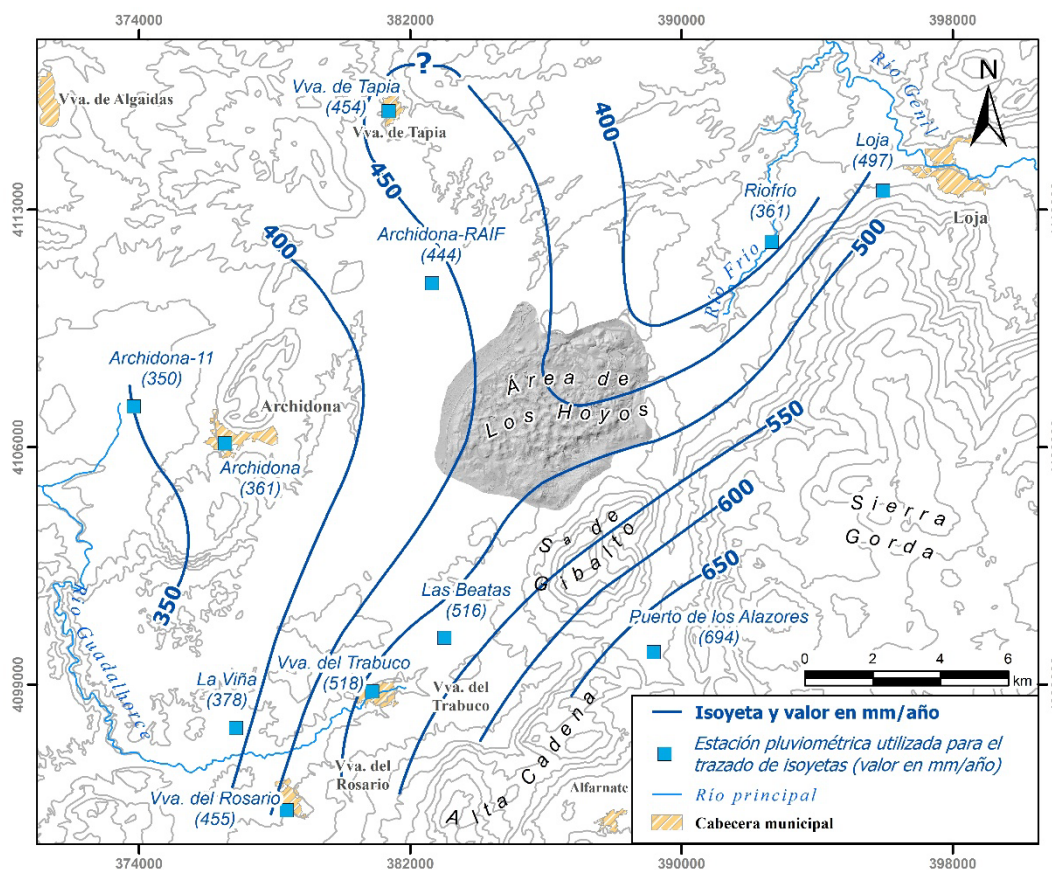


Figura 3.60. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2014/15

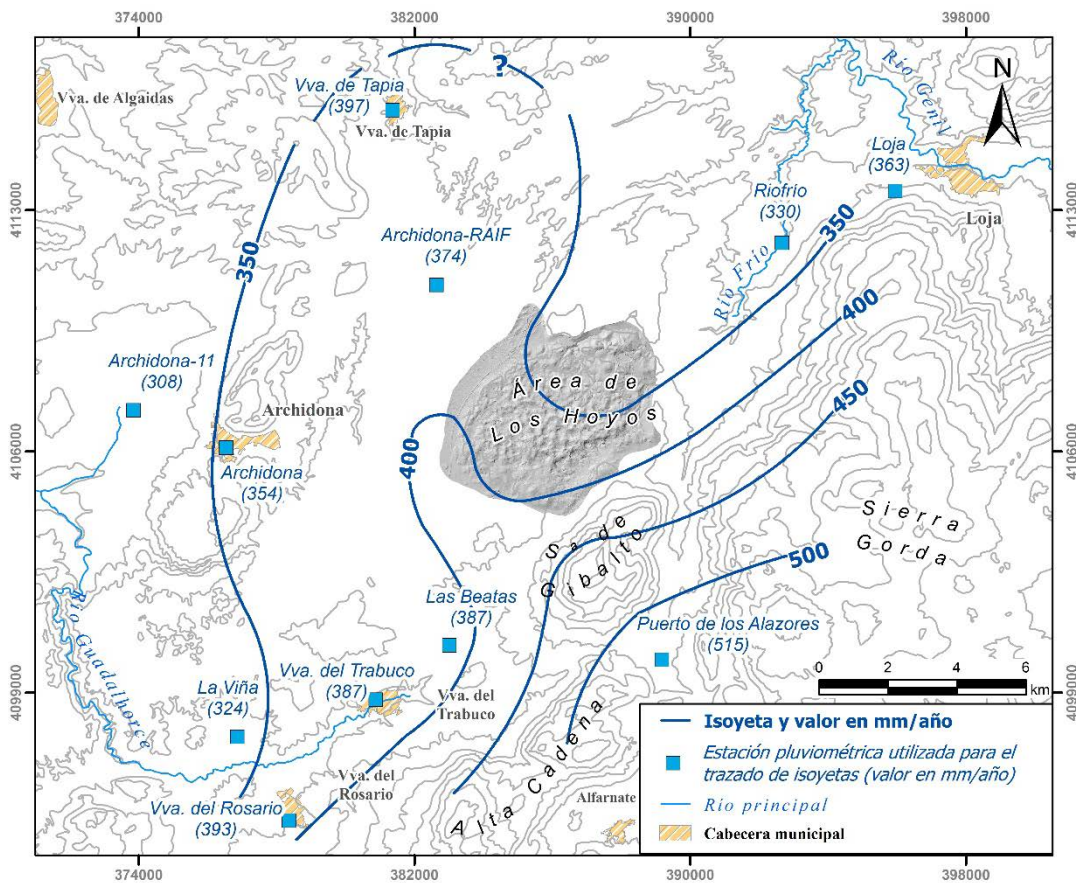


Figura 3.61. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2015/16

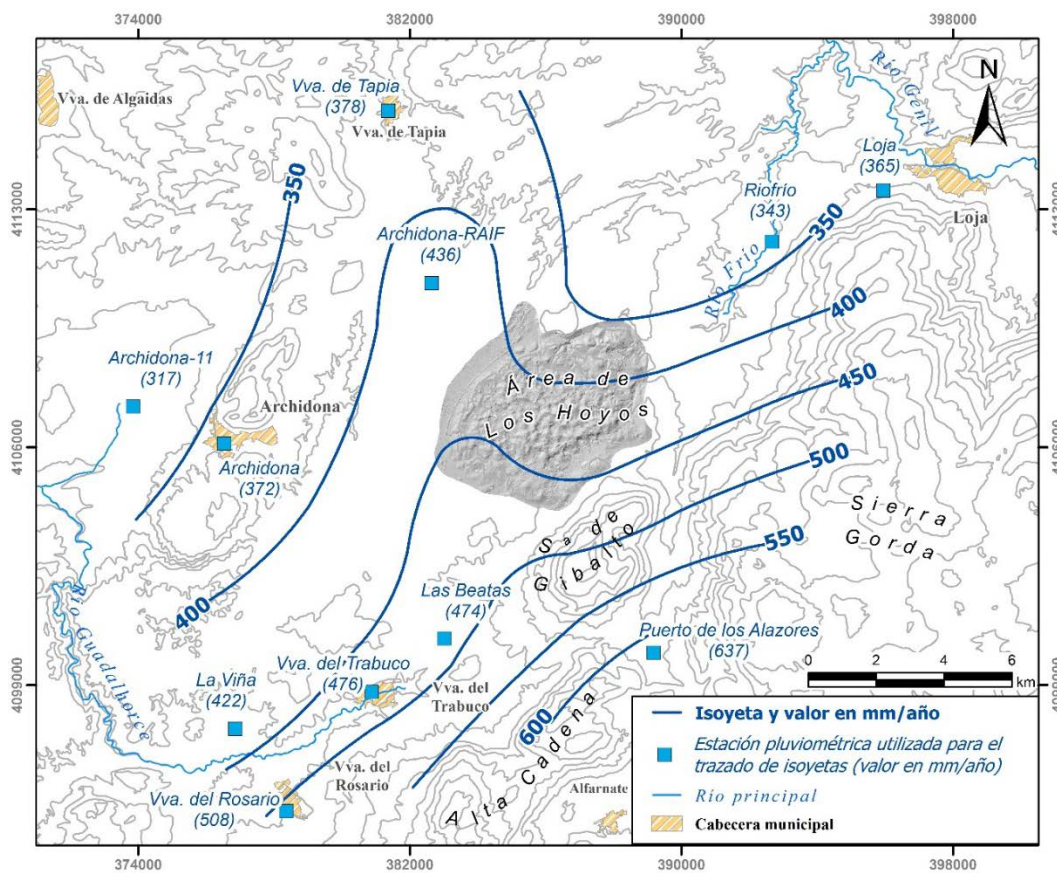


Figura 3.62. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2016/17



### 3.4. Área de Los Hoyos

Según el trazado de las líneas isoyetas, de entre todas las estaciones pluviométricas consideradas a lo largo del periodo 2013/14-2016/17, la de Archidona-RAIF es en la que generalmente se registran los valores de precipitación más parecidos a la lluvia ocurrida en el área de Los Hoyos (Figs. 3.59-3.62). Además, se trata de la estación más próxima al área de estudio (3 km) y su serie de datos de precipitación no tiene vacíos de información durante los 4 años en los que se ha desarrollado la investigación. Por todo ello, la estación de Archidona-RAIF puede ser considerada como la de referencia durante el periodo de investigación.

#### 3.4.2.3 Distribución temporal de las precipitaciones

La distribución anual e interanual de las precipitaciones mensuales ha sido desigual entre 2013/14 y 2016/17 (Fig. 3.63). En los dos primeros años hidrológicos, el periodo seco estival comenzó en mayo, mientras que en 2016 se registraron más de 60 mm durante dicho mes y en 2017 el descenso de la pluviometría se adelantó a abril. El periodo de escasas precipitaciones se prorrogó todos los años hasta septiembre, salvo en 2015, en el que la precipitación media fue de 56 mm (Fig. 3.63).

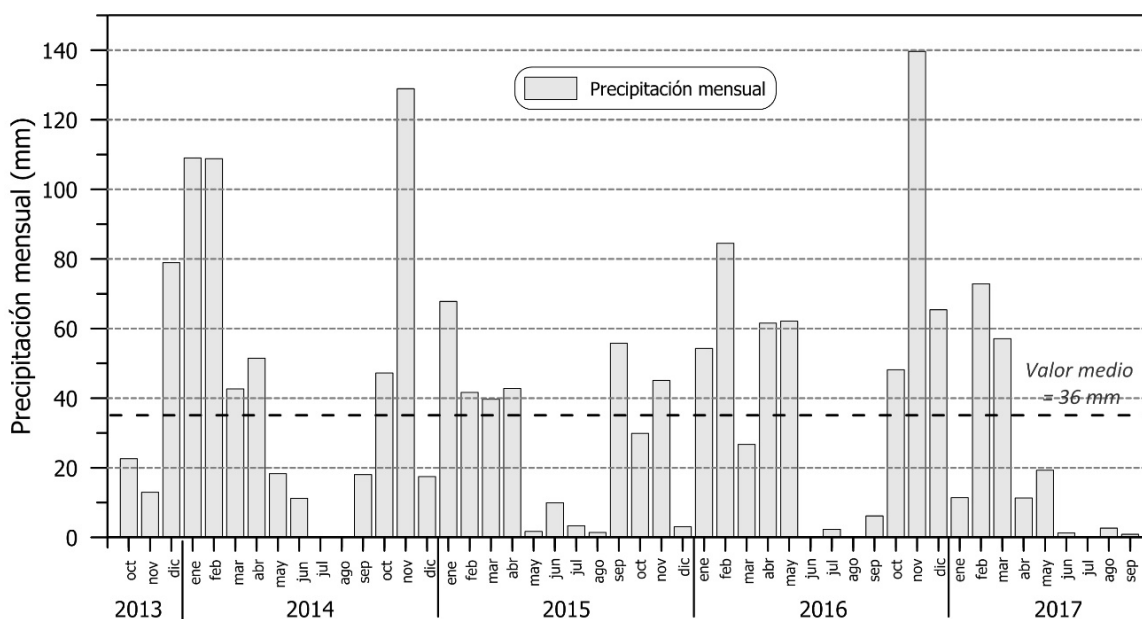


Figura 3.63. Evolución de las precipitaciones mensuales en Los Hoyos durante el periodo de investigación (2013/14-2016/17)

Los periodos más lluviosos se produjeron entre el final del otoño y el invierno (dic-feb) en 2013/14 y durante el otoño en 2014/15 y 2016/17 (Fig. 3.63). En el año 2015/16 no hay un periodo que destaque por encima del resto, únicamente el mes de febrero, en el que se registraron 85 mm. Los valores de precipitación mensual de diciembre de 2014 y 2015 y enero de 2017 se encuentran muy por debajo del valor medio mensual (36 mm) determinado a partir de los datos del periodo 2013/14-2016/17, aunque los meses de diciembre y enero son los más lluviosos según el análisis histórico (Fig. 3.58 y Tab. 3.36).

La distribución de las precipitaciones medias mensuales calculadas a partir de los datos de los cuatro años que constituyen el periodo de investigación (2013/14-2016/17) muestra que los meses más lluviosos son noviembre, enero y febrero (Fig. 3.64). En

octubre, diciembre, marzo y abril la precipitación se sitúa en torno al valor medio (36 mm). Los meses de junio, julio y agosto son los más secos, en los que apenas se produce lluvia, mientras que mayo y septiembre pueden ser considerados como meses de transición, en los que la precipitación es inferior a la media (Fig. 3.64). La distribución observada difiere de la del análisis de la serie histórica (Fig. 3.58), sobre todo en el periodo húmedo. Ello repercute en que la evolución de la precipitación media mensual acumulada del periodo de investigación presenta algunos sesgos.

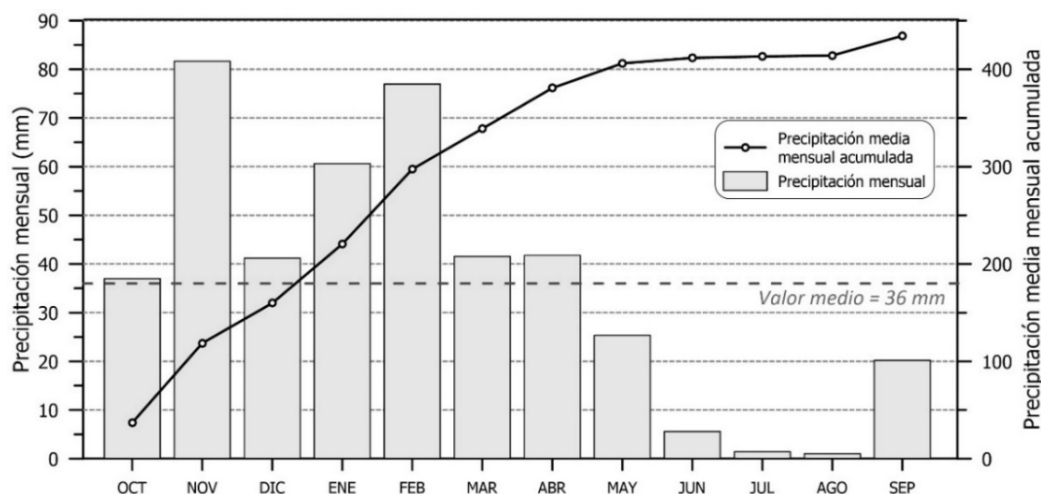


Figura 3.64. Valores de la precipitación media mensual y acumulada del conjunto de estaciones pluviométricas utilizadas para el análisis del período 2013/14–2016/17

### 3.4.2.4 Composición química e isotópica del agua de lluvia

#### 3.4.2.4.1 Muestreo del agua de lluvia

Se han recogido 20 muestras de agua de lluvia en el área de Los Hoyos, entre octubre de 2014 y febrero de 2017. Con tal objetivo, se colocó un pluviocaptor en las inmediaciones de laguna Grande. La frecuencia de muestreo se ha adaptado a los episodios pluviométricos, procurando recoger el agua de lluvia en los días posteriores a la finalización de tales eventos.

#### 3.4.2.4.2 Composición química del agua de lluvia

Los principales parámetros estadísticos relativos a la composición química de las muestras de agua de lluvia analizadas se indican en la tabla 3.38. Los valores medios aritméticos de concentración de los distintos iones reflejan un predominio de  $\text{HCO}_3^-$  (10,9 mg/l) y de  $\text{Ca}^{2+}$  (5,7 mg/l). En todas las muestras se ha determinado un mayor contenido de  $\text{Ca}^{2+}$  que de cualquier otro ion, pero no ocurre así con el ion  $\text{HCO}_3^-$ . Pese a que la mayoría de muestras de agua de lluvia son de facies bicarbonatada, algunas otras muestras una mayor proporción de  $\text{SO}_4^{2-}$  e incluso de  $\text{Cl}^-$  (Fig. 3.65).

Los valores medios de concentración ponderados por el volumen de precipitación de todos los componentes determinados en el agua de lluvia son inferiores a los valores medios aritméticos (Tab. 3.38). Ello se debe a que en los episodios lluviosos de mayor cuantía el agua de lluvia fue menos mineralizada.

### 3.4. Área de Los Hoyos

	n	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>
<i>mín</i>		3,2	0,2	0,1	2,2	1,4	0,0	0,3	0,0
<i>máx</i>		27,6	7,9	5,8	7,6	13,2	0,8	4,7	0,7
<i>med</i>	20	10,9	2,4	1,4	4,7	5,7	0,4	1,9	0,3
<i>mp</i>		9,0	1,5	1,0	4,0	4,5	0,3	1,2	0,2
<i>cv (%)</i>		68,3	89,1	89,9	34,6	57,7	69,5	79,0	66,3

Tabla 3.38. Composición química del agua de lluvia del área de Los Hoyos en mg/l. **n**: número de muestras; **mín**: mínimo; **máx**: máximo; **med**: medio; **mp**: medio ponderado por la precipitación; **cv**: coeficiente de variación

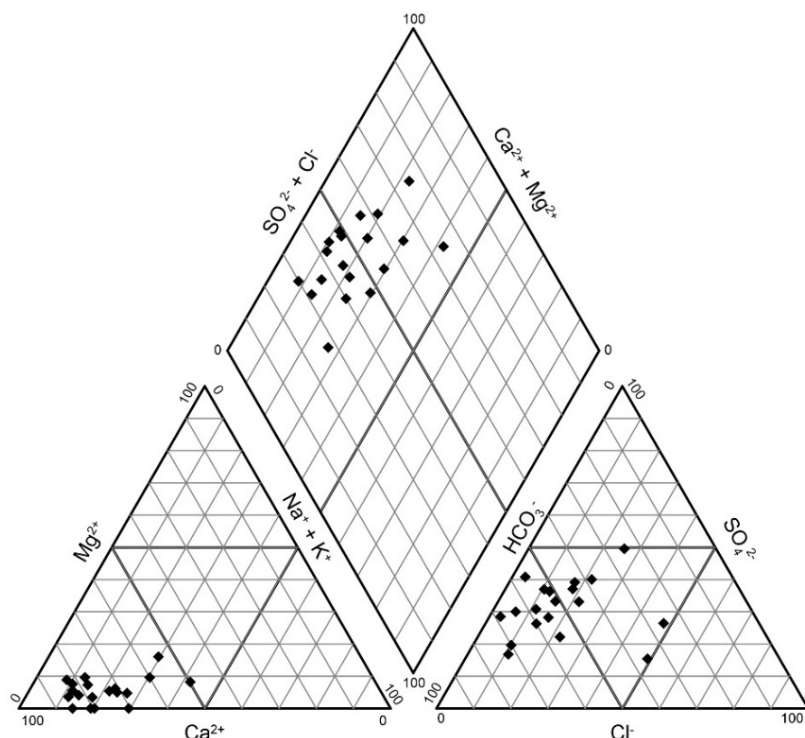


Figura. 3.65. Diagrama de Piper de las muestras de agua de lluvia recogidas en el área de Los Hoyos

En general, la variabilidad de los distintos componentes químicos es elevada (Tab. 3.38), como indican sus coeficientes de variación (**cv**), con valores comprendidos entre el 34,6% (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) y el 89,9% (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>)

#### 3.4.2.4.3 Composición isotópica del agua de lluvia

Los valores de δ<sup>18</sup>O del agua de lluvia están comprendidos entre -13 ‰ y -3,1‰, y los de δ<sup>2</sup>H varían entre -95,3 ‰ y -12,8 ‰ (Tab. 3.39). La media aritmética de las 16 muestras analizadas es de -6,5 ‰ (δ<sup>18</sup>O) y -39,4 ‰ (δ<sup>2</sup>H), valores similares a los de la media ponderada por el volumen de precipitación: -6,7 y -40,7 ‰, respectivamente.

En la figura 3.66 se representan los valores de δ<sup>18</sup>O de las muestras de agua de lluvia frente a los de δ<sup>2</sup>H. De forma general, todas las muestras tienen mayor proximidad a la Línea Meteorológica Mundial (LMM, Craig, 1961) que a la Línea Meteorológica del Mediterráneo Oriental (LMMeOr). En consecuencia, la Línea Meteorológica Local (LML), calculada a partir de los valores isotópicos determinados, se sitúa junto a la LMM. Ello indicaría que los frentes nubosos que han originado las precipitaciones en el área de Los Hoyos tienen un origen predominantemente atlántico. No obstante, algunas de las

observaciones sí quedan representadas cerca de la LMMeOr (Fig. 3.66), de modo que también existen eventos lluviosos causados por frentes de procedencia mediterránea, lo que explicaría la oblicuidad de la LML respecto de la LMM.

	n	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)
<i>mín</i>		-13,0	-95,3	8,2
<i>máx</i>		-3,1	-12,8	17,4
<i>med</i>	16	-6,5	-39,4	12,9
<i>mp</i>		-6,7	-40,7	13,3
<i>cv (%)</i>		36,6	49,8	19,7

Tabla 3.39. Composición isotópica del agua de lluvia del área de Los Hoyos. *n*: número de muestras; *mín*: mínimo; *máx*: máximo; *med*: valor medio aritmético; *mp*: valor medio ponderado por la precipitación; *cv*: coeficiente de variación; *d*: exceso en deuterio

Se ha calculado el exceso en deuterio (*d*) de todas las muestras de agua de lluvia y los valores varían entre 8,2 ‰ y 17,4 ‰. La media aritmética es 12,9 ‰, mientras que la media ponderada es 13,3 ‰. El parámetro *d* también puede ser utilizado para analizar la procedencia de los frentes lluviosos (Dansgaard, 1964). Así, valores de *d* cercanos al 10 ‰ en el agua de lluvia indican un origen atlántico (Yurtsever y Gat, 1981; IAEA, 2005), mientras que si son más próximos al 22 ‰ el frente lluvioso tendría una procedencia mediterránea (Rindsberger *et al.*, 1983; Cruz San Julián *et al.*, 1992). Por tanto, el exceso de deuterio también pone de manifiesto que las precipitaciones que caen en el área de Los Hoyos se originan principalmente por frentes que vienen del Océano Atlántico.

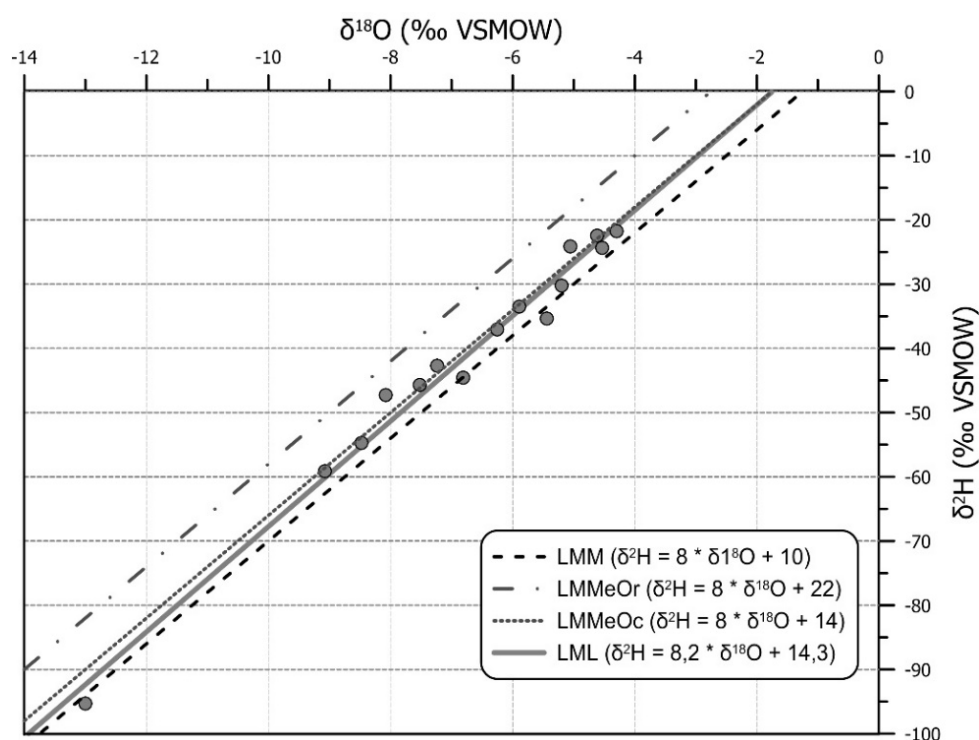


Figura 3.66. Representación de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  frente a los de  $\delta^2\text{H}$  de las muestras de lluvia recogidas en el área de Los Hoyos durante el periodo de estudio. Se representan las ecuaciones que definen las líneas meteorológicas representadas: **LMM** (Línea Meteorológica Mundial); **LMMeOr** (Línea Meteorológica del Mediterráneo Oriental); **LMMeOc** (Línea Meteorológica del Mediterráneo occidental); **LML** (Línea Meteorológica Local)

### 3.4.3 Análisis de los datos de temperatura del aire

En el entorno del área de Los Hoyos existen 6 estaciones termométricas (Fig 3.52): 2 pertenecen a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), 2 al Instituto de Investigación y Formación Agraria y Pesquera (IFAPA) y 2 a la Red de Alerta e Información Fitosanitaria (RAIF) de la Junta de Andalucía. La mayoría de ellas cuentan con registros cortos y de poca continuidad (Tab. 3.40). Únicamente la estación que la AEMET tiene en Archidona presenta una serie de datos lo suficientemente larga (44 años) como para realizar un estudio histórico, aunque en ella hay 6 años en los que falta información (Tab. 3.40), todos ellos ocurridos desde 2005/06. Las 4 estaciones que comenzaron a funcionar más tarde (las 2 del IFAPA y las 2 de la RAIF) disponen de series de registro termométrico sin interrupciones, excepto la de Archidona -5, que dejó de funcionar en 2012. Ello ha permitido su utilización en el completado de la serie de la estación de Archidona de la AEMET y en el estudio de la temperatura durante el periodo de investigación.

Referencia	Estación termométrica	Coordenadas UTM (m)		Altitud (m s.n.m.)	Periodo de registro	Nº de años de registro	Nº de años incompletos	Tª del aire media anual en años completos (°C)
		X	Y					
6097E	Archidona	376.653	4.106.318	700	1973/74-2016/17	44	6	16,4
6093	La Viña	376.975	4.097.929	688	1983/84-2015/16	33	28	14,0
MA-05	Archidona-5 (IFAPA)	372.855	4.104.350	516	2000/01-2011/12	12	1	15,3
MA-11	Archidona-11 (IFAPA)	373.858	4.107.195	529	2010/11-2016/17	7	2	16,0
MA-09	Archidona-RAIF	382.756	4.111.039	759	2008/09-2015/16	9	1	15,0
GR-03	Loja (IFAPA)	398.957	4.114.260	487	2000/01-2016/17	17	0	16,1

Tabla 3.40. Principales características de las estaciones termométricas en el área de Los Hoyos

Las series de datos de temperatura de las estaciones de Archidona y La Viña han sido completadas mediante regresión lineal con las de otras estaciones. En el primer caso, la correlación se ha realizado con las dos estaciones meteorológicas que el IFAPA tiene en Archidona, y los coeficientes de determinación ( $R^2$ ) obtenidos han sido superiores a 0,98. Para completar los vacíos de información de la serie de la estación de La Viña, además de las estaciones del IFAPA, se han utilizado los datos de la estación de Archidona de la AEMET. En este caso el ajuste ha sido algo más bajo ( $R^2 > 0,95$ ). En la tabla 3.41 se indican los valores de temperatura media anual de las distintas estaciones, con indicación (en negrita) de los años que han sido completados.

#### 3.4.3.1 Temperatura del aire según la serie histórica 1975/76-2016/2017

El estudio termométrico histórico se ha realizado a partir de la serie de datos de temperatura del aire de la estación de Archidona, que es la que cuenta con un registro más prolongado (44 años), aunque ha habido que completar información en 4 años (Tab. 3.41). Solamente se han considerado los últimos 42 años de la serie (1975/76-2016/17), ya que no se disponía de datos de temperatura correspondientes a los años 1973/74 y 1974/75 de ninguna estación cercana para poder completarlos. El valor medio de la temperatura anual histórica en la estación de Archidona es de 16,5°C (Tab. 3.42).

Año	Archidona	La Viña	Loja	Archidona-5	Archidona-11	Archidona-RAIF
1975/76	14,5					
1976/77	13,8					
1977/78	14,7					
1978/79	15,3					
1979/80	15,5					
1980/81	16,7					
1981/82	17,6					
1982/83	16,6					
1983/84	16,4					
1984/85	16,8					
1985/86	16,3					
1986/87	16,7					
1987/88	16,3					
1988/89	16,6					
1989/90	17,1					
1990/91	15,8					
1991/92	15,5					
1992/93	15,0					
1993/94	15,7					
1994/95	16,2					
1995/96	15,8					
1996/97	17,6					
1997/98	17,1					
1998/99	17,3					
1999/00	17,6					
2000/01	16,9		16,2			
2001/02	17,0		15,6	15,1		
2002/03	17,6		16,5	15,8		
2003/04	17,0		16,1	15,2		
2004/05	17,4		15,6	14,7		
2005/06	<b>17,3</b>	<b>14,0</b>	16,2	15,3		
2006/07	16,7	12,8	16,0	15,0		
2007/08	<b>16,5</b>	<b>13,4</b>	16,1	15,2		
2008/09	16,4	12,9	15,9	14,8		
2009/10	16,6	14,2	16,7	16,0		15,0
2010/11	16,6	14,4	16,1	15,5		14,8
2011/12	17,2	<b>14,9</b>	16,0	15,1	16,2	14,5
2012/13	16,3	<b>15,0</b>	15,3		15,7	14,2
2013/14	17,0	15,8	16,2		16,3	14,9
2014/15	17,5	<b>17,2</b>	16,4		16,1	15,6
2015/16	<b>17,3</b>	<b>17,1</b>	16,3		15,7	15,5
2016/17	<b>18,1</b>	<b>17,1</b>	17,0		15,7	15,2
<b>Máximo</b>	18,1	17,2	17,0	16,0	16,3	15,6
<b>Mínimo</b>	13,8	12,8	15,3	14,7	15,7	14,2
<b>Media</b>	16,5	14,9	16,1	15,3	16,0	15,0

Tabla 3.41. Temperaturas medias anuales (°C) durante el periodo 1975/76-2015/16. Valores en negrita completados mediante correlación lineal

En la figura 3.67 se representa la evolución de la temperatura media anual en el periodo 1975/76-2016/17. A lo largo de los 42 años de registro, se observa una clara tendencia ascendente, de casi 0,5°C por década, aunque las variaciones de la temperatura del aire no son progresivas, sino que se suceden ciclos de años fríos y cálidos de acuerdo con el desvío de la temperatura media anual respecto a dicha tendencia (Fig. 3.67). Entre 1975/76 y 1979/80 se produjo el primer periodo frío, en el que tuvo lugar el año más frío

### 3.4. Área de Los Hoyos

de la serie de registro, 1976/77, con una temperatura media de 13,8°C. El primer ciclo cálido ocurrió entre 1980/81 y 1989/90 y en él se registró un máximo relativo de 17,6°C, en 1981/82. En los periodos 1990/1991-1995/96 y 2005/06-2012/13 la temperatura fue inferior a la marcada por la tendencia general y ocurrió lo contrario entre 1996/97 y 2004/05 (Fig. 3.67). En los años que comprenden el periodo de estudio (2013/14-2016/17), la temperatura media anual registrada ha tenido valores cercanos a los que describe la tendencia general, salvo en el último año, en el que se ha alcanzado la temperatura media anual máxima histórica, de 18,1°C.

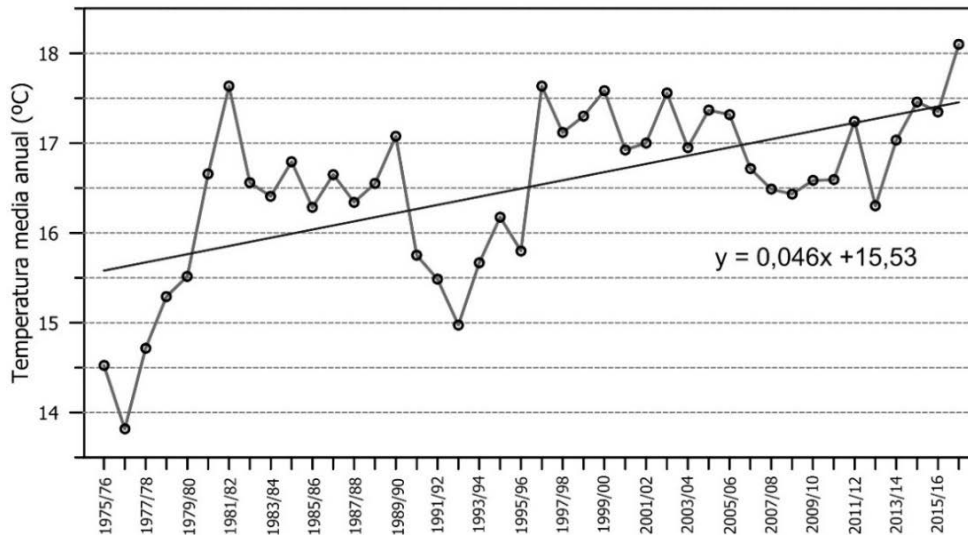


Figura 3.67. Evolución de la temperatura media anual del aire (°C) en la estación de Archidona durante el periodo 1975/76-2015/16. Se representa la línea de tendencia calculada

La distribución de las temperaturas mensuales medias muestra que el mes más frío es enero, con una temperatura media de 7,9°C (Fig. 3.68 y Tab. 3.42) y un valor mensual mínimo de 5,1°C, en el año 1978. El mes más cálido de toda la serie histórica fue julio de 2015, en el que la temperatura media alcanzó los 30,4°C. Precisamente es julio el mes del año en el que la temperatura media es mayor (26,6°C), seguido de agosto (26,4°C).

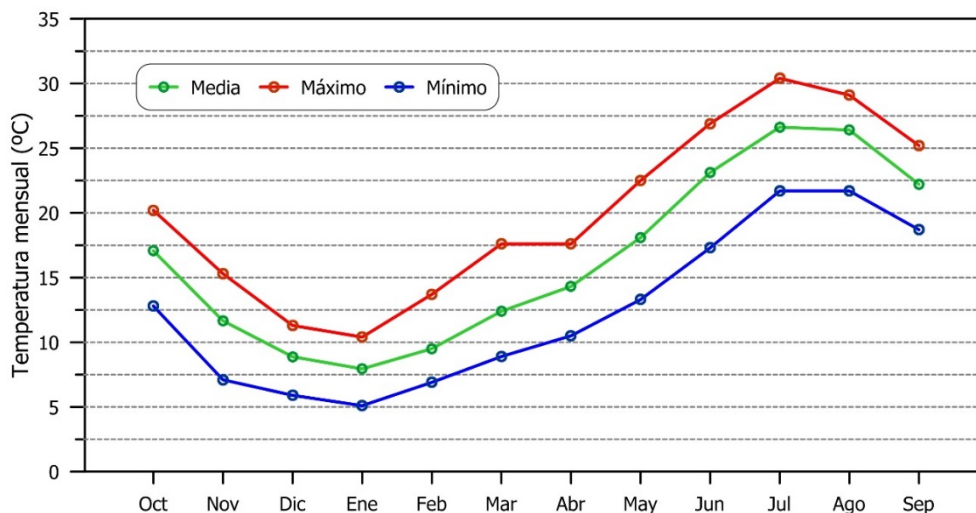


Figura 3.68. Temperatura media, media máxima y media mínima mensual del aire (°C) en la estación de Archidona durante el periodo 1975/76-2016/17

Mes	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Media
<b>Media</b>	17,1	11,7	8,9	7,9	9,5	12,4	14,3	18,1	23,1	26,6	26,4	22,2	16,5
<b>Máxima</b>	20,2	15,3	11,3	10,4	13,7	17,6	17,6	22,5	26,9	30,4	29,1	25,2	26,6
<b>Mínima</b>	12,8	7,1	5,9	5,1	6,9	8,9	10,5	13,3	17,3	21,7	21,7	18,7	7,9

Tabla 3.42. Valores medios, medios máximos y medios mínimos mensuales de temperatura del aire (°C) registrados en la estación de Archidona durante el período 1975/76-2016/17

### 3.4.3.2 Temperatura del aire durante el periodo de investigación (2013/2014-2016/2017)

Se han utilizado los datos de la estación de Archidona incluidos en el estudio termométrico histórico y los de las 3 estaciones que cuentan con un registro completo durante los 4 años considerados (2013/14-2016/17): Archidona-11 (IFAPA), Archidona-RAIF y Loja (IFAPA). Las temperaturas anuales medias registradas en cada estación están recogidas en la tabla 3.43.

Año hidrológico	Archidona	Archidona-11	Archidona-RAIF	Loja	Media
2013/14	17,0	16,3	14,9	16,2	16,1
2014/15	17,5	16,1	15,6	16,4	16,4
2015/16	<b>17,3</b>	15,7	15,5	16,3	16,2
2016/17	<b>18,1</b>	15,7	15,2	17,0	16,5
Media	17,5	16,0	15,3	16,5	16,3
Máximo	18,1	16,3	15,6	17,0	16,5
Mínimo	17,0	15,7	14,9	16,2	16,1

Tabla 3.43. Valores medios anuales de la temperatura del aire (°C) durante el período de investigación. En negrita, datos completados mediante correlación

La temperatura media del conjunto de estaciones durante el periodo de estudio es de 16,3°C, aunque ha variado entre 14,9°C, registrados en Archidona-RAIF en el año 2013/14, y 18,1°C, correspondientes al valor del año 2016/17 en la estación de Archidona (Tab. 3.43). El año más frío fue 2013/14 (16,1°C), en el que se registraron las temperaturas medias anuales más bajas en 3 de las 4 estaciones. El más cálido ha sido 2016/17 (16,5°C), que además es el año en el que se ha registrado la mayor temperatura de toda la serie histórica (Fig. 3.67).

En la figura 3.69 se muestran las variaciones mensuales de temperatura media del aire en las 4 estaciones termométricas consideradas durante el periodo 2013/14-2016/17. El valor más elevado (30,4°C) se alcanzó en la estación de Archidona, en el mes de julio de 2015, y el más bajo (5,2°C) se registró en la estación de Archidona-RAIF, en enero de 2017. La diferencia entre los valores máximos y mínimo de temperaturas medias mensuales ha estado comprendida entre 22,4°C, en la estación de Archidona-11, y 23°C, en el resto de estaciones. La mayor diferencia de temperatura media en un mismo mes se produjo en septiembre de 2017 (4,8°C), entre las estaciones de Archidona y Archidona-11, que son las que de forma general registran las mayores y menores temperaturas, respectivamente (Fig. 3.69). Las variaciones anuales más acusadas se produjeron en el año 2014/15, con una diferencia máxima de 23°C en la estación de



### 3.4. Área de Los Hoyos

Archidona, entre los 7,4°C registrados en enero y los 30,4°C de julio. El año en el que existió menos diferencia entre el mes más frío y el más cálido fue 2013/14 (Fig. 3.69), particularmente en la estación de Archidona-11, con un valor mínimo de 8,8°C (enero) y un máximo de 25,4°C (agosto).

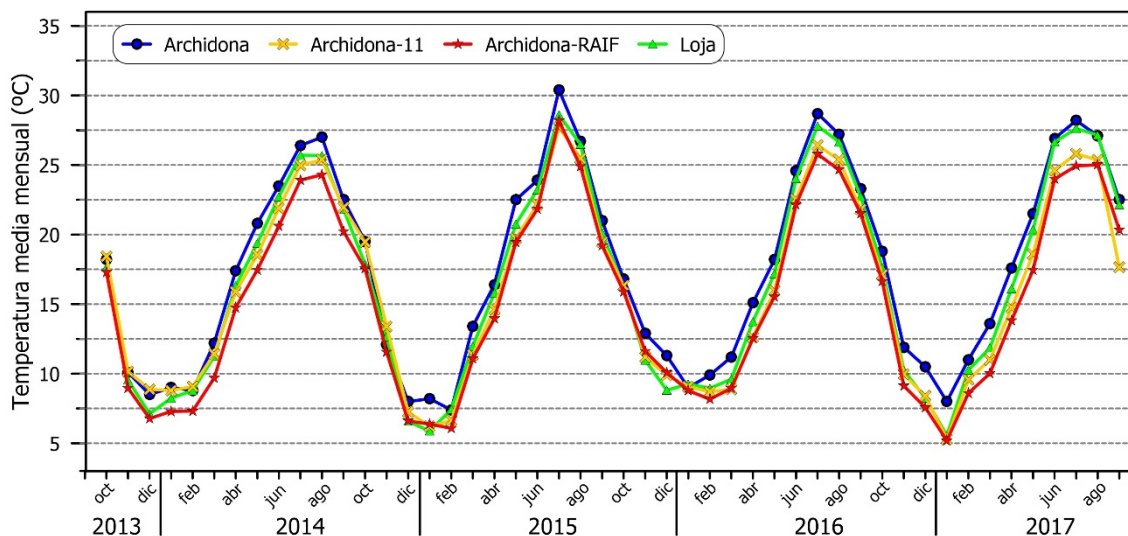


Figura 3.69. Evolución de la temperatura media mensual del aire (°C) en las estaciones consideradas durante el periodo de estudio (2013/14-2016/17)

#### 3.4.4 Análisis de los datos de evaporación

De todas las estaciones meteorológicas existentes en las cercanías al área de Los Hoyos, únicamente 4 de ellas (Tab. 3.44) registran los parámetros climáticos necesarios para calcular la evaporación mediante la fórmula de Penman (1956). Se trata de la estación de Archidona-RAIF y de las 3 estaciones del IFAPA: Archidona-5, Archidona-11 y Loja (Fig. 3.52). En el caso de la estación de Archidona-RAIF, que es la estación más cercana al área de estudio, no se dispone de datos de la velocidad del viento, ha sido necesario tomar la información relativa a dicho parámetro de las estaciones de Archidona del IFAPA, ya que es necesario calcular el efecto que éste tiene sobre la evaporación.

Referencia	Estación termométrica	Coordenadas UTM (m)		Altitud (m s.n.m.)	Periodo de registro	Nº de años de registro	Nº de años incompletos	E media anual en años completos (mm)
		x	y					
MA-05	Archidona-5 (IFAPA)	372.855	4.104.350	516	2000/01-2011/12	12	3	1.376
MA-11	Archidona-11 (IFAPA)	373.858	4.107.195	529	2013/14-2016/17	4	2	1.440
MA-09	Archidona -RAIF	382.756	4.111.039	759	2008/09-2015/16	9	1	1.505
GR-03	Loja (IFAPA)	398.957	4.114.260	487	2000/01-2016/17	17	2	1.506

Tabla 3.44. Estaciones con registro de evaporación en el área de Los Hoyos y sus principales características

Las series de datos de evaporación (Tab. 3.44) son cortas en comparación con las de temperatura (Tab. 3.40) y, sobre todo, precipitación (Tab. 3.33). La estación que dispone de un registro más amplio es la de Loja, con 17 años, de los que 2 no están completos. La estación de Archidona-5 cuenta con 12 años de datos, pero dejó de funcionar en 2011/12, por lo que no es útil para el análisis correspondiente al periodo de investigación (2013/14-2016/17). Por el contrario, las estaciones de Archidona-11 y

Archidona-9, con series de 4 y 9 años, respectivamente, sí disponen de información correspondiente a dicho periodo, aunque en el primer caso hay algunos días de 2 de los en los que no se dispone de datos (Tab. 3.44).

### 3.3.4.1 Evaporación a partir de la serie histórica 2000/01-2016/17

Para el análisis de los datos históricos de evaporación se ha tenido en cuenta la serie de la estación de Loja (Tab. 3.45), por ser la que dispone de mayor tiempo de registro (17 años, 2000/01-2016/17) y más continuidad. No obstante, existen 13 días, en los años 2011/12 y 2012/13 en los que la evaporación ha tenido que ser completada mediante correlación con el resto de estaciones. La evaporación media anual del periodo considerado es de 1.506 mm.

Año	2000/01	2001/02	2002/03	2003/04	2004/05	2005/06	2006/07	2007/08	2008/09
<i>Evap.</i>	1.530	1.506	1.590	1.514	1.620	1.534	1.512	1.576	1.601
Año	2009/10	2010/11	2011/12	2012/13	2013/14	2014/15	2015/16	2016/17	<b>MEDIA</b>
<i>Evap.</i>	1.519	1.474	<b>1.513</b>	<b>1.395</b>	1.445	1.429	1.380	1.468	1.506

Tabla 3.45. Evaporación anual expresada en mm, calculada a partir de los parámetros climáticos registrados en la estación de Loja (IFAPA) en el periodo 2000/01-2016/17. Los valores en negrita han sido completados mediante regresión lineal con las series de evaporación de las estaciones cercanas

La evolución temporal de la evaporación, calculada a partir de los datos climáticos registrados en la estación de Loja (Fig. 3.70), permite diferenciar dos periodos. El primero de ellos comprende desde el año 2000/01 al 2009/10, en el que la evaporación anual excedía generalmente el valor medio (1.506 mm). Por el contrario, desde 2010/11 hasta el final del periodo de registro (2016/17), la evaporación ha sido inferior a la media del periodo considerado, salvo en 2011/12, cuyo valor supera ligeramente a la media (Tab. 3.45 y Fig. 3.70).

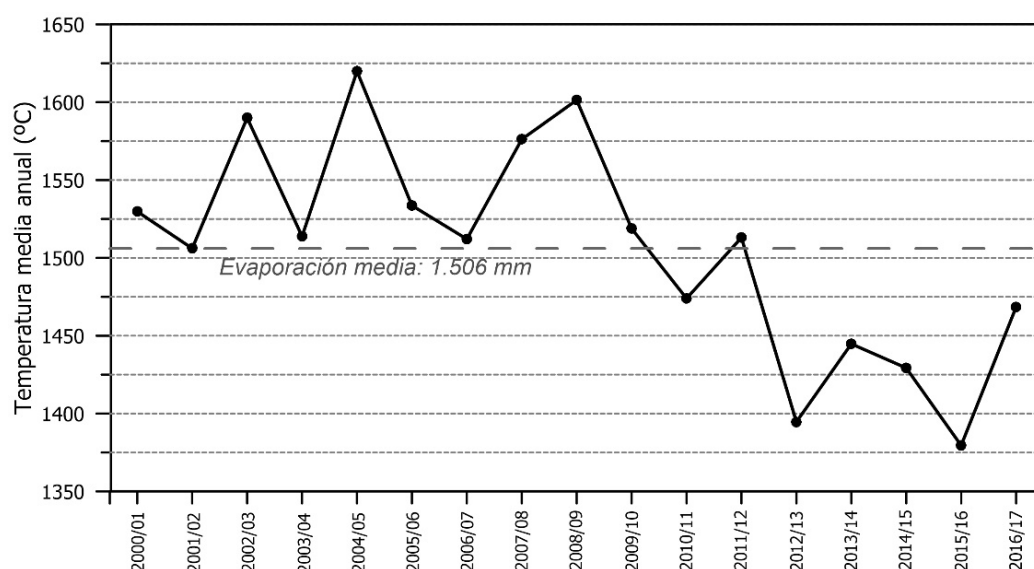


Figura 3.70. Evolución de la evaporación anual (mm) en la estación de Loja (IFAPA) durante el periodo 2000/01-2016/17

### 3.4. Área de Los Hoyos

La distribución de la evaporación media mensual (Tab. 3.46 y Fig. 3.71), calculada a partir de la serie de datos considerados, muestra que los valores más bajos se registran en diciembre (35 mm), seguido de enero y noviembre (40 y 46 mm, respectivamente), mientras que los más elevados corresponden a los meses de julio (246 mm), junio (227 mm) y agosto (212 mm). Durante los 6 primeros meses del año hidrológico, la evaporación no supera el valor medio mensual (126 mm) y en conjunto se produce un 24,1% (363 mm) de la evaporación media anual (1.506 mm). La evaporación se va intensificando durante la primavera y, sobre todo, durante el verano (Fig. 3.71), de forma que entre mayo y agosto tiene el lugar la mayor parte de la evaporación anual (57,7%, 869 mm).

	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Media
Evap. mensual (mm)	88	46	35	40	56	98	134	184	227	246	212	141	126
Evap. acumulada (mm)	88	134	168	208	264	363	496	680	907	1.153	1.365	1.506	
Evap. acumulada (%)	5,8	8,9	11,2	13,8	17,5	24,1	32,9	45,1	60,2	76,5	90,6	100,0	

Tabla 3.46. Valores medios mensuales de evaporación y medios acumulados, calculados a partir del registro de la estación de Loja (IFAPA) durante el periodo 2000/01-2016/17

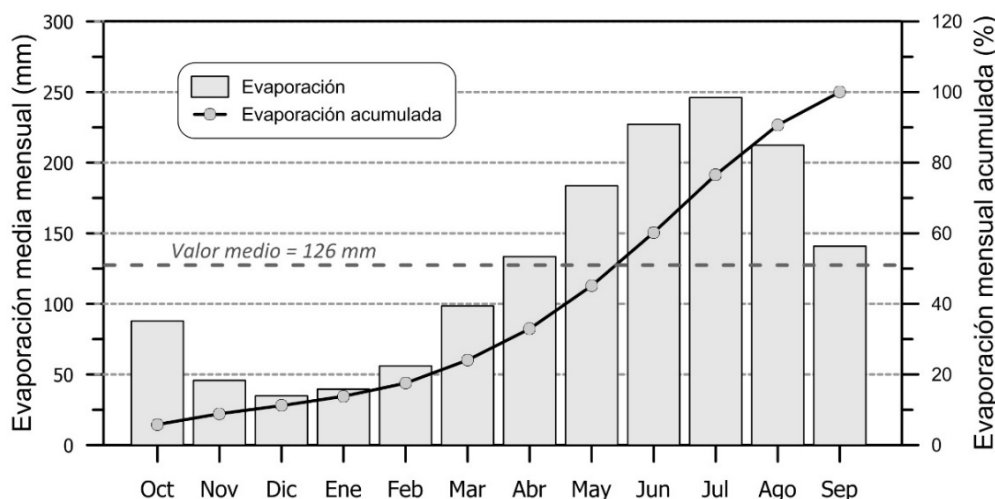


Figura 3.71. Evaporación media mensual y acumulada en la estación de Loja durante el periodo 2000/01-2016/17

#### 3.3.4.2 Evaporación durante el periodo de investigación (2013/2014-2016/2017)

Las estaciones seleccionadas para realizar el estudio de la evaporación durante el periodo de estudio han sido las de Loja y la de Archidona-RAIF. La primera de ellas ha sido elegida por ser la utilizada para el estudio histórico y la segunda por su cercanía al área de Los Hoyos (Fig. 3.52).

La evaporación media anual correspondiente al periodo 2013/14-2016/17, calculada a partir de los datos de ambas estaciones, es de 1.476 mm (Tab. 3.47). El año en el que se registró el valor medio más elevado (1.499 mm) fue 2016/17, aunque en la

estación de Archidona-RAIF el año en el que se produjo más evaporación fue 2014/15. Los valores más bajos de ambas estaciones corresponden al año 2015/16, en el que la evaporación media fue de 1.435 mm. Los datos de evaporación de la estación de Archidona son superiores a los de Loja todos los años (Tab. 3.47), con una diferencia media de 91 mm (1.521 mm y 1.430 mm, respectivamente). Dado que la estación de Archidona-RAIF está más cerca al área de estudio (Fig. 3.52), habría que tener en cuenta que la serie de datos utilizada para el análisis histórico de la evaporación (estación de Loja) debería de tener valores menores que los que realmente ocurren en el área de Los Hoyos.

Año	2013/14	2014/15	2015/16	2016/17	MEDIA
Loja (IFAPA)	1.445	1.429	1.380	1.468	1.430
Archidona (RAIF)	1.508	1.554	1.491	1.529	1.521
Media	1.476	1.492	1.435	1.499	1.476

Tabla 3.47. Evaporación anual (en mm) en el área de Los Hoyos durante el periodo de investigación (2013/14-2016/17)

La representación gráfica de las series de datos de evaporación mensual de ambas estaciones (figura 3.72) permite comprobar que, de forma parecida a lo que ocurría con los datos anuales, la estación de Archidona suele presentar valores más elevados que la de Loja. Entre noviembre y febrero se produce menos cantidad de evaporación, mientras que los valores más elevados se alcanzan entre junio y agosto, generalmente con máximos en julio. El mes en el que tuvo lugar el pico de mayor evaporación fue julio de 2015 (Fig. 3.72), en el que se registraron 259 mm en Archidona y 239 en Loja. El valor más bajo corresponde al calculado para la estación de Loja en diciembre de 2014, de 31 mm. Se observa una diferencia en la distribución temporal de la evaporación durante el verano entre los dos primeros años y los dos últimos (Fig. 3.72). Así, en 2014 y 2015, los valores de julio superan ampliamente los del segundo mes con más evaporación, mientras que en 2016 y 2017 los picos de máxima evaporación son menos marcados, e incluso, en el año 2017, el de la estación de Loja se produjo en junio.

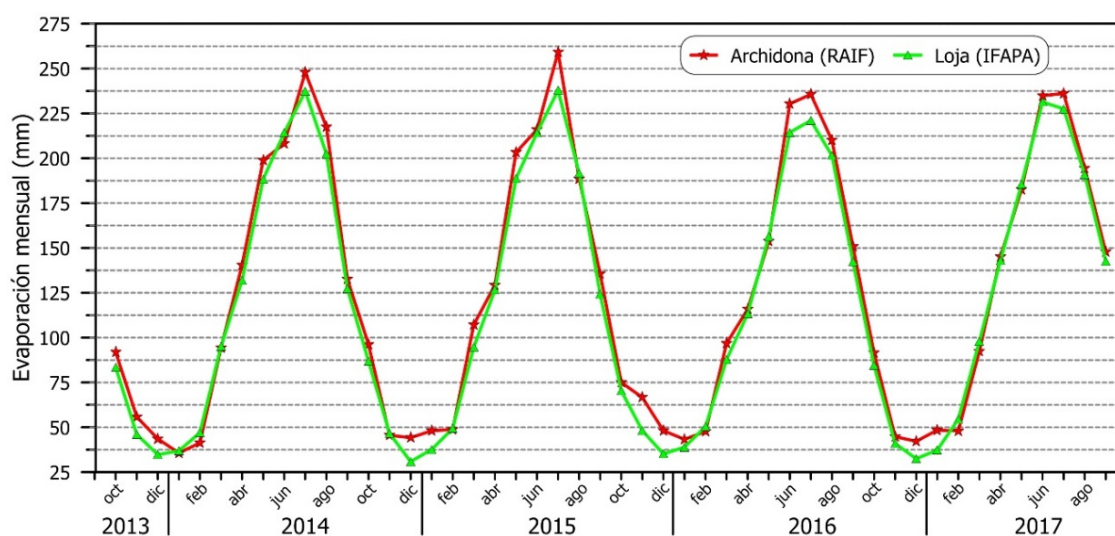


Figura 3.72. Evolución de la evaporación mensual (mm) en las estaciones de Archidona-RAIF y Loja (IFAPA) durante el periodo de estudio (2013/14-2015/16)

### 3.4. Área de Los Hoyos

Los valores de evaporación media mensual correspondientes al periodo 2013/14-2016/17 se muestran en la tabla 3.48 y se representan en la figura 3.73. En general, la distribución de la evaporación es muy similar a la descrita en el periodo histórico (Tab. 3.46 y Fig. 3.71), con mínimos en diciembre y máximos en julio. Sin embargo, el valor medio mensual es algo inferior en este caso (122 mm) que el calculado para el periodo 2000/01-2016/17 (126 mm), mientras que la diferencia entre el valor máximo y el mínimo, es bastante inferior a la amplitud de valores medios mensuales de la serie histórica (181 mm).

	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Media
<b>Evap. mensual (mm)</b>	85	49	39	41	48	96	131	182	220	238	200	138	122
<b>Evap. acumulada (mm)</b>	85	134	173	214	262	358	489	671	891	1.129	1.329	1.467	
<b>Evap. acumulada (%)</b>	5,8	9,2	11,8	14,6	17,9	24,4	33,3	45,7	60,8	77,0	90,6	100,0	

Tabla 3.48. Valores de evaporación media mensual y acumulada (mm) en el área de Los Hoyos durante el período de investigación

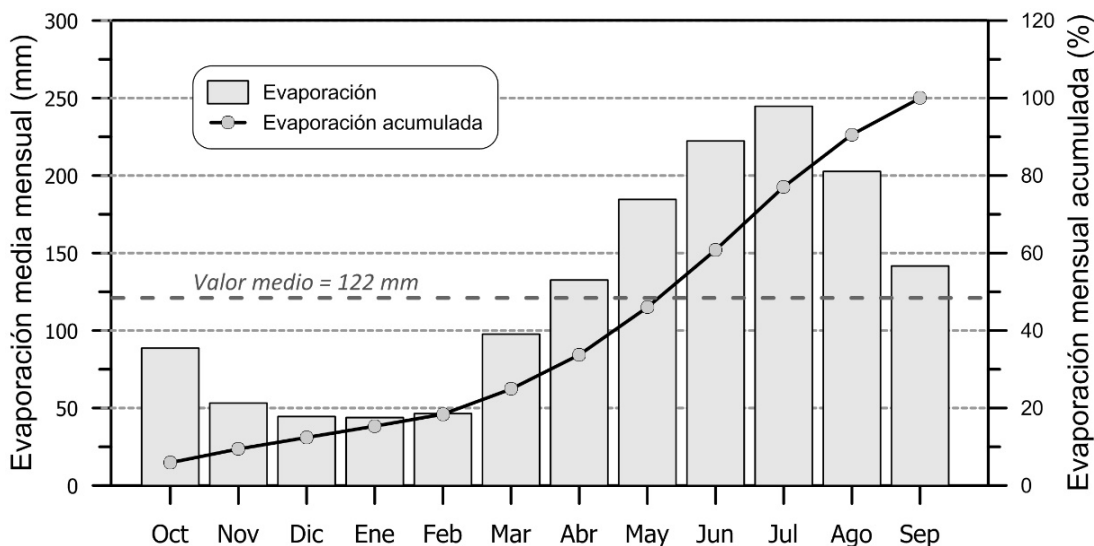


Figura 3.73. Evaporación media mensual y media acumulada en el área de Los Hoyos en el período de investigación (2013/14-2016/17)

## 4 HIDROGEOLOGÍA DEL ÁREA DE JARALES

### 4.1 PUNTOS DE AGUA

El primer inventario de puntos de agua realizado en el área de Jarales corresponde al incluido en el informe “Definición del contexto hidrogeológico de humedales andaluces” (CMA, 2005), elaborado por el Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (GHUMA) para la Empresa de Gestión Ambiental de Andalucía (EGMASA). En dicho documento se indicaba la localización de las zonas húmedas, manantiales, pequeños rezumes, pozos y sondeos presentes en el área de estudio, además de algunos datos sobre las características físico-químicas de sus aguas.

La empresa Aljibe Consultores, S.L. (2005), en el marco de un proyecto LIFE, efectuó un inventario de puntos de agua centrado en el entorno de las lagunas Amarga y Dulce, para la realización de un estudio hidrogeológico de las mismas.

Más adelante, en el informe titulado “Definición del contexto hidrogeológico de humedales de la campiña andaluza central” (CHG, 2008), elaborado por el Grupo de Investigación de Recursos Hídricos de la Universidad Pablo de Olavide para la Confederación Hidrológica del Guadalquivir (CHG), se precisó la ubicación de algunos pozos y sondeos más, cercanos a las lagunas de Los Jarales, Amarga y Dulce.

Durante el desarrollo de la presente investigación se ha actualizado y completado el inventario, a partir de los puntos de agua incluidos en los trabajos previos y de los trabajos de campo llevados a cabo durante el periodo de estudio. La información relativa a la localización, cota, código y topónimo de cada uno de los puntos inventariados se incluye en las tablas 4.1, 4.2 y 4.3. La ubicación de cada punto está expresada mediante coordenadas UTM y se ha determinado a partir de su representación espacial en un Sistema de Información Geográfica (SIG). La cota de surgencia de los manantiales y rezumes, así como la altitud de la superficie del resto de elementos considerados, ha sido precisada con ayuda de un Modelo Digital del Terreno (MDT) de alta precisión, creado a partir de datos LiDAR (PNOA, 2016). Los códigos asignados constan de una primera letra que hace referencia al tipo punto de agua (M: manantial; R: rezume; H: humedal; P: pozo; S: sondeo), una segunda letra (J) indicativa del área de estudio (Jarales), y un número de orden. En total se han identificado 95 puntos de agua: 3 manantiales, 7 pequeños rezumes, 15 humedales, 57 pozos y 13 sondeos.

#### 4.1.1 Humedales

La mayoría de humedales inventariados en el área de Jarales (Tab. 4.1 y mapa hidrogeológico adjunto) se localizan en la zona central del área de estudio (Fig. 4.1A), a cotas comprendidas entre 360 y 430 m s.n.m., aunque también existen algunas zonas húmedas hacia el N, a menor altitud.

De los 15 humedales considerados en esta área de estudio, 8 están incluidos en el Inventario de Humedales de Andalucía (IHA). Se trata de las lagunas de Molina de

---

## 4.1 Puntos de agua

Ramírez (HJ-1), de Los Jarales (HJ-2), del Remendado (HJ-3), de Curado (HJ-5), Amarga (HJ-6), Dulce (HJ-7), del Taraje (HJ-8) y de Vadohondo (HJ-9). De ellas, sólo la laguna Amarga cuenta con un hidropereodo permanente, mientras que las de Los Jarales y Dulce presentan un comportamiento hídrico estacional, que en el primer caso puede prolongarse todo el año o acortarse, en función de las condiciones hidroclimáticas. La laguna de Vadohondo ha sido transformada en una balsa de riego, por lo que su hidropereodo está fuertemente influenciado por la regulación artificial. El resto de lagunas del área de estudio incluidas en el IHA tienen un carácter temporal y sólo se inundan en años húmedos o tras lluvias intensas, durante periodos cortos.

Toponimia	Ref.	Cota (m s.n.m.)	Coordenadas UTM		Hidropereio	Perímetro (m)	Superficie (ha)
			X	Y			
Laguna de Molina Ramírez	HJ-1	423	359.686	4.129.410	T	564	2
Laguna de los Jarales	HJ-2	407	360.140	4.129.960	EP	892	5
Laguna del Remendado	HJ-3	412	360.554	4.130.220	T	757	3
Laguna del Canónigo	HJ-4	413	357.368	4.129.150	O	2.251	18
Laguna de Curado	HJ-5	426	358.947	4.130.140	T	1.167	5
Laguna Amarga	HJ-6	366	356.902	4.130.930	P	863	4
Laguna Dulce	HJ-7	370	357.047	4.131.430	E	1.741	14
Laguna del Taraje	HJ-8	420	358.944	4.131.280	T	1.478	9
Laguna de Vadohondo	HJ-9	376	360.044	4.132.150	R	2.407	18
Las Navas 1	HJ-10	377	360.500	4.132.220	O	1.111	6
Las Navas 2	HJ-11	377	361.069	4.132.700	O	1.893	15
Las Navas 3	HJ-12	358	361.949	4.132.300	O	894	5
Acebuchoso 1	HJ-13	297	358.231	4.134.710	O	679	3
Acebuchoso 2	HJ-14	310	358.315	4.135.890	O	566	2
Acebuchoso 3	HJ-15	309	358.529	4.135.670	O	531	2

Tabla 4.1. Denominación, referencia, cota del fondo de la cubeta, ubicación y principales características de los humedales inventariados en el área de Jarales. T: Temporal; EP: Estacional prolongado; O: Inundación ocasional; P: Permanente; E: Estacional; R: Regulado

Adicionalmente, se han incluido en el inventario otros 7 humedales que se distribuyen por la parte N del área, alrededor del cerro Acebuchoso (3); al E, en la zona de las Navas (3); y, al SO, cerca del cortijo del Canónigo (1). La principal característica de estos humedales es que se encuentran muy alterados por la actividad humana, ya que están drenados artificialmente mediante zanjas y, en ocasiones, se encuentran atravesados por carreteras. No obstante, el drenaje de estas zonas húmedas se realiza con dificultad y, durante el desarrollo de esta investigación han presentado encharcamiento en alguna ocasión.

### 4.1.2 Manantiales y rezumes

El inventario de surgencias consta de 10 puntos de agua (Tab. 4.2 y mapa hidrogeológico adjunto), repartidas por el área de Jarales. Se han identificado 3 manantiales permanentes que drenan aguas de carácter hipersalino (> 40 g NaCl/l) y que se ubican en los bordes del altiplano que constituye el área. El manantial que se encuentra a menor cota (247 m s.n.m.) es el denominado del Anzur Bajo (MJ-1; Fig. 4.1A y B), situado en la margen izquierda del río homónimo a su paso por la zona de los Piedros, en el borde N del área de estudio. Se trata de una surgencia que nace en una pequeña cavidad formada en yesos. Hacia el E, y a mayor cota (300 m s.n.m.), se localiza el manantial del Anzur Alto (MJ-2; Fig. 4.1C), también en la margen izquierda del río. Finalmente, en el

borde S del área de Jarales, junto al río Genil, existe una surgencia denominada Las Salinillas (MJ-3; Fig 4.1D). En ella aún perduran restos de las estructuras de derivación que otrora sirvieron para llevar el agua a una antigua salina.



Figura 4.1. (A) Vista aérea de los humedales del sector central del área de Jarales. (B) Manantial del Anzur Bajo en condiciones de aguas altas. (C) Manantial del Anzur Alto. (D) Manantial de Las Salinillas

Toponimia	Referencia	Coordenadas UTM		Cota de surgencia (m s.n.m.)
		X	Y	
Anzur Bajo	MJ-1	357.679	4.136.704	247
Anzur Alto	MJ-2	362.576	4.133.449	300
Serranillos	RJ-1	361.032	4.133.234	350
La Salina	RJ-2	359.788	4.130.911	389
Acebuchoso	RJ-3	358.148	4.134.788	294
El Colorado	RJ-4	360.477	4.128.058	331
La Alberquilla	RJ-5	360.637	4.127.875	318
Las Salinillas	MJ-3	358.176	4.126.243	254
Las Puentezuelas	RJ-6	355.614	4.127.477	356
Colorado	RJ-7	354.997	4.129.039	351

Tabla 4.2. Denominación, referencia, coordenadas y cota de los puntos de surgencia inventariados en el área de Jarales

Además de los 3 manantiales permanentes, se han identificado 7 pequeños rezumes distribuidos por toda el área de estudio (Tab. 4.2 y Mapa hidrogeológico adjunto). Estas surgencias, que aparecen en algunos barrancos y depresiones, tienen un carácter temporal y presentan aguas salobres o salinas.

### 4.1.3 Pozos y sondeos

Se han inventariado un total de 70 perforaciones en el área de Jarales (Tab. 4.3): 57 pozos y 13 sondeos.



## 4.1 Puntos de agua

Toponimia	Referencia	Coordenadas UTM		Cota de referencia (m s.n.m.)	Cota piezométrica media (m s.n.m.)
		X	Y		
Acebuchoso	PJ-1	358.368	4.135.910	310	-
Llanos de San José-1	PJ-2	358.731	4.134.590	310	308,6
Llanos de San José-2	PJ-3	358.699	4.134.230	317	310,9
Llanos de San José-3	PJ-4	358.904	4.133.970	318	-
Llanos de San José-4	PJ-5	359.144	4.133.690	346	344,9
Las Monjas-1	PJ-6	358.473	4.134.060	329	-
Las Monjas-2	PJ-7	358.463	4.134.140	326	317,3
Serranillos-1	PJ-8	360.781	4.133.120	363	-
Serranillos-2	PJ-9	360.832	4.133.210	359	-
Serranillos-3	PJ-10	361.439	4.133.760	348	344,8
Cabrillana	PJ-11	361.980	4.133.620	309	303,9
Mingo Rubio-1	PJ-12	361.672	4.132.520	366	359,5
Mingo Rubio-2	PJ-13	361.671	4.132.160	379	376,5
Cortés-1	PJ-14	362.060	4.132.280	361	358,5
Cortés-2	PJ-15	362.139	4.132.250	364	358,5
Cortés-3	PJ-16	361.989	4.132.570	356	-
El Sordillo	PJ-17	362.638	4.132.380	362	361,4
La Eufemia	PJ-18	364.274	4.132.270	315	-
San José	PJ-19	359.316	4.132.410	410	-
Las Navas-1	PJ-20	360.239	4.132.540	377	374,1
Las Navas-2	PJ-21	360.465	4.132.160	378	-
Las Navas-3	PJ-22	360.492	4.132.190	378	373,8
Las Navas-4	PJ-23	360.514	4.132.170	379	-
Las Navas-5	PJ-24	360.467	4.131.890	382	376,8
La Molina-1	PJ-25	360.719	4.131.690	387	381,9
La Molina-2	PJ-26	360.855	4.131.580	391	386,7
La Molina-3	PJ-27	360.872	4.131.450	392	387,9
Remendado-1	PJ-28	360.504	4.130.180	409	-
Remendado-2	PJ-29	360.615	4.130.270	410	-
La Lasa	PJ-30	359.542	4.131.000	403	402,4
La Salina-1	PJ-31	359.644	4.130.960	392	389,8
La Salina-2	PJ-32	359.859	4.131.060	391	388,4
Los Puercos	PJ-33	359.898	4.130.850	393	387,5
Campo de Aras-2	PJ-34	359.008	4.131.650	421	414,6
Taraje-1	PJ-35	358.906	4.131.420	419	-
Taraje-2	PJ-36	359.068	4.131.200	422	415,2
Taraje-3	PJ-37	359.038	4.131.100	420	414,3
Molino de Torres	PJ-38	358.194	4.130.870	425	423,5
Galustas-1	PJ-39	358.195	4.130.510	431	420,9
Los Bacalaos	PJ-40	359.105	4.130.380	428	421,7
Molina Ramirez-1	PJ-41	359.719	4.129.410	424	421,2
Molina Ramirez-2	PJ-42	359.612	4.129.210	433	423,6
Las Martinas	PJ-43	358.176	4.129.990	433	421,8
El canónigo-1	PJ-44	357.495	4.130.070	425	-
Torres Caroma	PJ-45	356.994	4.129.890	411	-
El canónigo-2	PJ-46	357.580	4.129.460	415	-
El canónigo-3	PJ-47	357.397	4.129.310	414	411,0
El canónigo-4	PJ-48	357.265	4.128.910	413	411,4
La Vapora-1	PJ-49	358.563	4.129.210	430	-
La Vapora-2	PJ-50	358.192	4.129.070	412	-
Chocolate	PJ-51	359.971	4.127.770	378	-
La Moneda	PJ-52	356.817	4.131.870	392	-
Laguna Amarga	PJ-53	356.874	4.131.040	375	373,2
Arquillo Bajo	PJ-54	355.055	4.129.630	350	-
La Molina-4	PJ-55	360.877	4.131.340	393	390,3
Los Piedros	PJ-56	358.296	4.136.040	315	305,8
La Salina-3	PJ-57	359.521	4.130.780	400	396,2
Las Ochenta-1	SJ-1	360.444	4.130.830	423	-
Las Ochenta-2	SJ-2	360.694	4.130.800	422	408,6
Algar	SJ-3	359.634	4.131.400	425	-
Campo de Aras-1	SJ-4	358.929	4.131.780	425	-
El Jardín-1	SJ-5	358.475	4.131.460	423	-
El Jardín-2	SJ-6	358.555	4.131.550	425	418,2
Galustas-2	SJ-7	358.383	4.130.490	429	421,7
Dulce-1	SJ-8	357.201	4.131.700	372	-
Dulce-2	SJ-9	357.059	4.131.600	372	-
Dulce-3	SJ-10	356.902	4.131.230	371	-
Amarga-1	SJ-11	356.719	4.130.820	376	-
Amarga-2	SJ-12	356.647	4.130.900	375	-
Amarga-3	SJ-13	356.883	4.131.030	373	-

Tabla 4.3. Principales características de los pozos y sondeos inventariados en el área de Jarales

La mayor parte de los pozos y sondeos son de titularidad privada y están destinados a uso agrícola. Tan sólo existen 6 piezómetros de investigación, en los alrededores de las lagunas Amarga y Dulce (SJ-8 a S-13), aunque se encuentran abandonados y obstruidos. Son pocos los pozos que cuentan con instalación permanente, y la mayoría son accesibles, por lo que se han podido realizar medidas de la profundidad del nivel piezométrico en muchos de ellos, concretamente en un total de 39 puntos.

## 4.2 HIDRODINÁMICA

### 4.2.1 Datos de caudal

El estudio de la respuesta hidrodinámica del sistema se ha realizado a partir de los datos puntuales de caudal medidos durante el periodo de estudio en los 3 manantiales del área de Jarales y de los registros continuos de la descarga en el Anzur Bajo (MJ-1) y el Anzur Alto (MJ-2), obtenidos por medio de *data loggers* de altura de lámina de agua. En la tabla 4.4 se sintetiza la información hidrodinámica recopilada y en la figura 4.2 se representan los hidrogramas de los 3 manantiales estudiados.

La serie de datos puntuales de caudal del manantial del Anzur Bajo comprende desde septiembre de 2013 a diciembre de 2016. La descarga media de dicha surgencia para el periodo de observación es de 5,1 l/s (Tab. 4.4) y ha sido calculada a partir de la integral del hidrograma (Fig. 4.2), realizado con 90 medidas puntuales. Se han observado aumentos rápidos y significativos de los valores de caudal como respuesta a la precipitación (Fig. 4.2), con un máximo aforado de 92 l/s (noviembre 2015). Sin embargo, la mayor parte del tiempo las medidas realizadas se sitúan por debajo de la media, con un mínimo de 0,65 l/s (septiembre 2015).

Denominación (Referencia)	Periodo de registro	Tipo de registro	Nº de medidas	Qmáx. (l/s)	Qmed. (l/s)	Qmín. (l/s)	Qmáx./Qmín.	cv (%)
Anzur Bajo (MJ-1)	Sep 13 - Dic 16	Datos puntuales	90	92	5,1	0,65	142	140
	Feb 14 - Sep 17	Registro continuo	29.015	98,8	4,6	0,2	494	223
Anzur Alto (MJ-2)	Sep 13 - Dic 16	Datos puntuales	65	3,5	1,2	0,25	14	52
	Ene 14 - Sep 17	Registro continuo	21.970	3,7	1,1	0,33	11	70
Las Salinillas (MJ-3)	Ene 15 - Mar 16	Datos puntuales	10	3	1,6	0,1	30	84

Tabla 4.4. Resumen de las medidas del caudal drenado por los principales manantiales del área de Jarales

El manantial del Anzur Alto, que ha sido controlado durante el mismo periodo de tiempo que en el caso anterior, drena un caudal medio (calculado mediante integral del hidrograma) de 1,2 l/s (Tab. 4.4). A diferencia del Anzur Bajo, la descarga de éste manantial no muestra una respuesta rápida a los eventos pluviométricos, sino más bien un desfase de varios meses respecto a los periodos húmedos. No obstante, la coincidencia de los trabajos de campo con la sucesión de varios años secos (Fig. 3.11), ha influenciado notablemente su evolución hidrodinámica (Fig. 4.2). Así, se observa una tendencia descendente de los caudales, con un valor máximo de 3,5 l/s a comienzos del registro

## 4.2 Hidrodinámica

(octubre 2013 y febrero y marzo 2014) y un caudal mínimo de 0,25 l/s hacia el final (noviembre 2016). La recarga ocurrida durante los años hidrológicos considerados únicamente ha contribuido a atenuar la tendencia descendente.

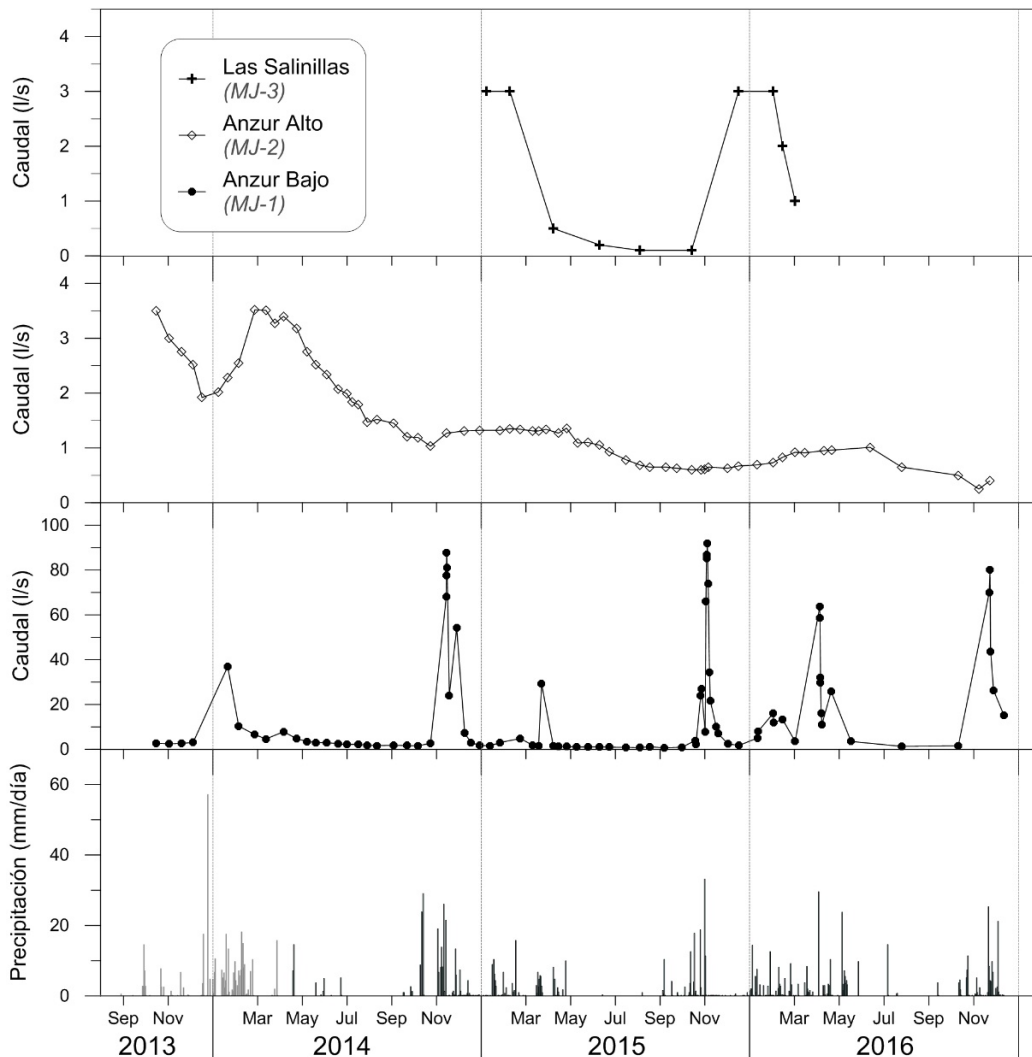


Figura 4.2. Hidrogramas de los principales manantiales del área del Jarales. Precipitaciones registradas en las estaciones de Lucena-RAIF, hasta marzo de 2014 (gris), y desde abril de 2014, en Cortijo La Salina (negro). La situación de las estaciones puede verse en la figura 3.6

Por último, se han realizado 10 aforos puntuales en el manantial de Las Salinillas (MJ-3), entre enero de 2015 y marzo de 2016. El caudal, con un valor medio de 1,6 l/s (Tab. 4.4), ha variado entre 0,1 l/s, hacia final del estiaje de 2015, y 3 (l/s), en los meses de invierno. El hidrograma (Fig. 4.2) muestra que se producen aumentos de caudal como respuesta a los periodos más lluvioso, con un desfase de algunos meses, aunque algo menos que en el caso del Anzur Alto. En cualquier caso, el número de medidas es reducido y el periodo de observación es demasiado corto como para poder analizar detalladamente el comportamiento hidrodinámico de esta surgencia.

El cociente  $Q_{\text{máx}}/Q_{\text{mín}}$  (Tab. 4.4), obtenido al dividir los valores máximos de caudal de cada manantial entre los mínimos, sirve como indicador preliminar del comportamiento hidrodinámico de cada surgencia. En este caso, es el Anzur Bajo el que presenta el mayor valor para este índice (142, a partir de los datos de aforos puntuales), que refleja la amplitud del total de las medidas, así como el coeficiente de variación (cv)

más elevado (140%), que evidencia la desviación de los datos de caudal respecto del valor medio. Ambos parámetros indican que el manantial del Anzur Bajo tiene un comportamiento más kárstico que el resto de las surgencias, mientras que el Anzur Alto es el manantial más inercial, con la relación  $Q_{\text{máx}}/Q_{\text{mín}}$  de 14 y coeficiente de variación del 52%.

Simultáneamente a las medidas de caudal, se realizaban lecturas de altura de la lámina de agua en escalas limnimétricas instaladas en las secciones de aforo de los manantiales del Anzur Alto y Bajo (Fig. 4.3A y C). A partir de los aforos puntuales y de los datos de la altura de lámina de agua, se calcularon sus curvas de gastos, que se representan en las figuras 4.3B y D. En el primer caso, la ecuación que ofrece un mejor ajuste ( $R^2=0,941$ ) es de tipo exponencial. Para el Anzur Bajo también se obtuvo una curva de gastos a partir de la regresión de los datos de caudal y altura de lámina de agua, la cual se desviaba ligeramente en sus extremos de los valores reales. Por esa razón, se ha utilizado una curva específica para los vertederos en "V" (Gourley y Crimp, 1915), que relaciona el caudal con el ángulo del vertedero ( $60^\circ$ ) y con la altura, medida desde el vértice, de lámina de agua en la sección de aforos. Los valores de caudal y altura de lámina de agua medidos en el campo se ajustan mejor ( $R^2=0,969$ ) a la ecuación resultante, que a la regresión de tipo exponencial ( $R^2=0,922$ ).

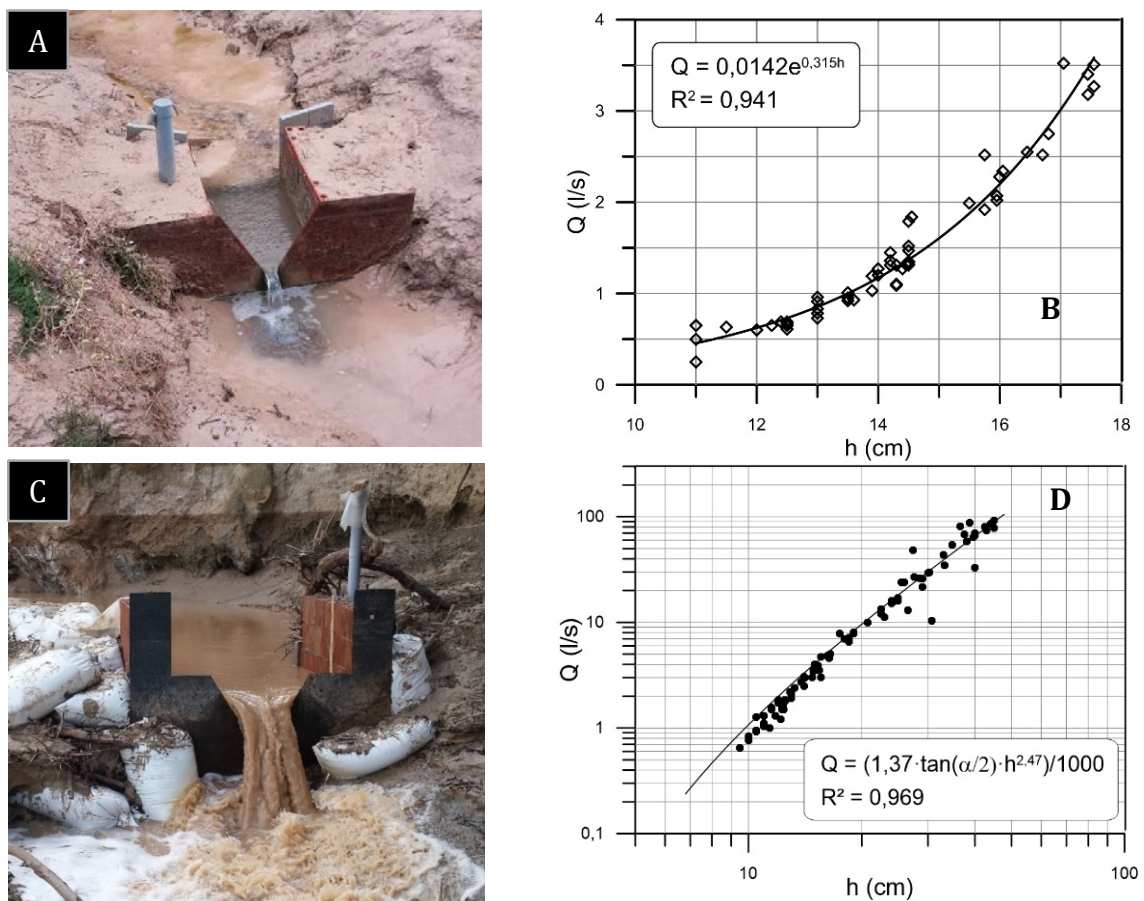


Figura 4.3. (A) Sección de aforos con vertedero en "V" en el manantial del Anzur Alto. (B) Curva de gastos de la estación de aforos del manantial del Anzur Alto, elaborada a partir de aforos puntuales realizados durante el periodo de estudio. (C) Sección de aforos en el manantial del Anzur Bajo. (D) Curva de gastos de la estación de aforos del manantial del Anzur Bajo, obtenida al aplicar la ecuación de Gourley y Crimp (1915).  $Q$ : Caudal;  $h$ : altura de la lámina de agua en el vertedero;  $\alpha$ : ángulo del vertedero del Anzur Bajo, de  $60^\circ$

Finalmente, las dos secciones de aforos se equiparon con sendos dispositivos de registro continuo de lámina de agua que, al aplicar las curvas de gastos correspondientes, han permitido obtener series de descarga horaria para los manantiales del Anzur Bajo y del Anzur Alto (Figs. 4.4 y 4.5). No obstante, existen periodos de tiempo en los que no se dispone de registro continuo por diversas causas. En ocasiones, el caudal del río Anzur ocupa temporalmente la sección de aforos del Anzur Bajo, coincidiendo con las crecidas más importantes del año. Sin embargo, aguas arriba de la surgencia, existe una estación de aforos de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir que permite saber cuándo se produce esta circunstancia, de modo que las subidas de nivel registradas, producidas por el agua del río, pueden ser descontadas de la serie de datos. Por otro lado, los dos equipos de registro continuo inicialmente instalados tuvieron que ser sustituidos por mal funcionamiento entre agosto y octubre de 2014. Además, la sección de aforos del Anzur Alto sufrió vandalismo en junio de 2015 y, tras dicho episodio, permaneció sin equipo de registro durante varios meses (Fig. 4.6). Se han completado las series de datos horarios mediante interpolación lineal entre los datos que delimitan los vacíos de información. En los casos en los que los huecos eran prolongados, se han utilizado también las medidas puntuales de caudal.

Los caudales medios calculados a partir de las series de registro continuo de la descarga, 4,6 l/s en el manantial del Anzur Bajo y 1,1 l/s en el del Anzur Alto, son algo inferiores a los obtenidos a partir de los datos puntuales (Tab. 4.4). El análisis de ambas series de datos se realiza en el siguiente apartado.

### **4.2.2 Descripción de los hidrogramas**

#### **4.2.2.1 Manantial del Anzur Bajo (MJ-1)**

Los hidrogramas anuales de esta surgencia correspondientes al periodo 2013/14-2016/17 (Fig. 4.4) se han elaborado a partir de los datos de caudal de la serie de registro continuo proporcionada por los *data loggers* equipados en la sección de aforos (Fig. 4.3C). Además, se han superpuesto los valores puntuales aforados durante el desarrollo de la presente investigación.

El registro continuo del caudal del Anzur Bajo comenzó en marzo de 2014, mes en el que las lluvias eran de poca cuantía, por lo que sólo se pudo registrar una crecida de pequeña magnitud (23,4 l/s) a comienzos del mes de abril (Fig. 4.4). Sin embargo, los aforos puntuales revelan que al menos se produjo una crecida durante el invierno del primer año hidrológico considerado (2013/14), en el que se midió un caudal de 40 l/s (enero 2014).

Las series de datos del resto de años hidrológicos permiten observar varias crecidas por año, que adquieren distinta magnitud en función de los eventos pluviométricos que las originan. En general, los picos de caudal se producen muy rápidamente, a las pocas horas del comienzo de las lluvias, y presentan aspecto puntiagudo (Fig. 4.4). No obstante, la forma de las crecidas varía, no sólo en función de la cantidad de lluvia, sino de la intensidad de ésta y del estado hidrodinámico previo del sistema drenado. Así, las primeras lluvias importantes (20-30 mm) de cada año hidrológico (octubre), producen aumentos rápidos de la descarga (tiempos de crecida 8-

15 horas) hasta alcanzar valores de caudal del orden de 30-40 l/s. En los dos meses siguientes (noviembre y diciembre), una vez que el sistema drenado por el manantial del Anzur Bajo entra en carga, se originan mayores crecidas como respuestas a eventos pluviométricos de similar magnitud (Fig. 4.4). En estos casos los caudales registrados llegan a 55-70 l/s y los tiempos de crecidas varían entre 10 y 45 h, dependiendo de la distribución temporal de las precipitaciones.

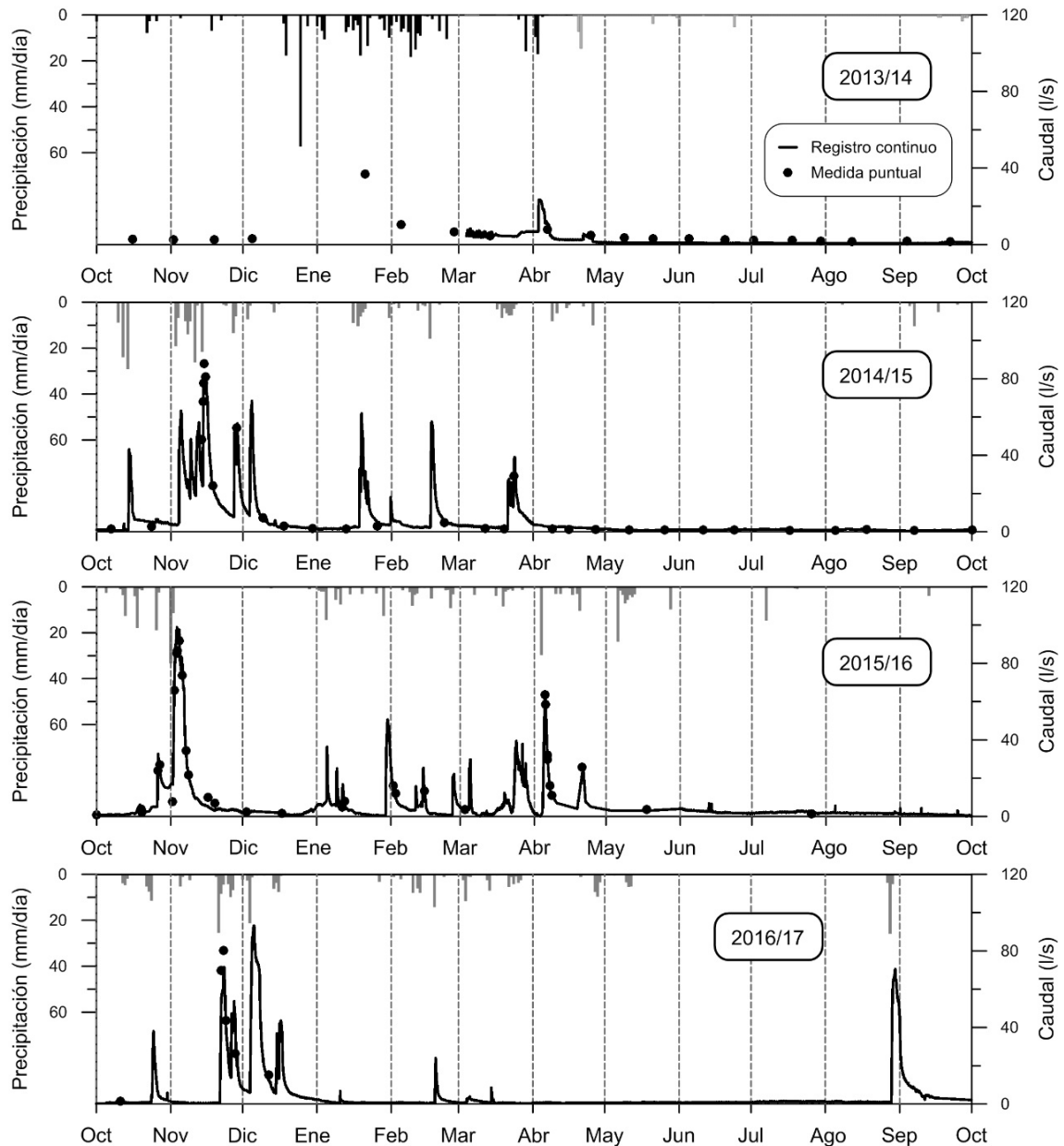


Figura 4.4. Hidrogramas anuales del manantial del Anzur Bajo (MJ-1) durante el periodo 2013/14-2016/17. Se representan las precipitaciones registradas en la estación del Cortijo La Salina (gris) y, hasta mediados del año hidrológico 2013/14, las medidas en la estación de la RAI de Lucena (negro)

En general, las mayores crecidas anuales se registran en otoño (Fig. 4.4 y 4.5A y C), como respuestas a episodios lluviosos muy intensos (noviembre 2015, 43 mm en 6 horas), o tras eventos pluviométricos de menor magnitud (20-30 mm), pero que tienen lugar durante las decrecidas (noviembre de 2014 y diciembre de 2016). En estos casos, el pico de descarga supera 80-90 l/s y los tiempos de crecida se prolongan hasta 20-48 horas y los de base entre 5 y 10 días.

## 4.2 Hidrodinámica

En los tres años de observación en los que el registro está completo, se produjo un periodo sin precipitaciones a comienzos del invierno (Fig. 4.4), de aproximadamente un mes en los años 2014/15 y 2016/17, y de casi dos en el año 2015/16, que dio lugar a que el manantial entrara en recesión durante meses típicamente húmedos en la zona (Tab. 3.4 y Fig. 3.12). Como consecuencia de ello, las lluvias ocurridas durante el invierno y la primavera originaron crecidas de menor magnitud que las descritas en el párrafo anterior. Éste es el caso del pico de caudal de 64 l/s, observado en abril de 2016, como respuesta a uno de los eventos pluviométricos más intensos registrados (30 mm en 13 h). Únicamente se produjeron dos crecidas similares a éstas, tras la recesión del invierno, en enero y febrero de 2015, el resto presentan son de menor caudal.

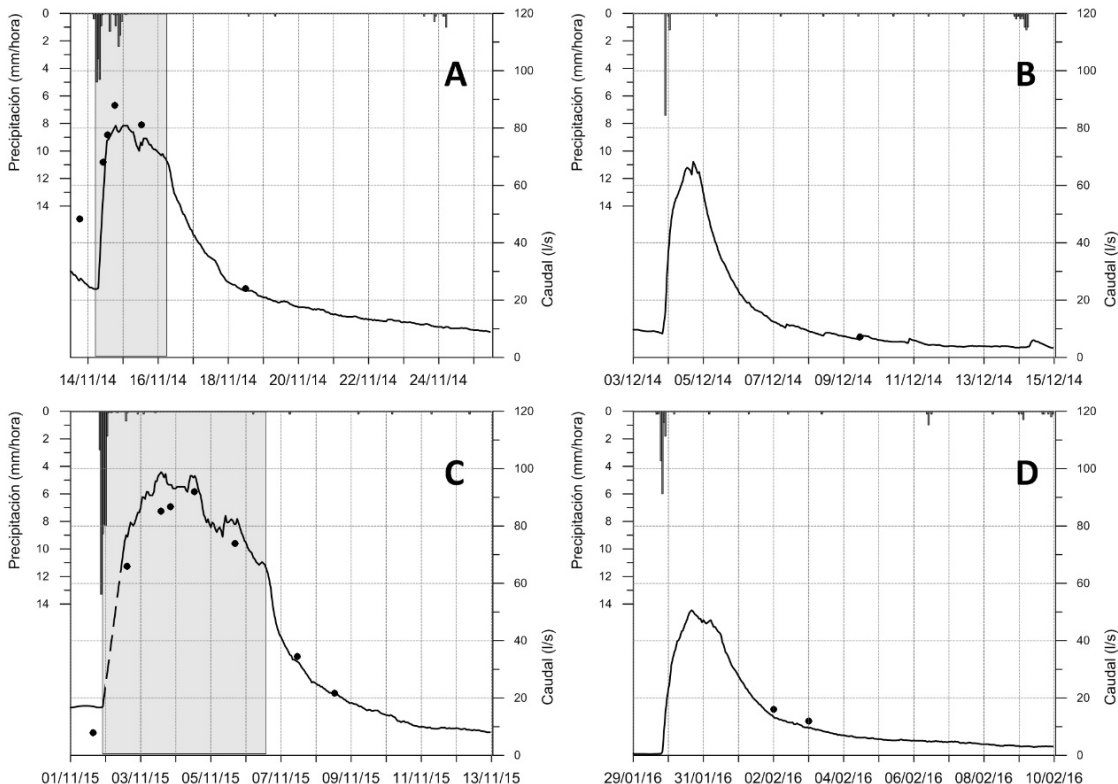


Figura 4.5. Hidrogramas unitarios de las 2 crecidas de mayor magnitud registrada en el Anzur Bajo durante los años hidrológicos 2014/15 y 2015/16. Las áreas coloreadas en gris representan los periodos en los que los sumideros kársticos situados al S de la surgencia estuvieron anegados. La línea discontinua indica que los datos han sido completados mediante interpolación lineal.

En los meses de verano apenas se ha producido precipitación, con la salvedad de agosto de 2017, cuando en el área de estudio se registraron entre 26 mm (Cortijo La Salina) y 51 mm (Los Piedros) en un solo día (28 agosto). Dicho evento pluviométrico, uno de los más intensos del periodo de observación, produjo una crecida que alcanzó un pico de caudal de 70 l/s, inferior a los máximos valores de descarga del manantial. Ello evidencia que el comportamiento del sistema es distinto según sea el estado hidrodinámico previo a la recarga.

En la figura 4.5 se representan 4 hidrogramas unitarios que corresponden a 2 de las mayores crecidas ocurridas en los años hidrológicos 2014/15 (Figs. 4.5A y B) y 2015/16 (Figs. 4.5C y D). La primera de ellas (Fig. 4.5A) se produjo como respuesta a un evento pluviométrico de 22 mm en 24 horas, pero que sucedió tres días después de otra crecida, lo que provocó un aumento de caudal considerable, hasta superar 80 l/s en 19

horas. La decrecida comenzó lentamente, pero por debajo de los 70 l/s el descenso se hizo más pronunciado. El tiempo base del hidrograma, desde el inicio del pulso de recarga hasta el comienzo del agotamiento, fue de 12 días. Dos semanas después, tuvo lugar otro pico de crecida (Fig. 4.B) que duró 8 días. En esta ocasión, las precipitaciones fueron menos cuantiosas, aunque intensas (9 mm en 4 h), y provocaron un máximo de descarga de 66 l/s en 22 h, que dio paso a una rápida decrecida. En la crecida de noviembre de 2015 (Fig. 4.5C) se registró el mayor valor de caudal de toda la serie (99 l/s), tras el episodio de precipitación más cuantioso e intenso (43 mm en 6 h) de los ocurridos durante el periodo de investigación. El tiempo de crecida es difícil de establecer en este caso, dado que las lluvias provocaron la crecida del caudal del río Anzur, que inundó la sección de afloramientos del manantial (Fig. 4.5C), aunque debió estar comprendido entre 29 y 48 horas. El tiempo base se prolongó entre 16 y 17 días y la decrecida ocurrió de forma lenta durante los 3 primeros días, en los que el caudal descendió hasta los 67 l/s, y luego dio paso a una disminución rápida en los meses sucesivos. El último de los hidrogramas (Fig. 4.5D) muestra un pico de 51 l/s, que se alcanzó en 22 horas como respuesta a una precipitación de 13 mm en 6 horas, tras el que se produce una decrecida rápida. La duración total de esta crecida es de 7 días.

El análisis de los hidrogramas representados en la figura 4.5 revela que sus morfologías están estrechamente relacionadas con el valor máximo de caudal drenado. Cuanto mayor es el pico de descarga registrado en cada hidrograma, mayores son los tiempos de crecida y los de base, con la excepción de la crecida de noviembre de 2014 (Fig. 4.5A), en la que la punta del hidrograma se alcanzó en 19 horas. No obstante, el inicio de la curva de ascenso en ese caso comenzó con un caudal relativamente elevado (24 l/s). Por otro lado, se observa un achatamiento de los dos picos mayores considerados (Fig. 4.4A y C), que se prolongan hasta llegar a caudales próximos a los 70 l/s. Dicho valor es superior a los alcanzados en las otras dos crecidas (Fig. 4.4B y D), en las que la punta de los hidrogramas está mejor definida. El achatamiento de los dos hidrogramas coincide con periodos en los que los sumideros kársticos ubicados al S de la surgencia (Fig. 2.18) superaron su capacidad máxima de desagüe, lo que provocó la inundación de las depresiones endorreicas en las que se encuentran. Una vez finalizado el anegamiento de los sumideros, la decrecida se hace más acusada. El hecho de que estos dos sucesos tengan lugar para un determinado valor de descarga (aproximadamente 70 l/s), unido a que el achatamiento de los hidrogramas y el sobrepaso de la capacidad de drenaje de los sumideros kársticos no se produzca para valores de caudal inferiores al señalado, podría indicar que el anegamiento de los sumideros ocurre por una limitación de la capacidad de drenaje subterráneo de los conductos kársticos. A su vez, la inundación de las áreas endorreicas produciría una recarga sostenida en el tiempo, dando lugar a una punta de crecida poco definida.

El estudio cualitativo de los hidrogramas del manantial del Anzur Bajo (MJ-1) permite comprender, de forma aproximada, el funcionamiento hidrogeológico del sistema que drena el manantial. La respuesta rápida observada en la serie de datos de descarga, como consecuencia de las precipitaciones, pone de manifiesto un comportamiento muy kárstico, característico de flujo por conductos. También se deduce que existe una buena conexión entre el área de recarga y el punto de surgencia, aunque con ciertas limitaciones de drenaje.



### 4.2.2.2 Manantial del Anzur Alto (MJ-2)

En la figura 4.6 se representan los hidrogramas anuales de este punto de descarga, a partir de la serie de datos de caudal proporcionados por los equipos de registro continuo instalados en la sección de aforos y de su interpolación con las medidas puntuales de caudal. El primer *data logger* utilizado se instaló en enero de 2014, pero presentaba oscilaciones de registro que no se correspondían con la realidad y que se acentuaron a partir de la segunda quincena de agosto, de forma que la información suministrada no era fidedigna. Por tanto, en noviembre de ese mismo año, el equipo se sustituyó por otro sensor que ofrece un registro más fiable.

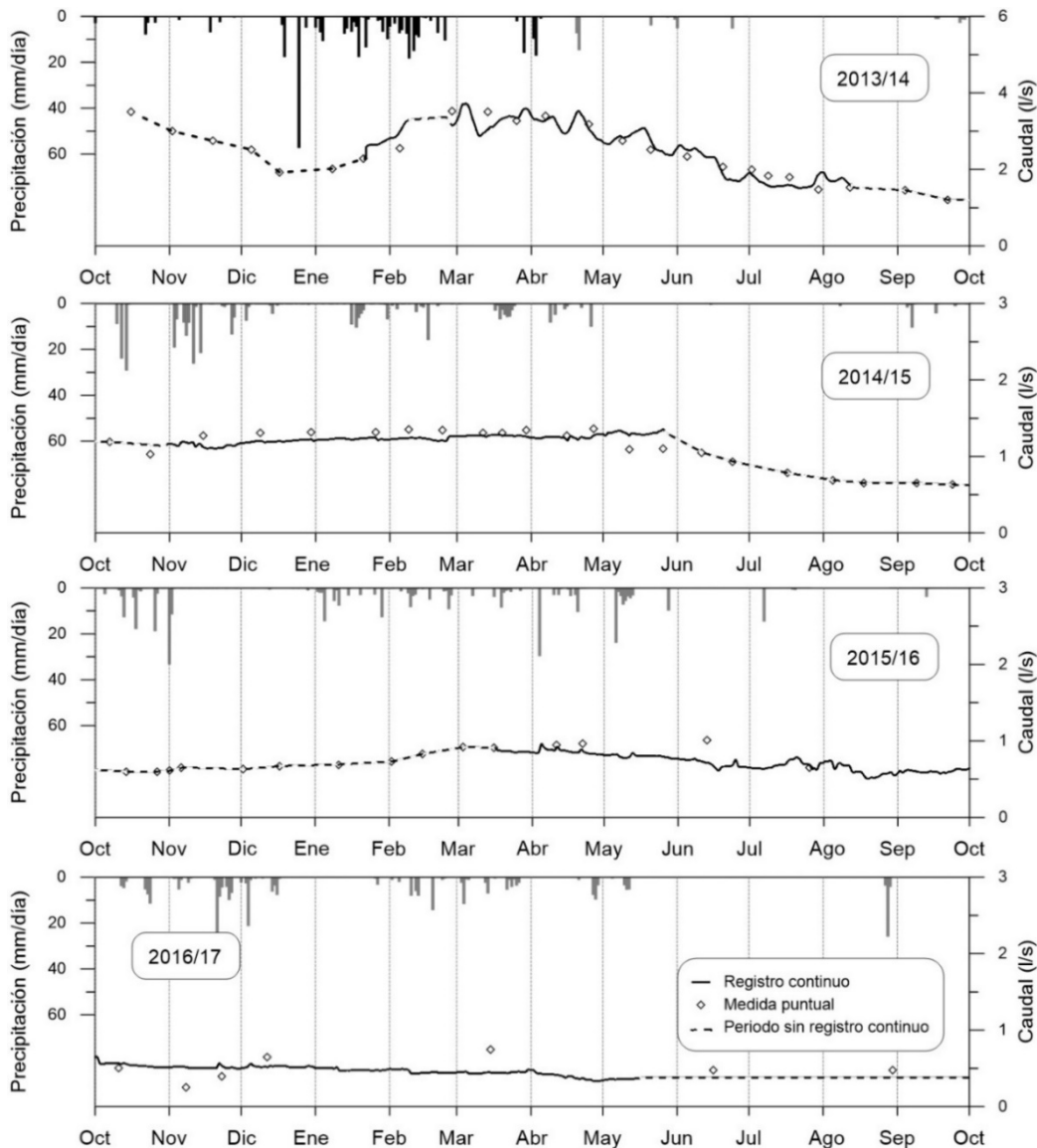


Figura 4.6. Hidrogramas anuales del manantial del Anzur Alto para el periodo 2013/14-2016/17. Se representan las precipitaciones registradas en la estación del Cortijo La Salina (gris) y, hasta mediados del año hidrológico 2013/14, las medidas en la estación de la RAIF de Lucena (negro)

En general, el caudal drenado por el manantial del Anzur Alto (MJ-2) presenta variaciones suaves, de poca magnitud (Fig. 4.6). El hidrograma en el que se observa un aumento más claro de la descarga es en el del año hidrológico 2013/14, en el cual se produjo un cambio de la tendencia descendente observada durante los 3 primeros meses

del año hidrológico (Fig. 4.6). Dicho aumento tuvo lugar como respuesta a la recarga producida durante el invierno (dic-feb), aunque con cierto desfase, pues los máximos valores de caudal (3,5 l/s) se alcanzaron en el mes de marzo. En los meses sucesivos, en los que ocurrieron menos precipitaciones, el hidrograma muestra un descenso, sobre todo a partir de mayo.

En los dos años sucesivos no se aprecian ascensos de caudal tan significativos (Fig. 4.6), sino aumentos de escasa cuantía, un poco desfasados respecto a las precipitaciones, que suavizan la tendencia descendente generalizada observada durante todo el periodo de investigación (Fig. 4.2). En el año hidrogeológico 2016/17 sólo se ha apreciado un descenso suave y progresivo del caudal de descarga.

El análisis cualitativo de los hidrogramas anuales del Anzur Alto (MJ-2) permite identificar el funcionamiento del sector drenado por la surgencia como de tipo inercial o de flujo difuso, con una respuesta lenta y amortiguada a las precipitaciones. El hecho de que el periodo de investigación coincida con una sucesión de 3 años secos y 1 de tipo medio (Fig. 3.11) han impedido observar más de una crecida significativa. No obstante, la tendencia claramente descendente podría indicar que existe una influencia interanual del clima sobre el comportamiento hidrodinámico de la surgencia, aunque el tiempo de registro es corto para poder cuantificarlo.

### 4.2.3 Análisis de las curvas de recesión del manantial del Anzur Bajo (MJ-1) por el método de Mangin (1970, 1975)

Se han analizado las curvas de distintas recesiones registradas a lo largo del periodo de estudio (2013/14-2016/17). En el caso de la mayor crecida, ocurrida el 1 de noviembre de 2015, se han realizado dos tratamientos distintos en función del tiempo de comienzo de la decrecida (Tab. 4.5): uno desde el pico de caudal (decrecida 3.1) y otro desde el momento en el que se aprecia un cambio de pendiente en el hidrograma (decrecida 3.2), coincidiendo con la observación del fin del anegamiento de los sumideros kársticos (Fig. 4.5C). Los parámetros calculados se resumen en la tabla 4.5 y los principales resultados se representan en la figura 4.7.

	Número	Fecha inicio decrecida	$D_a$ [días]	$\eta$ [días <sup>-1</sup> ]	$\varepsilon$ [días <sup>-1</sup> ]	$i$	$D_a$ [días]	$\alpha$ [días <sup>-1</sup> ]	Vd [hm <sup>3</sup> ]	Vt [hm <sup>3</sup> ]	$k$
Manantial del Anzur Bajo	1	17/02/2015	6,4	0,1567	0,6865	<b>0,29</b>	23	2,69E-02	0,018	0,20	<b>0,09</b>
	2	24/03/2015	11,1	0,0901	1,2484	<b>0,23</b>	72	2,05E-02	0,019	0,20	<b>0,09</b>
	3.1	01/11/2015	14,5	0,0690	0,1746	<b>0,64</b>	30	2,70E-02	0,019	0,20	<b>0,09</b>
	3.2	01/11/2015	11,4	0,0877	1,1579	<b>0,25</b>	30	2,70E-02	0,017	0,20	<b>0,09</b>
	4	24/10/2016	7,3	0,1370	0,9760	<b>0,25</b>	19	2,50E-02	0,017	0,20	<b>0,08</b>

Tabla 4.5. Resultados obtenidos a partir del análisis, por el método de Mangin (1970,1975), de 4 curvas de recesión del manantial del Anzur Bajo (MJ-1) ocurridas en el periodo 2014/15-2016/17. Parámetros deducidos:  $D_a$ , duración de la decrecida;  $\eta$ , coeficiente de velocidad de infiltración;  $\varepsilon$ , coeficiente de heterogeneidad;  $i$  y  $k$ , parámetros de Mangin (1970, 1975);  $D_a$ , duración del agotamiento;  $\alpha$ , coeficiente de agotamiento; Vd, volumen dinámico; y Vt, volumen de tránsito. (3.1) Análisis desde el pico de caudal. (3.2) Análisis desde el cambio de pendiente de la decrecida

## 4.2 Hidrodinámica

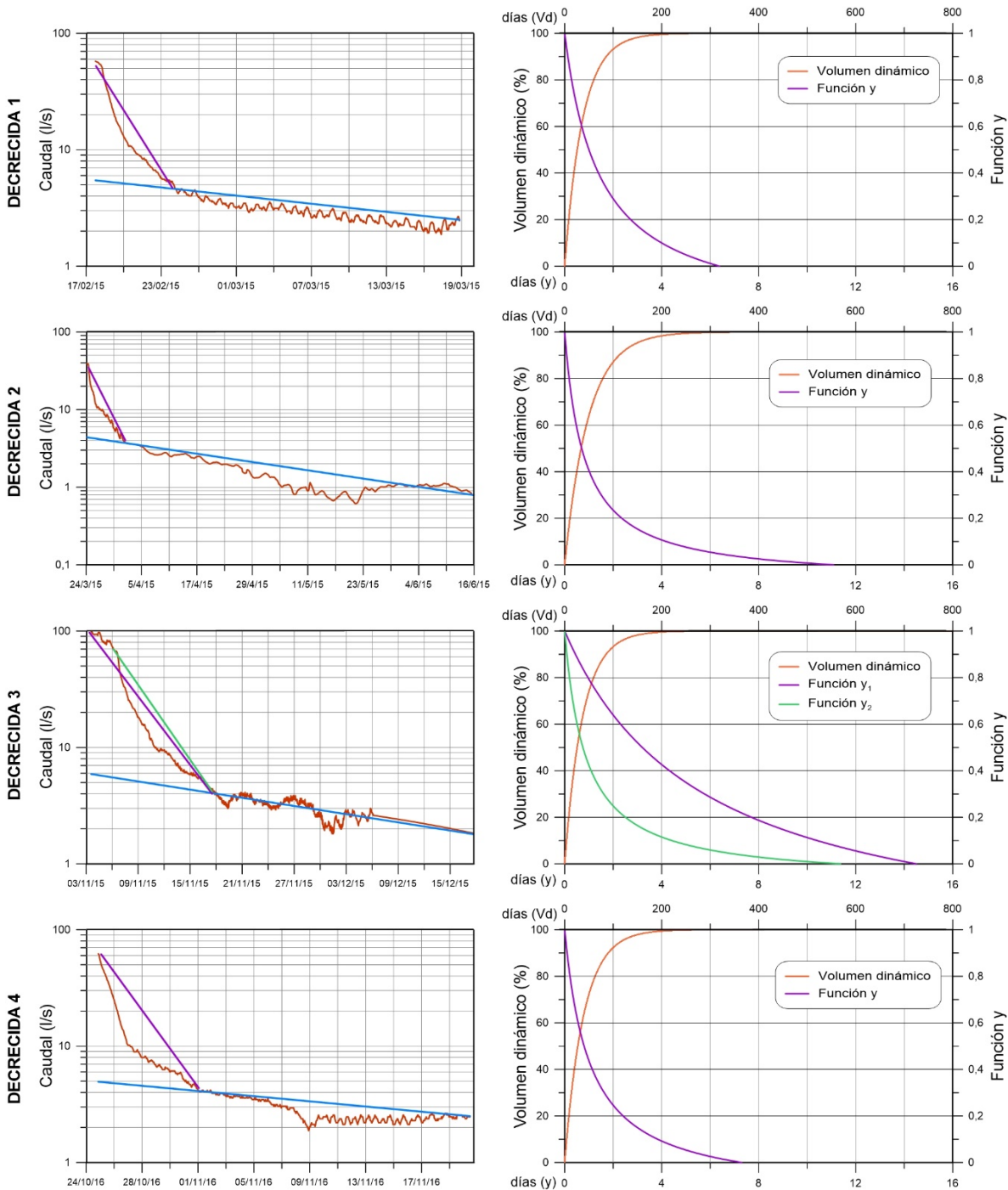


Figura 4.7. A la izquierda, curvas de decrecida (líneas moradas y verde) y agotamiento (líneas azules) del manantial del Anzur Bajo (MJ-1) para el periodo 2013/14-2016/17. A la derecha, porcentaje de volumen dinámico drenado si se mantuvieran las condiciones de agotamiento en el tiempo y curva de la función  $y$ . Función  $y_1$  calculada desde el pico de crecida (3.1) y función  $y_2$  a partir del cambio de pendiente del hidrograma (3.2)

Las duraciones de las decrecidas analizadas ( $D_a$ ) varían entre 6,4 y 14,5 días (Tab. 4.5) y guardan una relación positiva con el valor máximo de caudal alcanzado (Fig. 4.7). De igual modo, el coeficiente de infiltración ( $\eta$ ) es tanto mayor cuanto menor es el tiempo de decrecida e indica la rapidez con la que se transfiere el agua de recarga hacia la surgencia. Los valores de  $\eta$  son relativamente elevados, sobre todo en la crecida 1 y 4 (Tab. 4.5), lo que sugiere que existe un alto grado de desarrollo kárstico en la zona no saturada. Sin embargo,  $\eta$  disminuye para el resto de decrecidas, particularmente en el

caso 3.1. Ello refleja una menor velocidad de transferencia, lo que podría ser indicio de cierta obstrucción del drenaje por conductos. En general, los valores del coeficiente de heterogeneidad ( $\epsilon$ ), son elevados (Tab. 4.5), lo que conlleva una marcada concavidad de la función  $y$  (Fig. 4.7). Además,  $\epsilon$  guarda una relación positiva con la duración de la decrecida, salvo en el caso de la 3.1, cuyo valor ( $0,1746 \text{ d}^{-1}$ ) es mucho menor que los demás. Ello repercute en una menor concavidad de su función  $y$  ( $y_1$ , Fig. 4.7). El valor del parámetro  $i$  para dicha decrecida es de 0,64, bastante superior a los calculados para el resto, que se sitúan entre 0,23 y 0,29 (Tab. 4.5). De acuerdo con Mangin (1970, 1975), el sistema tendría un buen desarrollo de la red de drenaje endokárstica, aunque con ligeros retrasos en los aportes (Fig. 4.8). Sin embargo, cuando se analiza la recesión ocurrida tras el anegamiento de los sumideros kársticos (decrecida 3.1), el funcionamiento del sistema sería más complejo, según su parámetro  $i$ .

Los coeficientes de agotamiento ( $\alpha$ ) presentan valores comprendidos entre  $2,05 \cdot 10^{-2}$  y  $2,7 \cdot 10^{-2}$  (Tab.4.5), indicativos de que el vaciado del sistema ocurre de forma relativamente rápida. Los volúmenes dinámicos ( $Vd$ ) estimados ( $0,017$ - $0,019 \text{ hm}^3$ ) son un orden de magnitud inferiores al volumen de tránsito ( $Vt$ ) que se ha calculado ( $0,2 \text{ hm}^3$ ). El tiempo necesario para drenar el 50 % del  $Vd$  si no se produce alimentación es de 134 días desde el inicio del agotamiento (Fig. 4.7). Los valores del parámetro  $k$  ( $Vd/Vt$ ) son inferiores a 0,1 (Tab. 4.5 y Fig 4.8) y, según Mangin (1970, 1975), son característicos de sistemas muy kársticos, con escaso poder de regulación natural.

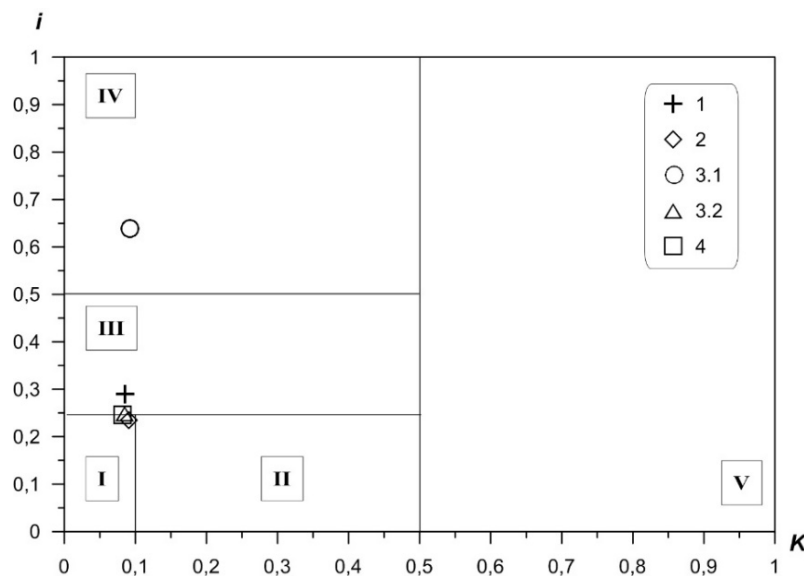


Figura 4.8. Gráfico  $i$ - $k$  propuesto por Mangin (1970, 1975) para la caracterización de acuíferos kársticos, en el que se representan los valores derivados del análisis de las curvas de recesión del manantial del Anzur Bajo (MJ-1) correspondientes al periodo 2014/15-2016/17.

La representación de la mayoría de parámetros  $i$ - $k$  calculados (Fig. 4.8), permite clasificar el manantial del Anzur Bajo entre el dominio I, propio de sistemas muy karstificados con un buen desarrollo espeleológico, y el dominio III, característico de acuíferos kársticos en los que existen ciertos retardos en la alimentación. Dicha limitación a la recarga se acrecienta para el caso de la recesión 3.1, que se sitúa en el dominio IV, propio de sistemas kársticos complejos. Por tanto, cuando se excede la capacidad de drenaje de los conductos kársticos conectados con los sumideros a través de los que se produce parte de la recarga hacia el sistema, y la consecuente inundación de las

depresiones en las que se hallan, el sistema drenado por el manantial del Anzur Bajo se comporta de forma distinta. Ello parece indicar que, en este caso, el funcionamiento hidrogeológico no sólo depende de las características de la zona saturada y la zona no saturada, sino también de la forma en la que se produce la recarga, que puede llegar a prolongarse varios días o semanas cuando los sumideros están anegados.

### 4.2.4 Análisis de caudales clasificados del manantial del Anzur Bajo (MJ-1)

La serie de datos horarios de caudal registrada durante los años hidrológicos 2014/15, 2015/16 y 2016/17 se ha clasificado en intervalos de 1 l/s y se ha calculado la frecuencia acumulada de ocurrencia de cada una de las clases. Los resultados obtenidos, representados en la figura 4.9A reflejan que, durante el 60 % del tiempo, el caudal drenado por el Anzur Bajo es igual o inferior a 28 l/s. La representación gráfica de la probabilidad acumulada de los caudales clasificados en escala probabilística (Fig. 4.9B) permite diferenciar cuatro tramos distintos:

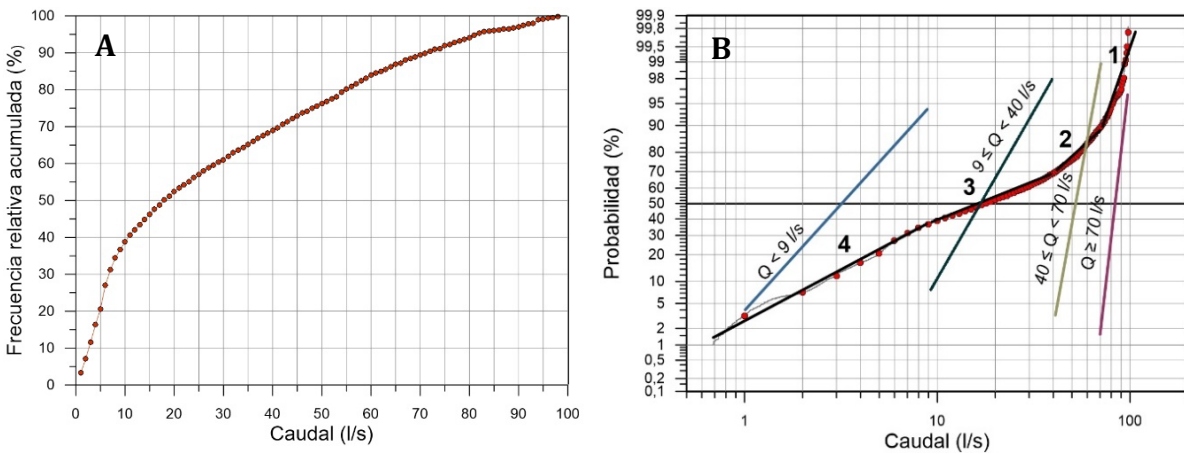


Figura 4.9. Frecuencia relativa acumulada de los valores de caudal drenados por el manantial del Anzur Bajo durante el periodo 2014/15-2016/17 es escala aritmética (A) y probabilística (B)

- (1) Tramo de caudales superiores a 70 l/s, que corresponde a las mayores crecidas ocurridas. Presenta una pendiente pronunciada que indica que las variaciones de la descarga se producen de forma lenta, de acuerdo con el achatamiento observado en el pico de los hidrogramas (Fig. 4.5A y C). Este intervalo de valores coincide con la inundación de las depresiones en las que se ubican los sumideros existentes en el área de recarga del manantial.
- (2) Caudales comprendidos entre 40 y 70 l/s, con menor pendiente que en el tramo anterior y, por tanto, con variaciones algo más rápidas. Se relaciona con situaciones de crecida en la que no llegan a anegarse los sumideros kársticos, o lo hacen por un periodo muy corto, y con las decrecidas ocurridas tras los picos de caudal incluidos en el tramo anterior.
- (3) Caudales entre 9 y 40 l/s, que se producen en situaciones de decrecida y en pequeñas crecidas. La pendiente es aún menor en este tramo, dado que los caudales evolucionan más rápidamente en este tipo de situaciones que en las dos anteriores.

(4) Caudales inferiores a 9 l/s, propios de situaciones de agotamiento, que evolucionan de forma más lenta que en el tramo anterior, lo que se traduce en pendiente, relativamente mayor en la figura 4.9B. En dicha figura se aprecia cómo estas condiciones hidrodinámicas constituyen casi el 40 % de los datos de la serie de caudales.

Las variaciones de caudal en las situaciones de crecida y agotamiento se producen de forma más lenta cuanto mayor es el caudal de descarga. Dicho tipo de comportamientos es frecuente en los tramos de caudales más altos identificados para manantiales relacionados con surgencias de tipo *trop plein*, en el momento que éstas entran en funcionamiento (García Latorre *et al.* 1987, Mudarra, 2012; Barberá, 2014). En este caso, la estabilización de los caudales en el tramo más alto no sólo se produce como consecuencia del drenaje a través de un punto de descarga situado a cota más alta (*trop plein*), sino por una limitación de la capacidad de desagüe del sistema. En situaciones de decrecida, la surgencia drena la reserva preexistente (Mangin, 1971; 1975; Jiménez, 2010), acumulada tanto en la zona no saturada como en las depresiones en las que se ubican los sumideros kársticos. A medida que se drena el agua almacenada, los conductos empiezan a vaciarse, lo que permite un drenaje más rápido.

Siguiendo la metodología propuesta por Padilla (1990), se ha calculado la probabilidad de ocurrencia de los caudales para cada uno de los tramos identificados (Fig. 4.9B) y se ha estimado el valor medio de cada uno de ellos, es decir, el caudal desde el cual se acumula el 50% de la frecuencia del tramo. A partir del caudal medio y del porcentaje total de frecuencia acumulado en cada tramo, se ha estimado el porcentaje de volumen drenado en cada situación hidrodinámica. Los resultados (Tab. 4.6) revelan que el 93% del volumen es drenado por el Anzur Bajo en situaciones de crecida o decrecida, mientras que tan sólo se drena un 7% del volumen total durante el agotamiento, que es el estado hidrodinámico más frecuente (37%).

Intervalo de caudales (l/s)	Q medio (l/s)	Volumen drenado (%)
$Q < 9$	5	7
$9 \leq Q < 40$	20	26
$40 \leq Q < 70$	53	40
$Q \geq 70$	81	27

Tabla 4.6. Caudal medio y porcentaje del volumen drenado en cada uno de los tramos identificados en el análisis de caudales clasificados de la serie de datos de caudal del manantial del Anzur Bajo para el periodo 2014/15-2016/17

#### 4.2.5 Análisis correlatorio de las series de datos de caudal del Anzur Bajo (MJ-1) y Anzur Alto (MJ-2)

Se ha efectuado un análisis correlatorio con las series de datos diarios de precipitación y caudal registrados entre octubre de 2013 y mayo de 2017. La señal de entrada corresponde a la precipitación medida en la estación del Cortijo La Salina (Fig. 3.6), aunque completada con los datos de la estación de Lucena-RAIF para fechas anteriores al 5 de abril de 2014. Las señales de salida consideradas son las series de caudales medios diarios, obtenidos por medio de los *data loggers* instalados en las secciones de aforo del Anzur Bajo y Alto, completadas mediante interpolación lineal con

## 4.2 Hidrodinámica

los aforos puntuales realizados. El tratamiento de los datos se ha llevado a cabo para una ventana de observación de larga duración (390 días).

En la figura 4.10A se representan los resultados obtenidos de la correlación simple (autocorrelación) de las series de datos. Se observa una clara diferencia entre los distintos autocorrelogramas. No se intuye correlación entre los datos de precipitación, lo que es propio de un fenómeno aleatorio. Sin embargo, sí se puede apreciar una autocorrelación entre los caudales diarios drenados por los manantiales, aunque muy distinta en cada caso. El manantial del Anzur Bajo presenta un correlograma muy pendiente, mientras que el de la surgencia del Anzur Alto es más tendido. El efecto memoria (E.M.), definido por Mangin (1981a y b) como el número de días ( $k$ ) para el cual el valor del coeficiente de correlación ( $r$ ) es 0,1-0,2, es de 16 días en el primer caso y de 311 días en el segundo (Fig. 4.1A). Dicha diferencia pone de manifiesto el comportamiento hidrogeológico tan distinto de los sistemas drenados por ambos manantiales. Así, el manantial del Anzur Bajo presenta un escaso poder de regulación, comparable al de acuíferos carbonáticos muy karstificados (Mangin, 1984; Padilla, 1990; Liñán, 2003; Jiménez, 2010), mientras que la autocorrelación de los datos de caudal del manantial del Anzur Alto es más significativa, incluso con un desfase prácticamente anual, lo que evidencia un funcionamiento muy inercial.

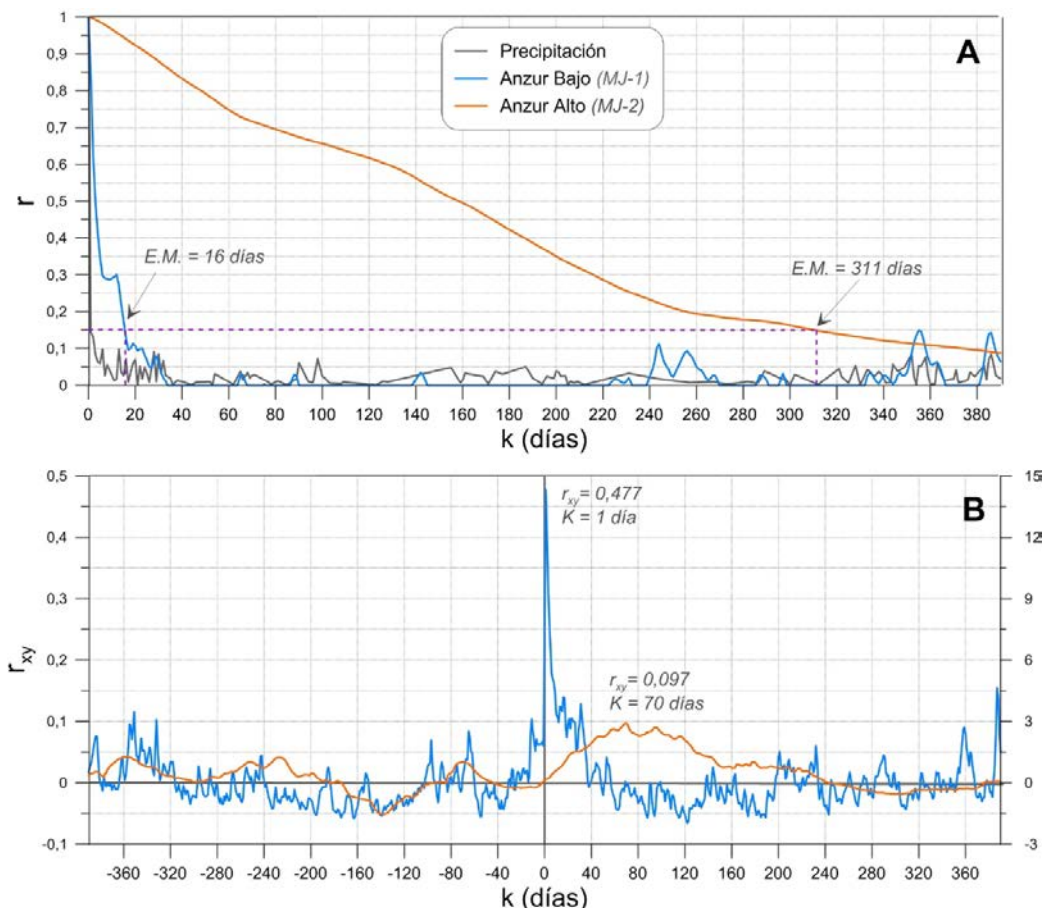


Figura 4.10. (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos diarios de precipitación y de caudal de los manantiales del Anzur Bajo y Anzur Alto durante el periodo 2013/14–2016/17 para una ventana de observación de 390 días. (B) Resultados del análisis correlatorio cruzado entre las series de caudales diarios y precipitación para el mismo periodo y ventana de observación.  $r$ , coeficiente de correlación;  $r_{xy}$ , coeficiente de correlación cruzada

Los resultados del análisis correlatorio cruzado, que refleja la relación causa efecto entre precipitación y caudal, se representan en la figura 4.10B. El correlograma cruzado del manantial del Anzur Bajo tiene una forma muy puntiaguda, con un coeficiente de correlación cruzada máximo ( $r_{xy}$ ) de 0,477 para un valor  $k$  de un día, tras el que se produce un rápido descenso de los valores de  $r_{xy}$ . Ello quiere decir que la máxima respuesta hidrodinámica de este manantial suele producirse al día siguiente del episodio de recarga y que su influencia no se prolonga por mucho tiempo. Por el contrario, el mayor valor de  $r_{xy}$  identificado en el caso del Anzur Alto es bastante menor (0,097) y se produce con un desfase de 70 días. Tras este valor, el correlograma varía de forma gradual. Por tanto, el sistema drenado por este manantial responde de forma lenta, y existe una atenuación de la señal de entrada, lo que es atribuible a un bajo grado del desarrollo kárstico (Mangin, 1981a y b).

No obstante, el análisis correlatorio se ha realizado con series de datos registradas durante un periodo seco (Fig. 3.11) e inferior a 4 años de duración, por lo que los resultados no deben considerarse definitivos, sobre todo para el Anzur Alto, manantial en el que sólo se ha registrado una crecida significativa a lo largo de todo el periodo de observación.

#### 4.2.6 Piezometría

En el informe “Definición del Contexto Hidrogeológico de los Humedales Andaluces” (CMA, 2005) se incluyó un mapa piezométrico del área de Jarales, realizado a partir de la cota del agua subterránea en los diferentes puntos considerados (Fig. 4.11). El trazado de las isopiezas revela que la superficie piezométrica parece adaptarse al relieve del área de estudio. Así, en el centro del altiplano se observa un domo piezométrico desde el cual el flujo subterráneo circula, de forma radial y centrífuga, hacia sus bordes. Por tanto, el sector central del área de Jarales constituye una zona de divisoria hidrogeológica, que condiciona el sentido de los flujos subterráneos.

Durante el periodo de investigación se han realizado cuatro campañas de piezometría en distintos meses (mayo y septiembre de 2015, y enero y marzo de 2016), en la que se efectuaron un total de 39 medidas del nivel piezométrico en pozos y sondeos inventariados en el área de Jarales (Tab. 4.3). En general, el agua subterránea se encuentra cerca de la superficie, con una profundidad media de 5,12 m (Tab. 4.7). El menor valor medido es de 0,48 m y el máximo de 20,2 m, aunque este último es un nivel dinámico correspondiente a un sondeo (SJ-2) que está equipado y en funcionamiento. En el resto de pozos no suele superarse la decena de metros de profundidad.

A lo largo de las 4 campañas efectuadas se han registrado variaciones moderadas de los niveles piezométricos, con un descenso acumulado medio por punto de 0,59 m (Tab. 4.7). Sin embargo, se han observado variaciones bastante mayores, con descensos próximos a 3 m, e incluso una superior a 8 m. No obstante, este último valor corresponde al medido en un pozo (PJ-39) que podría verse afectado por la extracción de agua en un sondeo cercano (SJ-7). También se han producido ascensos del nivel, de hasta 2,6 m, en pozos próximos a algunas áreas endorreicas (El Remendado, Curado y Las Navas, cuya situación puede verse en la figura 2.18), en las que se ha observado un encharcamiento temporal como consecuencia de las precipitaciones ocurridas durante los primeros



## 4.2 Hidrodinámica

meses del año 2016 (Fig. 3.16), lo que ha dado lugar a un ascenso localizado de los niveles piezométricos.

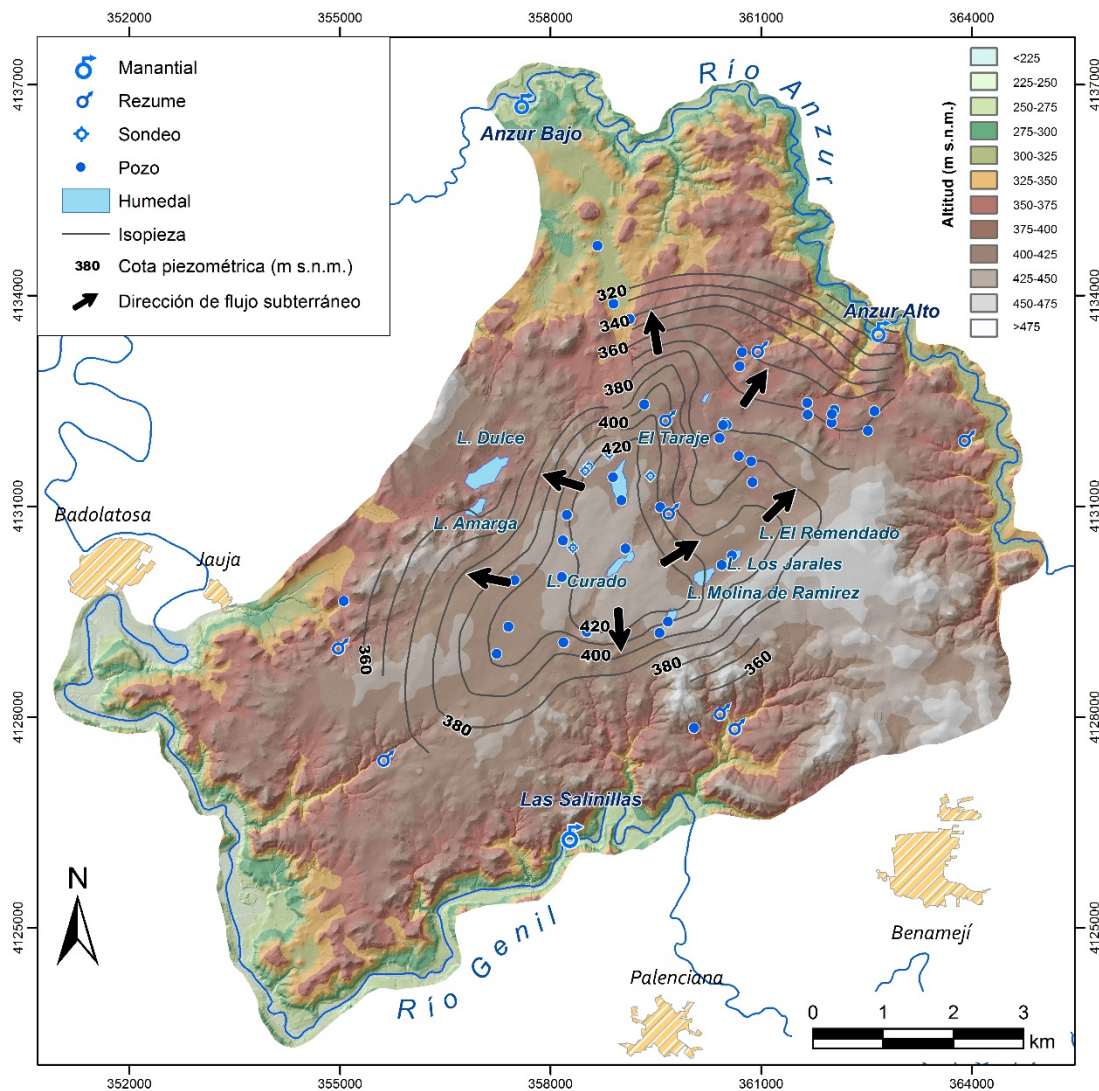


Figura 4.11. Mapa piezométrico del área de Jarales, realizado a partir de campaña de medidas llevada a cabo en diciembre de 2005 (año de tipo medio). Modificado de CMA (2005)

A partir de las cotas piezométricas registradas en las distintas campañas y de los valores de cota de surgencia de los manantiales, rezumes y humedales, se han elaborado mapas piezométricos del área de Jarales. Sin embargo, las variaciones de nivel registradas en cada punto son de poca cuantía en comparación con las diferencias de cota piezométrica existentes entre ellos, por lo que el trazado de las isopiezas es muy similar en todos los casos. En la figura 4.12 se representa, a modo de ejemplo, el mapa piezométrico elaborado a partir de las medidas realizadas en enero de 2016, en un año de tipo medio desde el punto de vista hidroclimático, posterior a dos años secos consecutivos.

Se ha comprobado que la morfología de las isopiezas durante el periodo de investigación (Fig. 4.12) es bastante similar a la descrita en 2005 (CMA, 2005; Fig 4.11), por lo que la dirección de los flujos subterráneos no se ha visto alterada, aunque se hayan producido variaciones de cota piezométrica. Además, la medida del nivel piezométrico en un mayor número de pozos, ubicados en el N del área de estudio, ha permitido precisar

algo más el trazado de las isopiezas en la zona septentrional y, gracias a la identificación del manantial de Las Salinillas, en el S, se ha podido constatar la existencia de descarga de agua subterránea hacia el río Genil.

Referencia	nº medidas	Prof. máx. (m)	Prof. med. (m)	Prof. mín. (m)	Variación acumulada (m)
PJ-2	3	1,40	1,38	1,34	-0,05
PJ-3	3	7,31	6,12	4,71	2,60
PJ-5	1	-	1,10	-	-
PJ-7	1	-	8,70	-	-
PJ-10	2	4,90	4,76	4,62	0,28
PJ-11	1	-	5,15	-	-
PJ-12	4	7,56	6,46	5,19	-0,61
PJ-13	3	2,85	2,52	2,29	0,42
PJ-14	1	-	2,50	-	-
PJ-15	1	-	5,50	-	-
PJ-17	3	0,82	0,60	0,48	-0,32
PJ-20	3	4,25	2,94	2,08	2,17
PJ-22	4	6,15	4,25	3,29	-0,81
PJ-24	4	6,85	5,24	4,38	-0,16
PJ-25	1	-	5,15	-	-
PJ-26	3	4,90	4,29	3,48	-1,00
PJ-27	4	5,16	4,07	3,24	-1,17
PJ-30	1	-	0,60	-	-
PJ-31	3	2,35	2,21	1,92	1,92
PJ-32	4	3,37	2,65	2,05	-0,73
PJ-33	2	5,99	5,47	4,94	-1,05
PJ-34	2	6,62	6,41	6,19	-0,43
PJ-36	4	7,74	6,76	6,05	-1,49
PJ-37	4	6,78	5,70	4,40	-0,58
PJ-38	4	1,76	1,55	1,03	-0,72
PJ-39	4	16,00	10,09	7,61	-8,39
PJ-40	3	6,68	6,26	5,80	0,88
PJ-41	4	3,37	2,80	2,16	-0,63
PJ-42	3	9,70	9,37	8,82	-0,12
PJ-43	4	11,96	11,16	10,83	-1,13
PJ-47	4	3,40	2,98	2,47	-0,93
PJ-48	4	2,56	1,63	0,93	0,75
PJ-53	4	4,01	2,84	1,77	-2,24
PJ-55	3	3,00	2,71	2,33	-0,47
PJ-56	1	-	9,16	-	-
PJ-57	1	-	3,80	-	-
SJ-2	2	20,20	20,10	19,99	-0,21
SJ-6	2	10,39	10,20	10,00	-0,39
SJ-7	3	10,84	9,73	7,73	-3,11
	<b>Nº</b>	<b>máx.</b>	<b>med.</b>	<b>mín.</b>	<b>med.</b>
	39	20,2	5,12	0,48	-0,59

Tabla 4.7. Resumen de las campañas de medidas de la profundidad del nivel piezométrico (expresada en m) realizadas en el área de Jarales

## 4.2 Hidrodinámica

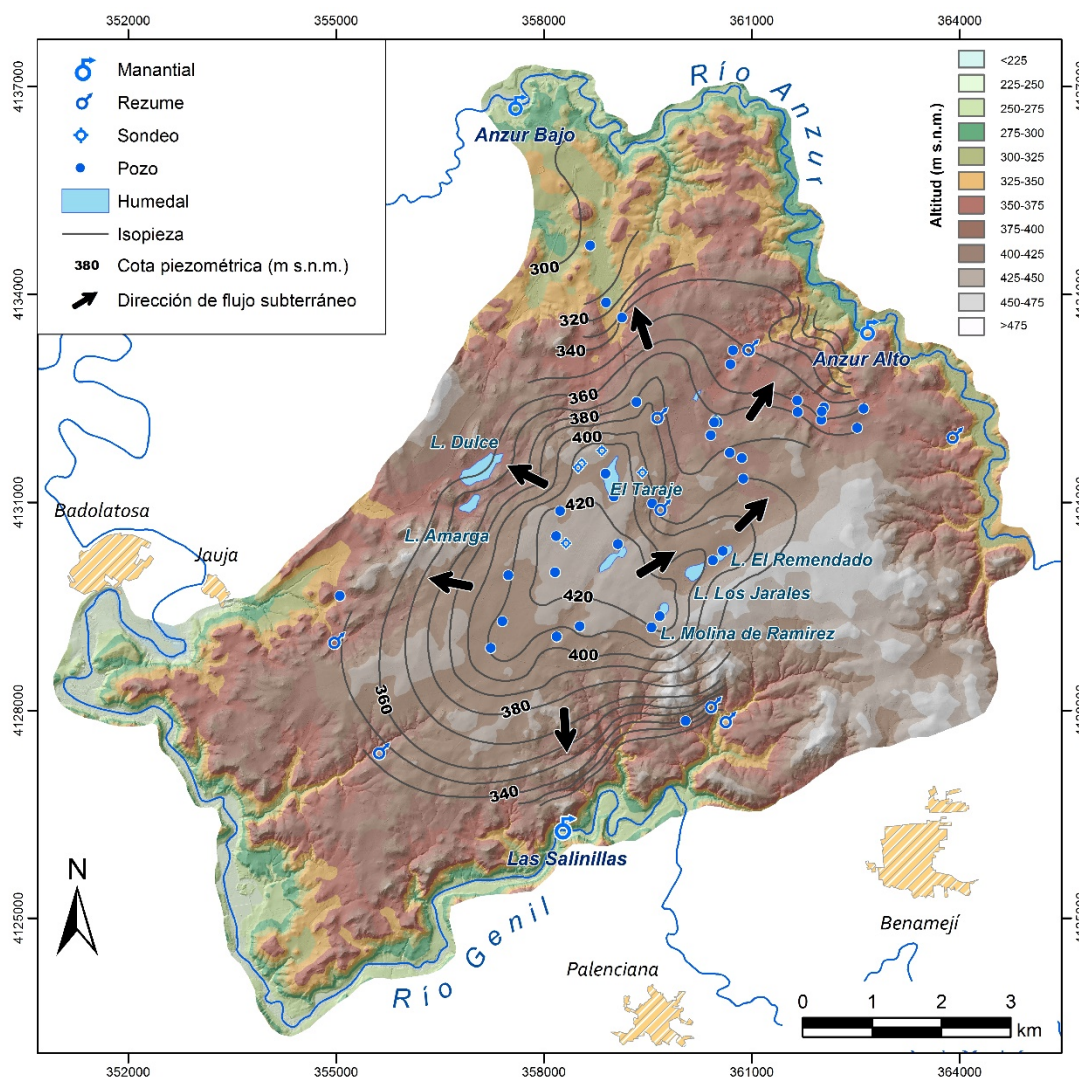


Figura 4.12. Mapa piezométrico del área de Jarales, realizado a partir de campaña de medidas tomadas en enero de 2016 (año de tipo medio)

## 4.3 REGISTRO LIMNIMÉTRICO

El estudio limnimétrico de los principales humedales del área de Jarales se ha realizado a partir de las series históricas de altura de lámina de agua en las lagunas Dulce, Amarga y de Los Jarales, así como del registro horario automatizado y de las lecturas de nivel obtenidas durante la presente investigación en los dos últimos humedales.

### 4.3.1. Registro limnimétrico durante el periodo histórico (1987/88-2015/16)

Los datos históricos corresponden al control de las fluctuaciones de nivel realizado, desde 1986 hasta 1994, por la Agencia de Medio Ambiente (AMA) de la Junta de Andalucía y, desde 1994 hasta la actualidad, por la Consejería de Medio Ambiente, bajo los distintos nombres recibidos desde entonces. Dicha información se incluye en las memorias anuales de actuaciones en las reservas y parajes naturales del sur de Córdoba (AMA, 1986-1994; CMA, 1995-2010; CAPMA, 2011-2012; CMAYOT, 2013-16). No

obstante, la serie de datos no adquirió periodicidad mensual hasta diciembre de 1987, cuando comenzaron a registrar datos de los niveles de lámina de agua en la laguna Amarga. En las lagunas Dulce y de Los Jarales las series de datos mensuales se iniciaron en enero de 1992 y 1993, respectivamente. En la figura 4.13 se representan las evoluciones limnimétricas históricas en los 3 humedales, junto con la precipitación mensual y anual y la desviación acumulada de la precipitación anual respecto de la media histórica. En el periodo 2009/10-2013/14, el registro se ha visto interrumpido en algunas ocasiones (Fig. 4.13) debido a la inundación de las escalas limnimétricas instaladas en las distintas lagunas, como consecuencia del ascenso de lámina de agua.

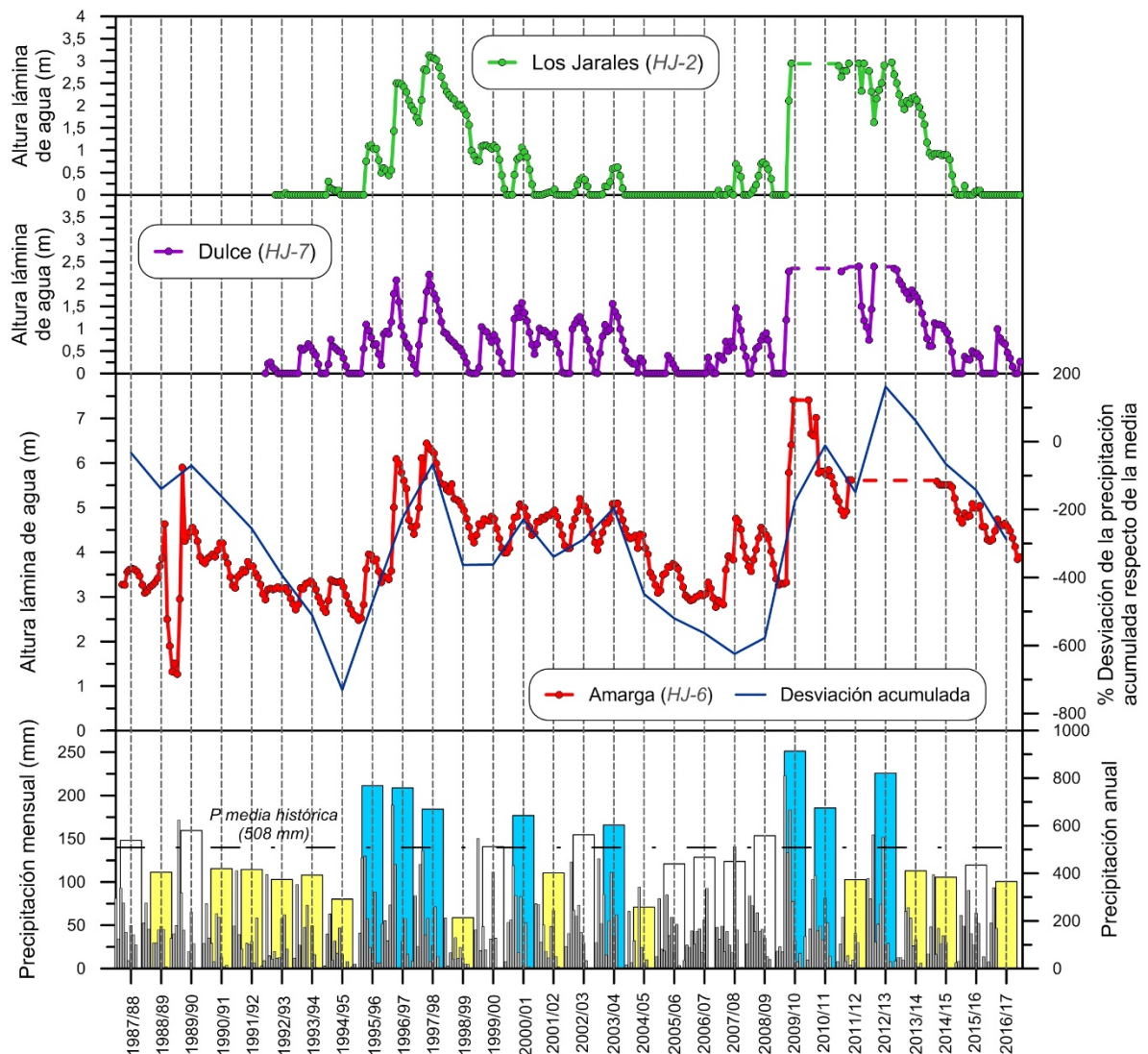


Figura 4.13 Evolución histórica de la altura de la lámina de agua mensuales en las lagunas de Los Jarales, Dulce y Amarga durante el periodo 1987/88-2016/17. Las líneas discontinuas indican la altura mínima en periodos en los que las escalas limnimétricas estaban sumergidas. Se incluyen la desviación acumulada de la precipitación anual respecto del valor medio y se representa la precipitación mensual (barras estrechas) y anual (barras anchas). El color de las últimas indica el tipo de año hidrológico: húmedo (azul), medio (blanco) o seco (amarillo)

El valor más bajo de altura de lámina de agua observado en la laguna Amarga ha sido de 1,32 m, en agosto de 1989, aunque las fluctuaciones limnimétricas producidas en el humedal en aquel verano son anormalmente elevadas en comparación con el resto de la serie (Fig. 4.13). Obviando dicho periodo, en el que aún se permitía la extracción de

### 4.3 Registro Limnimétrico

---

agua del humedal para riego, se produjo un mínimo de 2,47 m en octubre de 1995, coincidiendo con el final de la metasecuía iniciada a comienzos de la década de 1990. Por su parte, las lagunas Dulce y de Los Jarales son de carácter estacional, por lo que llegan a secarse de forma más o menos regular.

En febrero de 2010 se inundaron completamente las escalas limnimétricas de las 3 lagunas, por primera vez en el periodo de registro (Fig. 4.13). El nivel máximo histórico en cada caso se produjo entre dicho mes y el momento en el que aquéllas volvieron a emerger, aunque se desconoce el valor exacto y la fecha concreta. La altura de la lámina de agua en laguna Amarga superó 7,41 m entre febrero de 2010 y septiembre de 2011 (Fig. 4.13). El nivel de la laguna Dulce sobrepasó 2,39 m hasta en 3 periodos: febrero 2010–septiembre 2011, noviembre 2011–mayo 2012 y noviembre 2012–junio 2013. Finalmente, la inundación en la laguna de Los Jarales superó el valor máximo de su escala (2,94 m) entre febrero de 2010 y agosto de 2011, enero y mayo de 2012, julio y agosto de ese mismo año, y abril y junio de 2013. En la laguna Amarga existen varias escalas limnimétricas, situadas a distinta cota, lo que permite registrar las grandes variaciones de nivel que en ella se producen. Sin embargo, en febrero de 2012 se cayó la escala situada a mayor altura, de modo que se desconoce el nivel máximo alcanzado desde entonces hasta que la lámina de agua descendió por debajo del extremo superior de la escala situada a cota inmediatamente inferior (altura máxima = 5,61 m), en diciembre de 2014.

De forma general, se observan ascensos de nivel a comienzo del año hidrológico en todos los humedales, proporcionales a las precipitaciones ocurridas en los meses más lluviosos, y descensos en la segunda mitad del año hidrológico, cuando las precipitaciones son menos cuantiosas o son nulas (Fig. 4.13). No obstante, dichas variaciones son distintas en cada caso. Así, los mayores ascensos se observan en la laguna Amarga, con un ascenso máximo de nivel de agua de 2,46 m, en diciembre de 2010, mientras que en las de Los Jarales y Dulce son bastante inferiores, con máximos de 1,08 m (enero de 1997) y 1,22 m (diciembre de 2000), respectivamente. Los mayores descensos se producen también en la laguna Amarga, con el máximo en febrero de 2011 (1,27 m). No obstante, se trata de un valor excepcional, ya que las bajadas de nivel mensuales en este humedal suelen ser bastante inferiores, menores de 0,70 m (junio de 1997). En las lagunas de Los Jarales y Dulce los descensos son similares a dicho valor (0,70m), con valores máximos de 0,69 m (noviembre de 2012) y 0,55 m (marzo de 1997), respectivamente.

Además de las oscilaciones anuales de los niveles del agua, puede apreciarse una dinámica interanual, que es distinta según el humedal. La evolución limnimétrica de la laguna Amarga (Fig. 4.13), no sólo responde a la precipitación, pues en años húmedos, como 1995/96, 2000/01 y 2003/04, los ascensos de nivel no parecen muy distintos a los observados en años de tipo medio. Por el contrario, sí que guarda algunas similitudes con la desviación acumulada de la precipitación respecto de la media histórica (Figs. 4.13 y 4.14A). Ello sería indicativo de que el sistema tiene cierta inercia, bien sea porque existen entradas o salidas hacia el subsuelo o porque la capacidad de campo de la cuenca vertiente es relativamente alta, lo que retrasaría la alimentación superficial hacia las lagunas hasta que la capacidad de campo se cubriera en el primer año de cada ciclo húmedo. El funcionamiento hídrico de la laguna Dulce es marcadamente estacional, de modo que suele secarse cada verano, salvo en años húmedos como 1997/98 y 2000/01 o en periodos como 2009/10-2013/14 (Fig. 4.13). Los niveles anuales medios de esta

---

laguna son los más relacionados con la precipitación ocurrida cada año (Fig. 4.14B), aunque existe también cierta relación con la desviación acumulada respecto a la media, es decir, con las condiciones hidroclimáticas de años anteriores (Fig. 4.14A). Por último, la laguna de Los Jarales únicamente presenta inundación en periodos húmedos. Su evolución limnimétrica muestra ascensos progresivos durante años lluviosos consecutivos, hasta que las condiciones hidroclimáticas cambian y se produce un descenso más o menos escalonado de la lámina de agua. Los niveles medios de cada año no guardan buena relación con la precipitación anual (Fig. 4.14B). Tampoco lo hacen con la desviación acumulada de la precipitación respecto de la media (Fig. 4.14A), aunque dicha falta de correlación probablemente se deba al elevado número de años en los que no hay inundación o que el nivel medio anual está influenciado por los meses en los que el humedal se seca, hecho que no ocurre en el caso de la laguna Amarga.

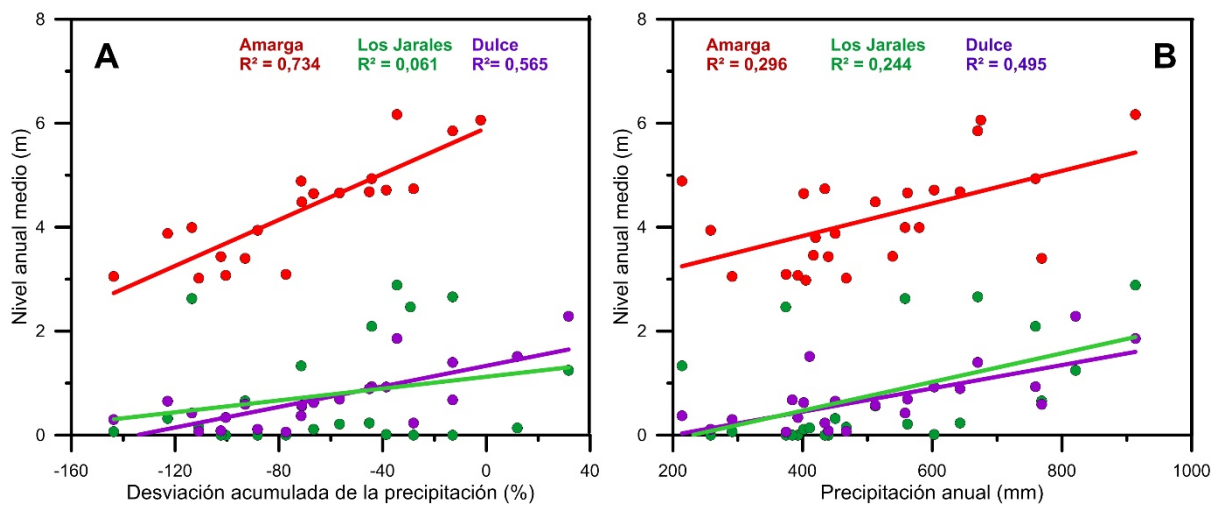


Figura 4.14. Relación de los niveles anuales medios de las lagunas Amarga, Dulce y de Los Jarales con la precipitación anual (A) y con la desviación acumulada de la precipitación respecto a la media histórica (B)

### 4.3.2. Registro limnimétrico durante el periodo de investigación (2013/14-2016/17)

Para el control limnimétrico de las lagunas de Los Jarales y Amarga durante el periodo de investigación, se instaló un dispositivo de registro de nivel de lámina de agua en cada uno de ellas. El primero de los *data logger* se situó, en abril de 2014, junto a la escala limnimétrica que hay en el centro de la Laguna de Los Jarales (Fig. 4.15A) y estuvo en funcionamiento hasta que el humedal se secó en junio de 2015, fecha en la que se retiró para evitar posibles daños en el equipo. Dado que el humedal no ha contado desde entonces con inundación significativa de su cubeta, el dispositivo no ha vuelto a instalarse durante el resto del periodo de investigación. El equipo de la laguna Amarga se colocó, en noviembre de 2014, junto a la pasarela que da acceso al observatorio de aves (Fig. 4.15B), situada en su orilla NE. Los descensos de nivel que han tenido lugar durante los años de estudio han obligado, en octubre de 2016, a la reubicación del dispositivo en una estaca clavada en el lecho de la laguna. Los datos horarios proporcionados por los equipos han sido utilizados para estimar los valores diarios medios de nivel, que se han comparado con las medidas puntuales realizadas en el marco de esta investigación y con las

### 4.3 Registro Limnimétrico

proporcionadas por los agentes de medioambiente de la Junta de Andalucía. Ambos grupos de datos muestran una buena correlación lineal (Fig. 4.15C y D), con un coeficiente de determinación ( $R^2$ ) de 0,99 en el caso de la laguna de Los Jarales y de 0,97 en el de Amarga.

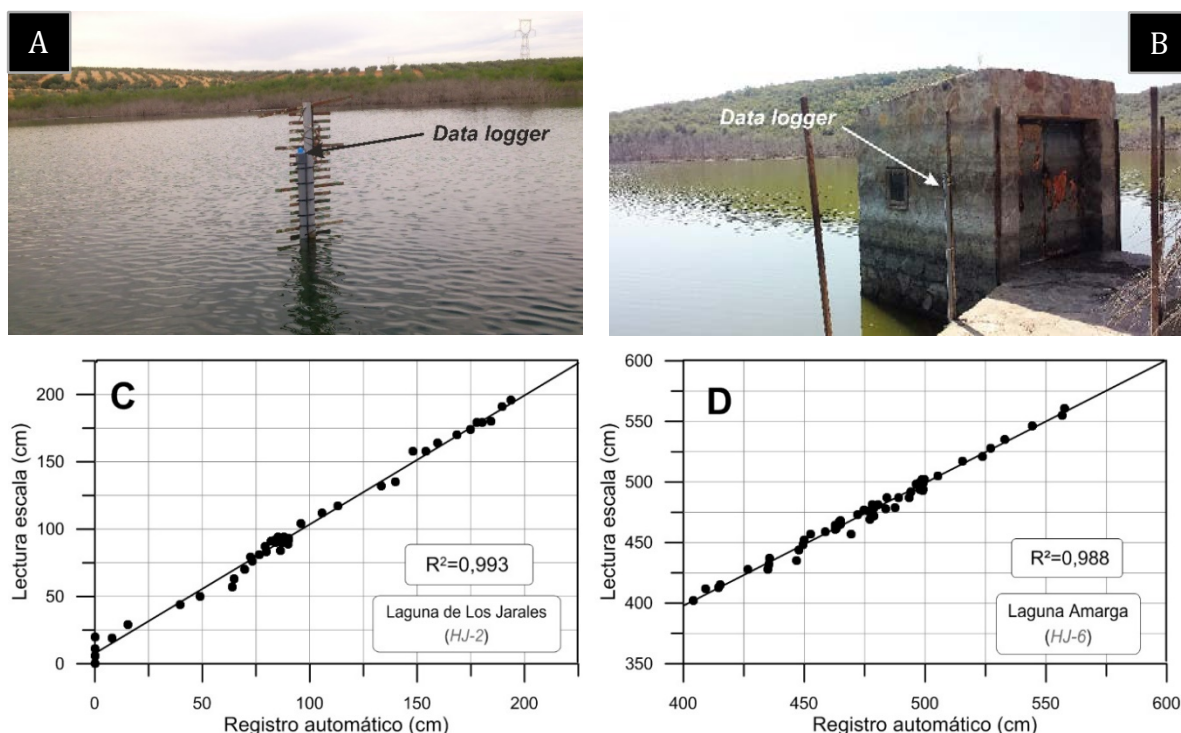


Figura 4.15. Ubicación de los equipos de registro continuo de nivel de lámina de agua en las lagunas de Los Jarales (A), adosada escala limnimétrica, y Amarga (B), junto a pasarela de acceso a la caseta de observación. Relación entre el nivel de lámina de agua registrado por los equipos de medida automáticos y las lecturas limnimétricas puntuales realizadas en las de lagunas Los Jarales (C) y Amarga (D)

En la figura 4.16 se representa la evolución limnimétrica de las lagunas Dulce, de Los Jarales y Amarga y la precipitación diaria durante el periodo de investigación (2013/14–2016/17). En general, se observa una tendencia descendente de los niveles, que se interrumpe de forma temporal en los meses más lluviosos (octubre-abril).

El registro limnimétrico mensual de la laguna Dulce (Fig. 4.16) muestra un descenso escalonado de los niveles entre octubre de 2013 (1,99 m) y agosto de 2015, mes en el que la laguna se secó. No obstante, se observan algunos ascensos producidos como consecuencia de los eventos pluviométricos más importantes. El primero de ellos, de 20 cm, tuvo lugar en febrero de 2014, mientras que en noviembre de ese mismo año se produjo una subida de 52 cm, debido a los 105 mm de lluvia caídos durante las dos semanas previas. También se registraron ascensos del nivel en noviembre de 2015 y febrero de 2016, aunque de menor cuantía, que permitieron la inundación temporal del humedal durante el año 2015/16. En el último año de registro (2016/17) se registraron dos periodos de inundación. El primero de ellos dio comienzo en diciembre, con un ascenso de nivel de casi 1 m, tras las lluvias de finales de noviembre y comienzos de diciembre (88 mm), y se prolongó hasta junio. El segundo periodo se produjo en verano y duró menos de un mes, como consecuencia de la tormenta caída el día 28 de agosto (30 mm). En lo referente a los descensos, cabe señalar que ocurren a lo largo de todo el año,

aunque se intensifican a partir del mes de marzo, para alcanzar los niveles más bajos entre junio y agosto, con hasta 33 cm de variación mensual (agosto de 2014). El descenso acumulado durante el año 2013/14 es el mayor medido en el periodo, con 1,38 m de bajada total.

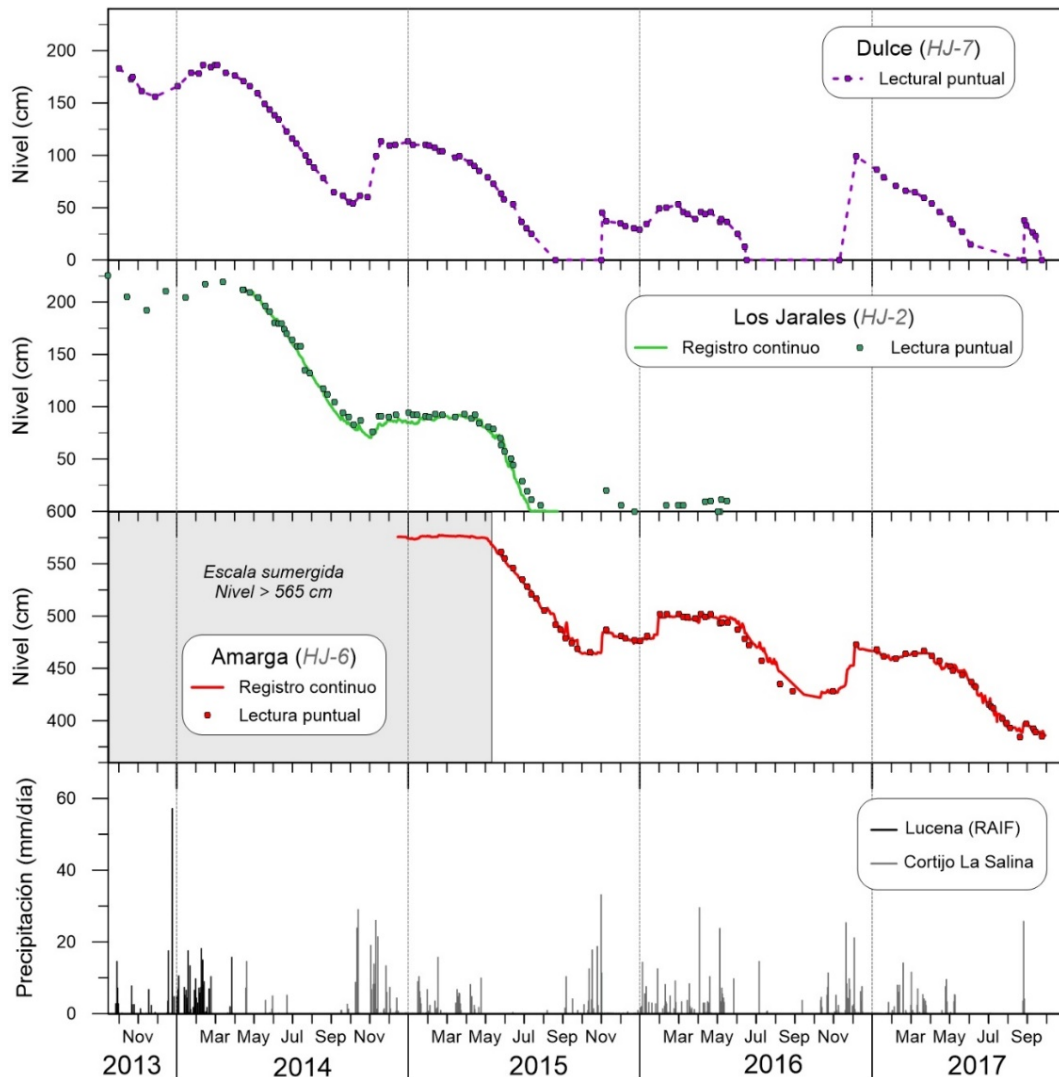


Figura 4.16. Evolución limnimétrica de las lagunas Dulce, Amarga y de Los Jarales durante el periodo 2013/14-2015/16. Se representa la precipitación registrada en la estación Lucena-RAIF desde octubre de 2013 a abril de 2014, y en el Cortijo La Salina, desde esta última fecha en adelante

La evolución limnimétrica en la laguna de Los Jarales (Fig. 4.16) es similar a la descrita para la Dulce, aunque los ascensos observados son menores y en el año 2015/16 el humedal tan sólo presentó un leve encharcamiento. El nivel máximo (2,17 m) se registró en febrero de 2014 y el mínimo (0 m) desde junio de 2015 en adelante, con la salvedad de noviembre de 2015 y el periodo comprendido entre marzo y mayo de 2016, en los que la laguna estaba ligeramente encharcada. Los descensos limnimétricos se hacen más acusados entre mayo y septiembre (Fig. 4.16), con un descenso mensual máximo de 0,41 m, en agosto de 2014. La mayor bajada de niveles acumulada a lo largo de un año es de 1,32 m (2013/14). Durante los meses húmedos, los niveles permanecen más o menos estables. Únicamente se observan ascensos leves, con una diferencia máxima mensual de 0,20 m en noviembre de 2015, como respuesta a las lluvias intensas de dicho mes, que también provocaron ascensos en el resto de humedales.



No se dispone de información relativa a los niveles de lámina de agua en la laguna Amarga hasta la instalación del *data logger*, en noviembre de 2014 (Fig. 4.16), pues la escala utilizada como referencia durante el periodo de estudio estuvo sumergida entre el inicio del mismo y mayo de 2015. El registro comenzó con el nivel máximo medido, estabilizado en torno a 5,65 m, pero empezó a descender a partir de mayo de 2015, y lo hizo hasta octubre (4,65 m), manteniendo una tasa de descenso de aproximadamente 0,20 m al mes, algo más acentuada entre junio y agosto. Durante los meses húmedos del año 2015/16 se produjeron dos ascensos de los niveles (Fig. 4.16). El primero, de 17 cm, ocurrió entre el 1 y el 3 de noviembre de 2015, tras las lluvias intensas (43 mm/6 horas) de la noche del 1 al 2, y el segundo, de 16 cm, tuvo lugar el 30 de enero de 2016, como respuesta a los 12 mm que cayeron en 4 horas durante la noche anterior. Entre febrero y mayo de 2016 la columna del agua era del orden de 5 m, sin variaciones destacables, para dar paso a un descenso que se prolongó hasta alcanzar 4,25 m, hacia mediados de septiembre. Los 98 mm de precipitación caída entre el 1 y el 7 de diciembre de 2016 dieron lugar un ascenso escalonado de los niveles de 0,44 m en total. Tras éste, se produjo otra estabilización que dio paso a un periodo de descenso, desde mayo de 2017 hasta final del año hidrológico, aunque interrumpido por una pequeña subida (0,09 m) originada por las lluvias caídas el 28 de agosto (Fig. 4.16). El mayor descenso anual ocurrió en 2014/15, con una variación acumulada de 0,96 m.

El análisis cualitativo de los limnigramas de los distintos humedales estudiados pone de manifiesto algunas diferencias entre ellos (Fig. 4.16). Así, las lagunas Dulce y Amarga muestran ascensos acusados como respuesta a los episodios lluviosos más intensos, lo que denota una mayor producción de escorrentía en sus cuencas vertientes, sobre todo en el caso de la laguna Dulce, mientras que en la de Los Jarales el ascenso de los niveles es más suave y sólo se produce con los eventos de precipitación de mayor magnitud. Durante el estiaje, los niveles de las lagunas Dulce y de Los Jarales acumulan mayores descensos que los de la laguna Amarga, lo que se debe -en parte- a la menor columna de agua que presentan, más favorable para su evaporación. No obstante, es razonable pensar que la causa de la diferencia en los descensos limnimétricos esté relacionada con la existencia de aportes subterráneos hacia la laguna Amarga (que impiden un vaciado rápido de su cubeta), con la infiltración de agua desde el vaso de las lagunas Dulce y de Los Jarales hacia el subsuelo, o con ambos procesos de forma simultánea.

#### **4.3.3 Análisis correlatorio y espectral de las series de registro limnimétrico**

A partir de los registros limnimétricos de las lagunas, se han llevado a cabo diversos análisis correlatorios y espectrales. Por un lado, se han utilizado las series históricas de datos mensuales de precipitación, registradas en el área de estudio (Tab. 3.3), y de altura de lámina de agua en las lagunas Dulce, Amarga y de Los Jarales, para el periodo 1991/92-2015/16. Por otro lado, se han utilizado los datos diarios de nivel, obtenidos por los equipos instalados en las lagunas Amarga y de Los Jarales, y los de precipitación, medidos en la estación del Cortijo La Salina. Las ventanas de observación utilizadas han sido de 100 meses, en el caso del análisis histórico, y de 210 días, para los datos obtenidos durante el periodo de investigación. También se ha aplicado este tipo de

tratamiento para el estudio de los datos horarios de nivel y precipitación durante el periodo de investigación, aunque no se han obtenido resultados relevantes de dicho tratamiento. Tampoco se ha encontrado ninguna conclusión destacable a partir de los análisis espectrales aplicados a los datos diarios, por lo que no se presentan ni se discuten en esta memoria.

### 4.3.3.1 Análisis correlatorio y espectral de datos históricos de la altura de lámina de agua en las lagunas Amarga, Dulce y de Los Jarales

En la figura 4.17A se representan los resultados obtenidos del análisis correlatorio simple de las series históricas de datos (AMA, 1986-1994; CMA, 1995-2010; CAPMA, 2011-12; CMAYOT, 2013-17). Los valores de autocorrelación ( $r$ ) de la precipitación son poco significativos para cada paso de tiempo ( $k$ ) considerado y presentan variaciones aleatorias. Las curvas de los correlogramas correspondientes a las distintas lagunas muestran descensos escalonados de los valores de  $r$ , con oscilaciones periódicas, que alcanzan máximos relativos en valores de  $k$  en torno a 12, 24 y 36 meses. Ello es mucho más pronunciado en el caso de la laguna Dulce, mientras que las variaciones del autocorrelograma de la laguna de Los Jarales son más suaves y su evolución es más tendida (Fig. 4.17A).

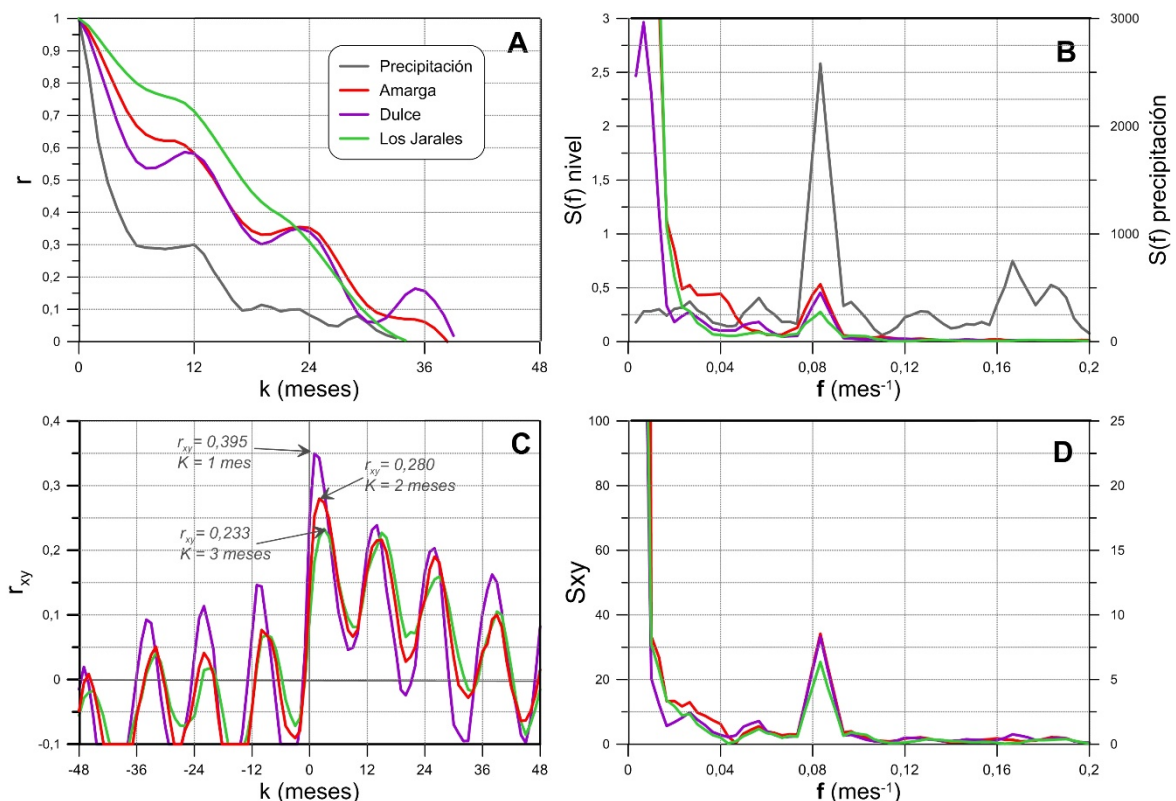


Figura 4.17 Resultados de los análisis correlatorio y espectral simple (A y B, respectivamente) y correlatorio y espectral cruzado (C y D, respectivamente) de las series de datos mensuales de precipitación y de niveles de lámina de agua en las lagunas Dulce, Amarga y Los Jarales para el periodo 1991/92-2015/16, calculados para una ventana de observación de 100 meses (se representan 48).  $r$ , coeficiente de correlación;  $S(f)$ , densidad espectral;  $r_{xy}$ , coeficiente de correlación cruzada;  $S_{xy}$ , densidad espectral cruzada

### 4.3 Registro Limnimétrico

---

Las oscilaciones observadas en los autocorrelogramas de los humedales (Fig. 4.17A) son debidas a una periodicidad anual de los datos, como puede deducirse del análisis espectral de las series de datos, representado en la figura 4.17B. Los espectros indican una periodicidad anual de los niveles de lámina de agua, con el pico de mayor densidad espectral ( $S(f)$ ) para la frecuencia de 0,083 (1/12 meses), coincidente con el de la serie de precipitación, aunque el de ésta es más marcado. Ello refleja la capacidad de atenuación que tienen los humedales frente a los eventos lluviosos. El valor de  $S(f)$  es ligeramente mayor en las lagunas Amarga y Dulce (0,53 y 0,45, respectivamente) que en el caso de la de Los Jarales ( $S(f)=0,28$ ), cuyo espectro de frecuencias presenta un pico menos marcado (Fig. 4.17B). Dicha diferencia podría deberse a la existencia de periodos de varios años en los que este último humedal permanece sin agua y, por tanto, no se producen variaciones de nivel, lo que reduciría la densidad espectral para frecuencias inferiores a la duración de dichos periodos. No obstante, también es posible que en el entorno de la laguna de Los Jarales existan otros procesos hidrológicos-hidrogeológicos que atenúen la respuesta de las precipitaciones. El tamaño de la cuenca vertiente a la laguna de Los Jarales (96 ha), inferior a las de Amarga y Dulce (257 ha y 325 ha, respectivamente), así como el predominio de depósitos miocenos y pleistocenos en la cuenca vertiente al humedal, más permeables que los materiales arcillosos presentes en la mayor parte del área de estudio (mapa hidrogeológico adjunto), condicionarían la generación de un menor volumen de aportes superficiales. Así mismo, el agua infiltrada podría circular subsuperficialmente hacia la laguna, lo que sería coherente con la evolución más tendida de su autocorrelograma para valores de  $k$  menores de 12 meses (Fig. 4.17A).

Los resultados del análisis correlatorio cruzado se representan en la figura 4.17C. Al igual que ocurría con los correlogramas simples, los cruzados tienen una tendencia descendente en el lado positivo del eje de abscisas, pero con unas oscilaciones del coeficiente de correlación cruzada ( $r_{xy}$ ) muy pronunciadas. El mayor valor de  $r_{xy}$  (0,395) se alcanza en la curva de la laguna Dulce, con un desfase de tiempo ( $k$ ) de 1 mes, mientras que el máximo  $r_{xy}$  obtenido para la laguna de Los Jarales es de 0,233, para una  $k=3$  meses (Fig. 4.17C). El correlograma cruzado de la laguna Amarga se sitúa en una posición intermedia, con un valor máximo de  $r_{xy}$  de 0,28. Los picos situados en torno a 12, 24 y 36 meses son debidos a la periodicidad anual de las precipitaciones (Fig. 4.17B) y al efecto que ésta produce sobre la altura de lámina de agua en los humedales. Como puede verse en el espectro cruzado (Fig. 4.17D) la correlación de ambos parámetros también muestra una recurrencia de doce meses, lo cual evidencia el ciclo anual del hidropериodo de los humedales, condicionado por la evolución temporal de las precipitaciones.

El tratamiento matemático realizado a partir de las series históricas de registro limnimétrico pone de manifiesto la gran influencia de la precipitación sobre la dinámica hidrológica de los humedales estudiados, la cual determina en gran medida las variaciones de su lámina de agua, algo más en el caso de la laguna Dulce, de carácter netamente estacional y alimentada por agua superficial. Así mismo, se ha constatado la rápida respuesta de la lámina de agua de dicho humedal a la precipitación, hecho que se atenúa y desfasa en el caso de la laguna Amarga y, más aún, en la de Los Jarales. Dicha atenuación de la respuesta a la señal de entrada (precipitación) revela que los entornos de ambos humedales tienen cierta capacidad de regulación, lo que podría deberse a la

participación de las aguas subterráneas en el funcionamiento hídrico del humedal. Ello estaría en consonancia con el sentido de los flujos de agua subterránea definido a partir de los mapas de isopiezas realizados (Fig. 4.11 y 4.12) y explicaría la mayor duración de los ciclos de inundación en la laguna de Los Jarales y el hidropersistencia permanente de la laguna Amarga. El mayor grado de desconexión de la laguna Dulce respecto de las aguas subterráneas puede deberse a que el fondo de su cubeta está más elevado que el de la laguna Amarga (370 y 366 m s.n.m., respectivamente), por lo que queda por encima del nivel piezométrico.

### 4.3.3.2 *Análisis correlatorio de altura de lámina de agua en las lagunas Amarga y de Los Jarales para el periodo de estudio*

En la figura 4.18 se representan los resultados obtenidos del análisis correlatorio simple realizado a partir de las series de datos diarios proporcionadas por los equipos de registro instalados en las lagunas Amarga y de Los Jarales (Fig. 4.18A) y del análisis correlatorio cruzado entre dichas series y la de precipitación de la estación del Cortijo La Salina (Fig. 4.18B). Los resultados se representan de forma conjunta en la figura 4.18, pero hay que tener en cuenta que las series no son coincidentes en el tiempo (Fig. 4.16).

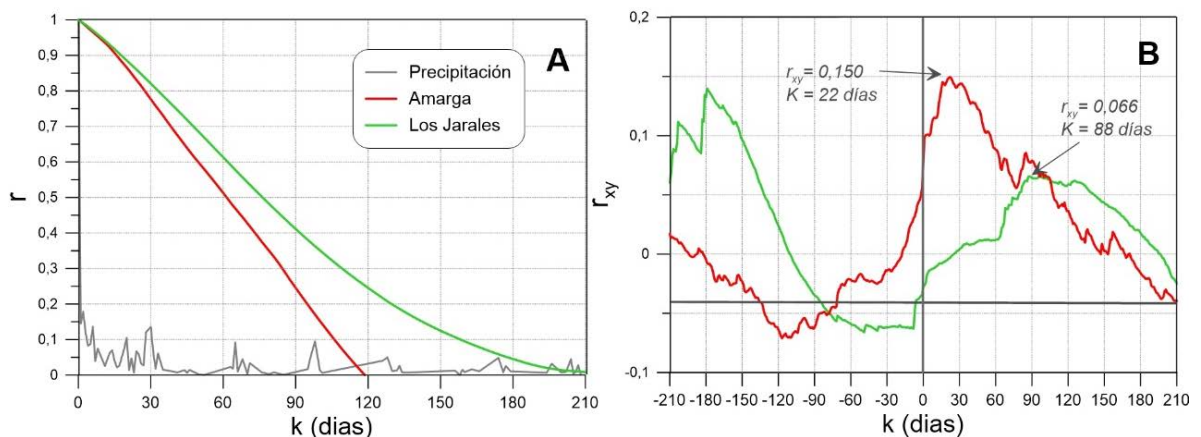


Figura 4.18. Resultados del análisis correlatorio simple de los datos diarios de precipitación y de altura de lámina de agua en las lagunas de Los Jarales y Amarga, calculados para una ventana de observación de 210 días (A) y del análisis correlatorio cruzado entre las series de altura de lámina de agua y precipitación diarias para el mismo periodo y ventana de observación (B).  $r$ , coeficiente de correlación;  $r_{xy}$ , coeficiente de correlación cruzada

El autocorrelograma de la laguna Amarga muestra una pendiente negativa más inclinada y más o menos constante, mientras que el de la laguna de Los Jarales, con menor pendiente, se hace progresivamente más tendido (Fig. 4.18A). Si se aplican los criterios de la metodología propuesta por Mangin (1981a y b), podría decirse que el comportamiento de la laguna de Los Jarales es algo más inercial que el de la laguna Amarga y, por tanto, las variaciones de nivel que se producen en la primera son más suaves. Si se observan sus limnigramas (Fig. 4.16), se comprueba que los niveles de la laguna Amarga sufren ascensos bruscos, mientras en la de Los Jarales éstos son mucho más moderados. Por tanto, la altura de lámina de agua en la laguna de Los Jarales permanece relativamente estable en los meses húmedos, lo que le confiere una mayor autocorrelación durante el periodo de registro (Fig. 4.18A).

### 4.3 Registro Limnimétrico

---

El análisis correlatorio cruzado realizado con datos diarios (Fig. 4.18B) pone de manifiesto la diferencia entre el comportamiento del nivel de agua de ambos humedales frente a la precipitación, ya observada con los resultados obtenidos del tratamiento de la serie histórica de datos mensuales (Fig. 4.17C). Sin embargo, en este caso, se aprecia una respuesta más rápida del nivel de lámina de agua en la laguna Amarga, con un pico del coeficiente de correlación cruzada ( $r_{xy}$ ) de 0,150 a los 22 días. Por su parte, el correlograma cruzado correspondiente a la laguna de Los Jarales sí muestra un máximo de  $r_{xy}$  a un  $k$  (88 días) similar al obtenido con el análisis de los datos históricos (3 meses). Las diferencias observadas pueden deberse a la diferencia de la periodicidad de las medidas, aunque también hay que tener en cuenta que el periodo de observación es distinto al del análisis correlatorio realizado con los datos mensuales, por lo que no son totalmente comparables.

Los resultados derivados del tratamiento aplicado a las series de datos de niveles medios diarios vuelven a poner de manifiesto una mayor rapidez de respuesta limnimétrica de Laguna Amarga frente a la precipitación que la de Los Jarales. Ello podría estar relacionado con la diferencia del tamaño de sus cuencas vertientes, mayor en el caso de la laguna Amarga (275 ha) que en la de Los Jarales (96 ha), lo que explicaría una mayor producción de escorrentía en el primer caso, que repercutiría en mayores valores de  $r_{xy}$  cruzada en  $k$  bajos. No obstante, cabe señalar que los análisis correlatorios se han realizado con series de datos cortas registradas en años secos, en los que se han producido principalmente descensos limnimétricos y los ascensos han sido más marcados en la laguna Amarga. Por tanto, sería aconsejable disponer de series temporales más amplias, que incluyeran también años húmedos y que coincidieran en el tiempo, para poder extraer conclusiones definitivas.

## 4.4 HIDROTERMIA

Se ha llevado a cabo un control de la temperatura del agua drenada por los manantiales del Anzur Bajo (MJ-1) y Anzur Alto (MJ-2) durante el periodo de investigación, entre septiembre de 2013 y septiembre de 2017. El registro hidrotérmico de ambas surgencias consta de datos horarios obtenidos mediante dispositivos de medida y almacenamiento automático. Con objeto de verificar las lecturas realizadas por los *data logger*, también se han tomado medidas puntuales de temperatura del agua, cuya periodicidad, normalmente quincenal, ha estado comprendida entre mensual y horaria, dependiendo de las condiciones hidroclimáticas imperantes en cada momento. Además, entre enero de 2015 y junio de 2016, se efectuaron un total de 14 medidas puntuales de temperatura de las aguas del manantial de Las Salinillas (MJ-3). Así mismo, se han tomado datos mensuales de temperatura del agua en humedales y ocasionales en rezumes y pozos, aunque dicha información será tratada en el apartado 4.5, conjuntamente con la hidroquímica.

Las aguas de las distintas surgencias estudiadas presentan temperaturas medias relativamente parecidas, en un intervalo entre 20,5°C, en el manantial del Anzur Bajo, y 21,5°C, en el de Las Salinillas (Tab. 4.8). Los valores máximos de temperatura se sitúan por encima de la temperatura media histórica del aire calculada para el área de Jarales, de 17,2°C (Tab. 3.10). En concreto, existe una desviación de 4,4°C en el caso de las Aguas

del Anzur Bajo, de 4,5°C en el de Las Salinillas, y de 4,9°C en el del Anzur Alto. De acuerdo con los criterios establecidos por Schoeller (1962) y Custodio y Llamas (1983), las tres surgencias presentan carácter termal, lo que es atribuible a una contribución de flujos relativamente profundos al caudal de descarga de las mismas. No obstante, el termalismo de los manantiales no es muy acusado, por lo que la procedencia de los flujos ascendentes no debe ser muy profunda o bien, se produce un enfriamiento de éstos, lo que puede deberse a la mezcla con aguas de circulación más somera o a un ascenso lento que favorece la pérdida de calor a medida que se aproximan al punto de surgencia.

Denominación (Referencia)	Tipo de serie	Periodo de registro	Nº de medidas	Tª max. (°C)	Tª med. (°C)	Tª min. (°C)	Tª max. - Tª min.	cv (%)
Anzur Bajo (MJ-1)	Datos puntuales	Sep 13 - Sep 17	124	21,6	20,7	19,4	2,2	2,0
	Registro continuo	Ene 14 - Sep 17	27.052	21,6	20,5	18,2	3,4	1,9
Anzur Alto (MJ-2)	Datos puntuales	Sep 13 - Sep 17	79	22,1	20,6	18,9	3,2	1,4
	Registro continuo	Ene 14 - Sep 17	20.323	22,1	20,7	16,8	5,3	2,9
Las Salinillas (MJ-3)	Datos puntuales	Ene 15 - Jun 16	14	21,7	21,5	21,4	0,3	0,5

Tabla 4.8. Características de los datos de temperatura de las aguas de los manantiales del área de Jarales

Las aguas de los manantiales del Anzur Bajo y del Anzur Alto muestran mayores variabilidad y amplitud térmica que las del de Las Salinillas, cuyo coeficiente de variación (**cv**) es de 0,5%, y su diferencia de temperaturas máxima y mínima es de 0,3°C (Tab. 4.8). Las aguas del manantial del Anzur Alto presentan la mayor diferencia entre los valores máximo y mínimo de datos puntuales de temperatura (3,2°C), aunque cuentan con un **cv** del 1,4 %, ligeramente inferior al calculado para la surgencia del Anzur Bajo (2,0 %).

Las series de registro continuo de la temperatura del agua de los manantiales Anzur Alto y Anzur Bajo cuentan con algunos periodos de falta de datos, los cuales han sido completados mediante interpolación lineal. No obstante, en el caso de la surgencia del Anzur Alto, existen intervalos de tiempo muy prolongados en los que no hay datos (Fig. 4.19), para los que no se ha aplicado dicho tratamiento de interpolación.

Las evoluciones temporales de la temperatura del agua de los distintos manantiales (Fig. 4.19) muestran diferencias en cuanto al comportamiento hidrotérmico de cada uno de ellos. En el manantial de Las Salinillas, los datos de temperatura del agua no presentan variaciones importantes como consecuencia de los pequeños aumentos de caudal medidos (Fig. 4.19) Por el contrario, sí se han registrado variaciones térmicas significativas en las otras dos surgencias. No obstante, el periodo de observación en el manantial de Las Salinillas ha sido corto y la frecuencia de muestreo menor que en los otros dos puntos, por lo que no podría descartarse completamente la eventual ocurrencia de variaciones hidrotérmicas en dicha surgencia.

En el manantial del Anzur Alto, la evolución de la temperatura del agua sigue un patrón muy similar al de la temperatura del aire en la zona (Fig. 4.19), con aumentos atenuados de sus valores en verano y descensos en invierno, aunque con algunas diferencias. La principal excepción a lo anterior es un incremento de la temperatura del agua del manantial que coincide con la crecida registrada a comienzos de 2014 (Fig. 4.19), lo que sugiere que pudiera existir una relación entre ambos sucesos. Ello sería indicativo

#### 4.4 Hidrotermia

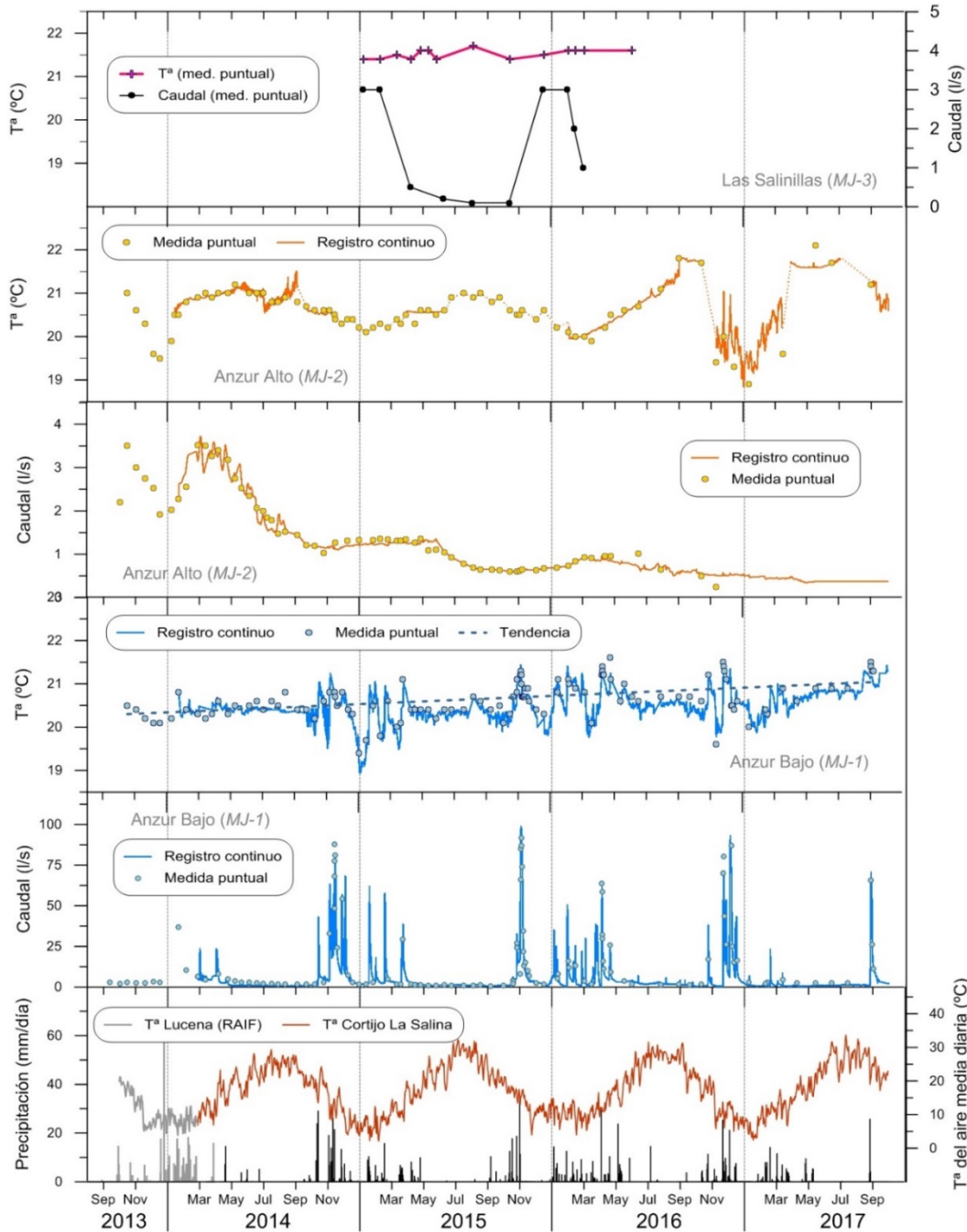


Figura 4.19. Evolución de la temperatura del agua drenada por los manantiales del Anzur Bajo, Anzur Alto y Las Salinillas durante el periodo de investigación. También se representan las series de datos de caudal y de precipitación diaria, así como de temperatura del aire media correspondientes a las estaciones de Lucena-RAIF (hasta marzo de 2014, en gris) y del Cortijo La Salina (desde abril de 2014 en adelante)

de una mayor participación del agua de la zona saturada en el caudal de descarga, como consecuencia del empuje producido por la recarga. Desde el inicio del año hidrológico 2014/15 hacia adelante, la evolución hidrotérmica se comporta de manera distinta a la de la descarga, con una clara influencia de la temperatura atmosférica (Fig. 4.19). Ello podría deberse a que la recarga ocurrida en dicho periodo no ha sido suficiente como para movilizar flujos más profundos, sino que la circulación subterránea ha tenido lugar preferentemente en zonas más superficiales, lo que ha favorecido el enfriamiento de las aguas drenadas por el manantial del Anzur Alto durante los meses de invierno.

Finalmente, el descenso de la temperatura del agua se hace muy acusado entre noviembre de 2016 y mayo de 2017. Ello se debe a que la altura de lámina de agua en el punto de surgencia en el que se monitorizaba la temperatura del agua fue descendiendo de forma continuada, a la vez que se ralentizaba el drenaje. La lentitud del flujo habría dado lugar a un mayor intercambio calórico entre la surgencia y el aire circundante, como puede verse en las oscilaciones térmicas diarias registradas en dicho periodo (Fig. 4.19). La reubicación del *data logger* y la realización de medidas en otro punto de surgencia, con una mayor lámina de agua, puso fin a la anomalía observada.

El registro hidrotérmico del manantial del Anzur Bajo (Fig. 4.19) muestra variaciones más rápidas y significativas de la temperatura del agua que las ocurridas en el Anzur Alto. Se trata tanto de ascensos como de descensos, que tienen lugar durante las crecidas observadas en el hidrograma, ocurridas como respuesta a los eventos lluviosos de mayor magnitud (Fig. 4.19). En general, se produce un aumento térmico en las primeras horas de las crecidas, de alrededor de 0,5°C, que da paso a un enfriamiento de hasta 1,8°C en los días o semanas siguientes. Durante los episodios de recarga más intensos, la temperatura del agua desciende hasta valores de 19-19,5°C y, sobre todo, el enfriamiento se hace más prolongado en el tiempo, tal y como sucede tras las lluvias del otoño de 2014 (Fig. 4.19). La recuperación térmica tiene lugar de manera rápida si se produce un nuevo evento de recarga, o de forma lenta si no tiene lugar ningún episodio lluvioso que produzca respuesta, como se observa en la primavera de 2017 (Fig. 4.19). Este comportamiento revela que al inicio de la respuesta del manantial existiría una mayor participación, en el caudal de descarga, de agua de mayor temperatura (flujos profundos), proveniente de la zona saturada, movilizada por el empuje de la recarga. A continuación, tendría lugar la llegada a la surgencia de agua infiltrada más recientemente, a través de la red de conductos kársticos, que generaría un descenso hidrotérmico, proporcional a la magnitud del episodio de recarga. A medida que se produce el vaciado de la zona no saturada, disminuiría la componente de flujo más moderna y fría, lo que derivaría en un aumento progresivo de la temperatura del agua del manantial.

Por otro lado, se ha producido un aumento gradual de la temperatura del agua drenada por el Anzur Bajo a lo largo de todo el periodo de investigación, como puede observarse en la línea de tendencia representada en la figura 4.19. Las medidas realizadas en septiembre y octubre de 2013, antes de las primeras lluvias del año hidrológico 2013/14, ofrecían valores de alrededor de 20,5°C, mientras que al final del año 2016/2017, la temperatura del agua de la surgencia se situaba en torno a 21,3°C, 0,8°C por encima. Dicha diferencia se habría producido por una disminución de la fracción moderna existente en la mezcla de aguas drenadas por el manantial, debido a la concatenación de 4 años secos (Fig. 3.11). Ello habría provocado un aumento de la temperatura, asociado al drenaje de mayor proporción de agua que sería aportada por los flujos ascendentes. En el manantial del Anzur Alto existe también una diferencia de hasta 0,9°C entre la temperatura del agua entre el verano de 2013 y el de 2017 (Fig. 4.19). No obstante, debido a la falta de continuidad del registro térmico horario del manantial del Anzur Alto y a los valores tan anormalmente fríos observados durante el año hidrológico 2016/17, no se ha podido determinar una tendencia ascendente de la temperatura del agua de la surgencia que permita deducir la existencia de un proceso de calentamiento similar al descrito para el Anzur Bajo. Además, dado que el fenómeno aquí



descrito tiene un carácter interanual, sería conveniente controlar la temperatura de ambos manantiales durante un mayor periodo de tiempo para poder confirmar ésta hipótesis.

El estudio hidrotérmico de los manantiales evidencia la existencia de distintas componentes de flujo subterráneo en los caudales de descarga. La proporción de aguas profundas (de flujos ascendentes) y someras en la mezcla drenada por los manantiales del Anzur Alto y Anzur Bajo varía en función de las condiciones hidroclimáticas imperantes. De este modo, la temperatura aumenta cuando el sistema está en carga, por la movilización de aguas profundas, o al reducirse la fracción de flujo más moderna, a medida que se produce el vaciado de las reservas.

## 4.5 HIDROQUÍMICA

### 4.5.1 Caracterización espacial de la composición química de las aguas

Las muestras de aguas de los distintos puntos, cuya situación puede verse en el mapa hidrogeológico adjunto, presentan una gran variedad de facies hidroquímicas (Fig. 4.20). El agua de los manantiales del Anzur Bajo (MJ-1), Anzur Alto (MJ-2) y Las Salinillas (MJ-3), así como la de los rezumes de Serranillos (RJ-1) y La Salina (RJ-2), son de tipo cloruradas sódicas, al igual que las muestras tomadas en los pozos de Las Navas-5 (PJ-24), La Salina-1 (PJ-31) y La Salina-2 (PJ-32), aunque este último tiene una mayor proporción de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ . En los pozos de San José-1 y 2 (PJ-2 y PJ-3, respectivamente) las aguas son de tipo sulfatado magnésico. El agua de los pozos de Taraje-2 (PJ-36) y Taraje-3 (PJ-37) presentan facies clorurada magnésica-sódica, la del de la Laguna Amarga (PJ-53) las tiene sulfatada-bicarbonatada magnésica y la del de Molina Ramírez-2 (PJ-42) es de facies mixtas.

Los humedales tienen mayor diversidad y variabilidad hidroquímica que los manantiales (Fig. 4.20). Las muestras de agua de la laguna de Los Jarales (HJ-2) suelen ser de facies cloruradas, aunque en algunas de ellas el ion  $\text{SO}_4^{2-}$  es más abundante o no se ha identificado ningún anión dominante. Los cationes  $\text{Ca}^{2+}$   $\text{Na}^+$  son los mayoritarios en las aguas de dicha laguna, aunque en distintas proporciones según la muestra. Las aguas de la laguna Amarga (HJ-6) son de facies sulfatadas, sin predominancia de catión alguno y las de la laguna Dulce (HJ-7) varían entre sulfatadas y bicarbonatadas cálcicas, aunque sin un claro predominio de alguno de los aniones. Finalmente, la única muestra tomada de la laguna del Canónigo es de tipo bicarbonatada cálcica.

El rango de conductividad eléctrica (CE) medida en las distintas aguas comprende valores entre 0,1 mS/cm, en la laguna Dulce, y 167,8 mS/cm, en el manantial del Anzur Bajo (Tab. 4.9). En general, el agua de los humedales presenta menor CE, con valores comprendidos entre décimas de mS/cm (El Canónigo y Dulce) hasta un máximo de 5,5 mS/cm, registrados en la laguna de Los Jarales durante el periodo de investigación. No obstante, el control hidroquímico realizado por la Consejería de Medio Ambiente, entre 1991 y 2016 (Tab. 4.9), revela que en las lagunas Amarga y de Los Jarales se han sobrepasado dichos valores, y en la última se ha llegado a superar 96 mS/cm. La mineralización del agua de los pozos es más diversa y varía entre 0,9 mS/cm (en el pozo

de la laguna Amarga) y más de 150 mS/cm (La Salina-1). Las aguas subterráneas drenadas por los rezumes y manantiales presentan mayores valores de CE, los cuales aumentan conforme disminuye la cota de surgencia, pasando de un valor medio de 12,3 mS/cm, en el rezume de La Salina, a más de 140 mS/cm, en el manantial del Anzur Bajo (Fig. 4.21). El único punto que no sigue la tendencia descrita es el de Las Puentezuelas (RJ-6), cuya única medida de CE realizada (50 mS/cm) supera a la mayoría de valores registrados en el rezume de Serranillos (RJ-1) y en el manantial del Anzur Alto (MJ-2), puntos situados a cotas inmediatamente inferiores.

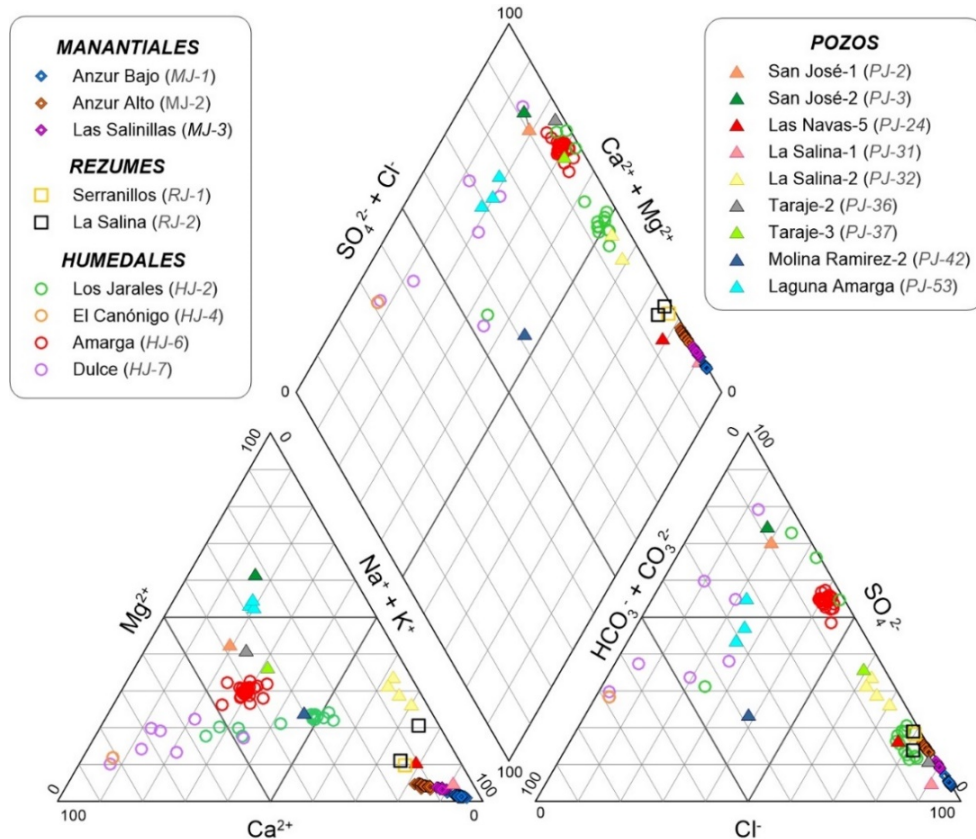


Figura 4.20. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las muestras de agua superficial (humedales) y subterránea (manantiales, rezumes y pozos) tomadas en el área de Jarales durante el periodo de investigación

Las aguas de facies clorurada sódica (Fig. 4.20 y mapa hidrogeológico adjunto) son las más mineralizadas y presentan los mayores contenidos iónicos en  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , pero también en otras especies como  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y, en menor medida,  $\text{K}^+$  y  $\text{Br}^-$  (Tab. 4.9). El origen de estos elementos está relacionado con las rocas evaporíticas existentes en el medio, con alto contenido en halita, yeso y anhidrita. Al igual que ocurre con la CE, se observa un aumento progresivo de los valores  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  a medida que desciende la cota de las surgencias salinas (Fig. 4.21), lo que puede guardar relación con una mayor presencia de halita a mayores profundidades. De hecho, también aumenta el contenido en  $\text{Br}^-$ , elemento presente en las formaciones con halita de edad Keuper (Ortí *et al.*, 1996). No obstante, existe además un aumento de la concentración de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  hacia menores cotas (Fig. 4.21), procedente de la disolución del yeso y la anhidrita. Todo ello sugiere que el aumento de la mineralización puede estar igualmente relacionado con una mayor evolución hidrogeoquímica. De acuerdo con Tóth (1963, 1970), las aguas subterráneas asociadas a flujos de mayor recorrido y profundidad adquieren progresivamente CE

## 4.5 Hidroquímica

Tipo	Punto (Ref.)	CE	T°	pH	OD	TOC	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Li <sup>+</sup>	Sr <sup>2+</sup>		
M A N A N T I A L	Amarg Bajo (MI-1)	<i>n</i>	131	131	108	101	-	132	132	-	127	120	-	116	117	129	129	129	129	-	50	
		<i>med</i>	148,8	20,7	7,0	3,7	-	241	0,00	-	86.243	52	-	21	6.004	2.290	418	54.087	218	-	52	
		<i>máx</i>	167,8	21,6	7,8	6,8	-	268	0,00	-	113.581	74	-	85	8.326	3.621	720	70.000	298	-	67	
		<i>mín</i>	120,6	19,4	6,6	1,4	-	185	0,00	-	63.105	30	-	0	4.907	1.751	246	39.464	159	-	36	
		<i>cv</i>	8	2	3	35	-	9	-	-	12	16	-	91	10	9	19	12	14	-	13	
	Amarg Alto (MI-2)	<i>med</i>	45,3	20,6	6,9	1,8	-	352	0,00	2,2	18.870	15	-	24	4.216	1.459	324	11.865	45	0,1	27	
		<i>máx</i>	50,1	22,1	7,4	5,1	-	371	0,00	11,3	23.318	28	-	52	5.091	1.612	355	14.364	58	1,5	37	
		<i>mín</i>	41,3	18,9	6,3	0,8	-	333	0,00	1,1	16.251	10	-	10	3.790	1.272	241	10.471	35	0,0	22	
		<i>cv</i>	6	3	3	60	-	2	-	50	8	17	-	33	6	4	6	7	10	308	13	
		<i>n</i>	14	14	12	11	-	14	14	14	14	14	-	14	14	14	14	14	14	14	14	4
	Las Salinillas (MI-3)	<i>med</i>	76,1	21,6	7,2	6,3	-	263	0	3,0	35.160	38	-	41	5.186	1.753	465	22.582	91	0,2	33	
		<i>máx</i>	79,9	23,1	7,4	7,7	-	267	0	3,6	37.363	54	-	65	6.034	2.031	532	24.188	102	1,3	40	
		<i>mín</i>	66,6	21,4	6,8	5,6	-	257	0	1,0	30.515	17	-	7	4.595	1.556	370	19.016	79	0,0	20	
		<i>cv</i>	6	2	2	9	-	1	-	22	5	36	-	58	7	8	9	7	8	209	27	
		<i>n</i>	159	-	156	-	-	159	159	-	148	-	138	159	159	159	159	159	159	159	-	-
Los Jarales (HI-2)	1991-2016 (CMA)	<i>med</i>	7,5	-	7,8	-	-	142	1	-	2.463	-	0,1	3	848	481	351	978	0,7	-	-	
		<i>máx</i>	96,3	-	9,1	-	-	529	24	-	52.451	-	1,8	31	15.000	5.357	6.308	17.300	5	-	-	
		<i>mín</i>	0,3	-	6,8	-	-	31	0	-	21	-	0,0	0	10	43	6	9	0,0	-	-	
		<i>cv</i>	153	-	6	-	-	44	387	-	229	-	210	133	216	151	212	192	94	-	-	
		<i>n</i>	15	15	12	8	13	15	15	13	15	13	13	15	15	15	15	15	15	13	3	
	2014-2016 (Tesis)	<i>med</i>	3,1	18,8	8,7	8,5	19	86	1	0,2	832	4,3	0,3	0,8	502	252	96	354	10	0,0	2,3	
		<i>máx</i>	5,5	27,0	11,9	14,2	30	138	10	0,3	1.522	7,3	2,9	2,7	2.055	738	187	612	21	0,1	3,1	
		<i>mín</i>	0,9	7,3	7,3	4,8	9	25	0	0,0	23	0,2	0,0	0,1	40	17	4	14	1	0,0	1,0	
		<i>cv</i>	40	34	13	37	32	42	335	31	44	28	79	123	75	46	42	34	278	50		
		<i>n</i>	191	-	197	-	-	197	197	-	197	-	197	197	197	197	197	197	197	197	-	-
El Canónigo (HI-4)	16/03/2016	<i>med</i>	0,98	22,10	7,84	-	7,9	50	0,0	0,2	62	1,1	0,0	1,7	474	198	13	28	5,5	0,0	7,9	
		<i>máx</i>	291	-	286	-	-	291	291	-	291	-	291	291	291	291	291	291	291	-	-	
		<i>mín</i>	7,4	-	7,9	-	-	157	1	-	1.679	-	0,1	2	2.125	518	430	770	1,8	-	-	
		<i>cv</i>	24,4	-	9,7	-	-	663	60	-	5.854	-	1,7	9	7.075	1.156	1.507	3.634	7,1	-	-	
		<i>n</i>	25	26	20	12	15	27	27	15	27	15	15	15	27	27	27	27	27	26	8	
	2014-2017 (Tesis)	<i>med</i>	3,6	18,9	8,0	7,3	13	128	0	0,4	777	3,9	0,3	1,7	1.390	417	190	346	15	0,0	7,6	
		<i>máx</i>	5,3	28,8	8,3	11,5	24	151	5	0,7	1.450	7,6	4,0	4,5	2.609	726	362	674	27	0,2	10,9	
		<i>mín</i>	2,5	10,0	7,7	4,4	8	40	0	0,2	504	2,3	0,0	0,3	860	292	112	184	11	0,0	5,5	
		<i>cv</i>	23	33	2	23	18	8	0	32	25	28	381	71	26	20	26	27	19	178	19	
		<i>n</i>	197	-	197	-	-	197	197	-	197	-	197	197	197	197	197	197	197	197	-	-
Amarga (HI-6)	1991-2016 (CMA)	<i>med</i>	0,4	-	8,0	-	-	145	1	-	40	-	0,2	3	53	104	16	12	0,4	-	-	
		<i>máx</i>	1,7	-	10,0	-	-	720	48	-	298	-	5,2	47	338	6.100	81	113	4,2	-	-	
		<i>mín</i>	0,1	-	7,2	-	-	37	0	-	2	-	0,0	0	5	3	0,2	1	0,1	-	-	
		<i>cv</i>	53	-	5	-	-	41	437	-	81	-	240	180	87	425	77	118	102	-	-	
		<i>n</i>	9	9	9	8	7	8	8	8	8	8	8	6	7	8	8	8	8	8	8	4
	2014-2016 (Tesis)	<i>med</i>	0,4	13,5	8,7	9,8	8,1	89,6	0,2	0,3	20	0,1	0,3	2,1	105	64	10	17	6	0,0	0,3	
		<i>máx</i>	0,7	22,7	9,2	15,0	11,9	130,5	1,4	0,4	37	0,6	0,5	6,0	311	105	18	51	23	0,0	0,4	
		<i>mín</i>	0,2	7,7	8,3	6,9	3,0	38,2	0,0	0,1	2	0,0	0,2	0,3	32	38	3	3	2	0,0	0,2	
		<i>cv</i>	38	34	4	25	34	32	283	30	75	207	37	103	89	34	51	91	121	-	27	
		<i>n</i>	197	-	197	-	-	197	197	-	197	-	197	197	197	197	197	197	197	197	-	-
Dulce (HI-6)	1991-2016 (CMA)	<i>med</i>	0,4	-	8,0	-	-	145	1	-	40	-	0,2	3	53	104	16	12	0,4	-	-	
		<i>máx</i>	1,7	-	10,0	-	-	720	48	-	298	-	5,2	47	338	6.100	81	113	4,2	-	-	
		<i>mín</i>	0,1	-	7,2	-	-	37	0	-	2	-	0,0	0	5	3	0,2	1	0,1	-	-	
		<i>cv</i>	53	-	5	-	-	41	437	-	81	-	240	180	87	425	77	118	102	-	-	
		<i>n</i>	9	9	9	8	7	8	8	8	8	8	8	6	7	8	8	8	8	8	8	4
	2014-2016 (Tesis)	<i>med</i>	0,4	13,5	8,7	9,8	8,1	89,6	0,2	0,3	20	0,1	0,3	2,1	105	64	10	17	6	0,0	0,3	
		<i>máx</i>	0,7	22,7	9,2	15,0	11,9	130,5	1,4	0,4	37	0,6	0,5	6,0	311	105	18	51	23	0,0	0,4	
		<i>mín</i>	0,2	7,7	8,3	6,9	3,0	38,2	0,0	0,1	2	0,0	0,2	0,3	32	38	3	3	2	0,0	0,2	
		<i>cv</i>	38	34	4	25	34	32	283	30	75	207	37	103	89	34	51	91	121	-	27	
		<i>n</i>	197	-	197	-	-	197	197	-	197	-	197	197	197	197	197	197	197	197	-	-
P O Z O	Llanos de S. José-1 (PJ-2)	16/03/2016	4,7	16,3	7,3	-	4,0	419	0	1,1	528	3,6	0,0	65	2.487	584	397	329	12	0,0	11	
	Llanos de S. José-2 (PJ-3)	18/05/2016	7,7	17,4	7,6	1,5	6,0	639	0	1,2	789	2,8	0,0	26	4.614	592	977	456	18	0,6	11	
	Las Navas-5 (PJ-24)	18/05/2016	14,5	19,0	7,8	1,0	5,7	730	0	0,9	5.034	4,8	0,0	13	1.456	396	231	3.336	15	0,6	9	
	La Salina-1 (PJ-31)	04/09/2014	151,5	19,2	6,7	1,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		26/01/2015	110,0	11,7	6,9	-	-	500	0,00	-	30.065	82,6	0	250	254	956	525	20.088	79	0	0	
	La Salina-2 (PJ-32)	<i>n</i>	4	4	3	2	2	4	4	4	4	2,0	4	4	4	4	4	4	4	4	4	2
		<i>med</i>	8,0	18,8	7,3	2,7	2,3	272	0	1,0	2.245	2,5	6,3	229	1.385	548	208	1.218	7,1	0,2	12	
		<i>máx</i>	10,6	21,2	7,5	4,4	2,8	305	0	1,1	3.001	4,0	11,5	321	1.658	715	290	1.472	7,8	0,3	15	
		<i>mín</i>	6,2	15,6	7,1	0,9	1,9	260	0	0,8	1.458	1,0	3,1	152	1.001	390	143	898	6,4	0,1	9	
	<i>cv</i>	23	13	2	94	28	8	-	16	28	85	59	31	21	26	30	19	8	63	32		
	Taraje-2 (PJ-36)	18/05/2016	16,5	17,4	7,2	0,4	4,9	234	0	0,7	5.893	24,1	1,4	221	1.009	1.542	80					

y temperatura más elevadas y sus facies se van modificando desde bicarbonatadas a sulfatadas y, finalmente, a cloruradas. La relación  $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$  aumenta con la CE (Fig. 4.21), lo que pone de evidencia dicha evolución hidrogeoquímica.

El contenido de  $\text{HCO}_3^-$  de las aguas (Tab. 4.9) es generalmente mayor (hasta 730 mg/l) en las muestras de los pozos. Los valores más bajos corresponden a las muestras de los humedales, con un mínimo de 25 mg/l en la laguna de Los Jarales. En ésta y en la laguna Dulce se ha identificado la presencia del ion  $\text{CO}_3^{2-}$ . El registro histórico de datos hidroquímicos de los humedales del sur de Córdoba (CMA, 1991-2016) recoge contenidos mucho mayores, de hasta 720 mg/l de  $\text{HCO}_3^-$ , en la laguna Dulce, y 60 mg/l de  $\text{CO}_3^{2-}$ , en las aguas de la laguna Amarga, aunque sus concentraciones medias se sitúan bastante por debajo, entre 142 y 157 mg/l ( $\text{HCO}_3^-$ ) y 1 mg/l ( $\text{CO}_3^{2-}$ ), respectivamente. El agua de los manantiales tiene un contenido medio de  $\text{HCO}_3^-$  comprendido entre 241 mg/l, en el Anzur Bajo, y 352 mg/l, en el Anzur Alto (Tab. 4.9).

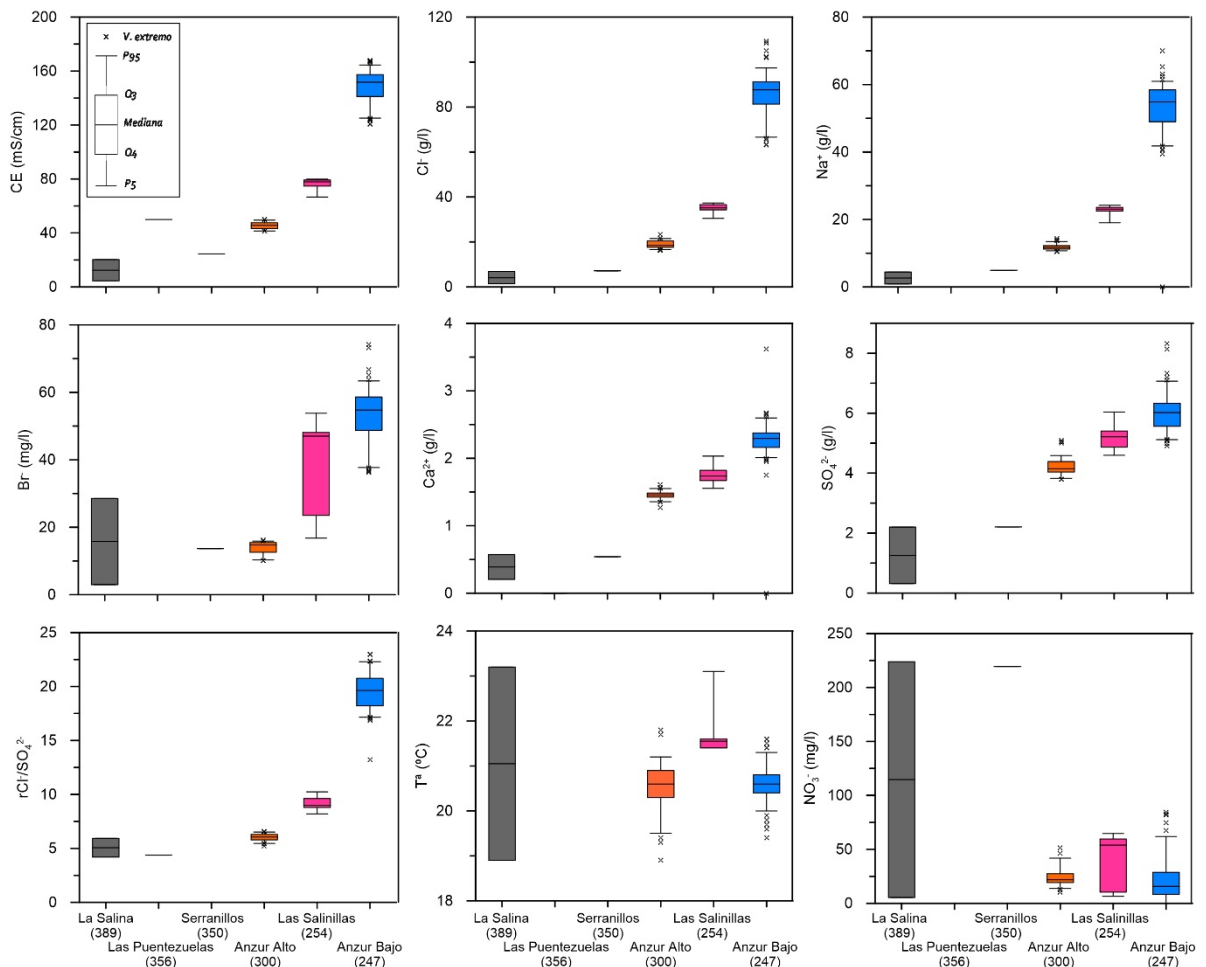


Figura 4.21. Diagramas de caja y bigotes en los que se representan los parámetros estadísticos de la conductividad eléctrica (CE), temperatura del agua ( $T^a$ ) y principales componentes químicos de las aguas subterráneas drenadas por los rezumes (La Salina, Las Puntezuclas, Serranillos) y manantiales (Anzur Alto, Las Salinillas y Anzur Bajo) del área de Jarales. Las cajas se ordenan por cota de surgencia, indicada entre paréntesis en m s.n.m

El contenido en carbono orgánico total (TOC) no se ha podido determinar en las aguas salinas, de modo que no se dispone de datos de este parámetro para los manantiales. En los pozos, los valores de TOC son relativamente bajos (1,2-6,7 mg/l),

## 4.5 Hidroquímica

---

mientras que en los humedales existen concentraciones medias de entre 8,1 mg/l (Dulce) y 19 mg/l (Los Jarales), con un valor máximo de 30 mg/l, en Los Jarales (Tab. 4.9). En lo relativo al contenido en  $\text{NO}_3^-$ , las aguas de las lagunas presentan los menores valores, inferiores a 6 mg/l durante todo el periodo de estudio, mientras que el agua de los pozos contiene generalmente mayores concentraciones, de hasta varios centenares de mg/l, aunque con mucha disparidad en los valores (Tab. 4.9). En cuanto a las surgencias, se observa una gran diferencia entre los contenidos de  $\text{NO}_3^-$  determinados en las aguas de los rezumes, similares a los de los pozos, y los de las aguas de los manantiales salinos, en los que la concentración de esta especie química desciende considerablemente, hasta alcanzar decenas de mg/l (Tab. 4.9 y Fig. 4.21).

Los mayores valores de temperatura del agua ( $T^a$ ) se han registrado en las lagunas Amarga y de Los Jarales (28,8°C y 27°C, respectivamente, Tab. 4.9), aunque se trata de un parámetro de gran variabilidad en las aguas de los humedales ( $cv=33-34\%$ ). Las  $T^a$  media del agua de las lagunas están comprendidas entre 13,5°C (Dulce) y 18,9°C (Amarga), valores similares a los registrados en los pozos (Tab. 4.9). En cuanto a la  $T^a$  de las surgencias salinas, no se observa un aumento progresivo hacia inferiores cotas, como ocurre con la mineralización (Fig. 4.21). No obstante, el funcionamiento hidrotérmico de los manantiales discutido en el apartado anterior (4.4) pone de manifiesto que existen varias componentes de flujo subterráneo que producen variaciones de la  $T^a$  en las surgencias, de modo que el gradiente hidrotérmico puede verse afectado. En cualquier caso, los valores medios de  $T^a$  de las aguas de humedales y pozos del área de Jarales son inferiores a los de los manantiales (Tab. 4.9), los cuales presentan un ligero grado de termalismo.

Todos los parámetros hidroquímicos controlados indican mayor variabilidad en las aguas de los humedales que en las de los manantiales (Tab. 4.9), debido en parte a los cambios en las concentraciones de iones que se producen en las lagunas como consecuencia de la evaporación y de la mezcla con las aguas de los aportes hídricos superficiales y, en su caso, subterráneos. En la laguna de Los Jarales, se detectan los coeficientes de variación más altos de CE,  $T^a$ , pH, OD (varía entre 13 y 335%) y de las especies relacionadas con la disolución de calcita y yeso ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ), mientras que las aguas de la laguna Dulce cuentan con una variabilidad más elevada en del resto de iones mayoritarios ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ). En ambos casos, las variaciones están favorecidas por el carácter estacional de dichos humedales. En cuanto a los manantiales (Tab. 4.9), es el Anzur Bajo en el que se obtienen los cambios más significativos de los valores de sus parámetros hidroquímicos. Las variaciones de la CE observadas ( $cv=8\%$ ) son propias de acuíferos kársticos (Shuster y White, 1971) y están determinadas principalmente por cambios en el contenido de sus elementos mayoritarios ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ), con valores del  $cv$  comprendidos entre 9 y 12 %. No obstante, también se modifican las concentraciones del resto de especies químicas, entre las que destaca el  $\text{NO}_3^-$ , con un  $cv$  del 91% (Anzur Bajo).

Con el fin de evaluar la relación existente entre los parámetros hidroquímicos controlados y explicar la variabilidad de las distintas aguas analizadas, se ha realizado un tratamiento estadístico mediante análisis de componentes principales (ACP). Para ello, se han tenido en cuenta 12 variables (CE,  $T^a$ , pH,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$ ) y se han tomado en consideración todas las muestras de agua analizadas

---

durante el periodo de investigación (223) que cuentan con valores para el total de variables.

La tabla 4.10 refleja la buena correlación existente entre la CE y los contenidos en Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> y K<sup>+</sup>, con valores de R<sup>2</sup> superiores a 0,98, aunque también guarda relación positiva con las concentraciones de Ca<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y, en menor medida, Mg<sup>2+</sup>. También, existe una correlación positiva entre la mayor parte de especies químicas, particularmente entre las que proceden de la disolución de rocas evaporíticas (Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>).

Variables	CE	T <sup>a</sup>	pH	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>
CE	1											
T <sup>a</sup>	0,327	1										
pH	-0,473	-0,350	1									
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,012	0,155	-0,595	1								
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	-0,236	0,085	0,492	-0,374	1							
Cl <sup>-</sup>	0,990	0,301	-0,416	-0,046	-0,211	1						
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0,037	-0,005	-0,126	0,191	-0,109	-0,072	1					
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,862	0,479	-0,634	0,300	-0,325	0,844	-0,066	1				
Ca <sup>2+</sup>	0,917	0,448	-0,627	0,213	-0,307	0,886	-0,006	0,952	1			
Mg <sup>2+</sup>	0,658	0,352	-0,556	0,436	-0,319	0,626	0,219	0,785	0,779	1		
Na <sup>+</sup>	0,992	0,306	-0,419	-0,046	-0,212	0,992	-0,066	0,831	0,890	0,622	1	
K <sup>+</sup>	0,981	0,295	-0,386	-0,079	-0,199	0,984	-0,075	0,807	0,869	0,595	0,992	1

Tabla 4.10. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas muestreadas en el área de Jarales

Los dos factores principales del ACP explican el 73,03% de la varianza (Fig. 4.22). El factor 1 (F1; 56,43%) está determinado por la CE y los elementos químicos que con ella se relacionan (Ca<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> y K<sup>+</sup>). Dichas variables, asociadas a la disolución de las rocas evaporíticas, se posicionan en el lado positivo del eje, mientras que el pH se sitúa en la parte negativa (Fig. 4.22A). Este último parámetro presenta valores bajos para las aguas subterráneas y más altos para las aguas superficiales (Tab. 4.9). Por tanto, F1 diferencia entre estos dos tipos de agua, pero sobre todo es indicador de su evolución hidrogeológica, es decir, de su mineralización y del tiempo de residencia en el subsuelo.

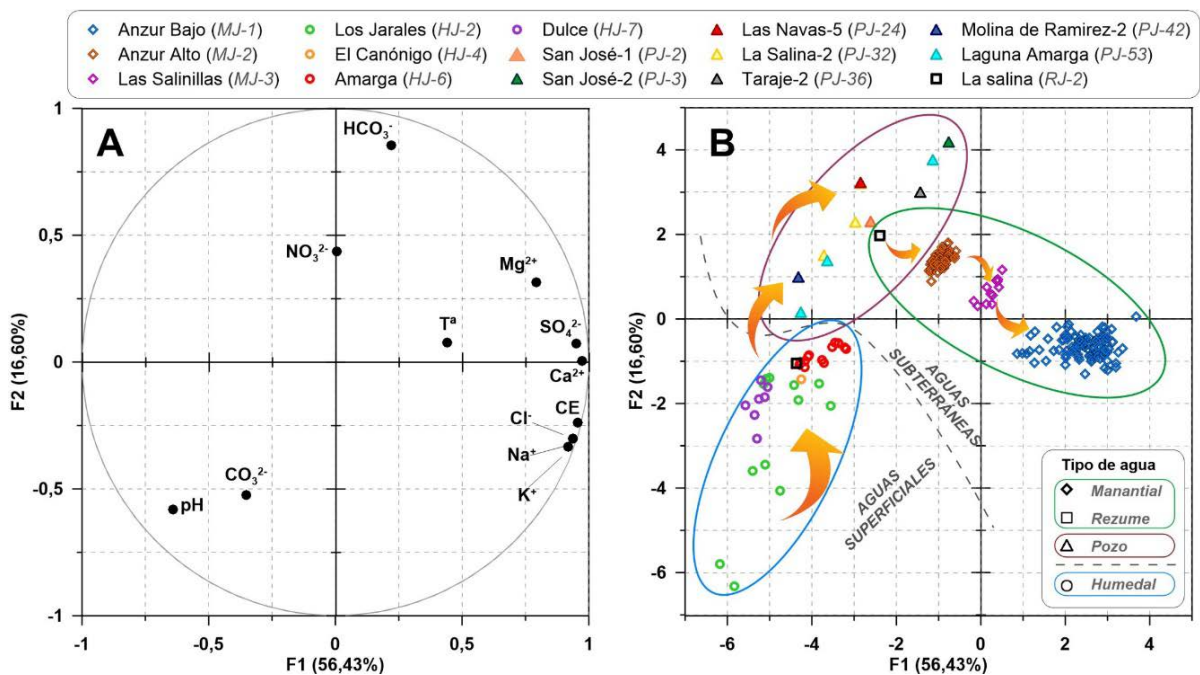


Figura 4.22. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de todas las muestras de agua tomadas en el área de Jarales durante el periodo de investigación

El segundo de los factores (F2; 16,60%; Fig. 4.22A) refleja la alcalinidad las aguas, pues está definido, en la parte positiva del eje, por el contenido en  $\text{HCO}_3^{2-}$ , mientras que, en la parte negativa, junto con el pH, se sitúa el ion  $\text{CO}_3^{2-}$ .

La representación de las observaciones en el plano factorial formado por F1 y F2 (Fig. 4.22B) permite diferenciar entre las aguas superficiales y las subterráneas y, dentro de las últimas, distinguir las que son drenadas por rezumes y manantiales del resto, que han sido tomadas de pozos. La única excepción a lo anterior es una de las muestras del rezume de La Salina (RJ-2), que en la figura 4.22B se sitúa junto con las muestras de las lagunas. Ello se debe a que las aguas del rezume estaban retenidas artificialmente, formando una balsa, en el momento en el que se realizó el muestreo (marzo 2016), y posiblemente mezcladas con aguas de escorrentía (superficiales), lo que redujo sustancialmente su mineralización y alcalinidad (Tab. 4.9).

El grupo de muestras formado por las aguas superficiales se distribuye entre las partes negativas de los dos ejes (Fig. 4.22B), dado que son aguas poco mineralizadas, con bajo contenido en  $\text{HCO}_3^-$ , y con mayor pH, lo que permite la aparición de  $\text{CO}_3^{2-}$  en la disolución. Dentro de este grupo, las aguas de la laguna de Los Jarales son las que presentan mayor variabilidad para ambos factores del ACP. Las muestras de los pozos (Fig. 4.22B) están dispersas en el plano formado por el lado positivo del eje F2 y el negativo del F1. Se trata de aguas más mineralizadas que las de los humedales y con un elevado contenido en  $\text{HCO}_3^{2-}$ . Finalmente, las observaciones correspondientes a los rezumes y manantiales (Fig. 4.22B) se distribuyen siguiendo un orden inverso a su cota, desde el espacio en el que se sitúan las muestras de La Salina y Anzur Alto hacia el lado positivo del F1 y el negativo del F2 (Anzur Bajo), lugar ocupado en el plano factorial de las variables (Fig. 4.22A) por la CE, Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup> y K<sup>+</sup>. Por tanto, se observa una evolución geoquímica de las aguas subterráneas en la que las aguas de los pozos, situadas a mayor cota (Tab. 4.3), presentan contenidos más elevados de  $\text{HCO}_3^{2-}$  y, a medida que se descende en altitud, las aguas se mineralizan progresivamente. La proporción de los elementos disueltos varía, pues las especies relacionadas con la disolución del yeso ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ) son algo más abundantes a mayor altitud que a cotas más bajas, en las que los iones procedentes de la halita (Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>) alcanzan las mayores concentraciones. Esta evolución geoquímica se corresponde con la descrita por Tóth (1963, 1970) para grandes cuencas sedimentarias.

Cabe señalar que la dispersión mostrada por las muestras de agua del manantial del Anzur Bajo en el plano formado por los factores 1 y 2 manifiesta una gran variabilidad hidroquímica de sus aguas en comparación con la observada en los otros dos manantiales. Tales variaciones de la composición química denotan un comportamiento más kárstico del sistema drenado por dicha surgencia.

### 4.5.2 Curvas de frecuencia (CDF) de la conductividad eléctrica del agua de los manantiales

Se han realizado curvas de distribución de frecuencias (CDF) de la conductividad eléctrica (CE) a partir de los datos puntuales y de las series de registro continuo de los manantiales Anzur Bajo (MJ-1) y Anzur Alto (MJ-2). Para ello, se han tomado intervalos de valores de 2 mS/cm (Fig. 4.23).

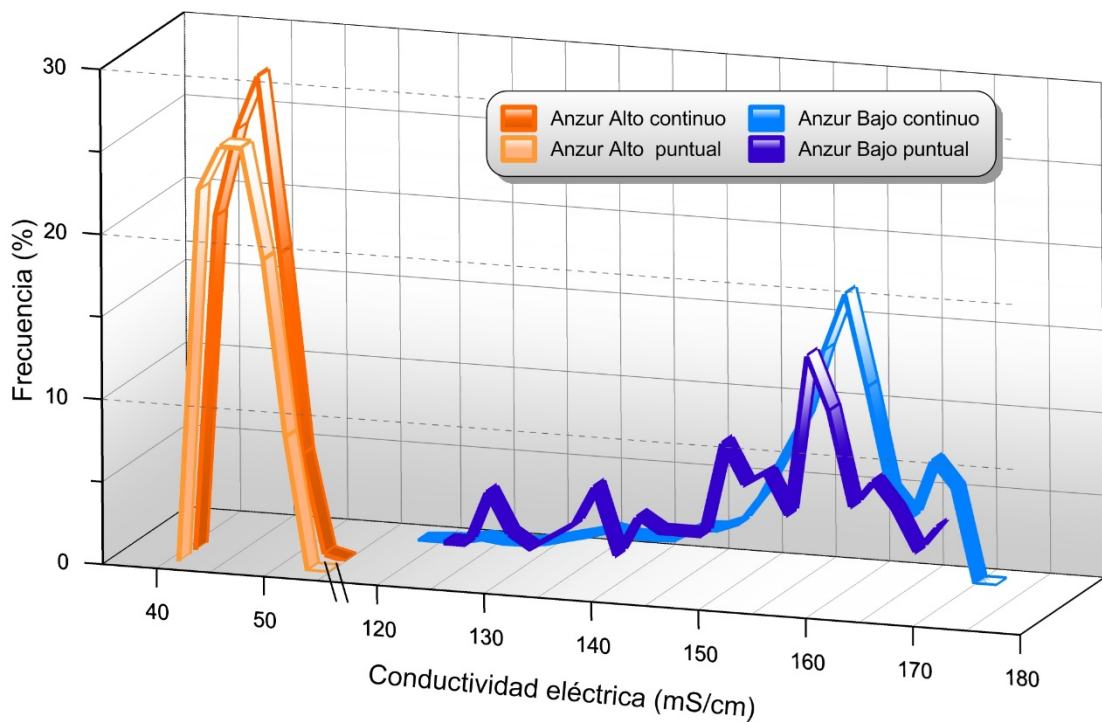


Figura 4.23. Curvas de distribución de frecuencia de la conductividad eléctrica del agua drenada por los manantiales del Anzur Bajo y Anzur Alto para el periodo 2014/15-2015/16

La morfología de las curvas de frecuencia de los dos manantiales, así como el rango y los valores de CE, muestran diferencias significativas (Fig. 4.23). En el caso del Anzur Alto, las distribuciones de frecuencias son bastante similares para ambos tipos de series consideradas, con una única moda que se sitúa en una posición intermedia, dentro de un rango de valores de mineralización comprendido entre 41 y 55 mS/cm. La curva realizada con la serie de registro continuo alcanza la mayor frecuencia (29%) en el intervalo 45-47 mS/cm, mientras que, con los datos puntuales, la máxima frecuencia de valores (25,3%) se produce en dos clases contiguas, entre 43 y 47 mS/cm (Fig. 4.23). No obstante, el ajuste entre ambas curvas es bastante bueno ( $R^2=0,98\%$ ).

En cuanto al manantial del Anzur Bajo, las dos distribuciones de frecuencia de CE realizadas tienen una amplitud de valores similar (Fig. 4.23), que comprende valores entre 116 y 172 mS/cm para la serie de registro continuo, mientras que para los datos puntuales el rango se acorta ligeramente (120-170 mS/cm). La morfología de las curvas sí presenta algunas diferencias, ya que la primera cuenta con dos modas y la segunda es plurimodal (Fig. 4.23). Sin embargo, en ambos casos existe una moda principal, desplazada hacia valores elevados de CE, que alcanza la máxima frecuencia (14,4%) en el intervalo 154-156 mS/cm, en la curva obtenida a partir de las medidas puntuales, mientras que la realizada con la serie continua tiene la moda en el intervalo inmediatamente superior (156-158) y presenta una mayor frecuencia (17,9%). Además, esta última serie presenta un segundo pico para valores comprendidos entre 164 y 166 mS/cm. Las diferencias entre una y otra curva son producidas principalmente por las grandes variaciones de CE ocurridas en las aguas del manantial, así como por una mayor frecuencia de muestreo durante las crecidas, en las que se registra la menor mineralización, lo que da lugar a pequeñas modas que no tienen reflejo en la otra curva (Fig. 4.23). Como consecuencia, el ajuste entre ambas curvas ( $R^2=0,66$ ) es mucho peor que el obtenido entre las del Anzur Alto.



## 4.5 Hidroquímica

De acuerdo con los criterios establecidos por Bakalowicz (1977, 1979), la CDF del manantial del Anzur Alto (Fig. 4.23), con una gran homogeneidad en la distribución de valores de CE, correspondería a un sistema con un bajo grado de karstificación. Por el contrario, la variabilidad de la CE registrada en el manantial del Anzur Bajo y la plurimodalidad de la distribución de las frecuencias (Fig. 4.23) son indicativas de la existencia de una jerarquización de los flujos de agua a través de conductos kársticos.

Con el fin de interpretar de forma cuantitativa las curvas de distribución de frecuencia de la CE, identificar distintas familias de aguas y determinar la aportación volumétrica que cada una de ellas tiene en el drenaje total del manantial del Anzur Bajo (Tab. 4.11 y Fig. 4.24), se ha aplicado la metodología propuesta por Massei *et al.* (2007) a las series de registro continuo de dicho parámetro en las aguas del manantial del Anzur Bajo. En la figura 4.24 se representan las evoluciones temporales de la CE y el caudal del manantial drenado por el manantial del Anzur Bajo (A, C y E) para los años hidrológicos 2014/15, 2015/16 y 2016/17, junto a las correspondientes CDF de la CE (B, D y F), obtenidas a partir de la función de densidad probabilística (envolvente del histograma).

Año hidrológico	Ajuste (R <sup>2</sup> )	Cuantificación	P1 (%)	P2 (%)	P3 (%)	P4 (%)	P5 (%)	Total (hm <sup>3</sup> ) / (Tm)
2014/15	0,994	Volumen	1,1	28,0	24,0	7,0	39,9	0,18
		Masa NaCl	1,2	30,9	25,5	7,1	35,3	21.475
2015/16	0,995	Volumen	8,6	40,5	25,2	6,6	19,1	0,17
		Masa NaCl	9,6	43,3	25,5	6,2	15,4	22.106
2016/17	0,987	Volumen	19,8	6,5	9,2	38,7	25,7	0,14
		Masa NaCl	23,2	7,3	10,1	37,8	21,6	17.108
Media	---	Volumen	9,8	25,0	19,5	17,4	28,2	0,16
		Masa NaCl	11,3	27,2	20,4	17,0	24,1	20.230

Tabla 4.11. Porcentaje de contribución a la masa de NaCl y al volumen de agua drenado por el manantial del Anzur Bajo en cada uno de los años hidrológicos que constituyen el período de investigación (véase figura 4.24)

Las CDF de cada año se han descompuesto en curvas individuales de distribución normal, que representan familias de agua con cierta homogeneidad hidroquímica, las cuales participan en el drenaje del manantial en distinta proporción según el estado hidrodinámico del sistema. Se han identificado 5 familias de agua para cada uno de los 3 años considerados (Fig. 4.24), ordenadas de mayor (P1) a menor mineralización (P5). En el primer año (2014/15), la familia P5 fue la que contribuyó más al caudal de la surgencia (39,9%; Tab. 4.11), pese a que su aparición es poco frecuente (Fig. 4.24B). Ello se debió a que entre noviembre y diciembre de 2014 se produjeron varias crecidas concatenadas, lo que impidió la recuperación de la mineralización del agua de la surgencia (Fig. 4.24A). La familia que menos volumen de agua aportó ese año fue P1 (1,1%), que se asocia con las aguas más mineralizadas (flujo pistón y agotamiento).

En el año 2015/16 disminuyó la proporción de la familia P5 y aumentaron las de P1 y P2 (Tab. 4.11), ya que sólo tuvo lugar una crecida de suficiente magnitud para que se produjera la dilución correspondiente (Fig. 4.24C). Ello favoreció que los valores de la CE se recuperaran, hasta situarse en los propios de las familias más mineralizadas durante parte del año.

Finalmente, en el último año (2016/17), con respecto al anterior, se produjo un aumento del porcentaje de drenaje atribuible a los grupos de aguas menos mineralizadas

(P4 y P5), pero también del formado por las aguas de mayor CE (P1). El hecho de que las crecidas ocurridas durante todo ese año hayan tenido cierta separación (sobre todo la de agosto de 2017), ha favorecido que se produzcan ciclos casi completos de dilución-mineralización, lo que ha permitido una mayor recurrencia de los grupos de aguas más diluidas (Fig. 4.24F). Por otro lado, la escasez de precipitaciones entre enero y agosto (Fig. 4.24) ha propiciado que el estado de agotamiento del manantial fuese prolongado, durante el cual se drenan principalmente las aguas pertenecientes a la familia P1 (Fig. 4.24E).

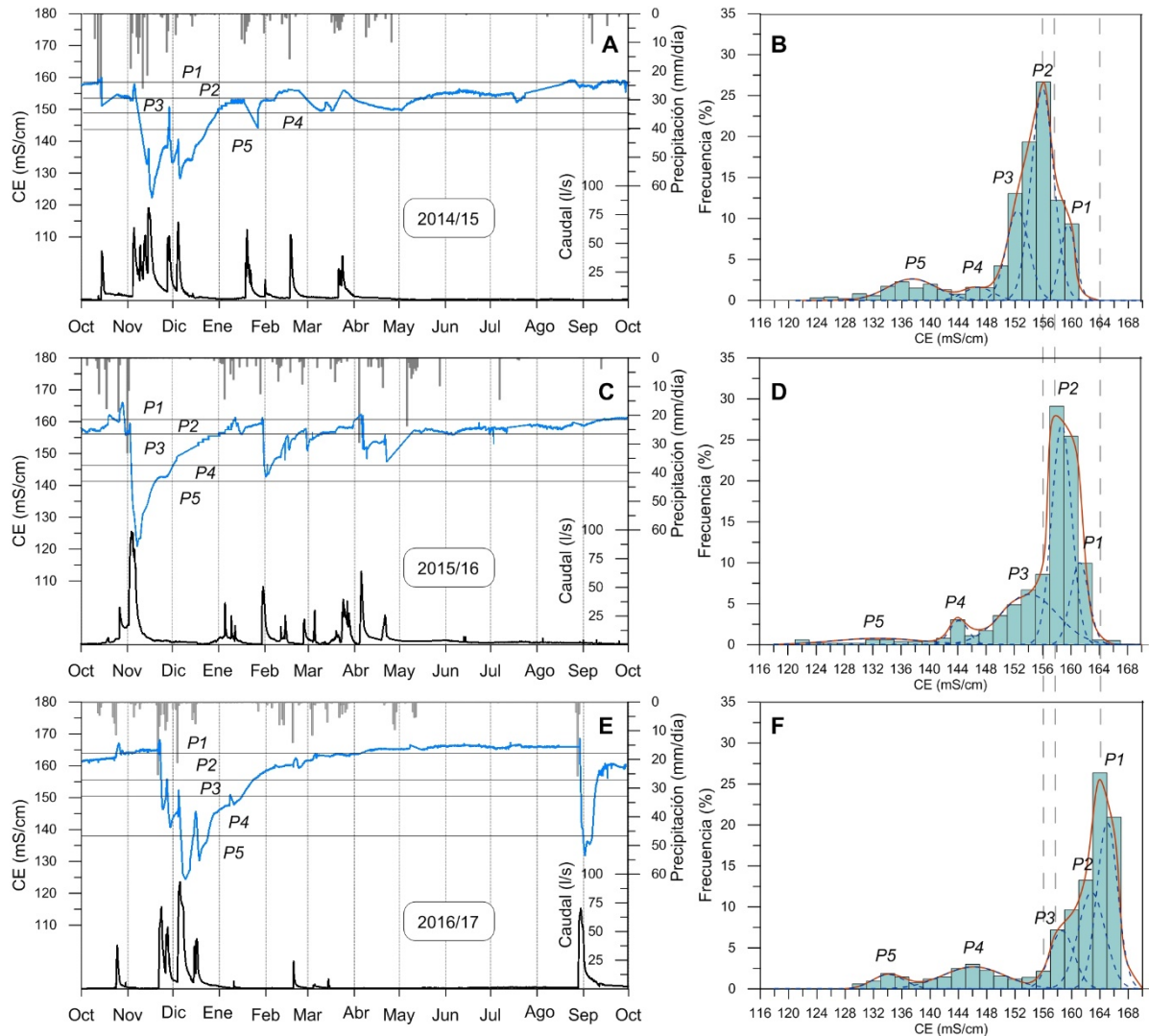


Figura 4.24. Descomposición de las curvas de distribución de la conductividad eléctrica, mediante deconvolución gaussiana, de las aguas del manantial del Anzur Bajo para los años hidrológicos 2014/15, 2015/16 y 2016/17

La comparación entre las distintas CDF (Fig. 4.24) permite observar el aumento progresivo de la mineralización del agua de la surgencia, que se visualiza en el desplazamiento hacia mayores valores de CE de los picos que acumulan más porcentaje de frecuencia. Dicha tendencia pone de manifiesto el incremento de la aportación al flujo de la familia P1 (Tab. 4.11), que estaría relacionada con flujos de agua subterránea que han estado sometidos a una mayor interacción con los minerales que forman las rocas y, por tanto, de mayor permanencia en el medio.

Por otra parte, se ha utilizado la buena correlación existente entre la CE de las aguas y su contenido en NaCl ( $R^2= 0,926$ ) para calcular una serie continua de salinidad del agua del manantial del Anzur Bajo, a partir de la cual se ha determinado la masa de NaCl del sistema vertida a través de dicha surgencia (Tab. 4.11). Anualmente, el manantial aporta en torno a 20.000 Tm de sal al río Anzur, las cuales van al embalse de La Cordobilla, situado aguas abajo. El aporte salino de la surgencia ha variado entre un mínimo de 17.108 Tm, en 2016/17, y 22.106 Tm, en 2015/16. Se observa que el tanto por ciento de masa aportado por las familias de aguas más mineralizadas (P1-P3) es ligeramente superior a su aportación al volumen de agua, mientras que en el caso de las familias menos mineralizadas (P4-P5) ocurre lo contrario (Tab. 4.11). (Fig. 4.24). Sin embargo, las variaciones de masa de NaCl que anualmente se vierte a través de la surgencia, parecen deberse principalmente al volumen total de agua drenado. Así, en el año 2016/17, en el que se redujo el caudal de la surgencia, ésta aportó menos masa de sal al río Anzur. En cualquier caso, sería conveniente poder monitorizar la CE y la descarga del manantial del Anzur Bajo durante un periodo más prolongado, lo que permitiría corroborar la observación realizada, comprobar el funcionamiento del sistema en años húmedos y valorar su incidencia en la calidad química del agua del embalse de La Cordobilla.

### **4.5.3 Evolución temporal de la composición química de las aguas**

#### **4.5.3.1 Evolución hidroquímica de manantiales**

##### **4.5.3.1.1 Manantial del Anzur Bajo (MJ-1)**

Parte de los resultados presentados en este apartado fueron motivo de un capítulo de libro internacional (Gil-Márquez *et al.*, 2017a), cuyo resumen está incluido en el anexo 1 de esta memoria

Las evoluciones temporales de los parámetros físico-químicos (CE,  $T^a$ , pH y oxígeno disuelto), de los componentes mayoritarios de las aguas y del caudal drenado por la surgencia del Anzur Bajo (MJ-1) se representan en la figura 4.25. En ella se aprecia una gran variabilidad de la composición química de las aguas drenadas por el manantial, en las distintas situaciones hidroclimáticas.

Durante el periodo de observación se detecta una tendencia global ascendente de la mineralización del agua (Fig. 4.25), con un aumento de los valores de CE de casi 20 mS/cm, que ocurre de forma simultánea a la subida de la temperatura del agua ( $0,4^{\circ}\text{C}$ ), calculada en el apartado de hidrotermia. No obstante, se observan descensos muy acusados de la mineralización que interrumpen dicha tendencia, los cuales tienen lugar durante las crecidas y son proporcionales a los picos de caudal alcanzados (Figs. 4.25 y 4.26). Previamente a las diluciones, y coincidiendo con los aumentos de la temperatura del agua del manantial, pueden apreciarse ascensos de la CE (Fig. 4.26) de hasta 6 mS/cm, magnitud muy inferior a la correspondiente a las disminuciones de mineralización, con una caída máxima de los valores de casi 40 mS/cm (noviembre de 2015).

Tanto la respuesta hidrodinámica como la hidroquímica se producen rápidamente, a las pocas horas del inicio del evento de precipitación que las origina, pero existe un desfase entre los picos de crecida y los de dilución (Fig. 4.26). Éstos últimos suceden entre 1 y 4 días después de los primeros, dependiendo de la magnitud de la recarga. La recuperación de los valores iniciales de CE es mucho más lenta que la de los caudales (Figs. 4.25 y Fig. 4.26), pues la decrecida ocurre en un intervalo de tiempo de entre 1 y dos semanas, mientras que el aumento de la mineralización puede llegar a prorrogarse por más de 2 meses cuando las diluciones son más acentuadas.

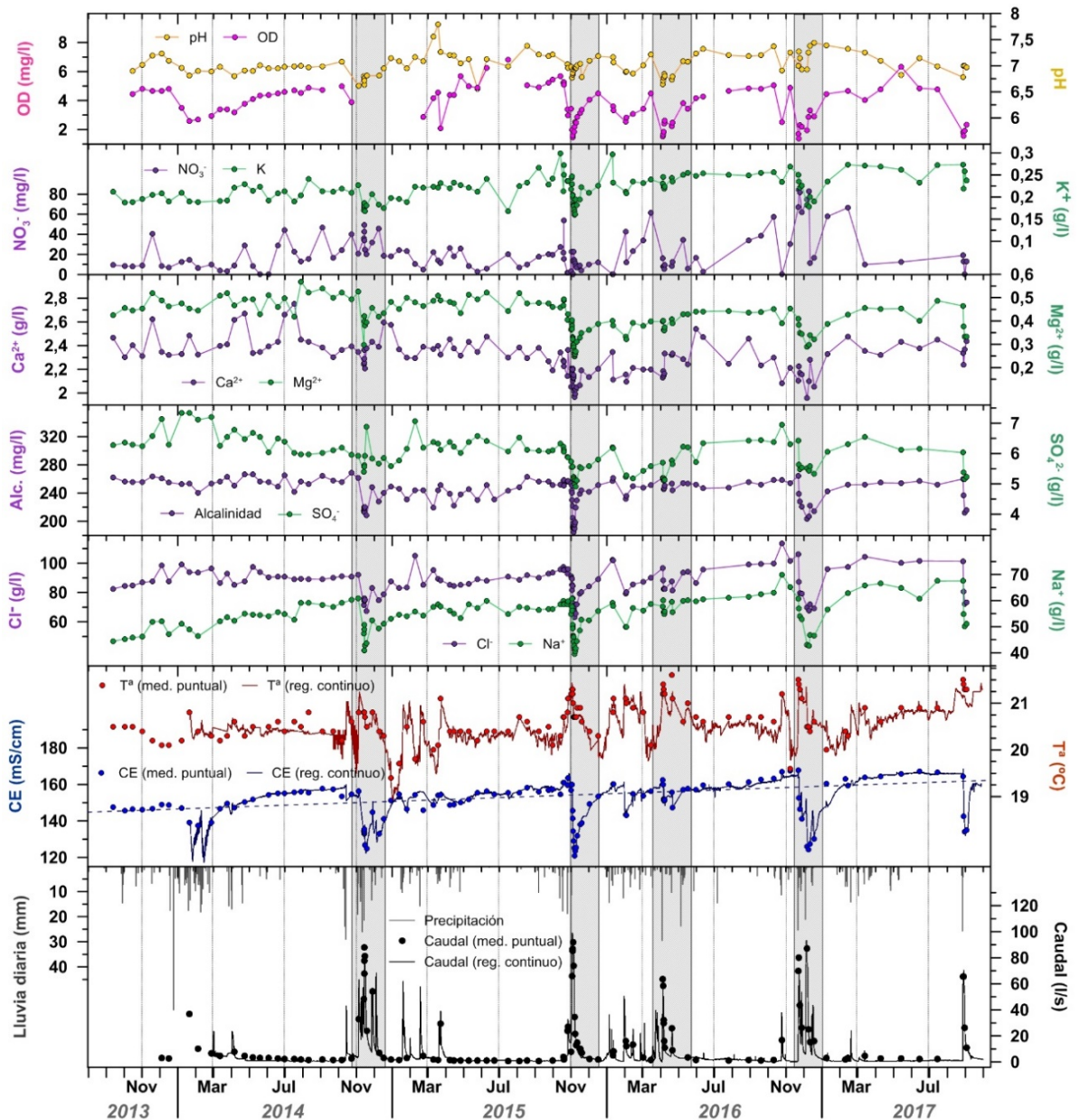


Figura 4.25 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial del Anzur Bajo, junto con el caudal y los parámetros físico-químicos del agua (CE, temperatura, pH y OD)

La representación conjunta de las variaciones de CE y del caudal de descarga durante crecidas unitarias describe un ciclo con sentido antihorario (Fig. 4.27), que ayuda a comprender el funcionamiento del manantial. El aumento inicial del caudal lleva asociado subidas de los valores de CE, que a su vez van acompañadas de ascensos de la temperatura del agua (Fig. 4.27). Este tipo de respuesta, que se produce tanto en las

## 4.5 Hidroquímica

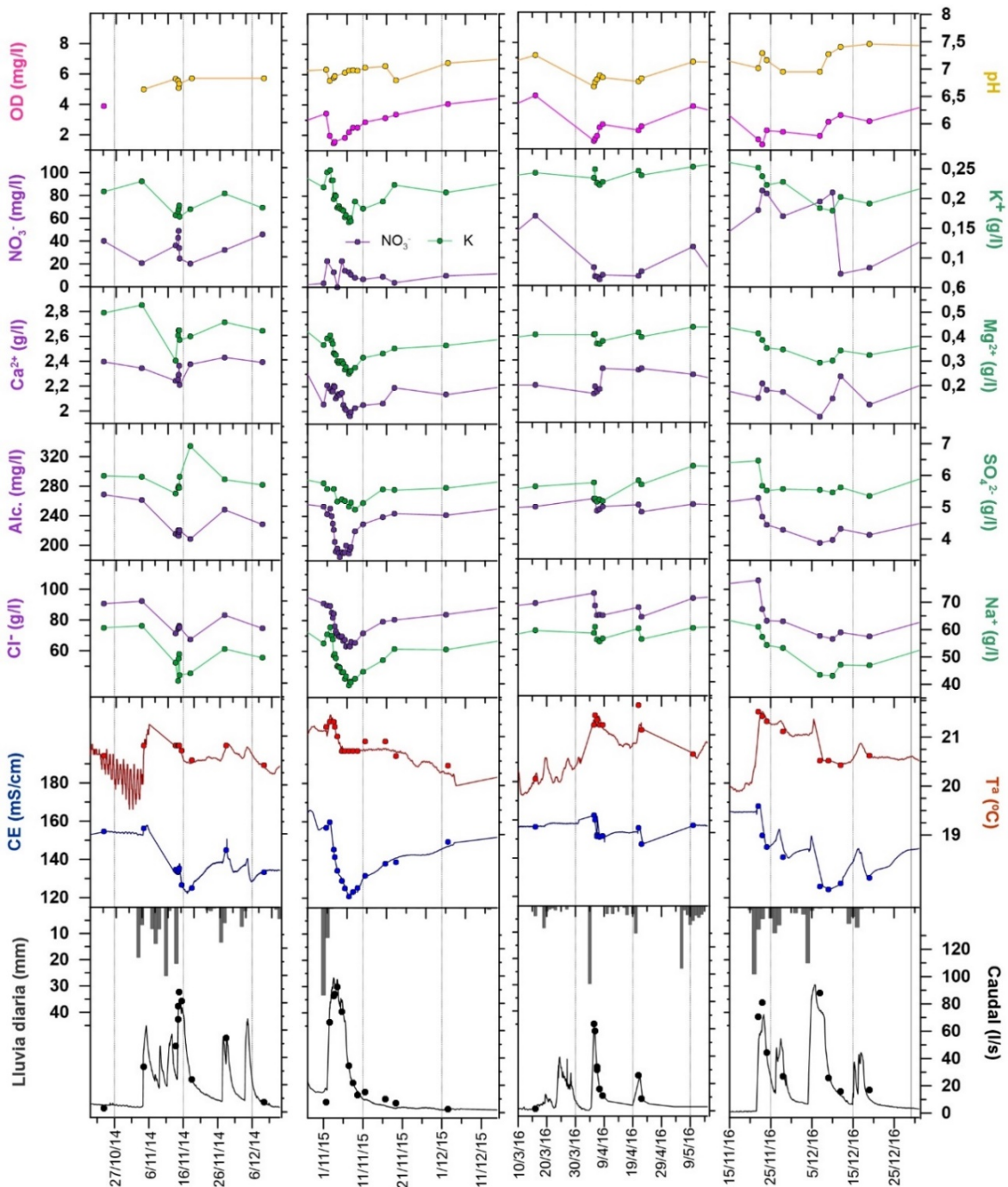


Figura 4.26. Detalle de las evoluciones temporales para cuatro periodos de crecidas distintos, incluyendo una crecida producida por un pulso de recarga unitario (Nov 2015)

crecidas de mayor magnitud ( $Q > 70$  l/s), en las que los picos del hidrograma están achatados, como en otras de caudales intermedios ( $Q = 35-70$  l/s), con picos bien definidos, responde a un mecanismo de flujo de tipo pistón (Chiesi *et al.*, 2010). Ello quiere decir que el agua subterránea previamente almacenada en la zona saturada (con mayor temperatura y mineralización) es movilizadada y drenada por del manantial, como consecuencia de la transferencia de presión producida por el evento de recarga. Dicho proceso coincide aproximadamente con el pico de caudal en las crecidas de magnitud media (Feb-2016; Fig. 4.27), que da paso a un rápido descenso de la mineralización y a una disminución posterior algo más moderada. Por el contrario, durante las mayores crecidas (Nov-15; Fig 4.27), el caudal sigue aumentando tras el efecto pistón, aunque de

manera más lenta, no así la CE y la temperatura del agua, que comienzan a descender. El pico de dilución tiene lugar en ambas situaciones durante la recesión, pero mucho antes que el mínimo térmico, que se produce ya en el agotamiento, cuando la mineralización se aproxima a los valores iniciales. Dicho desfase guardaría relación con el hecho de que tanto la dilución como el enfriamiento del agua subterránea drenada por la surgencia son producidas por la llegada de flujos de reciente infiltración al manantial, a través de la red de conductos kársticos. La ralentización del drenaje hacia el final de la recesión permitiría una mayor mineralización de los flujos de agua relativamente recientes (fríos), debido a una interacción agua-roca algo más prolongada. Dicho proceso no sólo explica la recuperación de los valores de CE tras cada crecida, sino también el progresivo aumento de la mineralización durante todo el periodo de estudio, que se hace visible en el desplazamiento de los sucesivos ciclos hacia la derecha de la figura 4.27. En definitiva, ello es indicativo de una mayor contribución de flujos de mayor permanencia en el medio al caudal drenado por el manantial del Anzur Bajo.

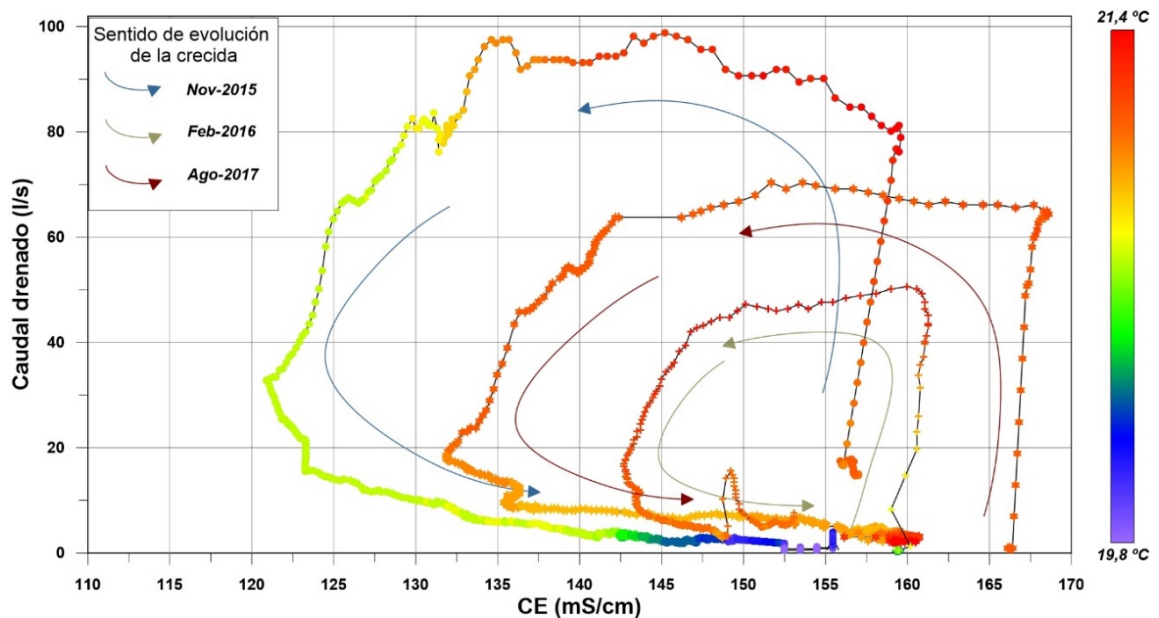


Figura 4.27. Relación entre las series de datos horarios de CE y caudal drenado por el manantial del Anzur Bajo durante tres crecidas (Nov-15, Feb-16 y Ago-17). La temperatura del agua correspondiente a cada medida viene indicada mediante la escala de colores representada en la columna de la derecha

El enfriamiento observado en las aguas de la surgencia guarda relación con la magnitud del evento de recarga, pero también con la época del año en el que éste se produce. Así, en la crecida ocurrida en agosto de 2017 (Fig. 4.25 y 4.27), en la que llegaron a inundarse las áreas de recarga del manantial, el descenso de la temperatura del agua es equiparable al de una crecida invernal de menor caudal (febrero de 2016). Cuando el agua de recarga queda almacenada temporalmente en las depresiones donde se sitúan los sumideros kársticos, éstas se equilibran térmicamente con la atmósfera, lo que provoca que se acentúe la relación entre la temperatura del aire y la respuesta térmica del manantial durante la decrecida.

Las variaciones de la mineralización son producidas principalmente por cambios en las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , que evolucionan de forma análoga a la CE, e incluso presentan una tendencia ascendente similar (Fig. 4.25). Lo mismo ocurre con el contenido en  $\text{K}^+$  disuelto, aunque esta especie química se encuentra en concentraciones

## 4.5 Hidroquímica

de entre 150 y 300 mg/l, muy inferiores al intervalo de valores determinados para Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup> (63-114 g/l y 39-70 g/l, respectivamente). La procedencia de estas 3 especies químicas está relacionada con la presencia de halita y silvina en profundidad.

Las evoluciones temporales de los contenidos en SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> y oxígeno disuelto (OD), así como de los valores de pH (Fig. 4.25), siguen un patrón relativamente parecido al de la CE, con descensos de sus valores durante las crecidas. Sin embargo, no presentan la tendencia ascendente durante el periodo de investigación; en todo caso, se intuye una disminución de la concentración de los iones, aunque no tan evidente como el aumento descrito para la CE. El origen de los contenidos de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y Ca<sup>2+</sup> está asociado a la disolución del yeso que forma parte de la matriz arcilloso-evaporítica que constituyen los Complejos Caóticos Subbéticos, pero también a la presencia de afloramientos o enclaves yesíferos masivos, en los que se desarrollan conductos kársticos (Aljama Martínez, 2016). Así mismo, el contenido en Ca<sup>2+</sup> también guarda relación, junto con los de Mg<sup>2+</sup> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, con los olistolitos carbonáticos existentes en el área de Jarales (Fig. 2.4).

Las elevadas concentraciones de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> (Fig. 4.25), de hasta 85 mg/l (Nov 2016), tienen su origen en el uso de fertilizantes nitrogenados en los olivares del área de estudio. La evolución de esta especie química es menos evidente que la del resto de parámetros hidroquímicos considerados. No obstante, se observan variaciones de su contenido durante las respuestas hidrodinámicas, generalmente aumentos asociados a las principales crecidas, aunque también descensos (Figs. 4.25 y 4.26). De hecho, en noviembre de 2015 y octubre de 2016, coincidiendo con crecidas, no se detectó NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, debido a la magnitud de las disoluciones.

Se ha realizado un análisis de componentes principales (ACP) a partir de las muestras de agua tomadas en el manantial del Anzur Bajo, utilizando un total de 10 variables hidroquímicas (Tab. 4.12). La matriz de correlación generada muestra una relación positiva elevada ( $R^2 > 0,9$ ) entre la CE y los contenidos en Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup>, y en menor medida con las concentraciones de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, K<sup>+</sup> y Mg<sup>2+</sup>. Los valores de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> se correlacionan, además, con los de Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup>. También se ha determinado una relación positiva, aunque menos significativa ( $R^2 > 0,7$ ), entre Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, y entre este último anión y Mg<sup>2+</sup> ( $R^2 > 0,6$ ).

Variables	CE	T <sup>a</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>
CE	1									
T <sup>a</sup>	-0,031	1								
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,886	-0,020	1							
Cl <sup>-</sup>	0,931	-0,069	0,826	1						
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0,056	-0,086	-0,094	-0,066	1					
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,579	-0,384	0,492	0,706	0,002	1				
Ca <sup>2+</sup>	0,312	-0,303	0,364	0,273	-0,046	0,438	1			
Mg <sup>2+</sup>	0,652	-0,403	0,673	0,628	-0,061	0,716	0,660	1		
Na <sup>+</sup>	0,910	0,021	0,821	0,887	-0,058	0,580	0,446	0,649	1	
K <sup>+</sup>	0,733	0,131	0,639	0,721	-0,023	0,398	0,297	0,383	0,793	1

Tabla 4.12. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por el manantial del Anzur Bajo

Los dos factores principales del ACP explican el 70,99% de la variabilidad hidroquímica de las muestras de agua del manantial del Anzur Bajo (Fig. 4.28). El primero de ellos (F1; 54,93%) está definido por la CE y por las especies químicas que con ella se relacionan (Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup>) y, en menor medida, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (Fig. 4.28A). Se trata,

por tanto, del factor que refleja el grado de mineralización de las aguas. Las variables que condicionan este factor se distribuyen formando dos grupos. El primero de ellos se sitúa hacia valores positivos de F2 y está formado por CE, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, que son las variables que cuentan con valores más elevados de F1, y K<sup>+</sup>. Los contenidos de Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup> se correlacionan de manera muy significativa con la CE y aumentan la fuerza iónica de la disolución, lo que favorece una mayor disolución de carbonatos y, como consecuencia, aumenta la concentración de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (Mucci, 1983). Por consiguiente, este grupo se relaciona principalmente con la disolución de halita (NaCl), silvina (KCl) y carbonatos. El segundo grupo cuenta con menores valores de F1 y está desplazado hacia el lado negativo de F2. Está compuesto por Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y Ca<sup>2+</sup>, derivados principalmente de la disolución de yeso, anhidrita y minerales como la epsomita (MgSO<sub>4</sub>·7H<sub>2</sub>O) y la hexahidrita (MgSO<sub>4</sub>·6H<sub>2</sub>O), aunque los cationes también podrían tener su origen en la calcita (CaCO<sub>3</sub>) y la dolomita (CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>).

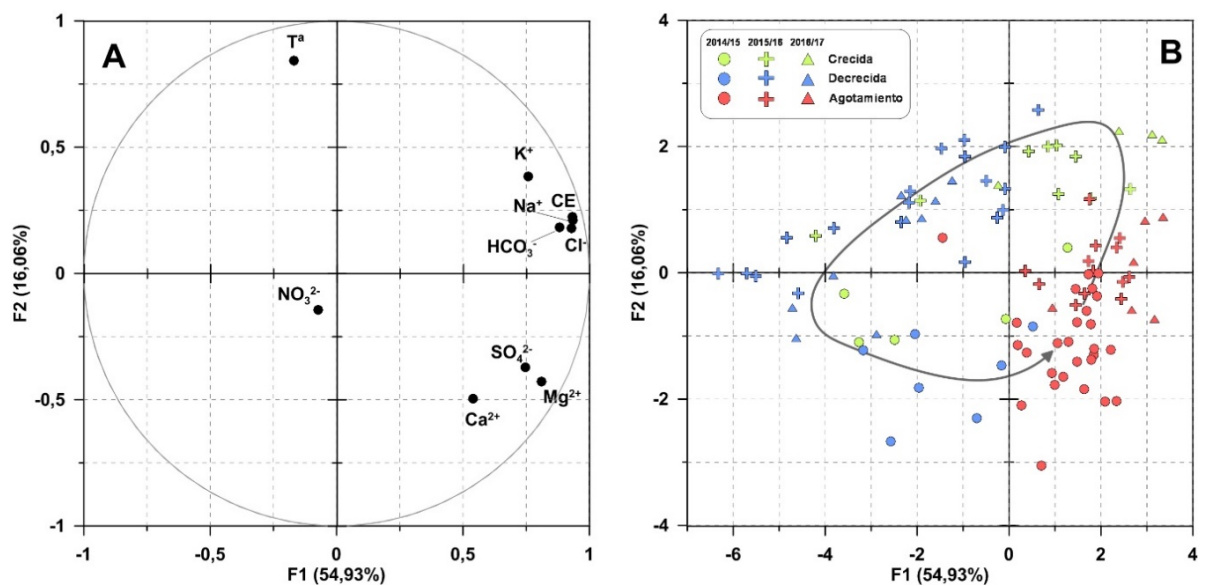


Figura 4.28. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua correspondientes al manantial del Anzur Bajo

El segundo de los factores (F2; 16,06%) guarda relación positiva con la temperatura del agua (Fig. 4.28A), que está asociada al drenaje de la zona saturada y, puesto que se trata de un manantial ligeramente termal, con el ascenso de flujos profundos. Además, F2 diferencia dos grupos de iones: Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, que derivan de la disolución de carbonatos y yeso, abundantes en todo el sistema, y Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, K<sup>+</sup> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, que a excepción del último provienen de formaciones evaporíticas más profundas. Por consiguiente, F2 puede definirse como un factor diferenciador de la procedencia del agua subterránea.

En la figura 4.28B se representan las observaciones, o muestras de agua, en el plano factorial formado por F1 y F2, clasificadas según el año hidrológico y el estado hidrodinámico. En el lado positivo del eje F1 se sitúan las aguas de mayor mineralización, mientras que en su parte negativa se localizan las relacionadas con procesos de dilución. A lo largo del F2 las muestras se distribuyen de arriba hacia abajo, según decrece su temperatura.



En general, las muestras que corresponden a situaciones de agotamiento se agrupan bien, mientras que las relacionadas con los picos de crecida y con las decrecidas presentan una distribución más desigual (Fig. 4.28B). Las aguas drenadas durante el agotamiento del manantial se caracterizan por una elevada mineralización, temperaturas relativamente bajas y la mayor proporción de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  de todo el conjunto de observaciones. Las muestras correspondientes a las crecidas pueden distribuirse en el cuarto superior derecho de la figura 4.28B o dispersas por toda su mitad izquierda. En el primer caso, las crecidas están relacionado con flujos de tipo pistón (Fig. 4.27), en los que se producen aumentos de temperatura y mineralización (asociados a mayores contenidos de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ ), como consecuencia de la movilización del agua subterránea almacenada en la zona saturada por el empuje del agua de recarga. El segundo tipo de crecidas (lado izquierdo de la figura 4.28B) parten de situaciones de decrecidas previas, en las que los conductos kársticos se encuentran ya activos, de modo que la recarga acelera la salida del agua que circula a través de ellos (menor mineralización) en lugar de favorecer la salida de los flujos más mineralizados. Finalmente, las muestras tomadas durante las decrecidas presentan baja mineralización, aunque con mucha variabilidad, y un amplio rango de temperaturas (Fig. 4.28). La gran dispersión de este grupo de observaciones se debe a que la respuesta hidroquímica no sólo depende de la magnitud del episodio de recarga, sino de la intensidad de éste, del estado hidrodinámico previo del sistema drenado por el manantial y de la eventual saturación de la red de drenaje durante la crecida. Además, la temperatura del agua durante la dilución guarda una relación estrecha con las condiciones hidroclimáticas durante la recarga (Fig. 4.27), más aún si se encharcan las depresiones del área de recarga, en las que se encuentran los sumideros kársticos. En tales circunstancias, la temperatura del agua de recarga se equilibra con la de la atmósfera, lo que favorece aún más la variabilidad térmica observada durante las crecidas y decrecidas.

La clasificación según el año hidrológico de las observaciones representadas en el plano factorial de la figura 4.28B permite también evaluar la evolución hidroquímica interanual de las aguas drenadas por el manantial del Anzur Bajo. Se observa una tendencia progresiva al aumento de la mineralización y la temperatura de las muestras tomadas durante las crecidas en las que se produce efecto pistón y, sobre todo, de las que corresponden a situaciones de agotamiento. El incremento de la mineralización va acompañado de unas mayores concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  en la disolución. Ello, unido al ascenso de la temperatura, pone de manifiesto el aumento gradual de la participación de flujos con mayor tiempo de residencia y más profundos (relativamente más calientes) en el agua drenada por el manantial del Anzur Bajo, como consecuencia del vaciado del sistema producido por una concatenación de años secos.

### 4.5.3.1.2 Manantial del Anzur Alto (MJ-2)

La evolución temporal de los componentes químicos presentes en las aguas drenadas por el manantial del Anzur Alto se representa en la figura 4.29 junto con las series de datos físico-químicos (CE,  $T^a$ , pH, OD) puntuales medidos en campo, el registro continuo de  $T^a$ , CE y el caudal de descarga, y los datos diarios de precipitación caída en la estación del Cortijo La Salina.

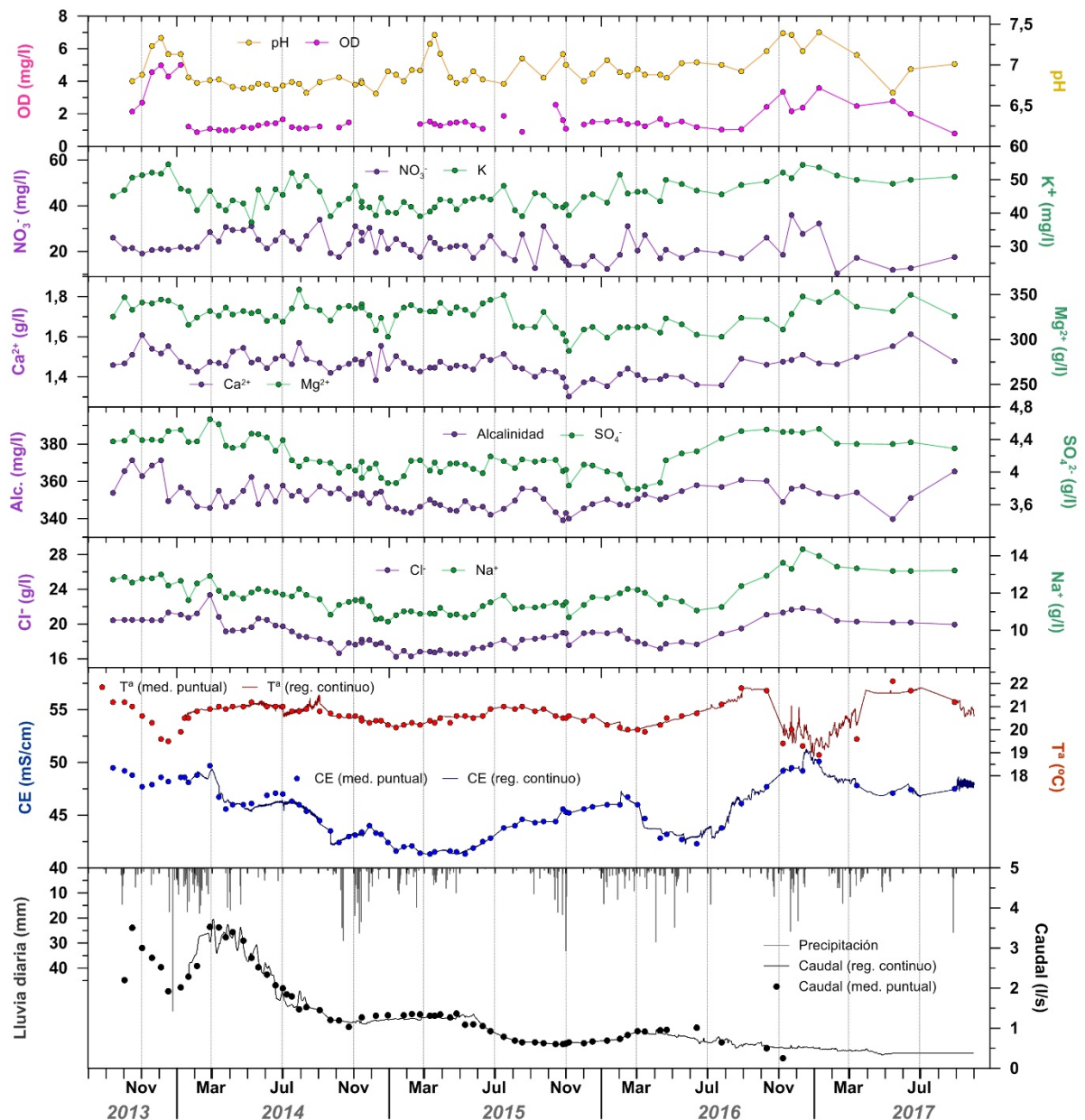


Figura 4.29 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial del Anzur Alto, junto con el caudal y los parámetros físico-químicos del agua (CE, temperatura, pH y OD)

El hidrograma de la surgencia muestra una tendencia descendente, que es opuesta a la evolución de la CE desde el inicio del año hidrológico 2014/15 (Fig. 4.29). Las variaciones observadas en las concentraciones de Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup>, iones mayoritarios en las aguas del manantial, son muy parecidas a las de la CE, lo que evidencia la relación existente entre ellos. Igualmente, se aprecia un patrón de evolución bastante similar del contenido en SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, especie química también abundante, aunque con algunas diferencias, sobre todo en el periodo comprendido entre marzo y octubre de 2016, en el cual se observa un aumento de concentración (Fig. 4.29). No se distinguen cambios significativos en el resto de componente químicos; en todo caso, un aumento de los cationes (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>) durante el último año o una tendencia descendente en los valores de NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, pero con aumentos puntuales, sobre todo en otoño de 2016. El pH y el OD (Fig. 4.29) presentan cierta estabilidad de sus valores, aunque con algunos aumentos en los meses de invierno de 2013/14 y 2016/17, coincidiendo con descensos pronunciados de la temperatura del

agua. En el último año, las variaciones podrían deberse a los cambios de solubilidad de los gases como consecuencia del descenso de la temperatura del agua, ocurrido por la ralentización del drenaje en el punto de control (ver apartado 4.4), y de su posterior ascenso.

Al inicio del periodo de investigación (septiembre 2013), la CE se situaba en valores altos, de entre 47,7 mS/cm y 49,5 mS/cm (Fig. 4.29). Las precipitaciones ocurridas durante aquel invierno produjeron un pico de caudal de 3,5 l/s (febrero 2014), en el que se registró un máximo relativo de mineralización (CE=49,7 mS/mm), asociado a aumentos en los contenidos de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 4.29). Hasta noviembre de 2014 se produjo una disminución de la descarga y una bajada escalonada de la CE, hasta valores en torno a 1,2 l/s y 43 mS/cm, respectivamente. A partir de dicho momento, coincidiendo con las primeras lluvias del año hidrológico (Fig. 4.29), se interrumpió la tendencia descendente del hidrograma y se estabilizó el caudal, no así la CE, que alcanzó su valor mínimo entre febrero y mayo de 2014 (41,3 mS/cm). De ahí en adelante, la mineralización del agua siguió un patrón ascendente, aunque se produjeron disminuciones, de hasta 4,4 mS/cm, tras los periodos más lluviosos (Fig. 4.29). Tanto las atenuaciones en el descenso de la descarga como las diluciones ocurrieron con un desfase temporal de varios meses respecto al inicio del periodo de recarga.

El caudal y la CE guardan una relación negativa desde el inicio del año 2015 hasta el final del periodo de investigación ( $R^2=0,76$ ), mientras que la es positiva y menos marcada ( $R^2=0,42$ ) en los meses anteriores. La modificación de la respuesta hidroquímica del manantial podría estar ocasionada por una disminución de la recarga, ya que la investigación se realizó en un periodo dominado por años secos. Así, al inicio del periodo de observación, tras uno de los años más húmedos de toda la serie histórica (2012/13; Fig. 3.11), los niveles piezométricos se encontrarían en una posición elevada, de forma que la recarga ocurrida durante el año 2013/14 alcanzaría la zona saturada relativamente pronto, produciendo el empuje de agua asociada a flujos más largos y profundos, con un mayor tiempo de permanencia y, por tanto, más mineralizados. Sin embargo, la disminución de la recarga en los años sucesivos, daría lugar a un descenso de la superficie piezométrica, como consecuencia del vaciado progresivo de los recursos del sistema. Así, el agua infiltrada en este periodo alcanzaría la zona saturada lentamente y, aunque se mineralizaría a lo largo del flujo, estaría sometida a una evolución geoquímica más corta. La llegada de este tipo de flujos, infiltrados recientemente, disminuiría el porcentaje de aguas más mineralizada en la mezcla drenada por el manantial, ya que no existiría la carga hidráulica necesaria para movilizar los flujos más profundos. Ello explicaría las diluciones ocurridas entre 2014/15 y 2016/17. Finalmente, el continuo descenso de las precipitaciones reduciría el volumen anual de recarga del sistema drenado por el manantial del Anzur Alto y, por tanto, disminuirían los aportes de flujos de menor recorrido al caudal de la surgencia. Ello provocaría el aumento relativo de la participación de flujos profundos, más mineralizados y de mayor tiempo de permanencia en el medio, al drenaje del manantial.

A partir de las muestras de agua tomadas en el manantial del Anzur Alto, se ha realizado un análisis de componentes principales, utilizando para ello un total de 10 variables hidroquímicas (Tab. 4.13). En esta ocasión no se ha considerado la temperatura del agua, puesto que se ha constatado la influencia de la temperatura atmosférica sobre

---

aquella (Fig. 4.19), particularmente en el periodo comprendido entre octubre de 2016 y abril de 2017 (Fig. 4.29), en el que el punto de muestreo fue progresivamente perdiendo lámina de agua. En la matriz de correlación obtenida se observa una buena relación positiva de la CE con las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , y algo inferior con las de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{K}^+$ . Los valores de  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  también se correlacionan entre sí, aunque de forma menos marcada.

Variabes	CE	pH	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{NO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$
CE	1									
pH	0,282	1								
$\text{HCO}_3^-$	0,402	0,229	1							
$\text{Cl}^-$	0,955	0,264	0,365	1						
$\text{NO}_3^-$	0,099	-0,003	0,171	0,107	1					
$\text{SO}_4^{2-}$	0,697	0,239	0,467	0,816	0,124	1				
$\text{Ca}^{2+}$	0,341	-0,030	0,286	0,332	0,253	0,399	1			
$\text{Mg}^{2+}$	0,100	0,014	0,176	0,112	0,204	0,262	0,745	1		
$\text{Na}^+$	0,879	0,395	0,405	0,837	0,070	0,642	0,436	0,319	1	
$\text{K}^+$	0,609	0,324	0,358	0,557	-0,036	0,418	0,385	0,332	0,734	1

Tabla 4.13. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por el manantial del Anzur Alto

Los dos factores principales derivados del ACP acumulan un 62,81 % de la variabilidad hidroquímica existente (Fig. 4.30). El primer factor (F1; 46,62%) está determinado por la CE y las concentraciones de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y, en menor medida,  $\text{K}^+$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 4.30A). Por tanto, F1 está asociado al grado de mineralización de las aguas. El factor 2 (F2; 16,19%) se relaciona con los contenidos en  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{Ca}^{2+}$ , cationes derivados de la disolución de evaporitas y carbonatos.

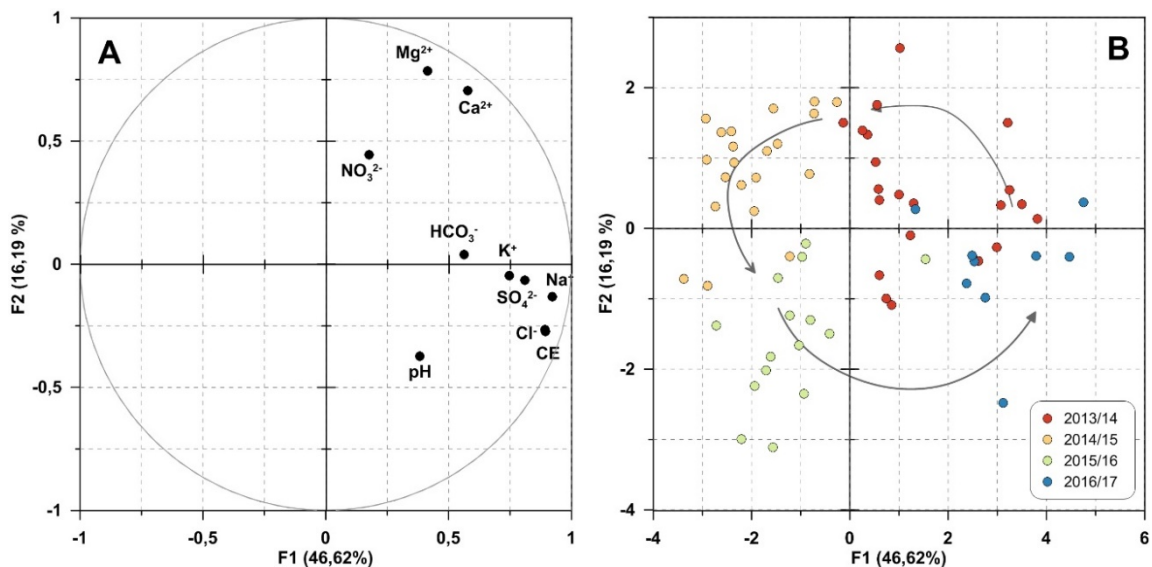


Figura 4.30. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua correspondientes al manantial del Anzur Alto

En la figura 4.30B se representan las observaciones en el plano factorial formado por F1 y F2, agrupadas según el año hidrológico en el que se realizaron. Las muestras pertenecientes al año 2013/14 se sitúan principalmente en el cuadrante superior derecho y las del resto de años se distribuyen de forma mayoritaria en los cuadrantes adyacentes, siguiendo un sentido antihorario.

En general, las observaciones realizadas en el año 2013/14 presentan valores positivos de ambos factores (Fig. 4.30B), lo que indica que son aguas de elevada mineralización, aunque ésta no se debe únicamente a la presencia de minerales derivados de la disolución de la halita ( $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ ), más abundante en profundidad, sino también a la de otras especies químicas procedentes de la disolución del yeso y la anhidrita ( $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$ ). Por tanto, existiría una mezcla de aguas asociadas a flujos de largo recorrido, con mayor contenido de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , con otras de menor tiempo de permanencia en el medio y con una mayor proporción de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$ . Las muestras del año siguiente (2014/15) se sitúan en el cuadrante superior izquierdo (Fig. 4.30B). Se trata de aguas menos mineralizadas, relacionadas con una participación superior de flujos de más reciente infiltración. Las muestras tomadas en 2015/16 se encuentran en la parte negativa de los dos factores, lo que quiere decir que son las aguas menos mineralizadas, con contenidos bajos de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  disueltos. Finalmente, las observaciones efectuadas en 2016/17 están representadas en el cuadrante inferior derecho (Fig. 4.30B). Son las aguas más mineralizadas y, a diferencia del año 2013/14, en su composición predominan los elementos procedentes de flujos de mayor tiempo de residencia y más profundos.

El ACP realizado (Tab. 4.13 y Fig. 4.30) ha permitido corroborar la caracterización del comportamiento hidrogeológico realizada a partir de las evoluciones temporales de los principales parámetros hidroquímicos considerados, de la que se deducía un progresivo aumento de la proporción de aguas más profundas y de mayor tiempo de residencia en el drenaje del manantial del Anzur Alto, como consecuencia del gradual vaciado de las reservas del sistema.

### **4.5.3.2 Evolución hidroquímica de humedales**

Con el fin de analizar los procesos hidrológicos e hidrogeoquímicos que intervienen en la composición química de los humedales estudiados, se ha representado la evolución temporal de la información hidroquímica histórica contenida en las memorias anuales de actuaciones en las reservas y parajes naturales del sur de Córdoba (AMA, 1986-1994; CMA, 1995-2010; CAPMA, 2011-12; CMAYOT, 2013-16). Las gráficas relativas al periodo de estudio se han realizado a partir de los datos derivados de los trabajos de campo y las determinaciones analíticas llevadas a cabo con motivo de la presente investigación.

#### **4.5.3.2.1 Laguna de Los Jarales (HJ-2) durante el periodo 1990/91-2015/16**

En la figura 4.31 se representa la evolución limnimétrica de la laguna de Los Jarales, junto con la de los componentes mayoritarios, CE y pH de sus aguas, durante el periodo histórico 1990/91-2015/16. Debido a que el humedal cuenta con un hidroperiodo estacional, no existen datos mensuales para toda la serie. Los intervalos en los que hay una mayor continuidad del registro hidroquímico son los que corresponden a los periodos húmedos 1995/96-2001/02 y 2009/10-2014/15. El comportamiento de los parámetros considerados es algo distinto entre ambos periodos (Fig. 4.31).

En la primera etapa (1995/96-2001/02), la evolución de la CE del agua está relacionada inversamente con el nivel de lámina de agua (Fig. 4.31). Así, en los meses que

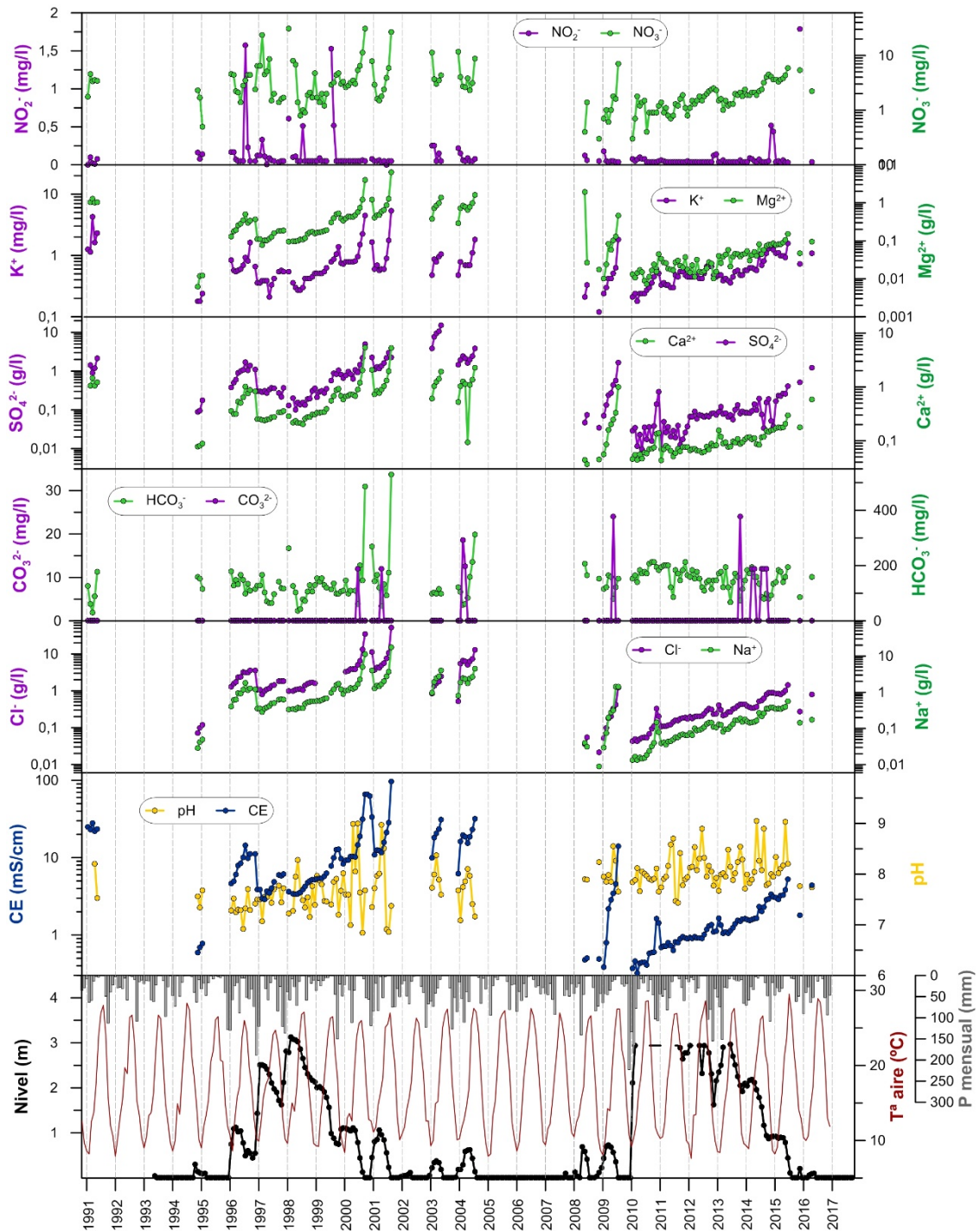


Figura 4.31. Evolución hidroquímica de la laguna de Los Jarales durante el periodo 1990/91-2016/17, junto con su altura de lámina de agua, la precipitación mensual y la temperatura del aire media mensual

se producen ascensos limnimétricos, se observan disminuciones de la CE coincidentes con las mayores precipitaciones mensuales del año. En los meses más cálidos, en los que tiene lugar más evaporación desde la superficie del humedal, ocurren descensos pronunciados del nivel de lámina de agua, acompañados de aumentos de los valores de CE, que son inversamente proporcionales al nivel de inundación. Es decir, en años en los que la altura máxima de la lámina de agua era más elevada (2,5-3 m; 1996/97 y 1997/98) el aumento de la CE asociados a los descensos limnimétricos fue menor que en aquellos en los que el comienzo de la bajada de la lámina de agua ocurrió a partir de niveles de

## 4.5 Hidroquímica

---

inundación más bajos (~1 m; 1995/96, 1999/2000 y 2000/01). Son particularmente llamativos los años 1999/2000 y 2000/01, en los que descensos limnimétricos de aproximadamente 1 m, entre mayo y septiembre de 2001 y entre abril y agosto de 2002, derivaron en aumentos de CE de más de 55 mS/cm y 80 mS/cm, respectivamente.

En el periodo 2009/10-2014/15, la inundación del humedal comenzó en enero de 2010, tras el mes más lluvioso (diciembre 2009) de las series de datos de precipitación analizadas (1963/64-2015/16), con más de 2 m de altura de lámina de agua (Fig. 4.31). Ello favoreció que la mineralización del agua del humedal alcanzara los valores más bajos (0,37 mS/cm) de todo el periodo controlado. La lámina de agua ascendió en los meses siguientes, pero se desconoce su evolución durante la mayor parte del periodo 2009/10-2011/12 (Fig. 4.31), debido a que la escala de control limnimétrico (altura máxima 2,94 m) quedó sumergida. La CE en esta etapa aumentó de forma casi exponencial, desde los valores iniciales hasta 5,29 mS/cm, aunque la subida fue más moderada que en el periodo 1995/96-2001/02.

Finalmente, en los años hidrológicos en los que se produce inundación y desecado completo (2002/03, 2003/04, 2008/09), la altura de lámina de agua queda por debajo de 1 metro en todo momento y la CE aumenta progresivamente, desde las décimas o unidades de mS/cm, hasta varias decenas de mS/cm (Fig. 4.31).

Las variaciones de la CE están causadas por cambios en la concentración de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  y, en menor medida,  $\text{NO}_3^-$  (Fig. 4.31). Todas estas especies químicas, salvo el  $\text{NO}_3^-$ , tienen su origen principalmente en los minerales que constituyen las rocas evaporíticas abundantes en el medio. Su presencia en las aguas del humedal podría estar relacionada tanto con las aguas de escorrentía, como con aportes subterráneos. El contenido de  $\text{NO}_3^-$  está ligado al uso de fertilizantes nitrogenados en los olivares, que ocupan prácticamente toda la cuenca vertiente al humedal. Ello, unido a los picos de concentración observados en algunos meses lluviosos (Fig. 4.31), en los que no hay aumentos de la mineralización, sugiere que la llegada de dicha especie química a la laguna se produce principalmente a través de la escorrentía superficial. No obstante, no se puede descartar que también existan aportes subterráneos. El ion  $\text{NO}_2^-$  determinado en las aguas de la laguna (Fig. 4.31) se habría generado por reducción del  $\text{NO}_3^-$ , principalmente en meses cálidos, cuando aumenta la actividad metabólica de las bacterias nitrato reductoras.

El pH de las aguas de la laguna de Los Jarales varía estacionalmente, con valores máximos de 9, en los meses más cálidos, y mínimos inferiores a 7, en invierno (Fig. 4.31). Dicha diferencia se debe a que la solubilidad del  $\text{CO}_2$  en el agua disminuye al aumentar la temperatura. La menor disponibilidad de este gas en la fase acuosa limita la producción de ácido carbónico ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ), y su disociación en  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{H}^+$ . Este proceso explica tanto la disminución de la concentración de  $\text{HCO}_3^-$  en verano (Fig. 4.31), como el aumento del pH, debido a una menor presencia de  $\text{H}^+$  en la disolución. Además, el incremento de la producción primaria en los periodos de mayor exposición lumínica, favorece la reducción de las concentraciones de  $\text{CO}_2$  en las aguas de los humedales, como consecuencia del aumento de la actividad fotosintética, lo que lleva asociado un ascenso de los valores de pH (Serrano y Toja, 1995). No obstante, también se observan algunos picos de alcalinidad en meses cálidos, coincidiendo con periodos en los que el nivel de inundación era bajo

(Fig. 4.31). En tales circunstancias, el aumento del ion  $\text{HCO}_3^-$  no está relacionado con un proceso de equilibrio químico ni biológico, sino con una reconcentración de los minerales disueltos, como consecuencia de la evaporación (Boeckman y Bidwell, 2007). La presencia del ion  $\text{CO}_3^{2-}$  en algunas muestras, principalmente tomadas en verano, está asociada a aumentos del pH del agua por encima de 8,4, a la vez que se reduce la proporción de  $\text{HCO}_3^-$ .

A partir de la información hidroquímica de la laguna de Los Jarales disponible para el periodo 1991/92-2015/16, se ha realizado un análisis de componentes principales (ACP). Para ello, se han utilizado todas las variables representadas en la figura 4.31, con la salvedad de las concentraciones de  $\text{CO}_3^-$  y  $\text{NO}_2^{2-}$ , cuyas variaciones, puntuales y muy marcadas, pueden desvirtuar el tratamiento estadístico. En la tabla 4.14 se representa la matriz de correlación obtenida entre las 10 variables consideradas. Las mayores correlaciones se dan entre CE,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{Ca}^{2+}$ , con coeficientes de correlación mayores a 0,84. Los contenidos en  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{K}^+$  también se correlacionan positivamente con los citados iones y con la CE, aunque de manera menos significativa.

Variables	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{NO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	CE	pH
$\text{HCO}_3^-$	1									
$\text{Cl}^-$	0,085	1								
$\text{NO}_3^-$	-0,071	0,494	1							
$\text{SO}_4^{2-}$	-0,107	0,340	0,295	1						
$\text{Ca}^{2+}$	0,041	0,885	0,530	0,682	1					
$\text{Mg}^{2+}$	0,087	0,782	0,414	0,638	0,856	1				
$\text{Na}^+$	0,014	0,908	0,526	0,676	0,973	0,868	1			
$\text{K}^+$	0,139	0,659	0,568	0,347	0,684	0,540	0,683	1		
CE	-0,030	0,843	0,405	0,597	0,896	0,792	0,896	0,555	1	
pH	-0,084	-0,424	-0,264	-0,143	-0,414	-0,327	-0,377	-0,170	-0,411	1

Tabla 4.14. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos históricos de la laguna de los Jarales

Los dos factores principales del ACP explican un 70,12% de la variabilidad hidroquímica registrada (Fig. 4.32). El primer factor (F1; 58,88%) está definido por la CE y las concentraciones de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y, en menor medida,  $\text{K}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{NO}_3^-$  (Fig. 4.32A). Se trata del factor que explica la mineralización del agua. El factor 2 (F2; 11,24%) se relaciona positivamente con  $\text{HCO}_3^-$ . Las variaciones de dicho ion responden a los ciclos anuales de temperatura, por lo que F2 explica las variaciones hidroquímicas estacionales que tienen lugar en las aguas del humedal.

Todas las observaciones, y la altura de lámina de agua en el momento de la toma de las muestras, se representan en la figura 4.32B, en el plano formado por los factores F1 y F2. En general, se aprecia una mayor dispersión de los puntos situados en el lado positivo de F1. Se trata de las observaciones realizadas en periodos de menor inundación, en los que el agua de la laguna se encontraba más mineralizada y se produjeron las mayores variaciones de CE y de las concentraciones de la mayoría de especies químicas. Las muestras situadas en el lado negativo de F1 (Fig. 4.32B) están más agrupadas, debido a que, en los periodos en los que la altura de lámina de agua era más elevada, los cambios de mineralización del agua del humedal fueron más moderados. Las muestras se reparten hacia ambos lados del F2 (Fig. 4.32), aunque las observaciones toman valores más alejados de 0 cuanto más a la derecha se sitúan (más mineralizadas y menor lámina de agua).



## 4.5 Hidroquímica

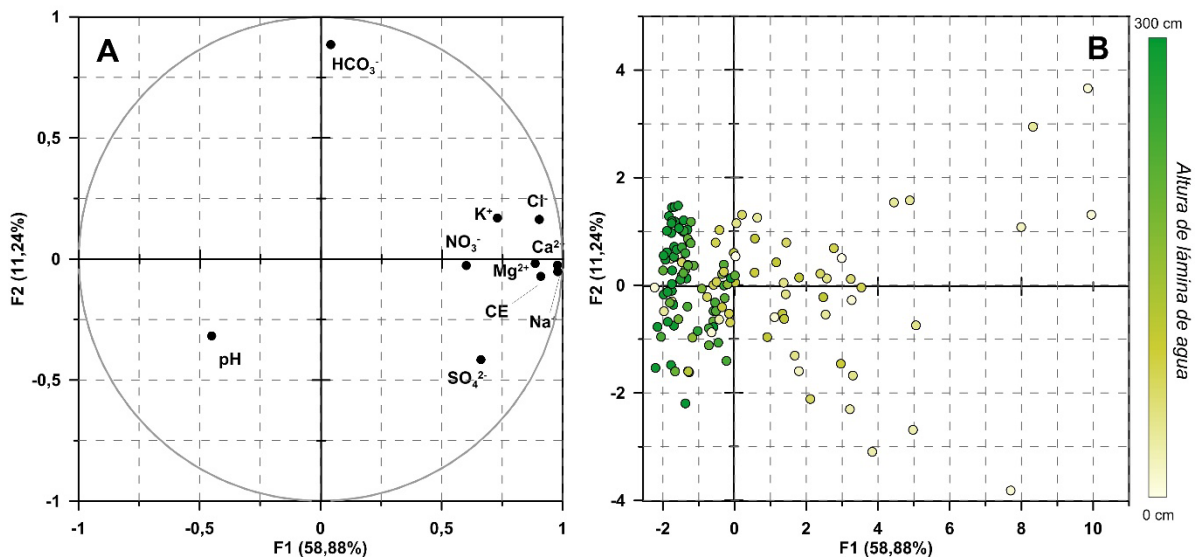


Figura 4.32. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos históricos de la laguna de Los Jarales, proporcionados por la Consejería de Medio Ambiente. La altura de lámina de agua en el humedal en el momento de la toma de cada muestra viene indicada por la escala de color lateral

La evolución hidroquímica de la laguna de Los Jarales permite definir una correspondencia entre el nivel de lámina de agua y su mineralización, así como un patrón de variación estacional, marcado por los cambios de valores de pH y alcalinidad, (influenciados por la temperatura). Se trata, por tanto, de un humedal con una clara respuesta hidroquímica a las condiciones hidroclimáticas. Además, se ha observado una diferencia considerable de la mineralización del agua de la laguna entre el periodo 1995/96-2001/02 (mayor CE y concentraciones iónicas) y 2009/10-2014/15 (Fig. 4.31), que podría tener su origen en la abundante cantidad de precipitación registrada al inicio del segundo periodo de inundación, coincidiendo con el año más húmedo de la serie histórica (2009/10). Los ascensos de nivel de lámina de agua, que se produjeron como consecuencia de las lluvias, dieron lugar a la unión temporal de la laguna de Los Jarales con la del Remendado (CMA, 2010), situada inmediatamente al ENE (véase mapa hidrogeológico adjunto). El rebose de la laguna de Los Jarales podría haber ayudado a lavar parte de las sales depositadas en su vaso, al igual que ocurre en otros humedales de entornos semi-áridos (Jolly *et al.*, 2008).

Por otro lado, el estudio piezométrico del entorno del humedal ha puesto de manifiesto que el nivel freático está muy próximo al fondo de la cubeta de la laguna. El trazado de las isopiezas (Figs. 4.11 y 4.12) revela que existe flujo de agua subterránea desde las zonas más elevadas del área de estudio hacia la laguna de Los Jarales, y desde ésta hacia zonas más deprimidas. Además, las diferencias de cota de la superficie piezométrica observadas entre 2005 y 2016 en las proximidades del humedal (Figs. 4.11 y 4.12, respectivamente) alcanzan la decena de metros. La posición relativa de las aguas subterráneas respecto del humedal puede verse modificada ocasionalmente. Es decir, el si el nivel piezométrico es intersectado por la laguna, entonces existirían aportes subterráneos hacia ella, mientras que, si aquél desciende por debajo del fondo de la cubeta del humedal, ésta únicamente funcionaría como elemento de recarga al sistema. Por tanto, la relación humedal-agua subterránea, así como el sentido de la misma, estaría condicionada por el estado hidrodinámico del sistema. Las relaciones entre agua

subterránea y humedales influyen de forma notable la hidroquímica de los últimos (Euliss *et al.*, 2004). La mayor aportación de recursos subterráneos al balance hídrico del humedal podría modificar la composición química de sus aguas, más aún cuando la altura de lámina de agua es baja, lo que explicaría la elevada mineralización registrada a comienzo de la década de 2000 (Fig. 4.31).

#### 4.5.3.2.2 Laguna Amarga (HJ-6) durante el periodo 1990/91-2015/16

La evolución hidroquímica de la laguna Amarga se representa en la figura 4.33, junto con las variaciones de CE, pH y altura de lámina de agua del humedal, así como los valores medios mensuales de la precipitación y temperatura ambiente. En las aguas de la laguna Amarga se producen cambios significativos de CE (Fig. 4.33), con valores comprendidos entre 0,23 mS/cm (enero 2010) y 21,9 mS/cm (agosto 1994). Se aprecia una relación inversa entre la altura de lámina de agua y la CE, de modo que los picos de mineralización ocurren cuando el nivel de inundación en el humedal es menor. Además, las variaciones de la CE se acentúan en situaciones de aguas bajas, mientras que, en los periodos más húmedos, en los que la laguna cuenta con una mayor lámina de agua, los valores de CE varían menos.

La mineralización del agua de la laguna Amarga depende de las concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{K}^+$ , como se deduce de la similitud entre sus evoluciones temporales (Fig. 4.33) y la de la CE. El contenido en  $\text{NO}_3^-$  presenta tendencias similares a la del resto de iones, sobre todo en la última década, aunque las variaciones más importantes se producen a escala anual, generalmente con picos de concentración en meses lluviosos (Fig. 4.33). Ello denota su relación con los aportes de escorrentía, los cuales arrastran fertilizantes nitrogenados suministrados a los cultivos de olivar existentes en su cuenca vertiente. La detección de  $\text{NO}_2^-$  en las aguas de la laguna Amarga, que coincide en el tiempo con valores elevados de  $\text{NO}_3^-$ , sugiere que el origen del primero está ligado a procesos de nitrato-reducción.

Los valores de pH varían de forma estacional (Fig. 4.33), influenciados por el efecto que la temperatura ejerce sobre la solubilidad del  $\text{CO}_2$  y por la actividad biológica de los organismos que viven en el agua de la laguna Amarga, que influyen sobre el equilibrio gaseoso de sus aguas. Por otro lado, se observa que las mayores variaciones de pH tienen lugar en los años en los que la lámina de agua es más baja (Fig. 4.33), lo que se explicaría por una menor capacidad de regulación térmica del humedal, ya que las variaciones de temperatura modifican la solubilidad del  $\text{CO}_2$ , que condiciona el pH.

Se ha realizado un análisis de componentes principales (ACP) a partir de la información hidroquímica de la laguna Amarga correspondiente al periodo 1990/91-2015/16, utilizando para ello las variables disponibles (Tab. 4.15), a excepción del contenido en  $\text{CO}_3^{2-}$  y  $\text{NO}_2^-$ , pues únicamente se han detectado en algunas de las muestras. La matriz de correlación obtenida con el ACP, revela la buena relación existente entre la CE y los iones derivados de la disolución de la halita ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ) y el yeso ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ), además de  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{K}^+$ . Dichos iones también tienen una correlación significativa entre ellos, y, en menor medida, con  $\text{NO}_3^-$ .

## 4.5 Hidroquímica

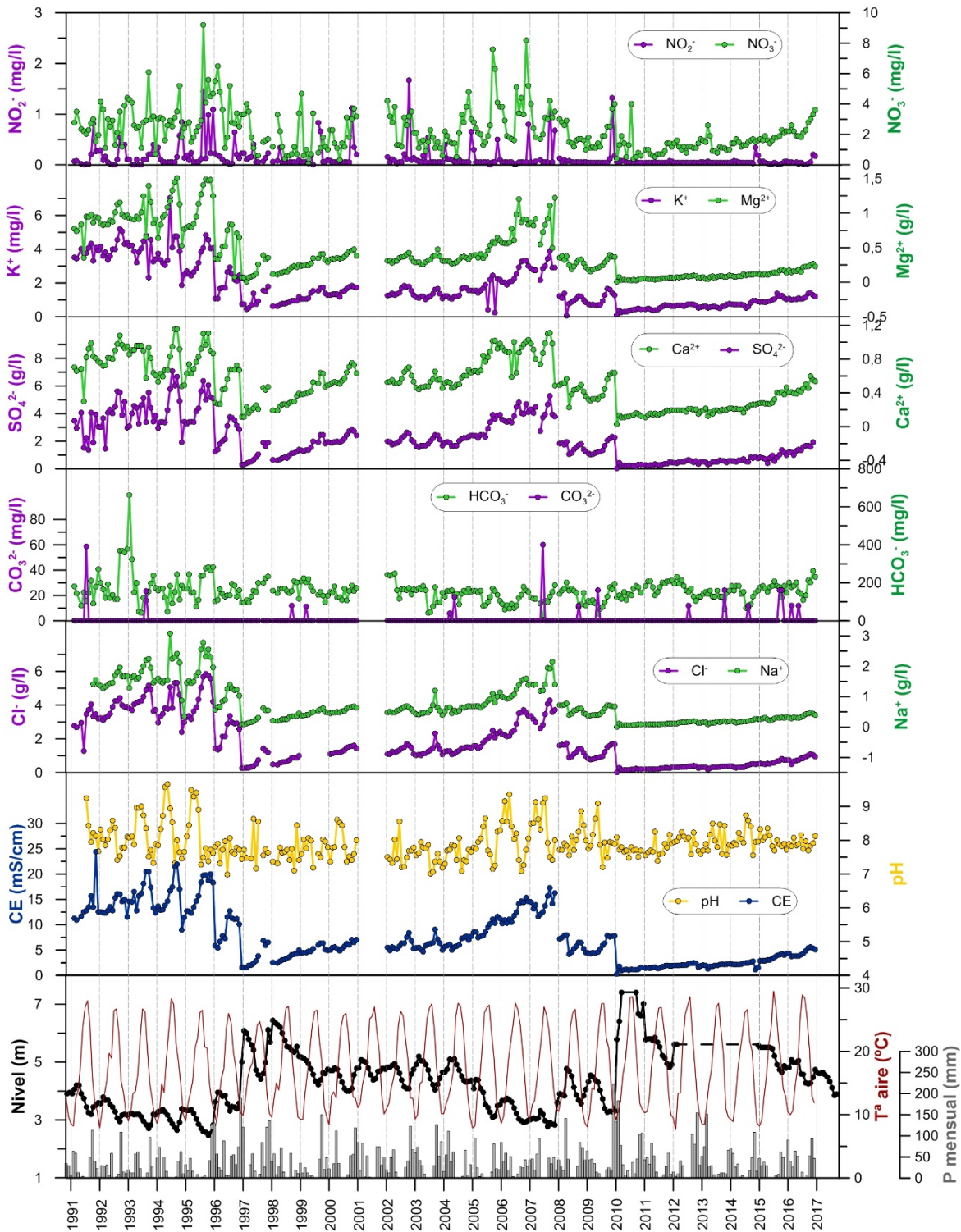


Figura 4.33. Evolución hidroquímica de la laguna Amarga durante el periodo 1990/91-2016/17, junto con su altura de lámina de agua, la precipitación mensual y la temperatura del aire media mensual

Los dos factores principales derivados del ACP explican un 83,45% de la variabilidad hidroquímica total (Fig. 4.34). El factor 1 (F1; 69,56%) está estrechamente relacionado con la CE y con la concentración de los iones mayoritarios (Fig. 4.34A). Por tanto, el F1 está ligado a la mineralización del agua. El segundo factor (F2; 13,89%) se define por el pH, en su lado positivo, y el contenido en  $\text{HCO}_3^-$ , en el negativo. Se trata de un factor de “estacionalidad”, pues sus variaciones están muy condicionadas por la temperatura del agua y esta, a su vez, por la de la atmósfera.

En la figura 4.34B se representan todas las observaciones en el plano factorial formado por F1 y F2, con indicación de la altura de lámina de agua en el humedal. En el lado negativo del eje F1, donde se sitúan las muestras menos mineralizadas, los puntos están más agrupados que en el lado positivo, en el que se distribuyen las aguas con mayor concentración de sales. También existe una mayor dispersión, a lo largo del eje F2, hacia valores más elevados de F1 (Fig. 4.34B). Así mismo, se observa una correspondencia gradual entre el nivel de inundación del humedal y la mineralización de sus aguas (Fig. 4.34B), dado que la variabilidad hidroquímica de la Laguna Amarga es mayor cuanto menor es su altura de lámina de agua.

Variables	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	CE	pH
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1									
Cl <sup>-</sup>	0,145	1								
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,176	0,543	1							
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,100	0,939	0,581	1						
Ca <sup>2+</sup>	0,078	0,879	0,574	0,925	1					
Mg <sup>2+</sup>	0,144	0,975	0,541	0,942	0,864	1				
Na <sup>+</sup>	0,139	0,977	0,531	0,916	0,865	0,950	1			
K <sup>+</sup>	0,216	0,944	0,468	0,881	0,829	0,924	0,941	1		
CE	0,099	0,979	0,548	0,949	0,899	0,962	0,958	0,924	1	
pH	-0,309	0,202	-0,135	0,160	0,153	0,203	0,208	0,211	0,200	1

Tabla 4.15. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos históricos de la laguna Amarga

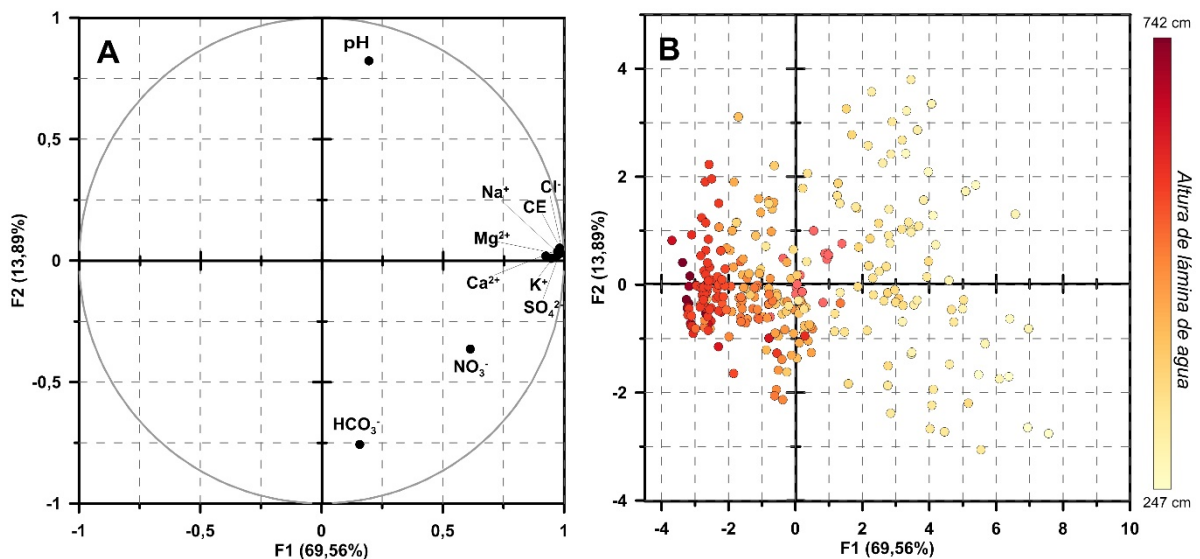


Figura 4.34. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos históricos de la laguna Amarga. La altura de lámina de agua en el humedal en el momento de la toma de cada muestra viene indicada por la escala de color lateral

El análisis de los datos hidroquímicos de la laguna Amarga correspondientes al periodo 1990/91-2015/16 pone de manifiesto su relación con el nivel de inundación. El humedal tiene una capacidad de homogenización superior cuanto mayor es su altura de lámina de agua. La atenuación de la variabilidad hidroquímica en esas circunstancias se produce por una columna de agua mayor, en la que la influencia de la evaporación es menor que en situaciones de aguas bajas. Por otro lado, los mapas piezométricos realizados para el área de estudio (Figs. 4.11 y 4.12) evidencian la existencia de flujos subterráneos hacia este humedal. La aportación de agua subterránea hacia la cubeta de

la laguna podría también tener un papel regulador sobre su dinámica hídrica e hidroquímica, aunque no ha podido ser determinado con el tratamiento realizado.

### 4.5.3.2.3 Laguna Dulce (HJ-7) durante el periodo 1990/91-2015/16

En la figura 4.35 se representan la evolución temporal de la composición química de las aguas de la laguna Dulce, junto con las de su CE y pH y sus variaciones limnimétricas, además de los datos mensuales de precipitación y temperatura del aire.

Los valores de CE medidos en las aguas de la laguna Dulce son bajos, en comparación con los registrados en los otros humedales de la zona, y rara vez superan 1 mS/cm (Fig. 4.35). En los ciclos de inundación más prolongados, se observan ascensos moderados de la CE, debido a la concentración de los minerales disueltos por efecto de la evaporación. También se han registrado picos de CE al comienzo de algunos periodos de inundación, lo que puede estar asociado a la disolución de las sales depositadas en el lecho del humedal.

Las variaciones de la CE del agua de la laguna están relacionadas con los cambios observados en las concentraciones de sus iones mayoritarios ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ; Fig. 4.35). El contenido en  $\text{NO}_3^-$  es generalmente bajo, aunque se producen algunos aumentos considerables de su concentración durante periodos húmedos, lo que sugiere una relación con la escorrentía superficial (Fig. 4.35). El origen del  $\text{NO}_3^-$  estaría en los fertilizantes aplicados a los olivares de la zona. Las mayores concentraciones de  $\text{NO}_2^-$  suelen coincidir con los picos de  $\text{NO}_3^-$ , lo que apunta a una posible relación entre ellos. El primero de los componentes se habría generado a partir del segundo, mediante un proceso de nitrato-reducción.

El pH varía estacionalmente, entre valores mínimos de 7,2, en invierno, y valores máximos de 10, en verano (Fig. 4.35). Los picos de  $\text{CO}_3^{2-}$  registrados se produjeron en meses en los que el pH de las aguas era elevado, lo que permitió la aparición de esta especie química en fase soluble. Sin embargo, la evolución del ion  $\text{HCO}_3^-$  (Fig. 4.35) es más difícil de interpretar. Ello se debe a que su concentración se ve influenciada, además de por la dinámica de equilibrio del sistema carbónico-carbonato, por la reconcentración de solutos que produce la evaporación del agua. Durante este proceso, tiene lugar la precipitación de calcita, que puede verse favorecida por efecto de ion común, dado que el calcio disuelto procede en parte de la disolución del yeso.

Con objeto de evaluar la variabilidad hidroquímica de la laguna Dulce, se realizó un análisis de componentes principales (ACP), utilizando un total de 10 variables (Tab. 4.16). La matriz resultante del ACP reveló que no existe una elevada correlación entre las distintas variables, con excepción de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  ( $R^2 = 0,86$ ). Los dos factores principales obtenidos a partir del ACP sólo explican un 45,44% de la varianza hidroquímica de la laguna Dulce (Fig. 4.36). La representación de las observaciones en el plano formado por los dos factores revela que la mayoría de ellas se agrupan en torno a valores de ambos factores próximos a 0 (Fig. 4.36B). Además, no se observa ninguna relación entre el estado hidrodinámico de la laguna y la dispersión de las muestras. Por tanto, del análisis realizado no se han podido extraer conclusiones que pueda explicar la varianza hidroquímica del humedal.

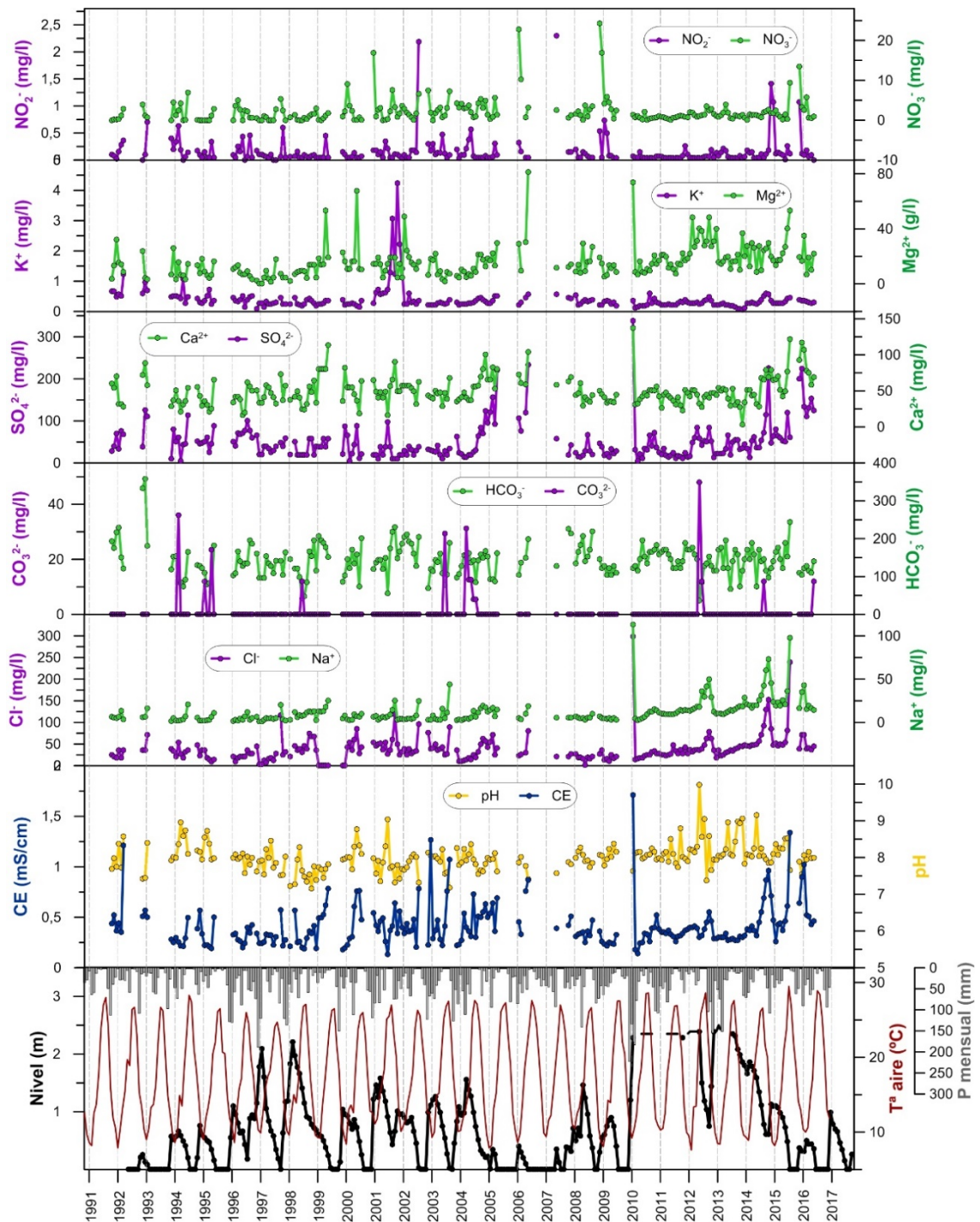


Figura 4.35. Evolución hidroquímica de la laguna Dulce durante el periodo 1990/91-2016/17, junto con su altura de lámina de agua, la precipitación mensual y la temperatura del aire media mensual

El análisis de la información hidroquímica relativa a la laguna Dulce pone de manifiesto el bajo grado de mineralización de sus aguas, así como la baja variabilidad de los parámetros considerados. Ello puede deberse a una relación humedal-aguas subterráneas pobre, dado que el fondo de su cubeta se sitúa a cota más elevada que el de la laguna Amarga (370 y 366 m s.n.m., respectivamente). Dicha circunstancia dificulta la aportación de agua subterránea (más mineralizada) hacia el humedal. No obstante, la existencia de colapsos junto a la cubeta de la laguna, que otrora funcionaron como sumideros, aunque ya colmatados (Aljibe Consultores, 2005), sugiere que la desconexión no es total, sino que pueden producirse infiltración del agua almacenada en el humedal.

## 4.5 Hidroquímica

Variables	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	CE	pH
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1									
Cl <sup>-</sup>	0,071	1								
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0,028	0,091	1							
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	-0,010	0,497	0,052	1						
Ca <sup>2+</sup>	0,007	-0,027	0,118	0,082	1					
Mg <sup>2+</sup>	0,118	0,524	0,056	0,460	-0,061	1				
Na <sup>+</sup>	0,003	0,859	0,025	0,525	-0,044	0,559	1			
K <sup>+</sup>	0,141	0,093	-0,003	-0,019	-0,018	-0,049	-0,014	1		
CE	0,108	0,695	0,112	0,540	-0,021	0,469	0,668	0,108	1	
pH	-0,041	-0,021	-0,046	-0,056	-0,011	-0,035	-0,034	-0,040	-0,070	1

Tabla 4.16. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos históricos de la laguna Dulce

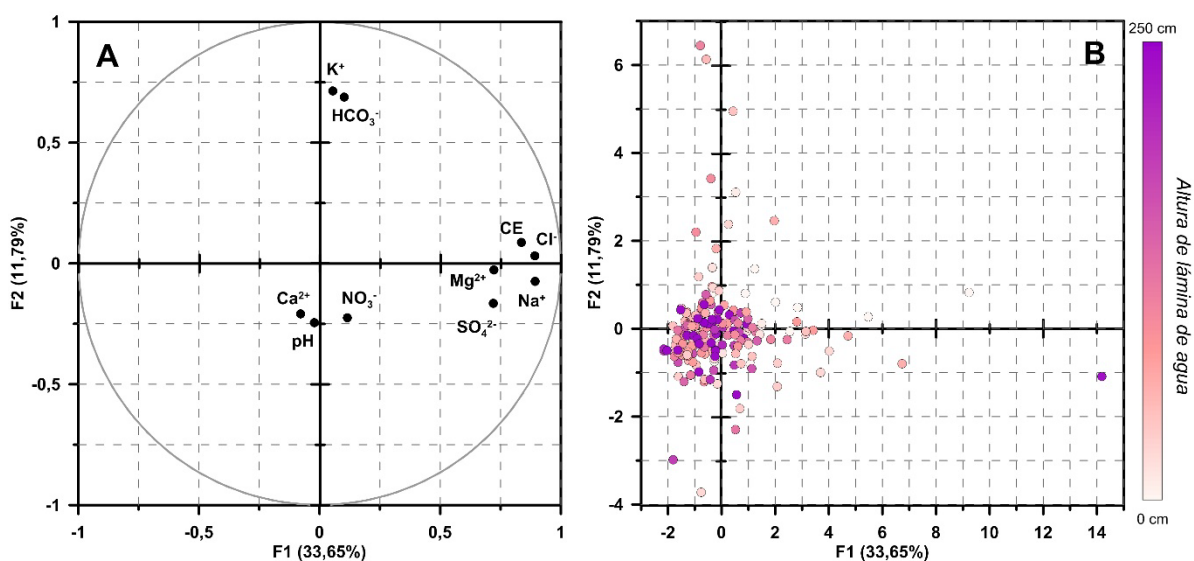


Figura 4.36. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos históricos de la laguna Dulce. La altura de lámina de agua en el humedal en el momento de la toma de cada muestra viene indicada por la escala de color en el lateral

### 4.5.3.2.4 Evolución hidroquímica de los humedales durante el periodo de control (2014/15-2016/17)

Durante el desarrollo de la presente investigación se ha realizado un seguimiento hidroquímico de los principales humedales del área de estudio, que ha consistido en la medición de los parámetros físico-químicos de sus aguas (CE, temperatura, pH y OD) y en la determinación analítica de la concentración de los principales iones disueltos y del carbono orgánico total (Tab. 4.9). El control hidroquímico comenzó en la laguna de Los Jarales en septiembre de 2014 y se prolongó hasta mayo de 2016, cuando el humedal se secó de forma definitiva hasta la fecha de finalización de los trabajos de campo. En las lagunas Dulce y Amarga, el periodo de observación se ha extendido entre noviembre de 2014 y febrero de 2017, aunque el número de medidas realizadas en el primer caso, y por tanto la representatividad de las mismas, es bastante menor, debido al hidroperiodo estacional que caracteriza a dicho humedal.

En la figura 4.37 se representan las evoluciones temporales de las principales variables químicas controladas en las aguas de la laguna de Los Jarales, junto con sus

variaciones limnimétricas y las precipitaciones y temperaturas diarias. En ella existen dos periodos diferenciados. El primero (septiembre 2014 - julio 2015; Fig 4.37) coincidió con la etapa final de uno de los ciclos de inundación más prolongados que se han registrado en el humedal, entre los años 2009/10 y 2014/15 (Fig. 4.13). El segundo periodo, en el que sólo se registró un leve encharcamiento, de pocos centímetros de altura, tuvo lugar entre noviembre de 2015 y mayo de 2016 (Fig. 4.37).

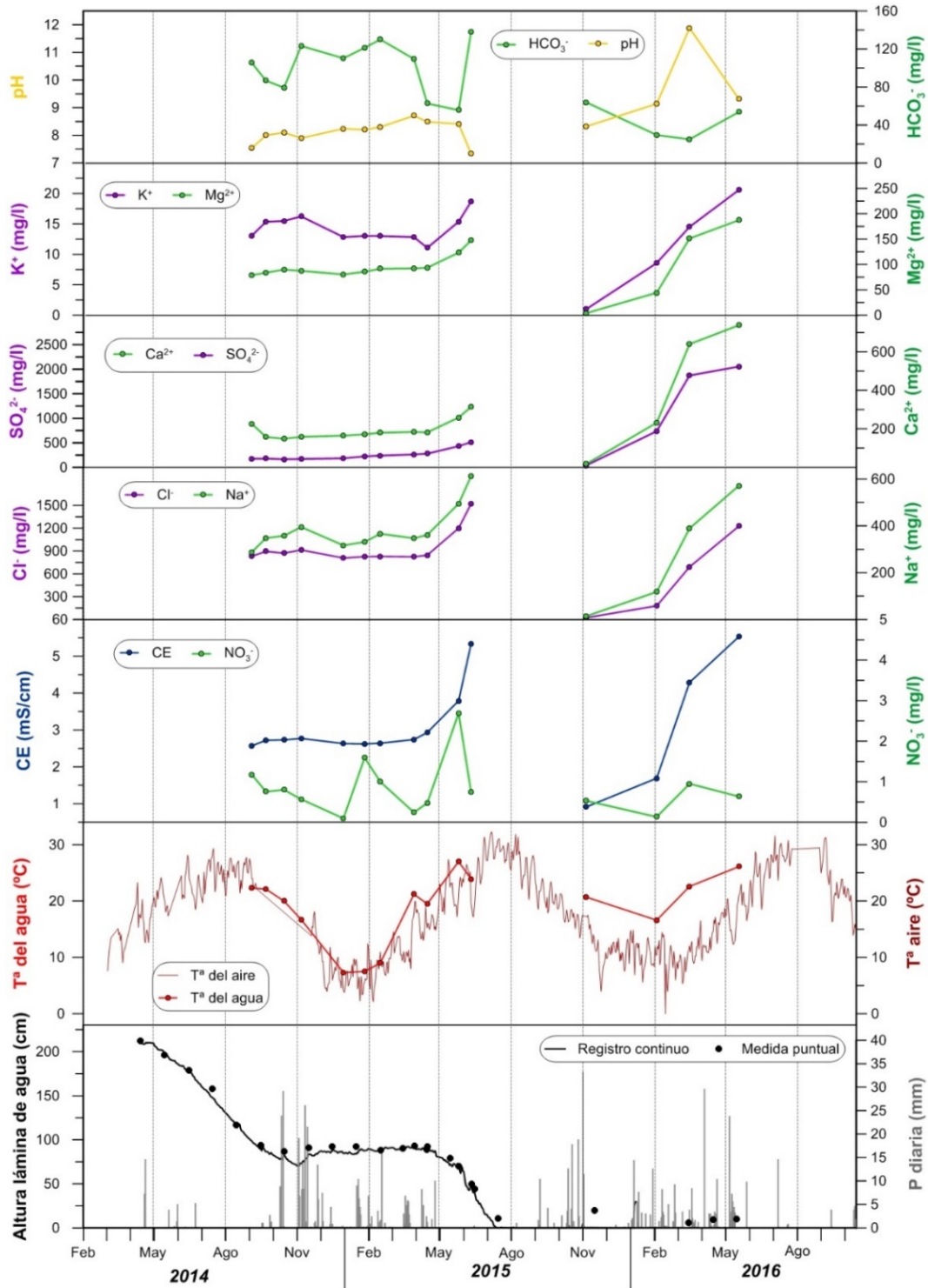


Figura 4.37. Evolución hidroquímica de la laguna de Los Jarales durante el periodo de investigación, junto con su altura de lámina de agua, la precipitación mensual y la temperatura del aire media mensual



La temperatura del agua de la laguna está muy influenciada por la del aire, como se deduce de sus evoluciones temporales (Fig. 4.37). Se observa que en el primer periodo de inundación los valores de temperatura del agua del humedal son muy similares a los de la temperatura del aire media diaria. Por el contrario, en el segundo periodo, en el que la altura de la lámina de agua era bastante inferior, la temperatura del agua es superior a la atmosférica. Ello se debe a que las medidas se realizaron durante el día, coincidiendo con las mayores temperaturas diarias. La pequeña columna de agua existente durante el año 2015/16 no le proporciona al humedal la misma capacidad de regulación térmica que en el año anterior, cuando la columna de agua era mayor (Fig. 4.37).

En el primer periodo, entre noviembre de 2014 y abril de 2015, la CE permaneció más o menos estable, con valores comprendidos entre 2,6 mS/cm y 2,9 mS/cm (Fig. 4.37). Sin embargo, a partir de mayo, se produjo un descenso continuado de la altura de lámina de agua en la laguna, que puso fin a su periodo de inundación y que estuvo acompañado de un aumento de los valores de CE, hasta superar los 5,3 mS/cm (julio 2015). El encharcamiento del segundo periodo dio comienzo inmediatamente después de las intensas lluvias ocurridas entre los días 1 y 2 de noviembre de 2015 (44 mm/6 horas), con una altura de lámina de agua de 20cm (Fig. 4.37). Este hecho, unido a la baja CE de la primera muestra que se tomó (0,9 mS/cm), apuntan a una procedencia mayoritariamente superficial del agua acumulada en el humedal en dicho momento. El nivel de inundación de la laguna descendió ligeramente en los meses siguientes, hasta que quedó completamente seca en mayo de 2016. Durante esta etapa, la CE fue aumentando progresivamente hasta alcanzar un valor de 5,5 mS/cm.

Las variaciones de los valores de CE responden a cambios en las concentraciones de los principales iones determinados ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{K}^+$ ; Fig. 4.37). El contenido en dichas especies químicas aumenta cuando desciende el nivel de lámina de agua, lo que ocurre principalmente en verano, cuando la evaporación es mayor (Figs. 3.27 y 3.28). La evolución de la concentración de  $\text{HCO}_3^-$  es algo más compleja, pues está condicionada por el pH del agua. En los primeros meses controlados, el contenido de dicho componente en el agua del humedal no mostraba grandes variaciones (Fig. 4.37). Sin embargo, en abril y mayo se produjo una disminución de su concentración, coincidiendo con los mayores valores de pH medidos hasta esa fecha. En el segundo periodo de inundación se registraron valores de pH más elevados (hasta 10,88), lo que produjo una disminución en la solubilidad del  $\text{HCO}_3^-$  y, por tanto, una reducción de su concentración en el agua de la laguna.

La concentración de  $\text{NO}_3^-$  en las aguas de la laguna de Los Jarales es normalmente baja, con valores inferiores a 1,2 mg/l (Fig.4.37), aunque se produjeron dos picos de concentración en enero y mayo de 2015 (1,6 y 2,7 mg/l, respectivamente).

Por lo que respecta a la laguna Amarga, en la figura 4.38 se representa la evolución temporal de las principales variables hidroquímicas controladas y el registro de su altura de lámina de agua figura 4.38. Se observa un descenso escalonado de los niveles limnimétricos, con estabilizaciones en los meses más húmedos y ascensos moderados, producidos como consecuencia de los eventos lluviosos de mayor magnitud.

La temperatura del agua del humedal está muy influenciada por la temperatura ambiental, como se deduce de las similitudes entre sus registros (Fig. 4.38). La CE

---

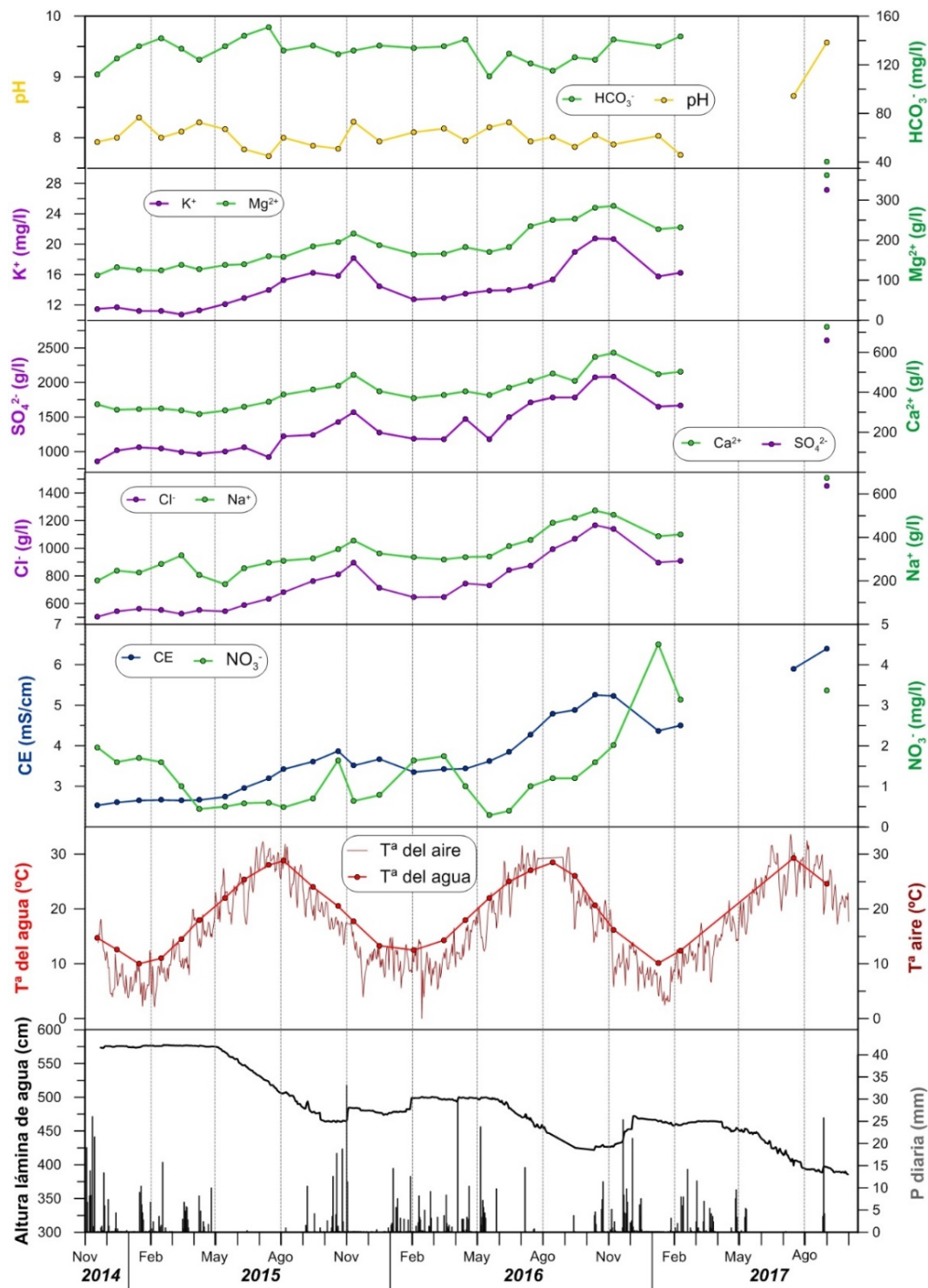


Figura 4.38. Evolución hidroquímica de la laguna de Amarga durante el periodo de investigación, junto con su altura de lámina de agua, la precipitación mensual y la temperatura del aire media mensual

del agua de la laguna Amarga presenta una tendencia ascendente (Fig. 4.38), desde 2,5 mS/cm, en noviembre de 2014, hasta casi 7 mS/cm, en octubre de 2017. El patrón de variación es inverso al de la lámina de agua, con aumentos significativos de CE en verano y estabilizaciones, e incluso disminuciones, en los meses húmedos (Fig. 4.38). Dicho comportamiento evidencia la influencia, tanto de la evaporación como de la precipitación y de la escorrentía, sobre la hidroquímica del humedal, pues producen reconcentración

iónica y diluciones, respectivamente. Además, la existencia de aportes subterráneos podría también guardar relación con el aumento de la mineralización a medida que desciende el nivel de inundación, ya que la influencia del agua subterránea (más mineralizada) sobre la hidroquímica de la laguna sería mayor cuanto menor es la columna de agua.

Las variaciones de los valores de CE son producidas por cambios en las concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{K}^+$ , como se deduce de la similitud de sus evoluciones temporales (Fig. 4.38). Por el contrario, el contenido en  $\text{NO}_3^-$  en disolución aumenta cuando se producen eventos pluviométricos intensos, los cuales generar escorrentía superficial que arrastra hacia el vaso de la laguna parte de los fertilizantes nitrogenados aportados a los olivos de su cuenca vertiente. La llegada de especies nitrogenadas a través de los flujos de agua subterránea, de producirse, se haría de forma más atenuada.

El pH varía de forma suave, entre valores de 7,7 y 8,3 (Fig. 4.38), salvo en los últimos meses del periodo de estudio, en el que los aumentó hasta 9,6. Este hecho, favorecido por la disminución de la solubilidad del  $\text{CO}_2$  en el agua como consecuencia del aumento de su temperatura, produjo un cambio en el equilibrio del sistema calcocarbónico. Ello derivó en una disminución del contenido en  $\text{HCO}_3^-$  en solución, desde valores próximos a 130 mg/l hasta cerca de 40 mg/l.

### 4.5.4 Caracterización de la materia orgánica disuelta

Se ha determinado el carbono orgánico total (*Total organic carbon*, TOC) presente en las muestras de agua del área de Jarales y se han realizado medidas de intensidad de la fluorescencia natural, asociada a la materia orgánica disuelta en ellas (Tab. 4.17). Debido a problemas de tipo técnico, relacionados con los equipos de laboratorio utilizados para la determinación analítica TOC y fluorescencia, no ha sido posible obtener un registro completo de ambos parámetros para todo el periodo de estudio. Por otro lado, el equipo analizador de TOC del laboratorio del CEHIUMA no es apto para procesar muestras de elevada salinidad, por lo que no se han podido determinar en las muestras de agua de los manantiales. Tan sólo se dispone de valores de TOC para una muestra del manantial del Anzur Bajo y otra del Anzur Alto, que fueron enviadas a un laboratorio externo.

Se han registrado todos los tipos de picos de máxima intensidad de fluorescencia natural asociados la materia orgánica disuelta en las aguas (Tab. 4.17), aunque son los picos A y C los que han sido determinados en todas las muestras de agua analizadas de los manantiales y lagunas, así como en el pozo de la laguna Amarga. Los picos B han aparecido en algunas muestras de los manantiales, siempre con intensidades bajas, inferiores a 1,1 U.R. (unidades Raman), mientras que los picos T<sub>1</sub> y T<sub>2</sub> sólo han sido determinados en las aguas de los manantiales Anzur Bajo (MJ-1) y Anzur Alto (MJ-2), aunque con mayores intensidades de fluorescencia (Tab. 4.17).

Los valores de TOC obtenidos varían entre 1,2 mg/l, registrados en el pozo de la laguna Amarga (PJ-53), y 29,8 mg/l, en la laguna de Los Jarales. Los contenidos medios determinados en las aguas de los humedales son mayores que los de las aguas subterráneas (Tab. 4.17). Los mínimos valores de intensidad de fluorescencia para los

picos A y C se han registrado en el manantial del Anzur Alto (MJ-2), con 3,6 U.R. y 1,8 U.R., respectivamente, mientras que las mayores intensidades de fluorescencia se registraron en la laguna Dulce (HJ-7), con 49,5 U.R. para el pico A y 31,7 U.R. para el C (Tab. 4.17). Los valores de fluorescencia obtenidos en las aguas subterráneas son generalmente bajos si se comparan con la mayoría de estudios previos (Baker y Lamont-Black, 2001; Hudson *et al.*, 2008; Lapworth *et al.*, 2008), aunque similares a los registrados en áreas con un contexto climático parecido, en las que existe un escaso desarrollo edáfico (Mudarra *et al.*, 2011; Barberá, 2014).

Tipo	Denominación (Ref.)	Estadísticos / Fecha	TOC (mg/l)	Pico A (U.R.)	Pico C (U.R.)	Pico T <sub>1</sub> (U.R.)	Pico T <sub>2</sub> (U.R.)	Pico B (U.R.)
HUMEDALES	Los Jarales (HJ-2)	<i>n</i>	13	4	4	-	-	-
		<i>mín</i>	8,5	23,55	14,7	-	-	-
		<i>med</i>	18,9	28,4	16,0	-	-	-
		<i>máx</i>	29,8	30,1	17,7	-	-	-
		<i>cv (%)</i>	32	11	8	-	-	-
	El Canónigo (HJ-4)	13/03/2016	7,9	x	x	x	x	x
	Amarga (HJ-6)	<i>n</i>	15	6	6	-	-	-
		<i>mín</i>	7,8	12,8	11,8	-	-	-
		<i>med</i>	12,7	22,7	13,6	-	-	-
		<i>máx</i>	24,1	26,4	15,6	-	-	-
		<i>cv (%)</i>	30	22,7	11,7	-	-	-
	Dulce (HJ-7)	<i>n</i>	8	6	6	-	-	-
		<i>mín</i>	2,6	19,5	8,6	-	-	-
		<i>med</i>	7,4	27,6	15,0	-	-	-
		<i>máx</i>	11,94	49,5	31,7	-	-	-
<i>cv (%)</i>		44	42	59	-	-	-	
MANANTIALES	Anzur Bajo (MJ-1)	<i>n</i>	1	57	57	1	2	6
		<i>mín</i>	-	10,7	5,5	-	12,6	0,8
		<i>med</i>	4,5	17,7	8,6	26,7	18,3	0,9
		<i>máx</i>	-	43,0	20,5	-	24,0	1,0
		<i>cv (%)</i>	-	36	36	-	44	11
	Anzur Alto (MJ-2)	<i>n</i>	1	34	34	1	1	6
		<i>mín</i>	-	3,6	1,8	-	-	0,2
		<i>med</i>	2,5	4,7	2,2	2,4	12,2	0,5
		<i>máx</i>	-	7,0	3,3	-	-	1,1
		<i>cv (%)</i>	-	17	13	-	-	63
	Las Salinillas (MJ-3)	<i>n</i>	x	4	4	-	-	1
		<i>mín</i>	x	4,2	2,1	-	-	-
		<i>med</i>	x	4,9	2,3	-	-	0,6
		<i>máx</i>	x	5,4	2,4	-	-	-
		<i>cv (%)</i>	x	11	6	-	-	-
POZOS	Llanos de S. José-1 (PJ-2)	16/03/2016	4,0	x	x	x	x	x
	Llanos de S. José-2 (PJ-3)	18/05/2016	6,0	x	x	x	x	x
	Las Navas-5 (PJ-24)	18/05/2016	5,7	x	x	x	x	x
	La Salina-2 (PJ-32)	02/12/2015	1,9	x	x	x	x	x
		18/05/2016	2,8	x	x	x	x	x
	Taraje-2 (PJ-36)	18/05/2016	4,9	x	x	x	x	x
	Taraje-3 (PJ-37)	16/03/2016	2,6	x	x	x	x	x
	Molina de Ramírez (PJ-42)	02/12/2015	5,3	x	x	x	x	x
	Laguna Amarga (PJ-53)	16/03/16 (superficie)	1,2	13,5	6,0	-	-	-
16/03/16 (profundidad)		3,4	33,4	17,0	-	-	-	

Tabla 4.17. Parámetros estadísticos (*n*: número de medidas; *mín*: valor mínimo; *máx*: valor máximo; *med*: valor medio; y *cv*: coeficiente de variación) de los valores de TOC y de los picos de máxima intensidad de fluorescencia C, A, T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub> y B (expresada en unidades Raman, U.R.) determinados en las aguas subterráneas y superficiales del área de Jarales. (-) No detectado; (x) analítica no realizada

Hay una buena correlación entre los valores de intensidad máxima de fluorescencia de los picos A y C (Fig. 4.39.1), ya que ambos son generados por el mismo tipo de sustancias (ácidos húmicos y fúlvicos), procedentes del suelo (Coble *et al.*, 1998; Stedmon y Bro, 2008). En general, se han registrado picos A y C de mayor intensidad en las aguas de los humedales que en las subterráneas (Fig. 4.39.1), aunque en algunas de

## 4.5 Hidroquímica

las muestras del manantial del Anzur Bajo (MJ-1), cuyas aguas presentan valores de fluorescencia elevados, se exceden las intensidades de los picos de la mayoría de muestras de las lagunas.

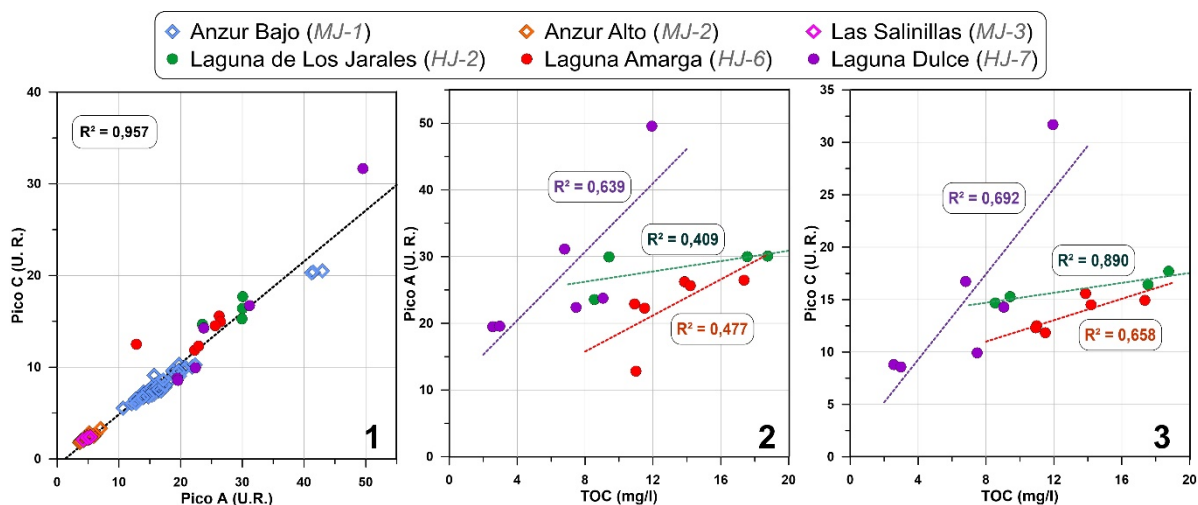


Figura 4.39. Relación entre los picos de máxima intensidad de fluorescencia A y C (1) y de la concentración de TOC frente a los picos A (2) y C (3)

Se ha identificado una relación positiva entre el contenido de TOC de las aguas de los humedales y los valores de máxima intensidad de los picos A y C (Fig. 4.39.2 y 3). No obstante, los coeficientes de determinación ( $R^2$ ) son generalmente bajos, sobre todo en el caso del pico A, aunque hay que tener en cuenta que el número de datos utilizados por punto de agua es escaso. Además, se observa una mayor pendiente para las correlaciones realizadas con las muestras de la laguna Dulce que para la de los otros dos humedales (Fig. 4.39.2 y 3). Dicha diferenciación refleja el distinto comportamiento hídrico de las lagunas estudiadas. Así, la laguna Dulce, pese a tener generalmente menores concentraciones de TOC en sus aguas, recibiría mayores aportes de ácidos fúlvicos y húmicos a través de la escorrentía, lo que denota una mayor influencia de los aportes superficiales en su funcionamiento hidrológico. Por el contrario, en las aguas de las lagunas Amarga y de Los Jarales, el contenido de TOC aumenta en mayor proporción de lo que lo hacen los valores de intensidad de los picos de fluorescencia natural (Fig. 4.39.2 y 3). Ello puede deberse a una mayor producción autogénica de materia orgánica, posiblemente ligada al metabolismo de la fauna y flora que en ellas viven. También podría estar relacionado con menores aportes de escorrentía superficial o con la dilución de la materia orgánica arrastrada por ella en todo el volumen de agua almacenado en el humedal, sobre todo en el caso de la laguna Amarga, que cuenta con una mayor columna de agua.

### 4.5.4.1 *Carbono orgánico total (TOC) en las aguas de los humedales*

En la figura 4.40 se representan las evoluciones temporales de las concentraciones de TOC en las lagunas Dulce, Los Jarales y Amarga durante el periodo de estudio, junto con las de su altura de lámina de agua y el registro pluviométrico diario (estación de Lucena-RAIF, hasta marzo de 2014, y Cortijo La Salina, desde abril de 2014).

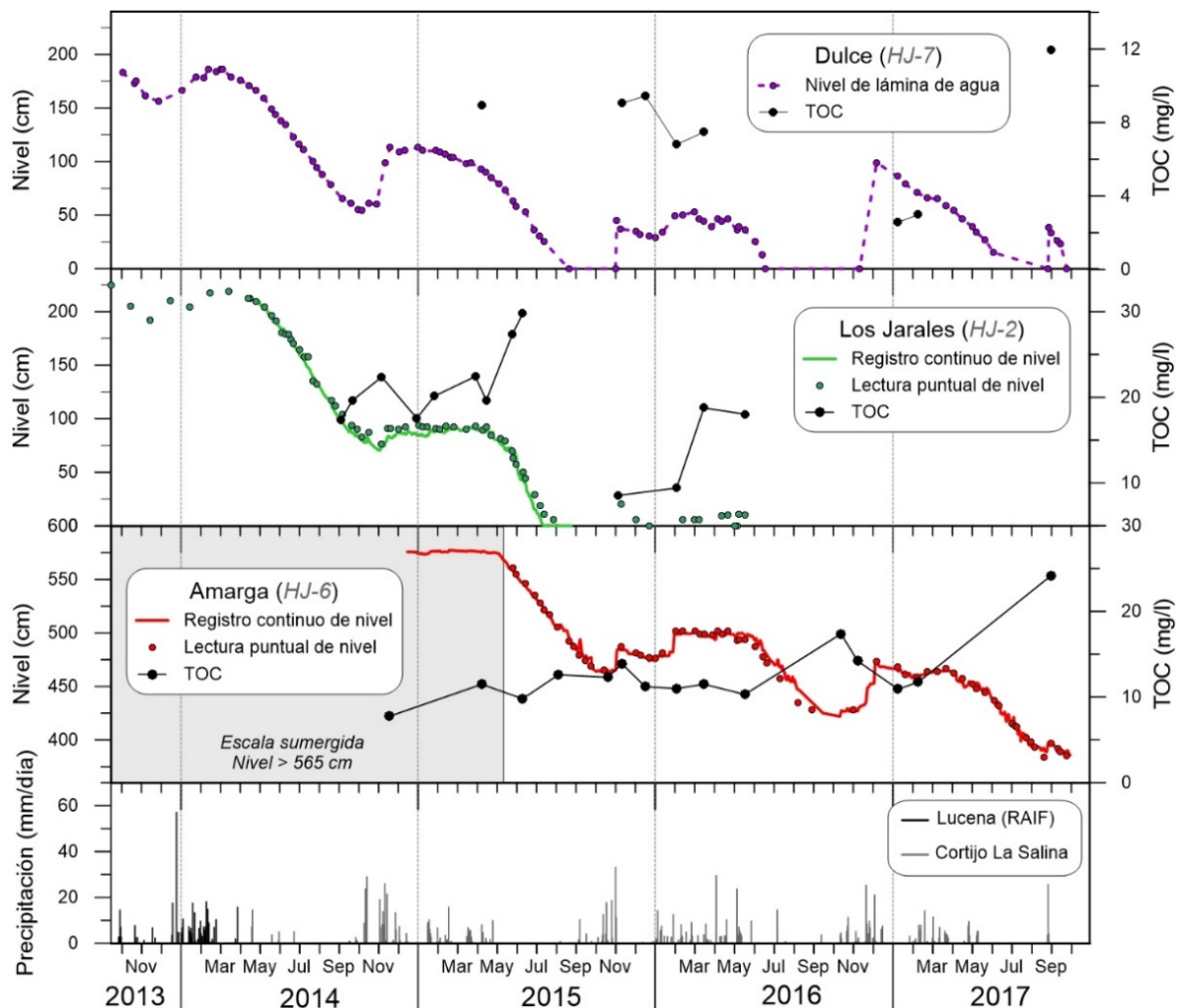


Figura 4.40. Evolución del carbono orgánico total (TOC) presente en las aguas de las lagunas Dulce, de Los Jarales y Amarga durante el periodo 2013/14-2016/17, junto con los registros limnimétricos de cada una de ellas y la precipitación diaria

En el agua de la laguna Dulce (Fig. 4.40) se registró el mayor contenido de TOC en agosto de 2017, cuando se produjo la inundación de la cubeta del humedal tras un episodio pluviométrico intenso. El máximo valor de TOC determinado para esa muestra coincide con los mayores valores de intensidad de fluorescencia de los picos A y C (49,5 y 31,7 U.R., respectivamente; Tab. 4.17 y Fig. 4.39). Cuando el inicio del hidropereodo se produce en otoño los valores de TOC son también elevados (aunque algo menores) si la altura de lámina de agua alcanzada es relativamente baja (noviembre 2015, Fig. 4.40), mientras que su concentración disminuye si el nivel de inundación es mayor (diciembre 2016). Que la mayor concentración de TOC se haya registrado en verano se explica por una mayor actividad microbológica en el suelo durante los meses más cálidos (Visser, 1984), como ponen de manifiesto los elevados picos de fluorescencia A y C, producidos por ácidos húmicos y fúlvicos, determinados de forma simultánea (Fig. 4.39). El hecho de que disminuya la materia orgánica en las aguas de la laguna Dulce en periodos de más inundación estaría causado por su dilución en un mayor volumen de agua.

La concentración de TOC registrada en las aguas de las lagunas Amarga y de Los Jarales (Fig. 4.40) es generalmente superior a la de Dulce. El aumento de los contenidos elevados de TOC coincide con periodos de descensos de la altura de lámina de agua en los

## 4.5 Hidroquímica

humedales. En la laguna Amarga también se producen descensos de los valores de TOC, coincidiendo con ascensos limnimétricos. Además, resulta llamativo que, en el periodo de inundación del año 2015/16 (Fig. 4.40), el contenido en materia orgánica del agua de la laguna de Los Jarales aumente, a diferencia de lo observado en la laguna Dulce, lo que puede deberse a una mayor producción autógena de materia orgánica en el primer humedal. Las mayores concentraciones de TOC, tanto en la laguna de Los Jarales en el periodo de inundación previo (más largo), como en la Amarga, también se explicarían de ese modo.

Se han correlacionado los valores de la concentración de TOC en las aguas de los humedales con los de la CE y sus niveles de lámina de agua (Fig. 4.41). En todos los casos, se ha determinado una relación positiva entre el contenido en materia orgánica y la mineralización de las aguas (Fig. 4.41A), mientras que las correlaciones entre la altura de lámina de agua en las lagunas y la concentración de TOC han resultado negativas (Fig. 4.41B). Los aumentos de los valores de TOC durante los descensos limnimétricos, simultáneos a los aumentos de CE, unidos a las evoluciones temporales observadas (Fig. 4.40), indican que se produce una evapoconcentración de la materia orgánica presente en las aguas de las lagunas. Dicho proceso ha sido previamente descrito en otros humedales (Waiser y Robarts, 2004). No obstante, no se puede descartar que la evolución del TOC en las aguas de los humedales esté también influenciada por otros procesos, como los relacionados con el metabolismo de los seres vivos que en ellas viven o con la mineralización de la materia orgánica.

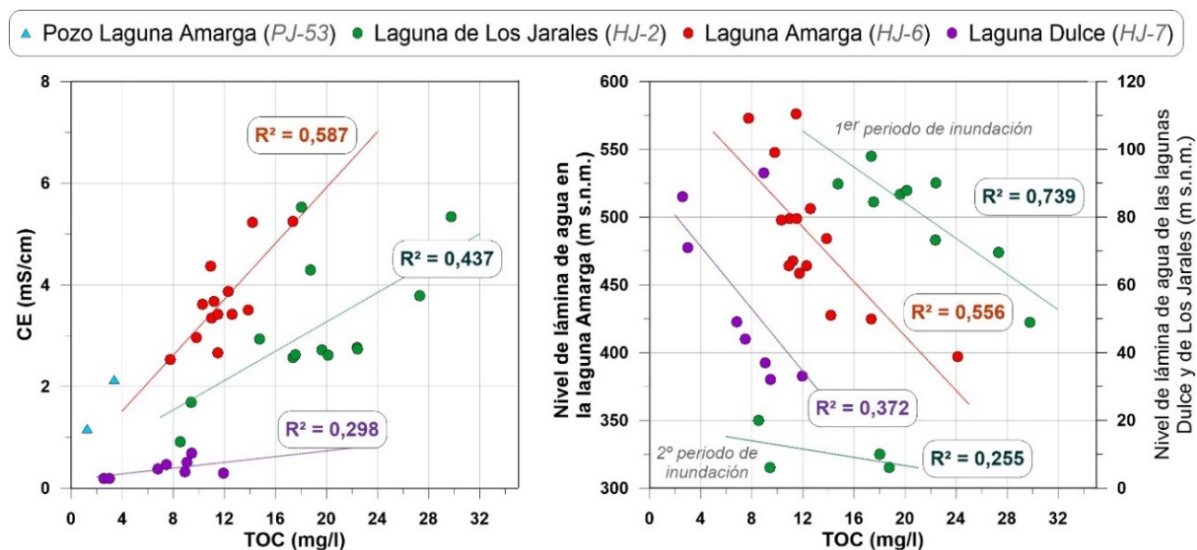


Figura 4.41. Relación de la concentración de TOC en las aguas de los humedales frente a la CE (A) y respecto al nivel de lámina de agua (B)

### 4.5.4.2 Evolución de la fluorescencia natural en el agua del manantial del Anzur Bajo (MJ-1)

Las variaciones de los valores de los picos A y C de fluorescencia del agua drenada por el manantial de Anzur Bajo describen evoluciones muy similares (Fig. 4.42), con aumentos marcados de sus valores durante las crecidas más importantes. En general, al

comienzo de las crecidas no se observan cambios en la intensidad de fluorescencia, sino que se producen después de que tenga lugar el efecto pistón (véase apartado 4.5.3.1.1 de esta memoria). Una vez comienzan a descender la CE y la temperatura del agua, como consecuencia de la llegada de flujos de reciente infiltración, se registran los máximos de fluorescencia (Fig. 4.42) y posteriormente disminuye. Por tanto, la fluorescencia natural del agua marca el inicio de la llegada del agua de recarga, pero su evolución es distinta de la descrita por la CE, que también se ve influenciada por la presencia de flujos de agua subterránea de reciente infiltración después de que se registre el efecto pistón (Fig. 4.42). Gran parte de la materia orgánica soluble presente en el suelo es lavada por la escorrentía, al comienzo de los episodios pluviométricos que producen las distintas crecidas, y se infiltra al inicio de la activación de los sumideros kársticos que existen en superficie. La recarga que se produce después tiene menor contenido en ácidos húmicos y fúlvicos, por lo que se reduce la intensidad de los picos A y C en el agua de la surgencia. Además, continúa disminuyendo la CE, ya que la mineralización del agua que se infiltra a través de los sumideros kársticos sigue siendo baja.

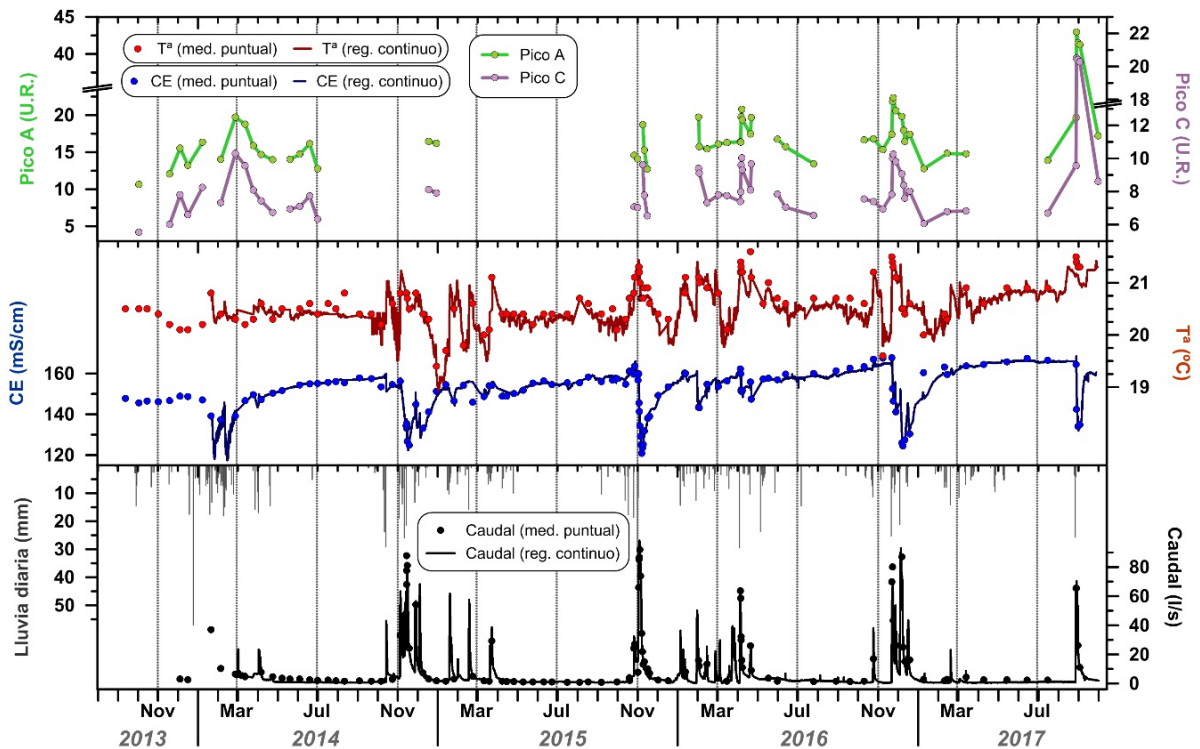


Figura 4.42. Evolución de los picos de máxima intensidad de fluorescencia natural A y C en las aguas drenadas por el manantial del Anzur Bajo, junto con los registros de descarga, CE y temperatura del agua

Generalmente, los máximos valores de los picos A y C de cada crecida se sitúan en torno a 20 y 10 U.R., respectivamente. Sin embargo, el aumento más significativo de la intensidad de fluorescencia de los picos A y C se produjo tras la crecida registrada en agosto de 2017 (Fig. 4.42), en la que se alcanzaron 43 U.R. para el pico A y 20,5 para el C. Dicha crecida fue la única que ocurrió durante el verano en todo el periodo de investigación y posiblemente ésa sea la causa que haya determinado las diferencias señaladas. Diversos trabajos han puesto de manifiesto el aumento del contenido materia orgánica en aguas superficiales durante los meses estivales (Visser, 1984; Worrall *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2014), como consecuencia de la intensificación de la actividad



microbiológica del suelo en periodos de mayor temperatura atmosférica. En este caso, dicho mecanismo afecta también a las aguas subterráneas, lo que, junto con los aumentos de concentración de  $\text{NO}_3^-$  observados en algunas crecidas (Figs. 4.25 y 4.26), evidencia la influencia que tienen los procesos que ocurren en el suelo del área de recarga sobre la composición química del agua del manantial del Anzur Bajo.

### 4.5.5 Modelización hidrogeoquímica

#### 4.5.5.1 Relaciones molares características

En la figura 4.43A se representan los contenidos de  $\text{Cl}^-$  frente a los de  $\text{Na}^+$  de las aguas de la zona de Jarales. Ambas especies varían de forma conjunta, siguiendo la línea estequiométrica 1:1 que define la reacción de disolución/precipitación de la halita ( $\text{NaCl}$ ). Por su parte, las relaciones molares entre  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  (4.43B) también presentan una tendencia de covariación, aunque su tendencia es más tumbada que la relación 1:1. Se aprecia un desvío hacia mayores concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$  de las aguas de la laguna Dulce (HJ-7), situadas por encima de la línea 1:1, y de algunos otros puntos, generalmente con contenidos de  $\text{Cl}^-$  inferiores a 10 meq/l. Ocurre lo contrario para las muestras de los manantiales y rezumes, así como algunas de la laguna de Los Jarales y de los pozos con más salinos (Fig. 4.43B). Los valores de  $\text{SO}_4^{2-}$  tienden a asintotizarse cerca de los 150 meq/l, cuando se alcanzan los mayores valores de  $\text{Cl}^-$  (>300 meq/l), en los manantiales hipersalinos. En términos generales, existe un aumento de la relación  $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$  en las aguas con mayores contenidos de  $\text{Cl}^-$ .

En algunas muestras analizadas, correspondientes a aguas de menor mineralización, se observa un leve desvío respecto de la línea estequiométrica que representa la reacción de disolución de la halita (Fig. 4.43A), lo cual puede estar relacionado en algún caso con procesos de intercambio catiónico. Con el fin de identificar la existencia de dichos mecanismos, se ha hecho una comparación entre la relación  $\text{Na}^++\text{K}^+-\text{Cl}^-$  y  $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}-\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 4.43C). Este tratamiento no se ha aplicado a las muestras hipersalinas debido a que la capacidad iónica específica de las arcillas es baja en comparación con los iones presentes en la disolución, por lo que no es un proceso significativo en este tipo de aguas (Yechieli y Wood, 2002). En la gráfica resultante, el eje de abscisas representa el exceso (valores positivos) o el defecto (negativos) de  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$ , respecto al contenido derivado de la disolución de la halita, mientras que en el eje de ordenadas se determina la concentración de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  que procede de fuentes distintas a la disolución de yesos y carbonatos (Fisher y Mullican, 1997; García *et al.*, 2001). Cuando no existen procesos de intercambio catiónico, las observaciones se sitúan cerca del origen (McLean *et al.*, 2000). Las muestras de las lagunas Amarga y de Los Jarales, así como las tomadas en los pozos de La Salina-2 (PJ-32) y Taraje-2 (PJ-36), presentan un exceso de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  y un defecto de  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  (Fig. 4.43C), lo que revela que han sido afectadas por procesos de intercambio catiónico; concretamente, se ha producido una liberación de iones divalentes y una adsorción de los monovalentes. El resto de muestras no presentan una desviación significativa desde el punto de origen y, por tanto, no muestran indicios de haber sufrido intercambio iónico.

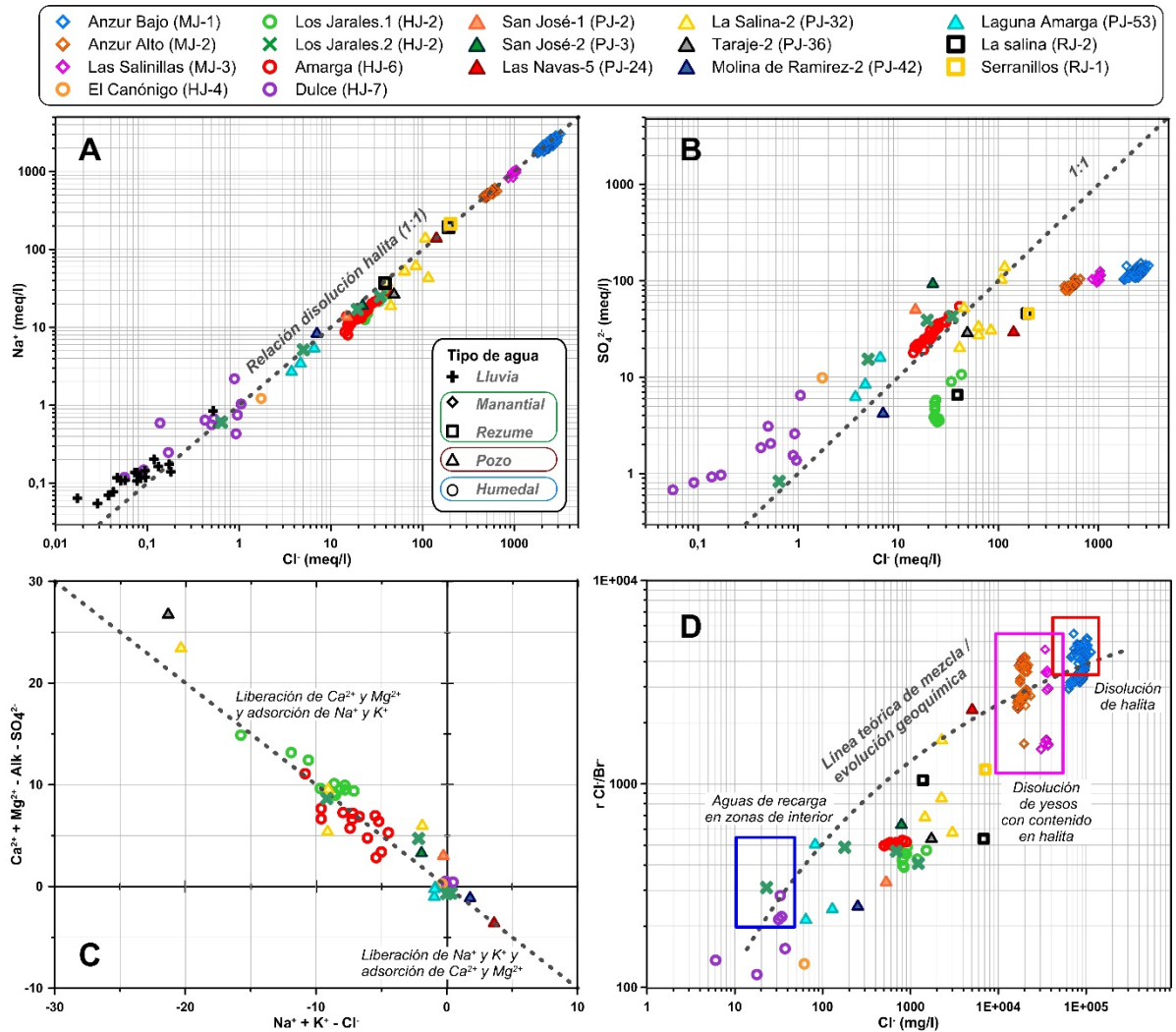


Figura 4.43 Relaciones iónicas de los contenidos de  $\text{Cl}^-$  frente a  $\text{Na}^+$  (A) y  $\text{SO}_4^{2-}$  (B), entre índices hidrogeoquímicos indicativos de procesos de intercambio iónico (C) y entre la concentración de  $\text{Cl}^-$  y la relación  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  (D). Se representan algunos valores característicos de concentración de  $\text{Cl}^-$  y  $r\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  (Alcalá y Custodio, 2008)

Con objeto de determinar qué aguas han sido afectadas por procesos de precipitación de  $\text{NaCl}$ , se han representado los contenidos de  $\text{Cl}^-$  frente a la relación  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  (Fig. 4.43D). El ion  $\text{Br}^-$  es una especie idónea para la valorar la evolución geoquímica de aguas salinas, debido a que durante la evaporación dicho ion permanece en disolución tras la precipitación de  $\text{NaCl}$ , e incluso después de que hayan precipitado las sales de potasio (Carpenter, 1978; Knauth, 1988). Por ello, su relación con el contenido en  $\text{Cl}^-$  ha sido ampliamente utilizada para evaluar el origen y la evolución geoquímica de las aguas salinas (Hanor, 1994; Eastoe *et al.*, 1999; Kohfahl *et al.*, 2008; Skrzypek *et al.*, 2013). En la figura 4.43D se representan algunos rangos de valores típicos de  $\text{Cl}^-$  frente  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  ( $r\text{Cl}^-/\text{Br}^-$ ), así como una línea teórica de mezcla/evolución geoquímica entre miembros finales (Alcalá y Custodio, 2008). Algunas de las muestras de la laguna Dulce, que son las de menor contenido en  $\text{Cl}^-$ , se sitúan sobre el espacio que definen los valores de aguas de recarga en áreas de interior (Fig. 4.43D), caracterizadas por tener  $r\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  de entre 350 y 600 (Edmunds y Smedley, 2000; Davis *et al.*, 2004). En el lado opuesto del gráfico, hacia las mayores molaridades de  $\text{Cl}^-$ , la  $r\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  de las muestras analizadas se sitúa por encima de 1.000 (principalmente los manantiales hipersalinos), y ocupan los espacios que

## 4.5 Hidroquímica

típicamente se relacionan con la disolución de halita y yesos con contenido en halita (Alcalá y Custodio, 2008). Del resto de observaciones, algunas se representan sobre la línea teórica de evolución geoquímica/mezcla entre miembros finales o cerca de ella, aunque la mayoría se distribuyen por debajo (Fig. 4.43D). Dicho desvío puede ser causado por efecto de la evaporación.

La existencia de procesos de disolución de calcita se analiza en la figura 4.44A, en la que se representa la alcalinidad (Alk) de las aguas, entendida como la suma de  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{CO}_3^{2-}$ , frente a su contenido en  $\text{Ca}^{2+}$ . Únicamente se sitúan junto a la línea estequiométrica 1:1 las muestras de la laguna Dulce (HJ-7) y de los pozos de la laguna Amarga (PJ-53), Molina de Ramírez-2 (PJ-42) y las Navas-5 (PJ-24), todas ellas de baja salinidad ( $\text{Cl}^- < 300 \text{ mg/l}$ ) salvo la última (Tab. 4.9 y Fig 4.43A). El resto de muestras tienen contenidos en  $\text{Ca}^{2+}$  superiores y se distribuyen por encima de la línea 1:1 (Fig. 4.44A), lo que sugiere que la presencia de dicho ion en sus aguas se debe a otros procesos distintos de la disolución de calcita (disolución de evaporitas, intercambio catiónico), tanto más cuanto mayor sea el desvío observado.

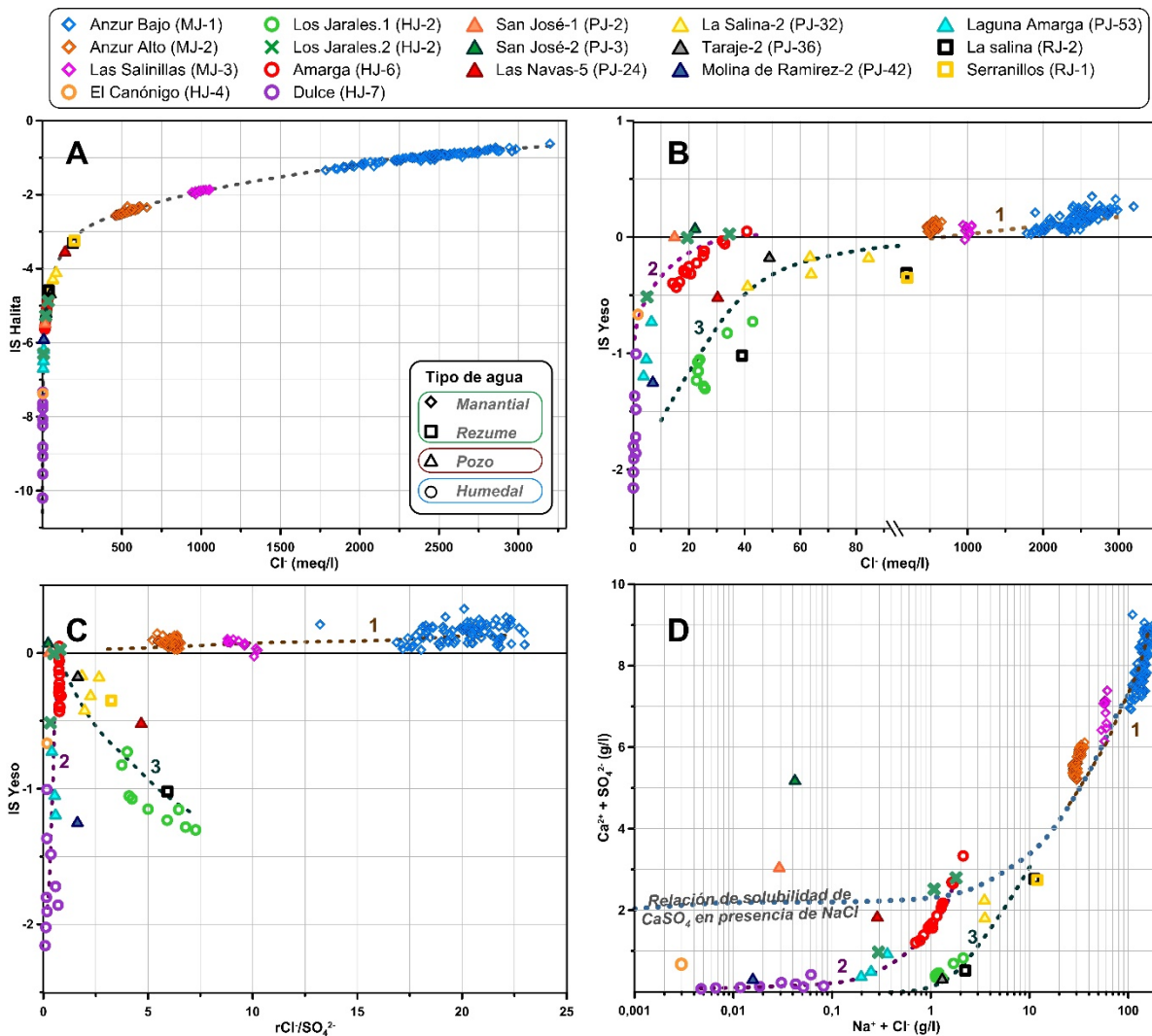


Figura 4.44. Relaciones iónicas de los valores de alcalinidad (Alk) frente a la concentración de  $\text{Ca}^{2+}$  (A), de  $\text{SO}_4^{2-}$  frente a  $\text{Ca}^{2+}$  (B) y  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{Alk}$  (C), y de  $\text{Ca}^{2+}$  frente a  $\text{Mg}^{2+}$  (D)

En la figura 4.44B se representa la relación iónica entre los contenidos en  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$ , junto con la línea estequiométrica 1:1 que define la reacción de disolución/precipitación del yeso y la anhidrita ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  y  $\text{CaSO}_4$ , respectivamente). La mayoría de las muestras se representan cerca de dicha línea, aunque ligeramente por debajo. Ello sugiere que se produce una retirada de  $\text{Ca}^{2+}$  de la disolución, lo cual puede deberse a la precipitación de calcita. Hay que tener en cuenta también que parte del contenido en  $\text{Ca}^{2+}$  de las muestras de la laguna Amarga (HJ-6) y el pozo de La Salina-2 (PJ-32) proceden de intercambio catiónico con las arcillas (Fig. 4.43C), por lo que podría existir un mayor déficit de  $\text{Ca}^{2+}$  respecto de la relación 1:1, del que se deduce del desvío observado en la figura Fig. 4.44B. Finalmente, las muestras de los pozos de San José-1 y 2 (PJ-2 y PJ-3, respectivamente), del rezume de Serranillos (RJ-1) y una del rezume de La Salina (RJ-2), tienen concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$  bastante superiores a las atribuibles a la disolución de yeso (Fig. 4.43B).

Con objeto de identificar la existencia de fuentes de  $\text{SO}_4^{2-}$ , distintas a la disolución de yeso y anhidrita, se han representado los contenidos de dicho anión frente a los valores de la relación  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{Alk}$ , junto con una línea estequiométrica 1:1 que representa la disolución conjunta de sales de sulfato de calcio y magnesio (Fig. 4.44C). En muchos casos, la proximidad de las muestras a la línea de evolución geoquímica es peor que la obtenida en la figura 4.44B, mientras que, en otros, las observaciones presentan una relación de valores próxima a la 1:1. Ello es particularmente llamativo en las muestras de los pozos de la laguna Amarga (PJ-53), San José-1 y 2 (PJ-2 y PJ-3, respectivamente) y Las Navas-5 (PJ-24), las cuales quedan situadas sobre la línea estequiométrica 1:1 (Fig. 4.43C). Así pues, sus aguas podrían haber disuelto, además de yeso, minerales de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , como la epsomita ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ), que ha sido identificada en sedimentos de lagunas asociadas a rocas evaporíticas (De la Peña, *et al.*, 1982).

En el gráfico de dispersión de los contenidos de  $\text{Ca}^{2+}$  frente a  $\text{Mg}^{2+}$  (Fig. 4.44D) se diferencian dos tipos principales de tendencias. Por un lado, las muestras de los manantiales hipersalinos (Anzur Bajo, Anzur Alto y Las Salinillas), que presentan un enriquecimiento en  $\text{Ca}^{2+}$  respecto a  $\text{Mg}^{2+}$ , se distribuyen en torno a la línea estequiométrica 3:1 (Fig. 4.44D), definida por el proceso de dedolomitización (Appelo y Postma, 2005). Por otro lado, la mayoría de las observaciones restantes se sitúan más próximas a la relación 1:1, relacionada con la disolución de la dolomita, o entre ambas líneas (Pozo La Salina-2). La muestra del pozo de San José-2 presenta un claro exceso de  $\text{Mg}^{2+}$  (Fig. 4.44D), que puede ser atribuible a disolución de sales de sulfatos, como ya se apuntaba en el párrafo anterior.

La dedolomitización, o disolución incongruente de dolomita, es un proceso geoquímico compuesto en el que están involucradas distintas fases minerales: yeso, calcita y dolomita (Wigley, 1973a). La elevada solubilidad del  $\text{CaSO}_4$ , en comparación con la de los carbonatos, permite disolver mayores concentraciones de  $\text{Ca}^{2+}$  que a partir del  $\text{CaCO}_3$  y  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . Como consecuencia de ello, se produce una sobresaturación de calcita, favorecida por el efecto de ion común, que provoca la precipitación de dicha fase mineral. La retirada de  $\text{HCO}_3^-$  de la fase acuosa produce una subsaturación respecto de la dolomita, lo que permite su disolución, siempre y cuando exista disponibilidad mineral (Appelo y Postma, 2005; Moral *et al.*, 2008). La presencia de olistolitos dolomíticos en el área de Jarales (Fig. 2.4), junto con el proceso geoquímico descrito, podría explicar las

## 4.5 Hidroquímica

elevadas concentraciones de  $Mg^{2+}$  (Tab. 4.9) determinadas en las aguas analizadas, aunque también es posible que su origen esté en las evaporitas que contienen dicho ion.

### 4.5.5.2 Índices de saturación en minerales

Con ayuda del programa informático PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 2013), se han calculado la presión parcial de  $CO_2$  y los índices de saturación (IS) de los principales minerales involucrados en la evolución geoquímica de las aguas del área de Jarales: calcita, dolomita, anhidrita, yeso, epsomita, halita y silvina. Para ello, se ha utilizado la base de datos termodinámica PITZER (Plummer *et al.*, 1988), que incluye las ecuaciones de Pitzer (Pitzer y Mayorga, 1973 y 1974; Pitzer, 1974) para soluciones de fuerza iónica elevada (alta mineralización). Los resultados se presentan en la tabla 4.18.

Tipo	Punto (Ref)	Estadísticos / Fecha	ISCalcita	ISDolomita	ISEpsomita	ISYeso	ISAnhidrita	ISHalita	ISSilvina	Log <sub>10</sub> pCO <sub>2</sub>
M A N A N T I A L	Anzur Bajo (MJ-1)	<i>n</i>	97	97	97	97	97	97	97	97
		<i>med</i>	1,0	1,7	-3,2	0,2	-0,1	-1,0	-3,0	-1,8
		<i>máx</i>	1,8	3,2	-2,9	0,4	0,0	-0,6	-2,8	-1,4
		<i>mín</i>	0,5	0,6	-3,4	0,0	-0,3	-1,3	-3,3	-2,7
	<i>cv</i>	26	34	4	44		15	4	13	
	Anzur Alto (MJ-2)	<i>n</i>	65	65	65	65	65	65	65	65
		<i>med</i>	0,6	0,8	-3,1	0,1	-0,3	-2,5	-4,5	-1,4
		<i>máx</i>	2,5	1,7	-3,0	0,1	1,4	-2,3	-4,3	-0,2
		<i>mín</i>	-0,1	-0,4	-4,7	0,0	-0,4	-2,6	-5,1	-2,0
	<i>cv</i>			9	30		3	3	21	
	Las Salinillas (MJ-3)	<i>n</i>	12	12	12	12	12	12	12	12
		<i>med</i>	0,8	1,4	-3,0	0,1	-0,3	-1,9	-3,9	-1,9
<i>máx</i>		1,0	1,7	-3,0	0,1	-0,2	-1,8	-3,8	-1,5	
<i>mín</i>		0,4	0,6	-3,1	0,0	-0,4	-2,0	-4,0	-2,1	
<i>cv</i>	21	24	2		14	2	1	9		
H U M E D A L	Los Jarales (HJ-2)	<i>n</i>	12	12	12	12	12	12	12	12
		<i>med</i>	0,9	1,6	-3,7	-0,9	-1,3	-5,2	-6,1	-4,0
		<i>máx</i>	1,9	3,5	-3,1	0,0	-0,3	-4,7	-5,8	-2,2
		<i>mín</i>	0,3	0,5	-4,1	-1,3	-1,8	-6,3	-6,9	-8,9
	<i>cv</i>	56	57	9		39	7	5	49	
	El Canónigo (HJ-4)	16/03/2016	0,3	-0,4	-4,4	-0,7	-1,1	-7,4	-7,6	-3,1
	Amarga (HJ-6)	<i>n</i>	15	15	15	15	15	15	15	15
		<i>med</i>	0,9	1,8	-3,0	-0,2	-0,7	-5,2	-6,1	-3,3
		<i>máx</i>	1,2	2,3	-2,7	0,0	-0,3	-4,7	-5,7	-2,6
		<i>mín</i>	0,6	1,1	-3,3	-0,4	-0,9	-5,6	-6,4	-7,9
	<i>cv</i>	19	21	6		24	5	4	40	
	Duce (HJ-6)	<i>n</i>	9	9	9	9	9	9	9	9
<i>med</i>		0,7	0,7	-5,1	-1,7	-2,2	-8,5	-8,4	-4,2	
<i>máx</i>		1,1	1,8	-4,2	-1,0	-1,5	-7,3	-7,1	-2,8	
<i>mín</i>		0,4	0,0	-5,9	-2,2	-2,7	-10,2	-9,6	-9,0	
<i>cv</i>	35	82	11	21	17	11	9	45		
P O Z O	Llanos de S. José-1 (PJ-2)	16/03/2016	0,4	1,0	-2,6	0,0	-0,4	-5,5	-6,4	-1,4
	Llanos de S. José-2 (PJ-3)	18/05/2016	1,1	2,6	-2,1	0,1	-0,4	-5,2	-6,1	-1,9
	Las Navas-5 (PJ-24)	18/05/2016	1,3	2,7	-3,2	-0,5	-0,9	-3,5	-5,4	-2,0
	La Salina-2 (PJ-32)	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	4
		<i>med</i>	0,5	0,9	-3,1	-0,3	-0,7	-4,3	-6,0	-1,8
		<i>máx</i>	0,8	1,5	-3,0	-0,2	-0,6	-4,1	-5,9	-1,5
		<i>mín</i>	0,3	0,5	-3,3	-0,4	-0,9	-4,6	-6,2	-2,1
	<i>cv</i>	40	47	4	46	21	5	2	13	
	Taraje-2 (PJ-36)	18/05/2016	0,8	1,5	-2,9	-0,2	-0,6	-4,0	-5	-1,9
	Taraje-3 (PJ-37)	16/03/2016	0,7	1,4	-2,9	-0,2	-0,6	-4,7	-6,5	-2,1
	Molina de Ramírez-2 (PJ-42)	16/03/2016	0,7	1,3	-4,0	-1,2	-1,7	-5,9	-6,9	-2,1
	Laguna Amarga (PJ-53)	16/03/16 (superficie)	0,4	1,2	-3,6	-1,2	-1,6	-6,7	-8,0	-2,3
16/03/16 (profundo)		0,5	1,4	-3,1	-0,7	-1,2	-6,2	-7,8	-1,9	
09/02/17 (superficie)		0,7	1,7	-3,4	-1,0	-1,5	-6,5	-7,1	-2,4	
REZUME	Serranillos (RJ-1)	13/03/2015	0,2	0,6	-2,9	-0,4	-0,7	-3,2	-5,3	-1,7
	La Salina (RJ-2)	30/07/2014	0,3	0,7	-3,0	-0,3	-0,65	-3	-5	-1,6
		16/03/2016	0,2	0,6	-2,9	-0,4	-1	-3	-5	-1,7

Tabla 4.18. Resumen estadístico (*n*: nº de medidas o determinaciones; *med*: valor medio; *máx*: valor máximo; *mín*: valor mínimo; *cv*: coef. de variación expresado en %) del logaritmo de la presión parcial del  $CO_2$  y de los índices de saturación de los principales minerales (IS) involucrados en procesos hidrogeoquímicos en el área de Jarales. Los espacios en blanco indican parámetro no determinado

Los valores de saturación mineral más elevados se han determinado para la dolomita, con un máximo de 3,5 en la laguna de Los Jarales, mientras que los más bajos se han obtenido para la halita y la silvina, con mínimos de -10,2 y -9,6, respectivamente, ambos en la laguna Dulce (Tab. 4.18). En ningún caso se han determinado índices de saturación positivos para las dos últimas especies, ni tampoco para la epsomita. Además, todas las muestras están subsaturadas respecto al CO<sub>2</sub>, aunque en los manantiales salinos, particularmente en el Anzur Alto, se obtienen valores de log<sub>10</sub> pCO<sub>2</sub> más cercanos a la saturación (0). Por el contrario, las aguas de los humedales están en equilibrio gaseoso con la atmósfera (log<sub>10</sub> pCO<sub>2</sub> = -3,5; Appelo y Postma, 2005), o desgasificadas (Tab. 4.18). En cuanto a los IS del yeso y de la anhidrita, la mayoría de las muestras presentan valores negativos, con la excepción de los manantiales salinos, los cuales presentan valores próximos al equilibrio (IS ~0) o ligeramente saturados (IS >0).

En la figura 4.45 se representa la evolución de los IS de la halita (A) y del yeso (B) en función del contenido en Cl<sup>-</sup> de las muestras. En ambos casos existe una tendencia hacia valores más elevados, que en el caso de la halita es de tipo logarítmico y tiende a asintotizarse hacia concentraciones de Cl<sup>-</sup> mayores, aunque no se alcanza el equilibrio (Fig. 4.45A). La tendencia respecto a la saturación en yeso es similar (Fig. 4.45B), pero el aumento de los valores del IS es más rápido, e incluso presenta valores positivos para las aguas más mineralizadas (grupo 1, fig. 4.45B). Además, las muestras que presentan contenidos de Cl<sup>-</sup> en un rango de 10-90 meq/l, se alinean formando dos tendencias distintas. Por un lado, las muestras de la laguna Amarga, de los pozos de San José-1 y 2, y algunas de las muestras de las lagunas de Los Jarales (2<sup>o</sup> periodo de inundación; Fig. 4.37), se sitúan más próximas al eje Y (grupo 2 Fig. 4.45B), por lo que su evolución geoquímica experimenta una rápida saturación en yeso. Por otro lado, la mayor parte de las muestras de la laguna de los Jarales (1<sup>er</sup> periodo de inundación), las de los pozos de La Salina-2, Las Navas-5 y Taraje-2, y la de los rezumes de Serranillo y La Salina, a igual concentraciones de Cl<sup>-</sup> que el grupo anterior, presentan un estado de saturación en yeso menor (grupo 3, Fig. 4.45B).

Se han comparado los valores del IS del yeso con la relación Cl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (rCl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) de las distintas muestras (Fig. 4.45C) y se han identificado 3 grupos distintos, que se relacionan con los descritos en la figura 4.45B. Las aguas que presentan claramente mayor proporción de Cl<sup>-</sup> que de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (rCl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> > 5) y mineralización elevada (Fig. 4.45A) están geoquímicamente más evolucionadas y siguen una tendencia suave que va desde valores de equilibrio químico (IS yeso ~ 0) hasta la saturación mineral (grupo 1, Fig. 4.45C). Las que tienen menores rCl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> evolucionan rápidamente hacia la saturación en yeso (grupo 2, Fig. 4.45C) sin apenas cambios en rCl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. Finalmente, el último grupo de muestras (grupo 3), que se corresponden a las del mismo número en la figura 4.45B, evolucionan desde rCl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> medios (~7) hacia la saturación, de forma inversa al segundo grupo descrito (Fig. 4.45C). Las dos tendencias observadas hacia la saturación responden a la diversidad hidroquímica del área de estudio. Así, las muestras del grupo 3, que son de facies cloruradas sódicas (Fig. 4.20), precisan de una mayor evolución geoquímica para alcanzar el equilibrio en yeso, mientras que las del grupo 2<sup>o</sup>, de facies mixtas, se saturan más rápidamente.

La adición de NaCl a una disolución acuosa aumenta su fuerza iónica, lo que modifica el equilibrio químico de las distintas fases que la componen y favorece que otras

## 4.5 Hidroquímica

especies minerales puedan disolverse en mayor cuantía, entre ellas el yeso (Zen, 1965; Calaforra, 1996). En la figura 4.45D se representan los contenidos de  $\text{Na}^+ + \text{Cl}^-$  frente a los de  $\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$  de las distintas muestras y la evolución de la solubilidad del  $\text{CaSO}_4$  en función de la concentración de  $\text{NaCl}$  (Marshall y Slusher, 1966). La elevada fuerza iónica de la mayoría de aguas analizadas, producen un aumento en la solubilidad del yeso, desde valores de  $\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$  cercanos a 2 g/l, hasta aproximadamente 7g/l. Las muestras de los manantiales tienen contenidos en  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  próximos a la solubilidad del yeso a las salinidades medidas, o ligeramente superiores (Fig. 4.45D). Las muestras de los pozos de San José-1 y 2 son las únicas que tienen un exceso claro de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  y la gran mayoría de las restantes están subsaturadas respecto al yeso. Al igual que en las figuras 4.45B y C, dichas observaciones restantes se alinean siguiendo dos tendencias, de forma que las del grupo 3, de mayor contenido en  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^{2+}$ , a igualdad de  $\text{CaSO}_4$  disuelto, quedan más subsaturadas.

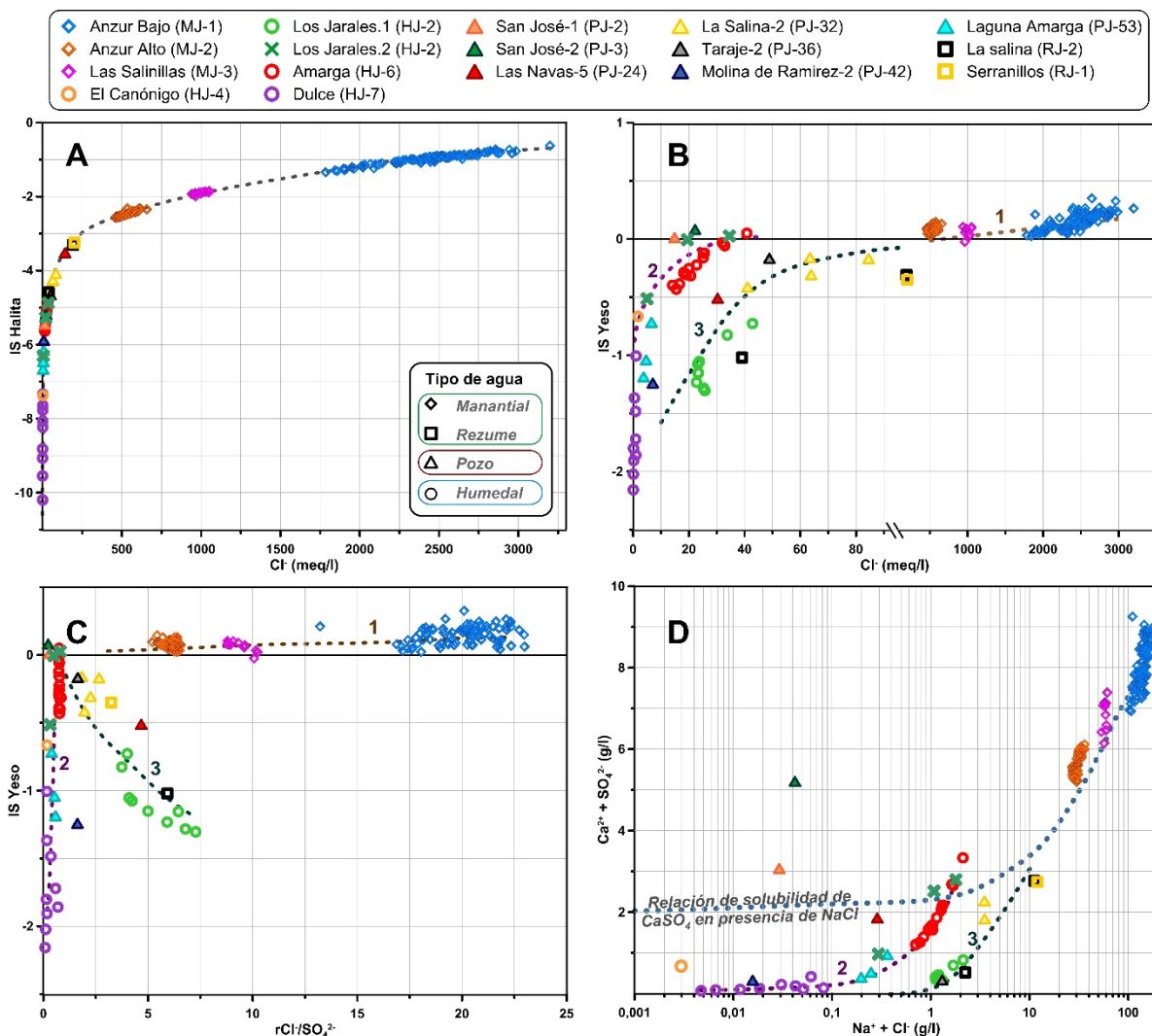


Figura 4.45 Representación de los contenidos en  $\text{Cl}^-$  frente a los índices de saturación (IS) de la halita (A) y del yeso (B), de la relación  $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$  frente al IS del yeso (C) y de la concentración de  $\text{NaCl}$  disuelta frente a la de  $\text{CaSO}_4$  (D). Se representan las principales líneas de tendencia descritas por las muestras y de solubilidad del  $\text{CaSO}_4$  en presencia de  $\text{NaCl}$  a 20°C (Marshall y Slusher, 1966)

Finalmente, se ha comparado el contenido de  $\text{Cl}^-$  de las muestras analizadas con los IS de calcita y dolomita (Fig. 4.46). En ambos casos existen dos tendencias similares.

En primer lugar, las aguas de los manantiales hipersalinos adquieren progresivamente mayor grado de saturación en ambos minerales conforme aumenta su mineralización. Por su parte, los IS del resto de muestras aumentan rápidamente, con pequeños cambios en el contenido de Cl<sup>-</sup>.

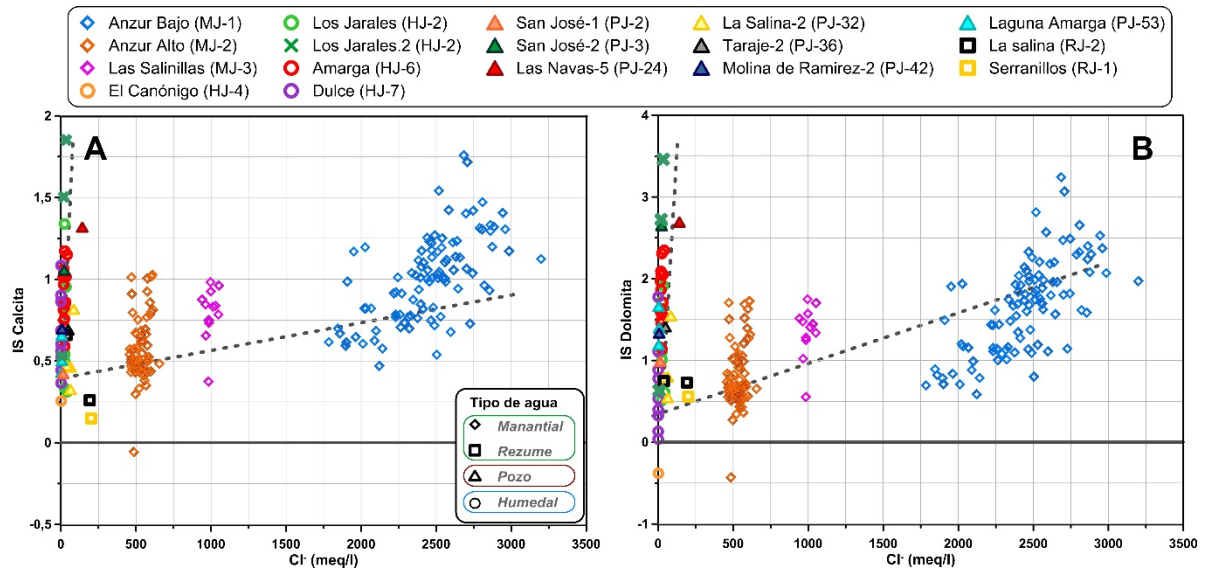


Figura 4.46 Relaciones de los contenidos de Cl frente a los índices de saturación de la calcita (A) y la dolomita (B)

### 4.5.5.3 Modelización inversa

Con el fin de desarrollar un modelo hidrogeoquímico conceptual del área de Jarales y de valorar las principales reacciones químicas (disolución/precipitación) que tienen lugar en el medio, se ha calculado la transferencia de masa de soluto a lo largo de una hipotética línea de evolución de flujo subterráneo, desde la zona de recarga (Laguna de los Jarales) hasta la de descarga (manantial del Anzur Alto). Para ellos, se ha utilizado el programa informático NETPATH (Plummer et al., 1994; El-kadi et al., 2011) y se han analizado las fases minerales y gaseosas que predominantemente afectan a la hidroquímica de las muestras analizadas (calcita, dolomita, yeso, halita, silvina y CO<sub>2</sub>). Los puntos de agua elegidos son de tipo clorurado sódico, pero con distinto grado de mineralización, y ordenados por cota. Se han simulado 4 pares de relaciones (A-D; Tab.4.19), empezando por el agua de lluvia y continuando en orden descendente de altitud, desde la laguna de Los Jarales hasta el manantial del Anzur Alto, pasando por el área de La Salina (rezume de La Salina y Pozo de La Salina-2). Los contenidos de soluto utilizados para la modelización inversa fueron los valores medios determinados para cada punto de agua.

En la tabla 4.19 se indican los pasos de simulación calculados y los resultados de transferencia de masa obtenidos. Las mayores tasas de disolución corresponden a la halita, sobre todo en el manantial del Anzur Alto (pasos D), con hasta 420,7 mmol/kg H<sub>2</sub>O. Entre las aguas de menor mineralización, es la del pozo de la Salina-2 la que muestra mayores valores de halita disuelta (61,0 mmol/kg H<sub>2</sub>O; Tab. 4.19). La disolución de yeso tiene lugar en todos los pasos excepto en el rezume de La Salina (paso C) y alcanza su máximo en el Anzur Alto. La calcita solo se disuelve en el primer paso de simulación y



## 4.5 Hidroquímica

precipita en el resto (Tab. 4.19). La dolomita, por el contrario, es disuelta en todos los pasos de simulación salvo en el A, aunque el valor obtenido en este último, de -0,3 mmol/kg H<sub>2</sub>O, es prácticamente despreciable. La transferencia neta de silvina es escasa en los 3 primeros pasos, pero aumenta ligeramente en el último, hacia cotas más bajas. Finalmente, la transferencia de CO<sub>2</sub> es variable, con ganancia de masa en los pasos A, B y D, y pérdidas en C.

Paso de simulación	Disoluciones Inicial-Final	Fases minerales					CO <sub>2</sub>
		Calcita	Dolomita	Yeso	Halita	Silvina	
A	Agua de lluvia - Laguna de Los Jarales	1,1	-0,3	5,2	23,3	0,3	0,3
B	Laguna de Los Jarales - Pozo de La Salina 2	-1,2	2,4	10,6	61,0	-0,1	0,4
C	Pozo de La Salina 2 - Rezume de La Salina	-10,4	4,3	-2,4	34,6	0,1	-0,3
D	Rezume de La Salina - Anzur Alto	-6,8	3,7	31,2	420,7	0,9	2,8
C'	Pozo de La Salina 2- Anzur Alto	-17,2	7,9	28,8	455,3	1,0	2,5

Tabla 4.19. Pasos de simulación de la modelización inversa y resultados de la transferencia de masa. Unidades en mmol/kg H<sub>2</sub>O. Los valores negativos indican la precipitación de la fase mineral y los positivos su disolución

La cercanía entre el pozo y el rezume de La Salina (PJ-32 y RJ-2, respectivamente; véase mapa hidrogeológico adjunto), así como su similitud hidrogeoquímica (Figs. 4.43-46) sugieren que se trata de la misma agua, que es drenada de forma natural a través del segundo punto. La desgasificación de CO<sub>2</sub> en el rezume de la Salina (paso C, Tab. 4.19) podría haber sido provocada por la exposición de las aguas subterráneas a la atmósfera y la precipitación de yeso se habría visto favorecida por la acumulación y evaporación del agua en el punto de surgencia. En ese caso, la transferencia másica positiva de dolomita y halita (Tab. 4.19) se correspondería con evapoconcentración de soluto y no con disolución mineral. Se ha realizado otra simulación por pares entre las aguas del pozo de la Salina y la del manantial del Anzur Alto (C'; Tab. 4.19). Los resultados de dicha modelización reflejan una evolución de la transferencia de masa más coherente, sobre todo para el yeso.

### 4.5.5.4 Evolución geoquímica de las aguas del área de Jarales

La disolución de halita es el proceso hidrogeoquímico predominante en la mineralización de las aguas del área de Jarales, como se deduce de la buena relación existente entre los contenidos de Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup>, particularmente en las aguas de los manantiales salinos (Fig. 4.43A). Además, la presencia de otros tipos de minerales en el medio (calcita, dolomita, yeso, anhidrita, entre otros) y la heterogeneidad en la distribución espacial de éstos, así como la diversidad de tipos de puntos de agua inventariados, determinan la existencia de otros procesos físicos y químicos que también condicionan la evolución geoquímica de las aguas subterráneas.

Se aprecia una diferencia sustancial entre las concentraciones de Cl<sup>-</sup> en las aguas de las lagunas Dulce y del Canónigo, de baja mineralización, respecto a las de Los Jarales y Amarga, más mineralizadas (Fig. 4.43). El contenido de Cl<sup>-</sup> disuelto en las aguas de los dos primeros humedales, así como en algunas muestras de la laguna de Los Jarales, es ligeramente superior al determinado en las muestras de agua de lluvia (Tab. 3.6), lo que denota un bajo grado de evolución geoquímica. Por tanto, se tratarían de aguas de escorrentía que quedan retenidas en las cubetas de los humedales. Su escasa mineralización se debe a la disolución de pequeñas cantidades de NaCl, y de CaCO<sub>3</sub> en el

caso de la laguna Dulce (posiblemente en el suelo, caliche), como se deduce de sus composiciones químicas, cercanas a las relaciones estequiométricas representadas en las figuras 4.43A y 4.44A. Además,  $rCl^-/Br^-$  (Fig. 4.43D) pone de manifiesto el efecto de la evaporación sobre las aguas de estos dos humedales, que produce concentración de solutos, y posiblemente precipitación de calcita, como sugieren los valores de IS de sus aguas, de hasta 1,1. (Tab. 4.18 y Fig. 4.46).

Las aguas de las lagunas de Los Jarales y Amarga están generalmente más afectadas por la evapoconcentración de solutos, ya que el hidroperiodo de ambas es mayor (permanente en el caso de Amarga). Prueba de ello es que sus  $rCl^-/Br^-$  son menores que los de línea de evolución geoquímica dibujada entre los miembros finales de la figura 4.43D (aguas de recarga – disolución de halita) para iguales valores de  $Cl^-$ , lo que denota un enriquecimiento de  $Br^-$  debido a la evaporación del agua. Sin embargo, la composición hidroquímica de estos dos humedales se debe también a otros factores, como son el intercambio catiónico y la disolución mineral. Puesto que en ambos casos la magnitud del primer proceso es similar (Fig. 4.43C), la diferenciación hidroquímica está más relacionada con el segundo de ellos. Por tanto, la mineralización de las aguas de los humedales se ve condicionada por la litología existente en su cuenca vertiente y en el subsuelo, por el tiempo de permanencia en el medio que los aportes subterráneos hayan experimentado previamente y por el grado de exposición de la masa de agua a la evaporación.

La disolución de yeso es el proceso geoquímico que afecta predominantemente a la composición de las aguas de la laguna Amarga (con mayor proporción de  $SO_4^{2-}$  que de  $Cl^-$ , Figs. 4.43B y 4.44C), como se interpreta de la buena relación (cercana a 1:1) existente entre sus contenidos de  $Ca^{2+}$  y  $SO_4^{2-}$  (Fig. 4.44B), aunque con menores valores del cation. Ello pone de manifiesto la interacción del agua con las rocas evaporíticas presentes en el medio, que en algunos casos permite alcanzar el estado de equilibrio respecto del yeso, e incluso una ligera saturación (Fig. 4.45B-D). La menor concentración de  $Ca^{2+}$  que de  $SO_4^{2-}$  puede estar en parte relacionada con la precipitación de calcita, menos soluble que el yeso, favorecida por efecto de ion común (Wigley, 1973b). Por otro lado, se ha observado que existe una relación  $Ca^{2+}/Mg^{2+}$  próxima a la 1:1, aunque con exceso de  $Ca^{2+}$  (Fig. 4.44D). Dicho desvío podría ser causado por una mezcla de aguas predominantemente afectadas por disolución de dolomita ( $rCa^{2+}/Mg^{2+}=1$ ) y otras cuyo contenido en  $Ca^{2+}$  derivase del yeso. Las relaciones iónicas de las aguas del pozo de la laguna Amarga, situado en la orilla SO del humedal, en el borde de un cerro dolomítico, están caracterizadas por procesos de disolución de calcita y dolomita, como se deduce de las relaciones iónicas entre  $Ca^{2+}$  y alcalinidad (Fig. 4.44A) y  $Ca^{2+}$  y  $Mg^{2+}$  (Fig. 4.44D). Diversos autores han establecido una relación hidrogeológica entre dicho afloramiento carbonático y el humedal (Aljibe Consultores, 2005; Rodríguez-Rodríguez, *et al.*, 2016b). La mezcla entre las aguas de uno y otro, podría explicar el exceso de  $Ca^{2+}$  observado en la figura 4.44D. La evolución de los contenidos de  $SO_4^{2-}$  y  $Cl^-$  y de los IS del yeso (Fig. 4.45B-D) y las distintas relaciones iónicas analizadas (Figs. 4.43 y 4.44) reflejan una transición hidroquímica desde las aguas de la laguna Dulce, geoquímicamente poco evolucionadas, a las del pozo de la laguna Amarga y, finalmente a las de la laguna Amarga.

En cuanto a la laguna de los Jarales, pueden diferenciarse dos grupos de muestras. Por un lado, están aquellas que fueron tomadas durante el segundo periodo de

inundación registrado (noviembre 2015-mayo 2016; Fig. 4.37) y con un menor contenido de  $\text{Cl}^-$ . Los  $r\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  de algunas de ellas denotan menor efecto de la evaporación y apenas están afectadas por procesos de intercambio catiónico (Fig. 4.43c). Se trata de muestras poco evolucionadas geoquímicamente y que muestran ciertas similitudes con las tendencias de evolución observadas para las otras lagunas del área de estudio (Figs. 4.43D y 4.45). Por otro lado, está el resto de muestras de aguas de la laguna de Los Jarales, que corresponden al primer periodo de inundación (agosto 2014-junio 2015; Fig. 4.37) y que son la mayoría. Éstas presentan contenidos de  $\text{Cl}^-$  muy superiores a los de  $\text{SO}_4^{2-}$  (Figs. 4.43B y 4.45C) y su evolución hacia el equilibrio con el yeso es distinta a la observada en los casos anteriores (Fig. 4.45C). En el entorno de este humedal afloran predominantemente formaciones postríasicas, situadas sobre la mezcla arcilloso-evaporítica de los Complejos Caóticos Subbéticos (véase mapa hidrogeológico adjunto). La menor presencia de formaciones yesíferas en superficie, junto con la mayor solubilidad de la halita, explicaría los contenidos relativamente elevados de  $\text{Cl}^-$ . No obstante, las aguas de la laguna de los Jarales van ganando progresivamente más  $\text{SO}_4^{2-}$  y aumentando su  $r\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ . Dicho proceso no puede explicarse por la evapoconcentración de solutos que tiene lugar en el humedal, puesto que el yeso, menos soluble que la halita, precipita en primer lugar, lo que daría lugar a un menor contenido de  $\text{SO}_4^{2-}$  en disolución y, como consecuencia, a un mayor  $r\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ . Por tanto, el aumento de  $\text{SO}_4^{2-}$  estaría asociado a aportes hídricos superficiales y/o subterráneos.

La evolución geoquímica de las aguas menos mineralizadas se ve fuertemente condiciona por el contenido en  $\text{Cl}^-$ , por lo que la disponibilidad de  $\text{NaCl}$  en el medio da lugar a distintos comportamientos hidroquímicos. Así, de los puntos de agua situados a cotas altas y medias (450-360m s.n.m.; Tabs. 4.1, 4.2 y 4.3) se puede realizar una diferenciación entre los de la zona suroccidental del área de estudio (lagunas Dulce, Amarga y El Canónigo, y pozos de la Molina de Ramírez y Laguna Amarga) y los de la región central (laguna de Los Jarales, pozos de Taraje-2 y La Salina-2 y rezume de La Salina). La mayor proporción relativa de  $\text{Cl}^-$  de las aguas de estos últimos y su menor estado de saturación con respecto al yeso (Fig. 4.45), sugieren que habrían tenido una mayor interacción con sales cloruradas (halita). Ello podría indicar una mayor presencia de formaciones con contenido en este mineral en la zona central del área de estudio, lo que evidencia la heterogeneidad geológica del medio estudiado.

Las aguas del pozo de La Salina-2, más mineralizadas, presentan relaciones iónicas parecidas a las de la laguna de Los Jarales, que revelan una relación con procesos químicos (disolución) y físicos (intercambio iónico, evapoconcentración) similares a los descritos en ellas (Fig. 4.43). Además, su evolución geoquímica sigue la misma tendencia que la marcada por las aguas de dicho humedal (Fig. 4.44) y la mayor interacción con las rocas del subsuelo se hace patente en el aumento de transferencia de masa de soluto calculada a partir de la modelización inversa, sobre todo en la disolución de yeso, halita y, en menor medida, dolomita (Tab. 4.19 y Fig. 4.47).

Hacia los bordes del área de estudio aparecen los manantiales con aguas hipersalinas, que muestran una evolución geoquímica clara en función de su cota de surgencia (Fig. 4.21). El manantial del Anzur Alto, es el que está situado a mayor altitud de los tres. El agua drenada por este punto ha disuelto cantidades muy significativas de halita y, en menor medida, yeso y dolomita (Fig. 4.47). La mayor transferencia de masa

---

de yeso se debe al aumento de su solubilidad como consecuencia del incremento de la fuerza iónica de la disolución, producido por la mayor cantidad de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  disueltos (Fig. 4.45D). Este proceso, a su vez, desencadena los mecanismos de disolución incongruente de la dolomita (Fig. 4.44D), lo que explica el mayor grado de transferencia de masa positiva obtenido en el paso de simulación C' para dicho mineral (Fig. 4.47), pese a que su índice de saturación sobrepase el estado de equilibrio (Fig. 4.46). Por otro lado, el aumento de los contenidos de  $\text{SO}_4^{2-}$  favorece la precipitación de calcita (Fig. 4.47), por efecto de ion común, lo que explica el desvío de las muestras de este manantial respecto a la línea estequiométrica 1:1 que define la disolución del yeso (Fig. 4.44B).

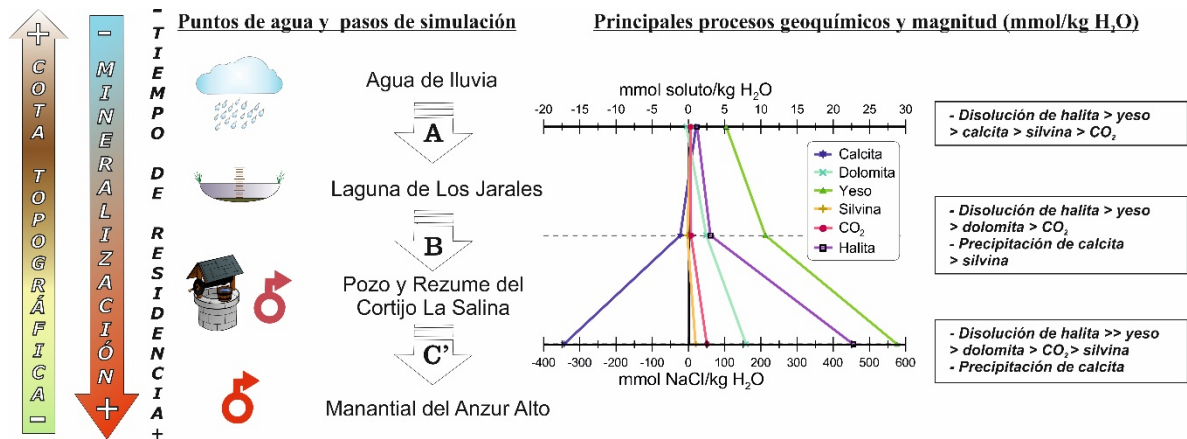


Figura 4.47 Modelo conceptual teórico de evolución hidrogeoquímica propuesto para el área de Jarales

En las aguas de los dos puntos de surgencia restantes (Las Salinillas y Anzur Bajo), el contenido en  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  sigue aumentando, lo que sería atribuible a una mayor tasa de disolución de halita, como se deduce de las relaciones molares entre ambos iones (Fig. 4.43A) y del estado de subsaturación en dicho mineral (Fig. 4.45A). Por el contrario, se frena la transferencia de  $\text{SO}_4^{2-}$  hacia la fase acuosa (Fig. 4.43B), lo que estaría relacionado con un descenso en la tasa de disolución de yeso, como sugieren la ligera saturación de las aguas respecto a éste (Fig. 4.45B y C) y la buena relación entre dicho anión y el  $\text{Ca}^{2+}$  (Fig. 4.44B). Todo ello repercute en un aumento de  $r_{\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}}$  (Fig. 4.45C) que no se debe a una escasez de yeso hacia cotas más bajas, sino que está relacionado con limitaciones de tipo termodinámico, ya que las mayores tasas de disolución de yeso se alcanzan a concentraciones de  $\text{Cl}^- + \text{Ca}^{2+}$  próximas a 150 g/l (Marshall y Slusher, 1966; Calaforra, 1996), como las determinadas en el manantial del Anzur Bajo. Este hecho explicaría la disminución de la tasa de disolución de yeso observada.

Los resultados de la modelización geoquímica inversa llevada a cabo revelan que, ante la gran heterogeneidad litológica del medio, las aguas de facies cloruradas sódicas, que *a priori* dispondrían de una variedad teóricamente similar de minerales con los que interactuar, modificarían su composición química en función de su tiempo de residencia en el medio. Ello determina el grado de transferencia de solutos (Fig. 4.47) y, a su vez, los procesos termodinámicos que éstos desencadenan.

## 4.6 ISÓTOPOS ESTABLES

En la tabla 4.20 se indican los parámetros estadísticos de los valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  (tanto orgánico como inorgánico) de las muestras de agua tomadas en el área de Los Hoyos, así como su exceso en deuterio ( $d$ ).

Tipo	Punto (Ref.)	Estadísticos/ Fecha	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$	
M A N A N T I A L	Anzur Bajo (MJ-1)	<i>n</i>	30	7	7	1	-	
		<i>med</i>	-6,1	-36,1	13,7	-11,1	-	
		<i>máx</i>	-5,5	-33,4	17,5	-	-	
		<i>mín</i>	-7,1	-40,0	7,8	-	-	
	Anzur Alto (MJ-2)	<i>cv</i>	8	6	25	-	-	
		<i>n</i>	10	10	10	1	-	
		<i>med</i>	-5,5	-35,8	8,5	-10,7	-	
		<i>máx</i>	-5,2	-31,4	17,4	-	-	
	Las Salinillas (MJ-3)	<i>mín</i>	-6,1	-38,4	3,8	-	-	
		<i>cv</i>	6	7	55	-	-	
		<i>n</i>	5	3	3	-	-	
		<i>med</i>	-5,8	-35,6	12,4	-	-	
H U M E D A L	Laguna de Los Jarales (HJ-2)	<i>máx</i>	-5,4	-34,7	13,5	-	-	
		<i>mín</i>	-6,0	-36,8	10,6	-	-	
		<i>cv</i>	4	3	13	-	-	
		<i>n</i>	10	10	10	4	12	
	Laguna Amarga (HJ-6)	<i>med</i>	6,9	20,6	-40,1	-9,4	-25,9	
		<i>máx</i>	13,1	50,9	-22,0	-5,1	-22,1	
		<i>mín</i>	-9,5	-62,1	-57,1	-12,2	-28,4	
		<i>cv</i>	-	-	33	32	9	
	Laguna Dulce (HJ-7)	<i>n</i>	9	9	9	12	13	
		<i>med</i>	7,7	23,1	-38,1	-9,3	-25,8	
		<i>máx</i>	10,1	33,9	-24,9	-7,1	-21,6	
		<i>mín</i>	3,9	6,3	-46,6	-11,4	-28,2	
Llanos de S. José-2 (PJ-3)	<i>cv</i>	25	37	17	14	7		
	<i>n</i>	5	5	5	6	6		
	<i>med</i>	-4,9	-38,2	1,3	-10,5	-25,7		
	<i>máx</i>	-0,6	-14,1	10,3	-7,6	-23,7		
P O Z O	Laguna Dulce (HJ-7)	<i>mín</i>	-8,7	-59,8	-9,6	-13,8	-27,5	
		<i>cv</i>	69	49	-	22	6	
	Llanos de S. José-2 (PJ-3)	<i>n</i>	18/05/2016	-4,8	-32,6	6,0	-17,1	-
		<i>med</i>	18/05/2016	-4,8	-33,9	4,3	-20,1	-
		<i>máx</i>	02/12/2015	-5,4	-35,6	7,9	-13,5	-
		<i>mín</i>	18/05/2016	-4,9	-34,2	4,8	-12,6	-
Laguna Amarga (PJ-53)	<i>cv</i>	18/05/2016	-4,6	-34,6	2,3	-15,7	-	
	<i>n</i>	16/06/15	-5,6	-35,5	9,1	-	-	

Tabla 4.20. Resumen estadístico (*n*: nº de medidas/determinaciones; *med*: valor medio; *máx*: valor máximo; *mín*: valor mínimo; *cv*: coef. de variación expresado en %) de los valores isotópicos de  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  y del exceso de deuterio ( $d$ ) de las aguas del área de Jarales, expresados en ‰. “-” indica parámetro no determinado

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  están comprendidos entre -9,5 ‰ y 13,1‰, y los de  $\delta^2\text{H}$  varían desde -62,1 ‰ hasta 50,9 ‰, todos ellos determinados en la laguna de Los Jarales. En general, las muestras de agua subterránea cuentan con composiciones isotópicas más ligeras (Tab. 4.20), sobre todo las correspondientes a los manantiales, los cuales presentan relaciones de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  que se sitúan en una horquilla de valores de

entre -7,1 ‰ y -40,0 ‰, respectivamente, en el manantial del Anzur Bajo (MJ-1), hasta -5,2 ‰ y -31,4 ‰, en el del Anzur Alto (MJ-2). La mayor variabilidad isotópica se ha registrado en las aguas de los humedales (Tab. 4.20), para las que se han determinado coeficientes de variación (cv) de hasta el 69 % en  $\delta^{18}\text{O}$  y del 49 % en  $\delta^2\text{H}$ , ambos en la laguna Dulce (HJ-7).

El exceso en deuterio ( $d$ ) es generalmente más elevado en las muestras de los manantiales (Tab. 4.20), con valores comprendidos entre 3,8 ‰, en el manantial del Anzur Alto, y 17,5 ‰, en el del Anzur Bajo, aunque sus valores medios son próximos a los de la Línea Meteorica Local (LML), de 13 ‰, calculada a partir de las determinaciones isotópicas realizadas al agua de lluvia. No obstante, el valor medio de  $d$  del manantial del Anzur Alto (8,5 ‰) indica un ligero fraccionamiento isotópico respecto de la precipitación, provocado por un enriquecimiento en  $^{18}\text{O}$ . Las aguas de los humedales también presentan un claro desvío de  $d$  respecto de las principales líneas meteoricas (Craig, 1961; Gat y Dansgaard, 1972; Jiménez-Martínez y Custodio, 2008). Ello es más marcado en las lagunas Amarga (HJ-6) y de Los Jarales (HJ-2), que cuentan con valores muy negativos (Tab. 4.20), los cuales son atribuibles al fraccionamiento isotópico producido como consecuencia de la evaporación desde una lámina libre de agua (Gonfiantini, 1986). Finalmente, las muestras tomadas en los pozos tienen valores de  $d$  con signo positivo, menores que los de las líneas meteoricas, por lo que también podrían haber estado sometido a evaporación, aunque el efecto es más moderado.

La composición isotópica del carbono inorgánico disuelto ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ) en las aguas del área de Los Hoyos (Tab. 4.20) comprende valores desde -20,1 ‰, en el pozo de Las Navas-5 (PJ-24), hasta -5,1 ‰, correspondientes a la laguna de Los Jarales (HJ-2). Los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  que típicamente se encuentran en las aguas subterráneas son del orden del -12 ‰ (Clark y Fritz, 1997; Mook, 2001), similares a los determinados en los manantiales del Anzur Bajo (MJ-1) y el Anzur Bajo (MJ-2). Sin embargo, en las aguas de algunos pozos la composición de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  es algo menor (Tab. 4.20), lo que puede deberse a la disolución de  $\text{CO}_2$  procedente de la respiración de las raíces de las plantas o de la descomposición de materia orgánica. Precisamente, los pozos con mayor contenido de TOC (Tab. 4.17) son los que tienen menores valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  en sus aguas (Tab. 4.20): Llanos de S. José-2 (PJ-3), Las Navas-5 (PJ-24) y Taraje-2 (PJ-36). En cuanto a las aguas de los humedales, las relaciones isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  más pesadas de algunas de sus muestras (Tab. 4.20) se deberían al intercambio gaseoso con la atmósfera, que favorece el fraccionamiento isotópico hacia valores menos negativos (Mook *et al.*, 1974; Zhang, *et al.*, 1995).

El carbono orgánico del agua de las lagunas presenta una composición isotópica ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ ) que varía entre -28,4 ‰ (Tab. 4.20), en la laguna de Los Jarales (HJ-2), y -21,6 ‰, en la laguna Amarga (HJ-6). Se trata de valores similares a los descritos en otros estudios realizados en aguas superficiales continentales (Angradi, 1994; Cloern *et al.*, 2002; Finlay, 2004; Finlay y Kendall, 2007; Karim *et al.*, 2011) y que son atribuibles a plantas de metabolismo C3, las más abundantes en la naturaleza (Mook, 2001).

En la figura 4.48 se representan los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  frente a  $\delta^2\text{H}$  de las muestras de agua tomadas en el área de Jarales. En general, los puntos correspondientes a los manantiales quedan representados entre las distintas líneas meteoricas, salvo algunos

## 4.6 Isótopos estables

pertenecientes al manantial del Anzur Alto (MJ-2), que presentan un claro enriquecimiento hacia valores más pesados de  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig. 4.48). Lo mismo ocurre con las muestras de agua tomadas en los pozos, salvo la del pozo de la Laguna Amarga (PJ-32). El desvío respecto de las líneas meteóricas es debido a un fraccionamiento isotópico, provocado por la evaporación del agua. En el caso de los pozos, dicho fraccionamiento podría haber ocurrido en el interior de los mismos, ya que se tratan de captaciones de gran diámetro y, en muchos casos, abiertas. En cuanto al manantial del Anzur Alto, el proceso de evaporación podría haber ocurrido durante la recarga, debido a que en las zonas más próximas a la surgencia existen numerosas áreas endorreicas (Las Navas; véase mapa hidrogeológico adjunto), donde podría favorecerse la infiltración del agua que de forma temporal queda almacenada en ellas.

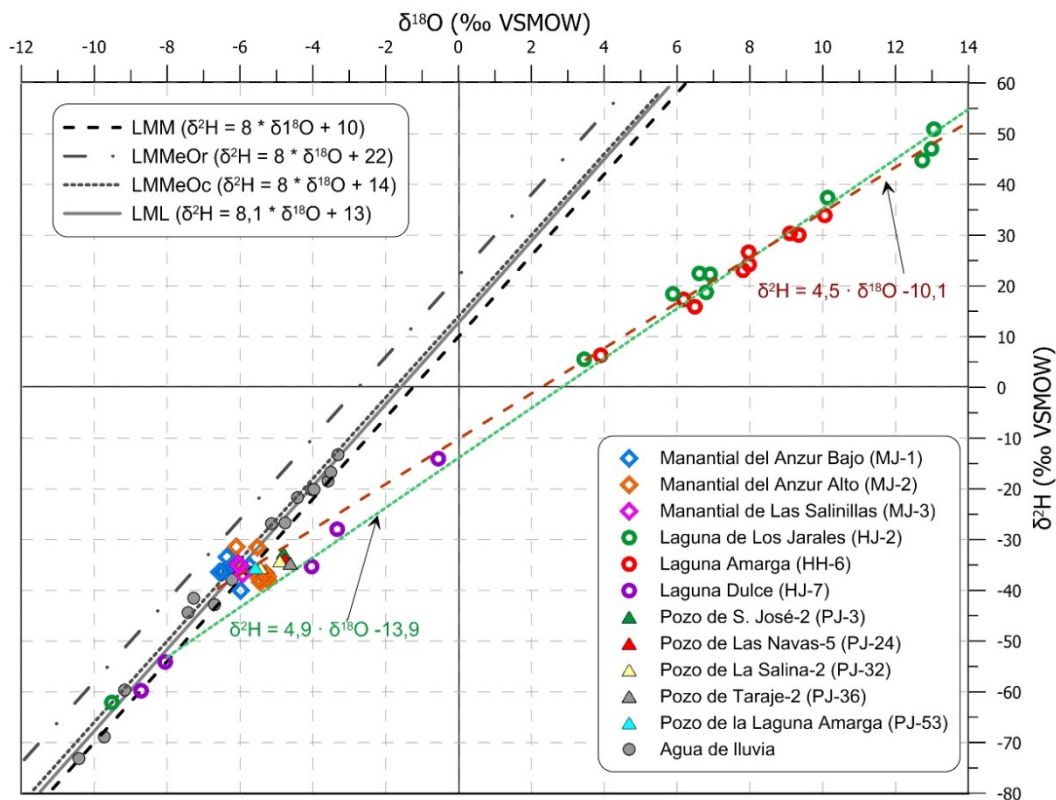


Figura 4.48 Composición isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  frente  $\delta^2\text{H}$  de las muestras de agua tomadas en el área de Jarales. Se representan las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas y de fraccionamiento isotópico

Las muestras de agua de las lagunas de Amarga (HJ-6), Los Jarales (HJ-2) y, en menor medida, Dulce (HJ-7), presentan un claro enriquecimiento en isótopos pesados, particularmente en  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig. 4.48). A partir de sus valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  se ha calculado una regresión lineal, la cual queda definida por una pendiente de 4,66. Sin embargo, dos muestras correspondientes a la laguna Dulce y otra a la de Los Jarales presentan valores próximos a las Líneas Meteórica Mundial (LML) y del Mediterráneo Occidental (LMMeOc). Se trata de muestras tomadas al inicio de periodos de inundación en ambos humedales, tras producirse lluvias cuantiosas, en las que el efecto de la evaporación aún no era notable. Se ha realizado otra regresión lineal sin tomar en cuenta las tres muestras citadas. La ecuación resultante interseca las líneas meteóricas en valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  cercanos a la media ponderada de la precipitación (-5,5 ‰ y -33,4 ‰, respectivamente). Dicha regresión está definida por una pendiente de 4,5 (Fig. 4.48), que es un valor

característico de láminas de agua expuestas a la atmósfera (Mook, 2001). Es decir, la línea define la evolución isotópica que experimentan las aguas del área de Jarales cuando son sometidas a evaporación. El desvío de algunas muestras de la laguna Dulce hacia valores más ligeros de  $\delta^2\text{H}$  (Fig. 4.48) evidencia que el agua que queda almacenada en su cubeta tiene un origen relacionado con eventos pluviométricos en los que el agua de lluvia es más ligera. Ello ocurre normalmente en los meses de invierno (Ronzanski *et al.*, 1993, Fricke y O'Neill, 1999) y cuando la precipitación es más abundante (Dansgaard, 1964). Sin embargo, las aguas de las lagunas Amarga y de Los Jarales, a excepción de una (Fig. 4.48), han evolucionado desde valores isotópicos medios de precipitación. Ello evidencia que sus aguas tienen su origen en las precipitaciones ocurridas a lo largo de todo el año, lo que se debe a su funcionamiento permanente y estacional prolongado, respectivamente. No obstante, también podrían producirse aportaciones hídricas desde el subsuelo, ya que las aguas subterráneas tienen composiciones isotópicas similares a la de la media de la precipitación (Fig. 4.48). El hecho de que algunas de las muestras de la laguna de Los Jarales cuenten con valores isotópicos más pesados que las de Amarga podría deberse a que la altura de la columna de agua de la primera es menor. Consecuentemente, el efecto de la evaporación sobre ella es superior.

Con idea de evaluar el efecto de la evaporación sobre la mineralización del agua, se han representado los contenidos de  $\text{Cl}^-$  de las muestras, muy relacionados con la mineralización del agua en el área de Jarales, frente a sus valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig. 4.49). Se ha incluido una línea con el valor medio ponderado de  $\delta^{18}\text{O}$  en la precipitación, de -5,5 ‰. Las muestras que se distribuyen cerca de dicha línea son aguas que no presentan fraccionamiento isotópico atribuible a la evaporación. Por tanto, el aumento de concentración de  $\text{Cl}^-$  observado en tales aguas sería atribuible a la disolución de minerales, principalmente halita. Dicho proceso sería el principal causante de la mineralización de las aguas de pozos y manantiales (Fig. 4.49). Por el contrario, las muestras de agua de los humedales que se representan próximas a las de lluvia tendrían un origen meteórico y habrían interactuado poco con el medio; tanto más cuanto mayor sea su desplazamiento hacia la derecha en la figura 4.49 se encuentren. Finalmente, las observaciones con valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , superiores a los de la media ponderada de la precipitación, correspondientes a aguas de humedales, presentan un claro fraccionamiento isotópico como consecuencia de la evaporación, además de contenidos de  $\text{Cl}^-$  más elevados que los del agua de lluvia (Fig. 4.49). Éstos se habrían alcanzado por la acción conjunta de la disolución de minerales y la reconcentración iónica por efecto de la evaporación.

Se han simulado las evoluciones químicas e isotópicas que seguirían algunas de las muestras de agua, sin signos evidentes de fraccionamiento isotópico, si se disminuyera su fracción líquida como consecuencia de la evaporación (Fig. 4.49). Para ello, se ha empleado la metodología propuesta por Gonfiantini (1986), explicada en el apartado 1.5.3.4.4. de esta memoria, y se han considerado 3 disoluciones iniciales. Se trata de la muestra con  $\delta^{18}\text{O}$  más negativo de entre todas las correspondientes a humedales (A) y las tomadas en los 2 pozos con menor mineralización: el de la Laguna Amarga (B) y el de S. José-2 (C). En torno a la primera de las líneas de evaporación, se distribuyen algunas de las muestras tomadas en la laguna Dulce (HJ-7). Se trataría de aguas con una composición química e isotópica similar a la del agua de lluvia (A,



## 4.6 Isótopos estables

Fig. 4.49). Por tanto, tendrían un claro origen meteórico, estarían poco evolucionadas geoquímicamente (contenido de  $\text{Cl}^-$  bajo) y moderadamente afectadas por la evaporación. Las muestras correspondientes a las lagunas Amarga y a la de Los Jarales se representan cerca de las otras dos líneas de evaporación simuladas (B y C, Fig. 4.49), salvo la muestra de la laguna de Los Jarales utilizada para simular la línea A. Ello sugiere que el origen del agua almacenada en los humedales estaría relacionado con aguas geoquímicamente más evolucionadas, similares a las de los dos pozos considerados. En el caso de la laguna Amarga (HJ-6) resulta llamativo que la mayoría de muestras queden situadas cerca de la línea calculada a partir de la muestra de agua tomada en el pozo que hay en el cerro dolomítico situado en su orilla NO (PJ-53). Dicha observación podría indicar que el agua del humedal procede, al menos en parte, de dicha formación carbonática, aunque el desplazamiento hacia mayores valores de  $\text{Cl}^-$  de algunas de las muestras (Fig. 4.49) sugeriría que también existen aportaciones de agua más mineralizadas, cuyo origen podría ser tanto superficial como subterránea. No obstante, la muestra de la laguna de Los Jarales con menos fraccionamiento isotópico, tomada al inicio del periodo de inundación, presenta un aumento de mineralización inferior al que se observa en las de los pozos del área de estudio (Fig. 4.49). Ello podría indicar la existencia de aportaciones subterráneas hacia los humedales.

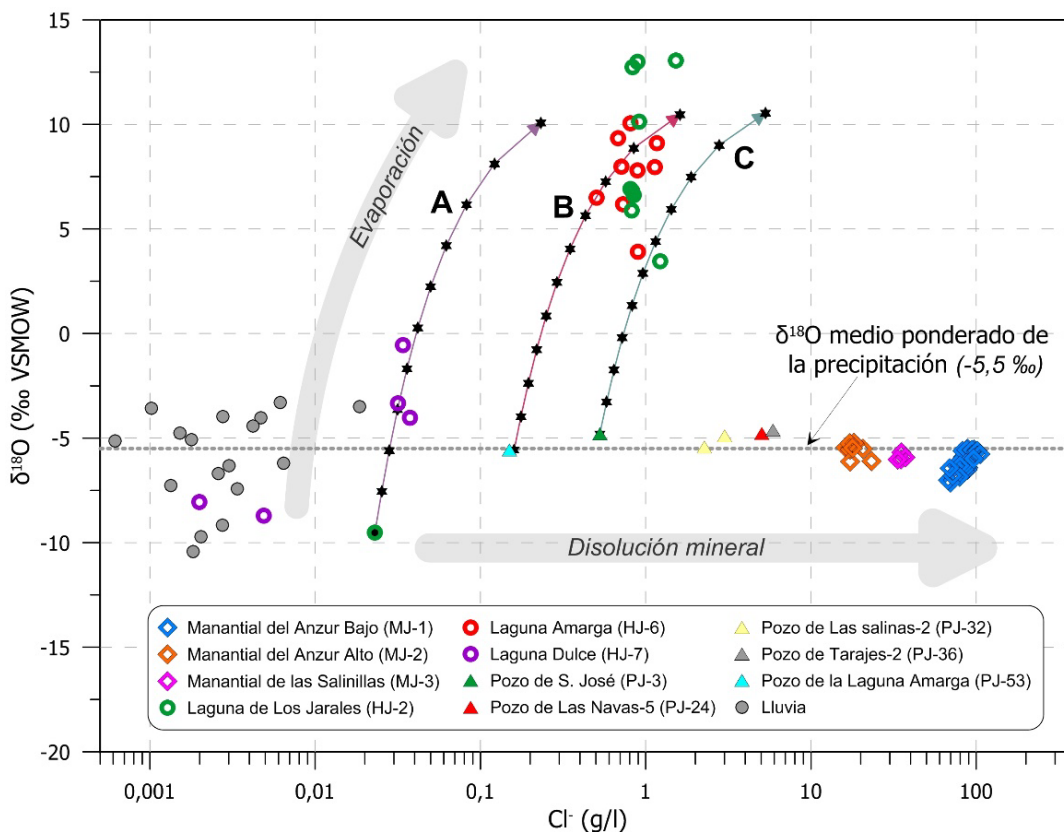


Figura 4.49. Relación entre el contenido de  $\text{Cl}^-$  y los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de agua tomadas en el área de Jarales. Se incluyen líneas de evolución hidroquímica e isotópica teóricas de algunas muestras sometidas a evaporación

El estudio de aguas del área de Jarales permite constatar la relación existente entre la recarga y el drenaje de las surgencias salinas, además del efecto que la evaporación sobre la mineralización de las aguas de las lagunas. Las diferencias isotópicas existentes entre los humedales evidencian sus distintos funcionamientos. Así, el agua de la laguna

Dulce presenta mayor similitud química e isotópica con las aguas meteóricas, y se ve menos afectada por la evaporación, como corresponde a un humedal temporal cuya alimentación es principalmente superficial. Por el contrario, las aguas de las lagunas Amarga y de Los Jarales cuentan con un claro fraccionamiento isotópico producido por la evaporación, a partir de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  similares a los de la precipitación, que evidencia una exposición atmosférica más prolongada, acorde con sus hidroperiodos. No obstante, la mineralización que sus aguas llegan a alcanzar no puede deberse únicamente a la evapoconcentración de solutos, sino que también depende de la disolución mineral. Esto último podría ocurrir en el subsuelo y que fueran los aportes subterráneos los que proporcionan una mayor mineralización a sus aguas.

#### 4.6.1 Evolución de la composición isotópica del agua drenada por el manantial Anzur Bajo (MJ-1)

Las variaciones temporales de la composición isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  de las aguas drenadas por el manantial del Anzur Bajo (Fig. 4.50) tienen cierta relación con los cambios de composición isotópica de las precipitaciones que producen respuesta en el manantial. Las muestras tomadas durante la época estival, en la que no se ha registrado precipitación y por tanto no existe recarga, tienen valores de  $\delta^{18}\text{O}$  muy similares a la media ponderada de la precipitación (-5,5 ‰; Tab. 3.7). Sin embargo, las aguas subterráneas muestreadas durante las crecidas de caudal presentan valores isotópicos más bajos.

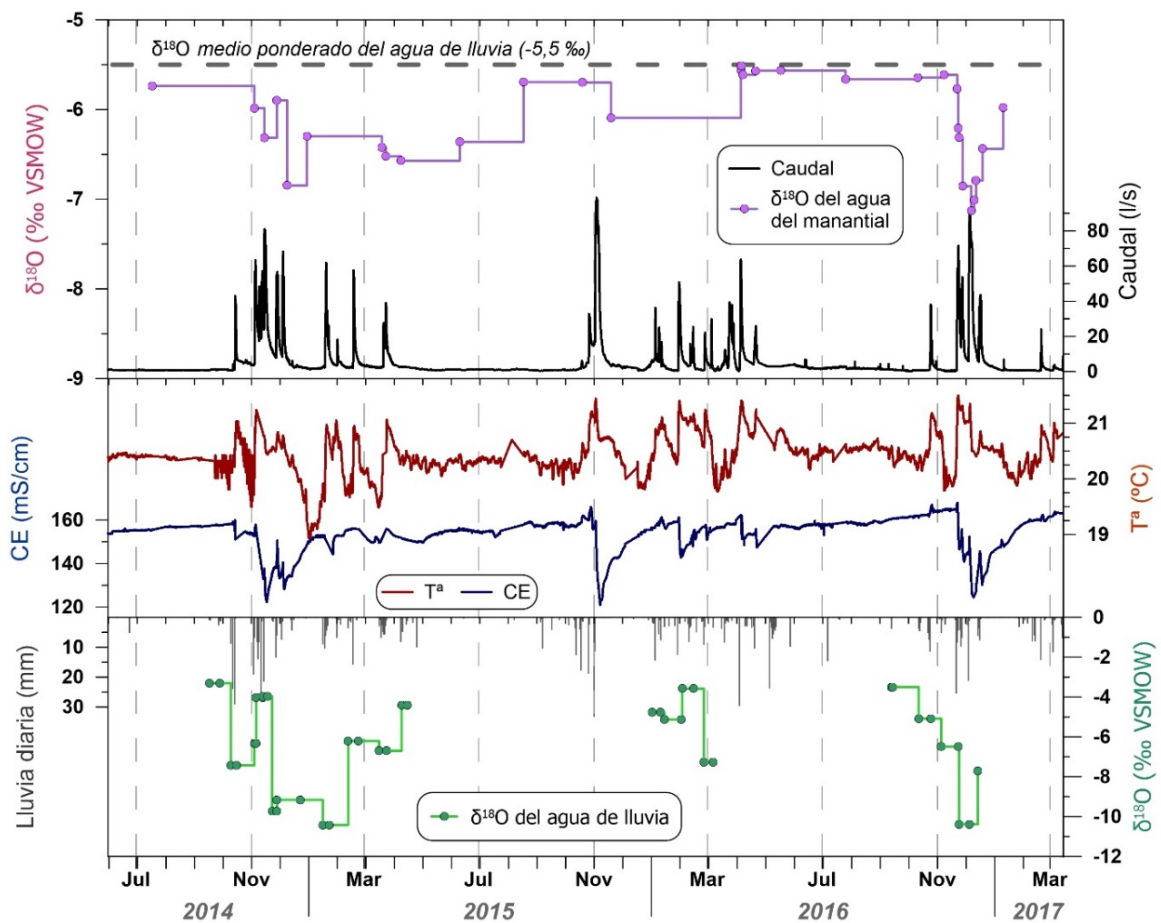


Figura 4.50 Evolución temporal de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  determinados en las muestras de agua tomadas en el manantial del Anzur Bajo, junto con los registros de datos horarios de caudal, CE y temperatura del agua. Se representan los valores isotópicos de las muestras de agua de lluvia

La disminución de la composición de  $\delta^{18}\text{O}$  de las aguas del manantial del Anzur Bajo observada durante las crecidas de octubre y noviembre de 2014 y noviembre y diciembre de 2016 se produjo como consecuencia de la recarga que tuvo lugar en dichos periodos, con un claro empobrecimiento en  $^{18}\text{O}$  (Fig. 4.50). No obstante, el agua drenada por la surgencia no alcanzó valores tan negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  como los de la precipitación, lo que evidencia la mezcla entre el agua de reciente infiltración con aguas procedentes de la zona saturada. Estas últimas aportarían un mayor caudal al comienzo de la crecida, y darían lugar a aumentos de la temperatura del agua, pero su proporción iría disminuyendo en favor de los flujos kársticos, los cuales provocarían el enfriamiento, la dilución y el empobrecimiento de  $^{18}\text{O}$  del agua del manantial (Fig. 4.50). Tras la decrecida, se volverían a recuperar los valores iniciales de  $\delta^{18}\text{O}$ , CE y temperatura del agua.

## 4.7 ENSAYO CON TRAZADORES ARTIFICIALES

Con el fin de constatar la conexión hidrogeológica entre los sumideros kársticos existentes en el N de la zona de estudio (Figs. 2.15 y 4.51) y los posibles puntos de descarga, y avanzar en el conocimiento de la dinámica de los flujos por conductos en el sistema estudiado, se llevó a cabo un ensayo con trazadores fluorescentes artificiales. La descripción de la metodología aplicada, así como los resultados más relevantes que se derivaron del ensayo han sido objeto de un artículo publicado en la revista *International Journal of Speleology* (Gil-Márquez *et al.*, 2017b), incluido en el anexo 2 de esta memoria.

### 4.7.1 Descripción del ensayo de trazadores y otros métodos de campo

La inyección de trazadores artificiales se efectuó en tres sumideros kársticos activos (Fig. 4.51): IP1, que constituye la entrada a la cueva de la Argamasilla (347 m s.n.m.); IP2, ubicado en el fondo de una dolina (323 m s.n.m.) que hay al N del anterior; e IP3, punto de drenaje natural del polje situado junto al cerro Acebuchoso (307 m s.n.m.). La realización del ensayo tuvo lugar durante un evento lluvioso muy intenso, ocurrido entre el 1 y el 2 de noviembre de 2015, lo que permitió la infiltración directa del agua de escorrentía a través de los sumideros. Los colorantes fluorescentes seleccionados fueron uranina (URN; CAS RN: 518-47-8), piranina (PYR; CAS RN: 6358-69-6) y sulforrodamina-B (SRB; CAS RN: 3520-42-1).

La noche del 1 de noviembre se vertió 1 kg de URN en el sumidero IP1 (Figs. 4.51 y Fig. 4.52A), a las 21:00 h; 0,98 kg de PYR en el IP3, a las 21:45 h; y 1,5 kg de SRB en el IP2 (Fig. 4.52B), a las 23:40 h. El caudal infiltrado a través de los sumideros IP2 e IP3 se estimó en 15 l/s, mientras que en IP1 el flujo fue aumentando de manera progresiva, desde 1-2 l/s hasta aproximadamente 200 l/s. La conductividad eléctrica (CE) y la temperatura de las aguas de escorrentía infiltradas se situaban en unos rangos de 1,2-1,5 mS/cm y 12,8-14°C, respectivamente. La capacidad de drenaje de los sumideros kársticos fue excedida durante el evento lluvioso, de forma que se produjo el anegamiento del fondo de las depresiones en las que éstos se encuentran (Fig. 4.52C). La inundación de dichas áreas se prolongó durante varios días, de forma que los sumideros permanecieron activos hasta el 7 de noviembre.

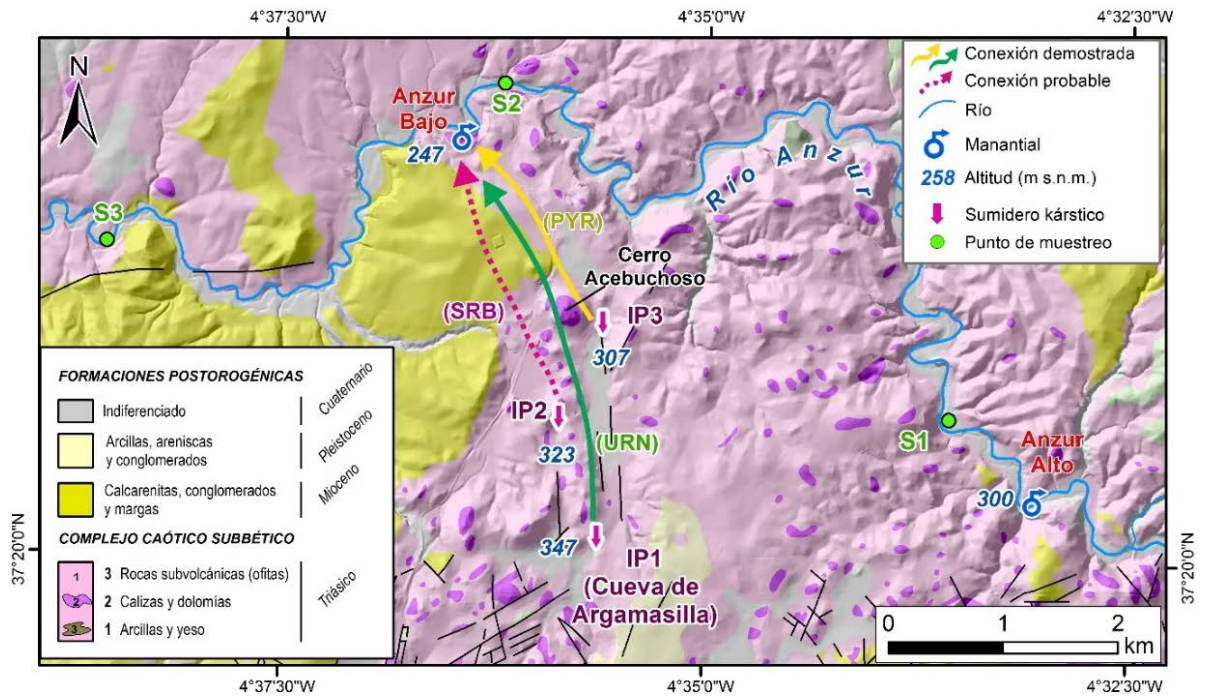


Figura 4.51 Situación de los puntos de inyección y conexiones hidrogeológicas deducidas a partir del ensayo con trazadores artificiales realizado en el área de Jarales



Figura 4.52. (A) inyección de URN en el sumidero IP1, junto al Cortijo de la Argamasilla; (B) inyección de SRB en IP2; (C) depresión en la que se sitúa IP1, con su fondo inundado

Entre el 2 de noviembre y el 2 de diciembre se tomaron 129 muestras de agua, procedentes de los principales puntos de descarga del sistema (Anzur Bajo y Anzur Alto, Fig. 4.51) y de 3 puntos de control situados a lo largo del cauce del río Anzur (S1, S2 y S3, Fig. 4.51). Durante los 3 primeros días de control, el muestreo en el manantial del Anzur Bajo se llevó a cabo cada hora, mientras que en el resto de puntos la toma de muestras se realizó 2 veces al día. La periodicidad de muestreo se fue espaciando progresivamente en los días sucesivos, hasta llegar a ser semanal. Todas las muestras de agua se tomaron en frascos de vidrio coloreado de 75 ml, con el fin de evitar la fotodegradación de las sustancias fluorescentes, que fueron almacenados y transportados al laboratorio del CEHIUMA evitando en todo momento su exposición a la luz.

Simultáneamente al muestreo y con la misma periodicidad, se realizaron medidas *in situ* de CE y temperatura del agua, con objeto de comprobar la precisión del equipo de registro continuo instalado en la surgencia para el control de dichos parámetros (WTW). Así mismo, para de precisar la curva de gastos del vertedero y transformar en caudal las medidas de altura de lámina de agua proporcionadas por el *logger* de presión (ODYSSEY), se efectuaron varios aforos puntuales con micromolinetete (OTT® C2 *flow meter*) durante el periodo de control del ensayo.

### 4.7.2 Determinación analítica de los trazadores

El análisis de los trazadores fluorescentes se llevó a cabo en el laboratorio del CEHIUMA, por medio de un espectrofluorímetro PERKIN ELMER® LS-55, durante las primeras 48 h desde la toma de las muestras. Debido a la similitud de los rangos de longitudes de ondas para los mayores valores de excitación de la URN y la PYR, la aparición simultánea de ambos trazadores hizo necesaria la separación analítica de sus dos curvas de concentración (BTC, *breakthrough curve*). A tal fin, se ha utilizado el programa PeakFit®, que permite la eliminación de la línea base (niveles de fondo) de los espectrogramas brutos y su posterior descomposición en BTCs independientes (una por trazador), aplicando para ello el método de deconvolución gaussiana (Alexander, 2005). El coeficiente de determinación ( $R^2$ ) de las curvas de concentración resultante ha sido superior a 0,99.

Los datos de intensidad obtenidos en las analíticas fueron transformados en valores de concentración a partir de las rectas de calibración, previamente realizadas con cada trazador. Para la obtención de las rectas, se preparó una disolución “madre” de cada sustancia, de la que se tomaron distintas alícuotas. Debido al elevado contenido en sales disueltas de las muestras analizadas y al efecto contrastado que la salinidad produce en la detección de los trazadores artificiales (Käss, 1998; Magal *et al.*, 2008), todas las disoluciones fueron preparadas utilizando agua salada, con una concentración de 150 g NaCl/l. La elección de dicho valor se basó en su proximidad al contenido medio en NaCl en las aguas del manantial del Anzur Bajo. Hay que puntualizar que, pese a haberse registrado cambios significativos de mineralización durante el ensayo, no se realizaron curvas de calibración adicionales para distintas concentraciones salinas, tras comprobar empíricamente (Fig. 4.53; Gil-Márquez *et al.*, 2017b) la escasa influencia de los cambios de salinidad sobre la detección de trazadores cuando se producen en el rango observado en las aguas de la surgencia (110-160 gNaCl/l).

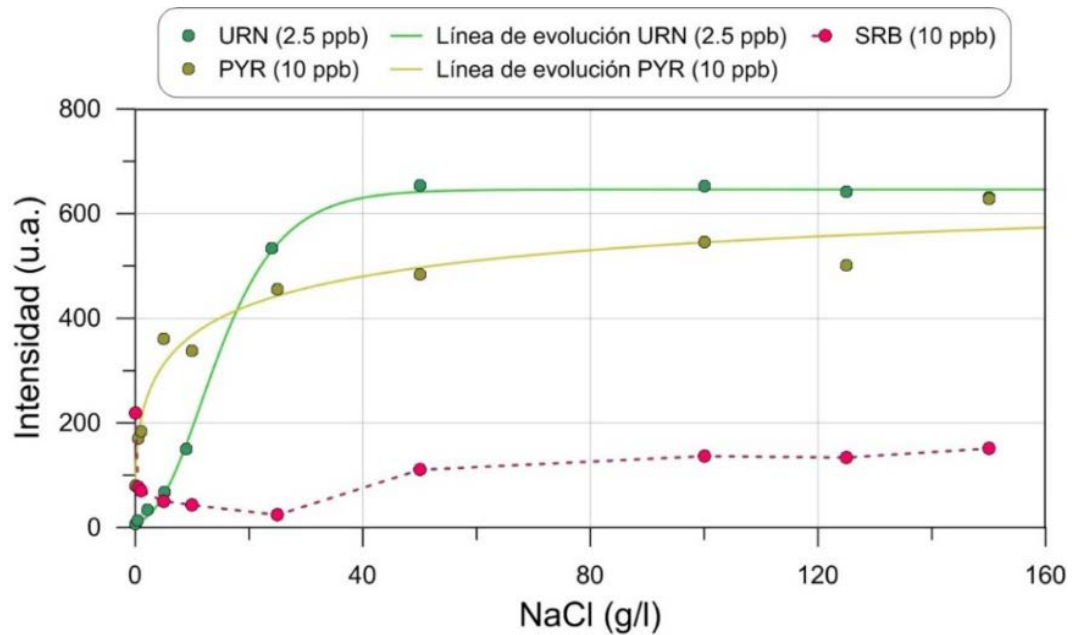


Figura 4.53 Relación entre salinidad e intensidad de detección de uranina (URN), a una concentración de 2,5 ppb, y de piranina (PYR) y sulforrodamina B (SRB) a concentraciones de 10 ppb

### 4.7.3 Resultados hidrodinámicos

En el mes previo a la realización del ensayo de trazadores artificiales (octubre de 2015) se registró un total de 67 mm de precipitación en la estación del Cortijo La Salina (véase ubicación en Fig. 3.6), lo que favoreció la activación del sistema de drenaje que alimenta al manantial del Anzur Bajo (Fig. 4.54). El día de la inyección (1 de noviembre de 2015), tuvo lugar un evento pluviométrico de gran intensidad (44 mm en 6 horas), que provocó una rápida generación de escorrentía y su infiltración directa a través de los sumideros kársticos seleccionados. Debido a que no se registraron precipitaciones significativas en las semanas posteriores, el ensayo coincidió con un gran evento de recarga unitaria (Fig. 4.54) que tuvo lugar en unas condiciones en las que red de drenaje kárstico se encontraba activa.

De las tres sustancias fluorescentes utilizadas, sólo se detectaron dos (URN y PYR), en las aguas del manantial del Anzur Bajo y en el punto de control S3; éste último situado en el río Anzur, aguas abajo de la surgencia (Fig. 4.51). No se detectó SRB en ninguno de los puntos durante el periodo de control, ni a lo largo de todo el año siguiente. Los principales resultados analíticos obtenidos a partir del ensayo de trazadores se sintetizan en la tabla 4.21. La PYR se detectó primero en el manantial del Anzur Bajo, 16 horas después de la inyección y 17 horas tras el centro de gravedad del evento de precipitación (1 de noviembre a las 22.00 h). La máxima concentración alcanzada por este trazador fue de 9  $\mu\text{g/l}$ , a las 26 horas (Tab. 4.21 y Fig. 4.55). Durante las 14 primeras horas del ensayo el manantial quedó cubierto por las aguas del río Anzur, coincidiendo con su pico de crecida, por lo que no se puede descartar que los trazadores pudieran haber llegado a la surgencia antes de su primera detección, aunque ello parece poco probable, pues las primeras muestras tomadas tras la retirada de las aguas del río no contenían PYR ni URN. La máxima velocidad de flujo estimada para la conexión IP3-manantial fue de 125 m/h, mientras que el valor medio (velocidad predominante) fue de 78 m/h.

#### 4.7 Ensayo con trazadores artificiales

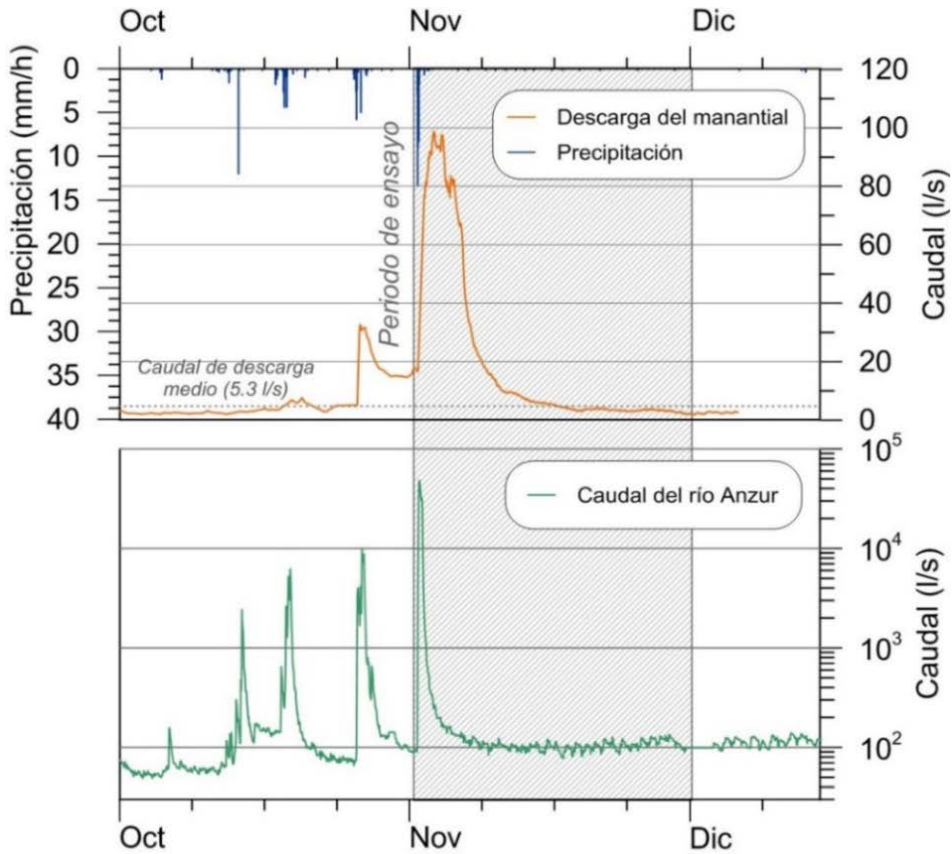


Figura 4.54 Hidrogramas del manantial del Anzur Bajo y del río Anzur entre el 1 de octubre y el 15 de diciembre de 2015. El registro de caudal del río corresponde al de la estación de aforo de Los Piedros (punto S2 en figura 4.51) de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir

La aparición de la URN en las aguas de la surgencia tuvo lugar 4 horas después de la PYR y presentó un pico de concentración más diluido y retardado ( $0.6 \mu\text{g/l}$  tras 54 h; Tab. 4.21 y Fig. 4.55). Dado que la conexión hidrológica IP1-manantial tiene casi el doble de longitud que la conexión IP3-manantial, pero la aparición de los trazadores en la surgencia fue próxima en el tiempo (Tab. 4.21), la velocidad máxima de flujo calculada a partir de los resultados de la URN ( $192 \text{ m/h}$ ) es muy superior a la deducida de la inyección de PYR ( $125 \text{ m/h}$ ). Sin embargo, la velocidad media estimada en el primer caso es ligeramente inferior a la deducida para la PYR ( $70$  y  $78 \text{ m/h}$ , respectivamente). Además, la red de drenaje kárstico no es recta, por lo que la sinuosidad de los conductos lleva asociado un retardo de las velocidades reales de flujo, tanto mayor cuanto más compleja sea la geometría de la red kárstica. La tasa de recuperación de ambos trazadores fue bastante baja:  $13\%$  ( $127,4 \text{ g}$ ) para la PYR y sólo un  $0,9\%$  ( $9\text{g}$ ) para la URN.

Las curvas de concentración de la PYR y la URN muestran aumentos rápidos, seguidos de descensos lentos y una posterior estabilización de los valores (Fig. 4.55). Ello es más marcado en el caso de la PYR, que presenta una curva exponencial bien definida de decrecida, mientras que la cola de la BTC de la URN es más alargada (coeficiente de curtosis de  $4,17$ , Tab. 4.21).

La detección de PYR y URN en el punto de control S3·tuvo lugar a partir del tercer día posterior a la inyección, coincidiendo con el pico de descarga del manantial, el cual se registró tras la decrecida de caudal del río (Fig. 4.54). La concentración máxima de PYR y URN en las aguas del río Anzur, en el punto S3, fueron muy inferiores a las determinadas

Punto de Inyección	IP1	IP2	IP3	Unidad
Trazador	URN	SRB	PYR	
Masa inyectada	1	1.5	0.98	kg
Cota topográfica	347	323	307	m s.n.m.
Coordenadas UTM	X	358.787	358.339	358.874
	Y	4.133.703	4.134.105	4.134.963

Resultados Analíticos				
Punto de control	Manantial Anzur Bajo (MJ-1)			
	Medio	Máximo	Mínimo	
Caudal de descarga*	17,9	98,9	1,2	l/s
Distancia al punto de inyección	3,8	2,7	2	m
Tiempo de la primera detección	20	n/d	16	h
Tiempo del pico de concentración	54	n/d	26	h
Pico de concentración	0,6	n/d	9	µg/l
Máxima velocidad de flujo	192	-	125	m/h
Velocidad media de flujo	70	-	78	m/h
Tasa de recuperación	0,9	-	13	%
Asimetría	1,78	-	0,23	
Curtosis	4,17	-	1,05	

Punto de control	Río Anzur (S3)			
	Medio	Máximo	Mínimo	
Caudal	723	48.376	81	l/s
Distancia al punto de inyección	3,3	2,3	2,5	m
Tiempo de la primera detección	64	n/d	63	h
Tiempo del pico de concentración	64	n/d	92	h
Pico de concentración	0,04	n/d	0,45	µg/l
Tasa de recuperación	0,2	-	1,9	%

Tabla 4.21 Principales parámetros hidráulicos deducidos del ensayo de trazadores. \* El caudal de descarga del manantial se refiere al periodo 1 noviembre-2 diciembre 2015

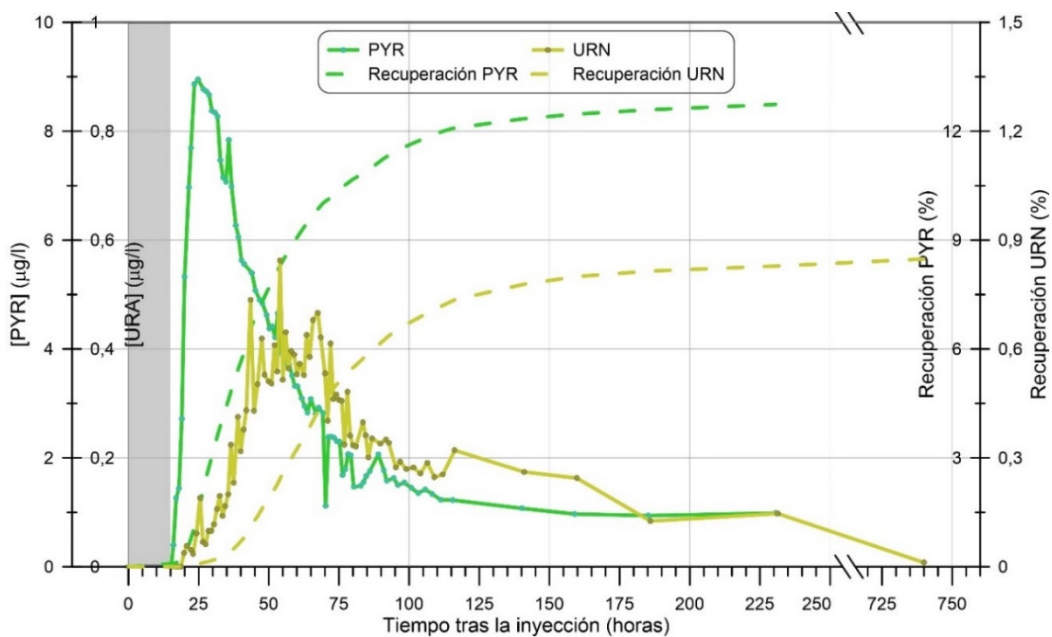


Figura 4.55 Curvas de concentración (BTC) y evolución de las tasas de recuperación de los trazadores determinados en las aguas del manantial del Anzur Bajo. El espacio marcado en gris representa el periodo de tiempo en el que el manantial quedó cubierto por las aguas del río Anzur



tratarse de una dilución de los trazadores drenados por la surgencia al mezclarse con el agua del río, libre de dichas sustancias en los puntos de control situados aguas arriba (S1 y S2). Las tasas de recuperación de ambos trazadores, calculadas a partir de su determinación en S3, fueron sustancialmente inferiores que las estimadas para el manantial (Tab. 4.21), e incluso que las esperadas en una hipotética mezcla entre el caudal del río (estación de aforo de los Piedros, S2) y el del manantial. No obstante, la recuperación de trazadores en el manantial del Anzur Bajo considerando únicamente el periodo en el que éstos se detectaron en S3, coincidiendo con una menor influencia de la dilución producida por la mezcla con el agua del río, se situó en el 3,5% para la PYR y en un 0,5% para la URN. Pese a que dichos valores siguen siendo superiores a los calculados en el punto S3 (Tab. 4.21), existe una mayor concordancia entre ellos que la que había al tomar en cuenta todo el periodo de control. La diferencia entre ambos podría deberse a la fotodegradación de las sustancias fluorescentes, a su retención en los sedimentos y la vegetación del río Anzur, a la dilución provocada por los aportes superficiales que tienen lugar a través de pequeños barrancos situados entre el manantial y el punto S3, o a la menor frecuencia de muestreo en los puntos de control del río (2-3 veces al día). Por otro lado, existen algunas incertidumbres relacionadas con la determinación analítica de los trazadores en el punto de control S3. La salinidad de las aguas de este punto se situó en un rango de entre 21 a 42 g/l, por lo que el aumento de la intensidad de fluorescencia (Fig. 4.53) en las aguas del río es algo inferior al producido en las de la surgencia (110-160 g/l). Ello, unido a la baja concentración de ambos trazadores (sobre todo URN) y su aparición simultánea en las muestras de agua, dio lugar a picos poco definidos que impiden una separación precisa de las curvas de concentración.

La detección de PYR y URN en las aguas drenadas por el manantial del Anzur Bajo evidencia la conexión hidrológica entre el sector norte (IP1 e IP3, Fig. 4.51) del altiplano de la zona de Jarales y el principal punto de descarga del sistema, además de poner de manifiesto el papel relevante de las formas exokársticas en la recarga del sistema. La ausencia de SRB en las muestras tomadas en los puntos de monitorización no prueba la desconexión entre IP2 y éstos (Fig. 4.51), sobre todo teniendo en cuenta que el trazador se utilizó en un sistema kárstico, desarrollado principalmente en litologías de tipo arcilloso-evaporíticas. Smart y Laidlaw (1977) comprobaron que la SRB podía quedar retenida (hasta en un 49%) en minerales en suspensión. Magal *et al.* (2008) determinaron el 100% de sorción de dicho trazador sobre arcillas y otros minerales (cuarzo y calcita), cuando el contenido de Cl<sup>-</sup> en disolución superaba los 100 g/l, y diversos autores han documentado un descenso en la intensidad de fluorescencia de la SRB en aguas salinas (Feuerstein y Selleck, 1963; Smart y Laidlaw, 1977; Magal *et al.*, 2008), lo que ha sido corroborado en los trabajos de laboratorio llevados a cabo durante la presente investigación (Fig. 4.53). La predominancia de litologías arcillosas en los CCS y la elevada turbidez de las aguas introducidas a través de los sumideros kársticos durante la inyección de trazadores (Fig.4.52), así como la turbidez de las drenadas por el manantial durante el periodo de control (>1.000 NTU, coincidiendo con las mayores concentraciones de PYR y URN), unido a la alta salinidad del agua, podrían explicar la ausencia de detección de SRB en los puntos controlados. Por otro lado, la posición intermedia de IP2, entre IP1 e IP3, y el desarrollo de la karstificación en la dirección N-S (apartado 2.2.2.2) sugiere que la conexión hidrológica entre IP2 y el manantial del Anzur Bajo es altamente probable (Fig. 4.51)

Al igual que para la SRB, la capacidad de los minerales para adsorber PYR y URN aumenta con la salinidad (Magal *et al.*, 2008), aunque la efectividad de detección de dichos trazadores se ve favorecida por la mineralización del agua, al contrario de lo que ocurre con la SRB (Fig. 4.53). Por tanto, las bajas concentraciones de trazadores y las escasas tasas de recuperación obtenidas para la PYR (9  $\mu\text{g/l}$  y 13%), y sobre todo para la URN (0.6  $\mu\text{g/l}$  y 0.9%), en las aguas del Anzur Bajo (Tab. 4.21), se deben principalmente a procesos físicos (sorción, dispersión, retardación, etc.) y reacciones químicas (difusión en la matriz, intercambio iónico, etc.) que ocurren en minerales de la arcilla (Smart y Laidlaw, 1977; Kasnavia *et al.*, 1999) y no tanto a una mala conexión hidrológica entre el punto de inyección y los de muestreo. La suma de estos procesos favorecería la pérdida de masa de trazador a lo largo de su transporte a través de las fracturas y conductos, en las que abundan los minerales de la arcilla y, también, posiblemente en partículas suspendidas en las aguas subterráneas. Además, la heterogeneidad geológica de los Complejos Caóticos Subbéticos y la elevada solubilidad de los minerales de las rocas evaporíticas dan lugar a procesos de disolución y karstificación muy rápidos, que originan conductos con morfologías heterogéneas (sinuosidad, estrechamiento, sifonamiento). Una geometría de conductos compleja puede favorecer el desarrollo de zonas de estancamiento (zonas muertas) o áreas de almacenamiento lateral, lo que repercutirían en una mayor dispersión de los trazadores, tal y como se deduce de las colas de las BTC, largas y con valores de concentración elevados (Fig. 4.55).

En todo caso, las BTC de la URN y particularmente de la PYR (Fig. 4.55) son características de sistemas de drenajes bien desarrollados, principalmente en la zona no saturada, con ascensos relativamente rápidos y disminuciones de la concentración sostenidas en el tiempo. Ello pone de manifiesto la existencia de un flujo subterráneo preferencial de sentido S-N (Fig. 4.51). Además, las máximas velocidades de flujo estimadas a partir de los datos del ensayo (Tab. 4.21), sobre todo en el caso de la PYR (192 m/h), son similares a las deducidas en otras experiencias desarrolladas en áreas carbonáticas altamente karstificadas del S de la Península Ibérica (Mudarra *et al.*, 2014; Barberá *et al.*, 2017). Sin embargo, la rapidez del flujo subterráneo en el sistema de Jarales es bastante superior a la reportada por la mayoría de trabajos científicos que incluyen datos de ensayos de trazadores realizados en entornos evaporíticos, con velocidades máximas de varias decenas de m/h (Klimchouk, 1996; Birk *et al.*, 2004; Bikshe *et al.*, 2014) e incluso inferiores a la unidad (Mancebo-Piqueras *et al.*, 2012; Strasser *et al.*, 2016). Las únicas excepciones son las investigaciones descritas por Forti (1993), en las que se alcanzan velocidades de hasta 5.400 m/h, y que corresponden a redes espeleogenéticas de gran magnitud en los karst en yesos de la Emilia-Romagna, en el N de Italia (Forti y Sauro, 1996), y de Sorbas, en Almería (Calaforra y Pulido-Bosch, 2003), en ningún caso comparables.

El caudal máximo registrado en la surgencia durante el ensayo (Fig. 4.54 y Tab 4.21) tuvo lugar a las pocas horas de detectarse el pico máximo de URN, tras el que se produjo un descenso tanto de la descarga como de la concentración del trazador. Ello sugiere que hay una relación estrecha entre la infiltración ocurrida a través del sumidero IP1 y la respuesta hidrodinámica del manantial, por lo que IP1 debe ser considerado como un punto de gran importancia para la infiltración concentrada del sistema. De acuerdo con estos resultados, se podría inferir la existencia de un conducto principal con

una capacidad limitada de drenaje, aunque podría estar ligeramente ensanchado en la cercanía a la superficie (Cueva de Argamasilla, Fig. 2.17) y tener un menor diámetro efectivo en el resto de su trazado (Hauns *et al.*, 2001). La recarga concentrada producida en otras áreas endorreicas ubicadas en posiciones intermedias (IP2 e IP3) contribuirían a la saturación del conducto principal, que conecta hidráulicamente el sumidero IP1 y la surgencia, lo que frenaría el flujo subterráneo procedente de dicho punto. Ello explicaría por qué, pese a que la velocidad máxima de flujo deducida a partir de la inyección de la PYR en IP-1 (192 m/h) es superior a la de la URN en IP-3 (125 m/h), las velocidades medias (efectivas) de ambos trazadores son similares, de 70 y 78 m/h, respectivamente (Tab. 4.21). La reducción temporal de la capacidad de drenaje daría lugar a una disminución de la tasa de infiltración a través de los sumideros kársticos, lo que provocaría la inundación de las depresiones en las que éstos se ubican, tal y como se observó durante el ensayo (Fig. 4.52C). Una vez que el manantial ha drenado la mayor parte del agua subterránea que anega el conducto principal, la proporción de recarga que se produce por IP1 irá progresivamente en aumento. Como resultado, se pone fin a las condiciones de encharcamiento de las áreas endorreicas debido al drenaje a través de la surgencia del agua que ocupaba la red de conductos, hecho que coincide con un descenso brusco en el hidrograma del Anzur Bajo (Fig. 4.54). Por tanto, la capacidad de drenaje limitada del conducto principal, a lo largo de la línea de flujo S-N, tiene implicaciones directas en el funcionamiento hidrogeológico del sistema kárstico-evaporítico, lo que determina la respuesta natural del manantial del Anzur Bajo.

El volumen de agua drenado por el manantial del Anzur Bajo durante el periodo 1 de noviembre-2 de diciembre de 2015 ha sido cuantificado mediante la integración de la serie de registro continuo de la descarga. La capacidad volumétrica de la totalidad de la red kárstica se ha equiparado al volumen de agua drenado por la surgencia desde el centro de gravedad del evento de precipitación hasta el momento en el que se produce el pico de crecida (Luhmann *et al.*, 2012). Para la estimación del volumen de los conductos que conectan los distintos puntos de inyección con el manantial, se han considerado diferentes tiempos de referencia derivados de las curvas de concentración de trazadores (Vojtechovska *et al.*, 2010). Finalmente, se calculó la sección media de los conductos (y su diámetro medio a partir de ella), dividiendo el volumen estimado para los conductos entre su longitud (distancia punto de inyección-surgencia), previamente multiplicada por un factor de sinuosidad de 1,5.

En la Tabla. 4.22 se presentan los volúmenes obtenidos a partir de los datos derivados del ensayo. No se ha calculado el diámetro medio del conjunto de la red de drenaje (centro de gravedad de la precipitación-pico de descarga) debido a que se desconoce su longitud total. Para dimensionar cada una de las dos conexiones determinadas en el ensayo de trazadores se han considerado dos lapsos de tiempo distintos: el retardo entre la inyección y el pico de concentración y el tiempo medio de tránsito de cada trazador en el sistema. En el caso de la PYR, el uso del primero de los dos tiempos ofrece menores valores, mientras que los resultados son idénticos para los cálculos aplicados a la URN independientemente del tiempo utilizado (Tab. 4.22). Aunque los volúmenes obtenidos para la PYR son relativamente similares, se ha considerado que el más apropiado es el derivado del tiempo de máxima concentración, ya que el periodo de tránsito medio no suele proporcionar datos fiables cuando la BTC presenta una cola

alargada y elevada (Käss, 1988). Los resultados estimados a partir de las velocidades de la URN no concuerdan con los volúmenes calculados para el conjunto de la red de drenaje, de menor valor (Tab. 4.22).

Tiempo de referencia (BTC)	Periodo de tiempo (min)	Volumen estimado (m <sup>3</sup> )	Diámetro medio del conducto (m)
Centro de gravedad precipitación - pico de descarga	2.460	10.488	-
Inyección - pico de URN (max)	3.240	14.993	1,83
Inyección - pico de PYR (max)	1.485	5.263	1,49
Tiempo de tránsito medio de la URN	3.240	14.993	1,83
Tiempo de tránsito medio de la PYR	1.665	6.206	1,62

Tabla 4.22 Tiempos de referencia de BTCs utilizados para el cálculo de volúmenes y diámetros de la red de conductos y resultados obtenidos

La estimación del volumen de los conductos que constituyen las conexiones IP1-manantial (URN) e IP3-manantial (PYR), obtenido a partir de los resultados del ensayo de trazadores, permiten estimar diámetros medios de conductos entre 1,83 m y 1,49 m, respectivamente (Tab. 4.22). Dichos valores son ligeramente menores que los descritos por Birk *et al.*, (2004) para el sistema kárstico de Urenbrunnen (S Alemania), asociado a yesos triásicos. Además, las secciones de los conductos son coherentes con el tramo explorado de la cueva de Argamasilla (Fig. 2.17; Aljama Martínez, 2016). Sin embargo, los volúmenes calculados para la red de drenaje en su conjunto y para la conexión IP1-manantial (URN) no son coherentes, ya que el primero es inferior al segundo (Tab. 4.22). Si se toma como válido el valor volumétrico obtenido para el conjunto de la red de drenaje kárstico, pese a su imprecisión por la falta de registro durante las primeras horas del ensayo, entonces debe considerarse que el volumen de la conexión IP1-manantial está sobreestimado. La explicación de tal desviación podría estar en el retraso en la aparición del pico de URN, producido por la saturación de la red de drenaje. Si se toma el diámetro medio derivado de la PYR (1,49 m, Tab. 4.22), el volumen resultante para el sistema de conductos que une IP1 y el manantial sería 9.938 m<sup>3</sup>, lo que tendría más coherencia con la capacidad volumétrica de toda la red de drenaje kárstico (10.488 m<sup>3</sup>) si el agua que se infiltra a través de los sumideros IP1 e IP3 alcanzara rápidamente el conducto principal.

El volumen total drenado por el manantial del Anzur Bajo durante el ensayo se ha estimado en 31.900 m<sup>3</sup>, a partir de la integral de su hidrograma desde el pulso de recarga hasta el comienzo del agotamiento. El volumen de agua almacenado de forma temporal en las depresiones en las que se encuentran los sumideros kársticos puede calcularse como la diferencia entre el volumen de agua subterránea drenado por la surgencia y la capacidad de la red de conductos (10.448 m<sup>3</sup>), lo que resulta en 27.600 m<sup>3</sup>. La disponibilidad de un modelo digital del terreno (MDT) tan preciso como el generado a partir de los datos de vuelo LiDAR (PNOA, 2016) han permitido calcular el volumen de agua almacenado en las depresiones kársticas durante el ensayo, tomando como referencia las observaciones *de visu* realizadas en campo, además de las fotografías tomadas. Los resultados estarían comprendidos en un rango de variación entre 20.234 m<sup>3</sup> y 42.939 m<sup>3</sup>. Las diferencias tan significativas entre los volúmenes mínimo y máximo calculados se deberían a que la relación entre la superficie inundada y la cantidad de agua almacenada en las depresiones es de tipo exponencial, de forma que pequeños aumentos de área llevan asociados incrementos volumétricos importantes. En cualquier caso, el volumen de agua almacenado en las depresiones calculado a partir de los resultados del

ensayo de trazador ( $27.600 \text{ m}^3$ ) está dentro de la horquilla de valores obtenidas mediante el tratamiento geomatemático realizado con el MDT. No obstante, sería conveniente monitorizar las variaciones de altura de lámina de agua que tengan lugar en las citadas depresiones, mediante dispositivos de control automático, con idea de cuantificar de forma precisa los volúmenes de agua acumulados en las áreas de recarga y calibrar la metodología empleada en este trabajo.

### 4.7.4 Análisis de la respuesta natural del Anzur Bajo

En la figura 4.53 se representa la evolución temporal de la conductividad eléctrica (CE) y la temperatura del agua drenada por el manantial del Anzur Bajo. No obstante, no se dispone de información durante las primeras 14 horas tras la recarga (Fig. 4.56) debido a la crecida de caudal del río Anzur (Fig. 4.54), que sumergió por completo el área de la surgencia, e impidió la correcta monitorización de ésta última.

Como respuesta al evento de recarga, se produjo una variación relativamente rápida del flujo de descarga en el manantial del Anzur Bajo, de  $16,9 \text{ l/s}$  a  $91,9 \text{ l/s}$ , con un desfase temporal de 59 horas entre el centro de gravedad de la precipitación y el valor de caudal máximo (Fig. 4.56). El pico de crecida coincidió aproximadamente con la mayor concentración de URN registrada en las aguas de la surgencia, tras lo que se sucedieron tres días de descensos moderados, hasta alcanzar  $67 \text{ l/s}$  (13:00 h, 6 de noviembre). A partir de ese momento, la caída en el hidrograma se acentuó, lo que ocurrió inmediatamente después del fin del periodo de inundación del fondo de las depresiones en las que se encuentran los sumideros kársticos.

La respuesta impulsional del manantial provocó un pico de CE ( $160,4 \text{ mS/cm}$ ), con un retardo de 16 horas, al que le siguió una disminución amortiguada de la mineralización del agua (dilución hasta  $120,6 \text{ mS/cm}$ , 136 h tras el pulso de recarga) y una posterior recuperación lenta durante el agotamiento del manantial (Fig. 4.56). La evolución de la temperatura del agua drenada por el Anzur Bajo muestra algunas similitudes con el comportamiento de la CE, sobre todo en el periodo en el que las depresiones kársticas estaban inundadas (Fig. 4.56). Así, a la vez que se produjo el pico de CE, se observó un incremento rápido de la temperatura de  $0,5^\circ\text{C}$  (de  $20,6$  a  $21,1^\circ\text{C}$ ), seguido de una pequeña disminución, con un mínimo de  $20,3^\circ\text{C}$  a las 94 horas después de la recarga. Los máximos de CE y temperatura del agua tuvieron lugar 1 y 2 horas antes de la primera detección de la PYR, es decir, la llegada de la infiltración ocurrida a través de IP3 dio lugar al inicio del proceso de dilución.

El aumento de la mineralización y la temperatura registrado en las aguas del manantial del Anzur Bajo durante la crecida (Fig. 4.56) son atribuibles a un mecanismo de flujo pistón (Chiesi *et al.*, 2010). El agua subterránea almacenada en la zona saturada, de mayor salinidad y temperatura, es empujada hacia el punto de descarga por efecto de la carga hidráulica generada en el evento de recarga concentrada (Gil-Márquez *et al.*, 2017a). Tras el drenaje de parte del agua previamente almacenada, una mezcla de escorrentía recientemente infiltrada a través de los sumideros kársticos (con trazador disuelto) y agua de mayor tiempo de residencia en el medio llegan a la surgencia, lo que genera dilución y enfriamiento progresivos de sus aguas. Los valores más bajos de EC fueron registrados un día después de que se infiltrara toda el agua almacenada en el fondo

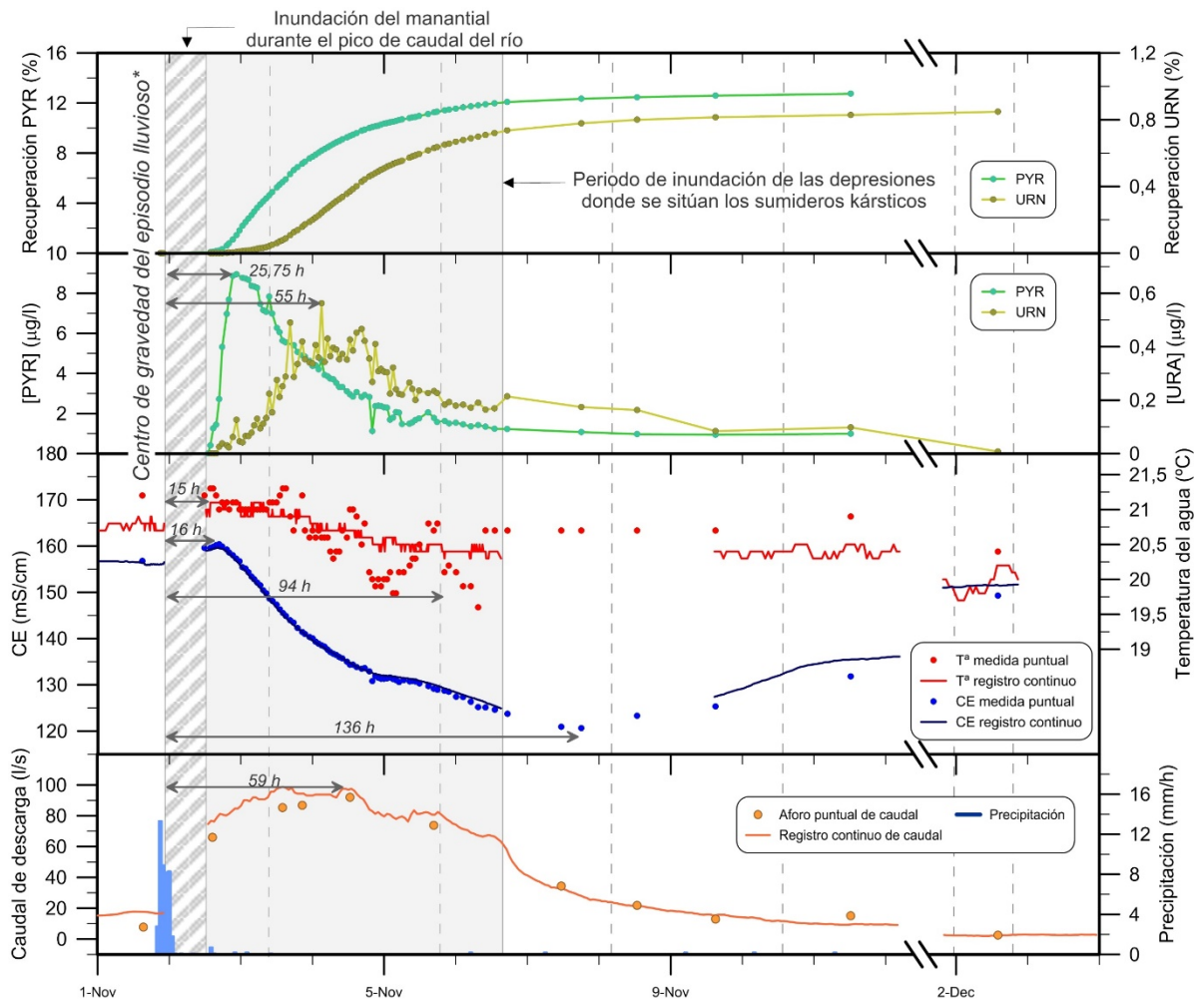


Figura 4.56 Evolución temporal de la descarga del manantial del Anzur Bajo, de los registros de CE y temperatura del agua, y de las concentraciones de trazadores. También se representan los tiempos de respuesta y las tasas de recuperación. (\*) Todos los tiempos de respuesta se refieren al centro de gravedad de la precipitación. Los tiempos de respuesta de la tabla 4.20 para los trazadores artificiales difieren de los de esta figura porque hacen referencia al momento de la inyección

de las áreas endorreicas (Fig. 4.56), para dar paso a un aumento progresivo de dicho parámetro. Este hecho, unido al marcado descenso del flujo drenado por el manantial entre los días 6 y 7 de noviembre (Fig. 4.56) sugiere que tras el drenaje completo de las depresiones kársticas, y por tanto tras el cese de la infiltración rápida, comenzó la recesión del manantial y los parámetros físico-químicos de sus aguas progresivamente tendieron hacia los valores iniciales. Todo ello remarca la influencia de la limitada capacidad de drenaje de sumideros y conductos kársticos sobre la hidrodinámica del manantial del Anzur Bajo. Durante la inundación de las depresiones, el flujo de descarga sufrió variaciones suaves en el rango de mayor caudal (conducto freático), que describe un pico del hidrograma achatado durante varios días (Fig. 4.56). El paulatino descenso de lámina de agua almacenada en las depresiones en las que se hallan los sumideros kársticos, produciría también una bajada suave del caudal drenado por el manantial. Sin embargo, una vez cesa la infiltración concentrada, la decrecida es más rápida (conducto epifreático) y disminuye la proporción de agua recargada recientemente que es drenada a través del manantial. La tendencia positiva observada en la CE a partir del 9 de noviembre (Fig.4.56) podría deberse a una mayor interacción agua-roca, como

#### 4.7 Ensayo con trazadores artificiales

---

consecuencia de una reducción gradual del flujo, a una mayor participación de los flujos difusos hacia la red de drenaje kárstico, con mayor tiempo de residencia y mineralización, o ambos procesos de manera simultánea.

## 5 HIDROGEOLOGÍA DEL ÁREA DE BRUJUELO

### 5.1 PUNTOS DE AGUA

El único inventario de puntos de agua realizado previamente en el área de Brujuelo, del que se tenga constancia, es el que efectuó el Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga para la elaboración del informe “Definición del contexto hidrogeológico de humedales andaluces” (CMA, 2005). En él se identificaron los humedales, rezumes, pozos y sondeos existentes, así como los manantiales hipersalinos que históricamente han sido conocidos y utilizados para la extracción salinera (CMA, 2004).

Se ha revisado el inventario previo (CMA, 2005) y se ha completado, a partir de los trabajos de campo llevados a cabo durante el periodo de investigación. En la tabla 5.1 se sintetiza la información relativa a la toponimia, código de referencia, ubicación y cota de cada uno de los puntos inventariados. Tanto la localización de los puntos, expresada mediante coordenadas UTM, como su cota topográfica han sido determinadas a partir de su representación espacial en un Sistema de Información Geográfica (SIG), utilizando para ello un Modelo Digital del Terreno (MDT) con una precisión inferior a 20 cm, basado en datos LiDAR (PNOA, 2014). Los códigos de referencia asignados están formados por dos letras y un número. La primera letra es indicativa del tipo de punto de agua (M: manantial; R: rezume; H: humedal; P: pozo; S: sondeo) y la segunda (B) está relacionada con el área de estudio (Brujuelo), mientras que la cifra establece el número de orden. En total, se han inventariado 22 puntos de agua: 2 humedales, 3 manantiales, 4 rezumes, 9 pozos y 4 sondeos (Tab. 5.1).

Los humedales existentes en esta área de estudio son las lagunas de Brujuelo, también llamada La Charquilla, y la de Cirueña, ambas incluidas en el Inventario de Humedales de Andalucía (IHA). Se trata de dos lagunas alteradas por la presencia de zanjas de drenaje, lo que condiciona notablemente su hidroperiodo. La laguna de Cirueña, situada a mayor cota (464 m s.n.m.), únicamente presenta encharcamiento de forma temporal (CMA, 2005), aunque no se ha observado lámina de agua durante el periodo de estudio. La laguna de Brujuelo (458 m s.n.m.) tiene un carácter estacional y se ve afectada por la existencia de un túnel de drenaje (Fig. 2.25 y mapa hidrogeológico adjunto) que impide la inundación de toda su cubeta.

En el área de Brujuelo existen tres manantiales hipersalinos (Tab. 5.1 y mapa hidrogeológico adjunto), cuyas aguas se han utilizado para la extracción de sal desde las épocas romanas e islámica (Quesada, 1996). A mayor altitud (440 m s.n.m.) se encuentra el manantial de la Salina de Don Benito, en la margen izquierda del arroyo de la Salina, tributario del arroyo Salado. Existe una surgencia principal, desde la cual se bombea el agua subterránea utilizada en las salinas del Lagartijo y Don Benito, aunque también se produce descarga difusa hacia el cauce del arroyo. Al NO, y a menor cota (425 m s.n.m.), se sitúa la salina de Brujuelo, junto al arroyo homónimo. El agua salada que en ella se aprovecha procede de un pozo del S. XIX (Castillo Martínez, 2016) que, salvo en periodos



## 5.1 Puntos de agua

secos, es surgente. Finalmente, al NE, hay un tercer manantial (San Carlos), localizado junto al arroyo Salado, a 375 m s.n.m, que constituye el manantial de cota más baja en esta área de estudio. La descarga en este punto se produce de manera difusa hacia el cauce del arroyo, pero existe un antiguo pozo desde el que se bombea el agua subterránea para la extracción de sal.

Tipo	Toponimia	Ref.	Coordenadas UTM		Cota de referencia (m s.n.m.)
			X	Y	
<b>HUMEDAL</b>	Laguna de Brujuelo	HB-1	440.879	4.190.925	458
	Laguna de Cirueña	HB-2	440.853	4.190.433	464
<b>SURGENCIA</b>	Salina de San Carlos	MB-1	441.342	4.192.951	375
	Salina de Brujuelo	MB-2	440.868	4.192.148	425
	Salina de Don Benito	MB-3	442.365	4.190.105	440
	Rezume Seco	RB-1	440.380	4.191.567	451
	Rezume de Brujuelo	RB-2	440.449	4.191.439	450
	Camino Ancho	RB-3	441.913	4.189.456	466
	Las Tosquillas	RB-4	440.952	4.189.302	490
	<b>POZOS Y SONDEOS</b>	La Dehesa	PB-1	440.934	4.193.110
	Galapagar-1	PB-2	440.371	4.190.995	458
	La Charquilla-1	PB-3	441.011	4.190.942	461
	La Charquilla-3	PB-4	440.797	4.190.713	462
	Galapagar-2	PB-5	440.442	4.190.790	468
	Cirueña-2	PB-6	440.785	4.190.510	464
	Cirueña-1	PB-7	440.806	4.190.346	464
	Las Tosquillas-1	PB-8	441.224	4.189.410	486
	La Charquilla-2	PB-9	440.752	4.190.865	458
	Haza del Risco	S-1	440.997	4.192.700	425
	Brujuelo	S-2	441.482	4.191.897	438
	Salado	S-3	442.095	4.191.512	458
	Las Tosquillas-2	S-4	440.774	4.189.183	498

Tabla 5.1. Denominación, referencia, cota, ubicación y principales características de los puntos de agua inventariados en el área de Brujuelo.

Además de los manantiales salinos, se han identificado otros 4 puntos de surgencia de agua subterránea, que corresponden a pequeños rezumes (Tab. 5.1 y mapa hidrogeológico adjunto). Se localizan en diversos barrancos y sus aguas son dulces (Camino Ancho, Las Tosquillas) o salobres (Rezume de Brujuelo). El rezume Seco, no ha drenado agua durante el desarrollo de la presente investigación, el rezume de Brujuelo no ha llegado a secarse, aunque en los meses de verano su caudal de descarga registrado ha sido muy bajo, y las otras dos surgencias (Camino Ancho y Las Tosquillas) sólo han presentado flujo de forma temporal.

Se han inventariado en total 13 perforaciones en el área de Brujuelo (Tab. 5.1 y mapa hidrogeológico adjunto). La mayoría de ellas (9) corresponden a pozo que están abiertos y no cuentan con instalación de bombeo, por lo que se han podido hacer medidas de profundidad del nivel piezométrico en gran parte de ellos.

## 5.2 HIDRODINÁMICA

### 5.2.1 Datos de caudal

La respuesta hidrodinámica del sistema se ha estudiado a partir de los datos puntuales de caudal medidos en los manantiales de las salinas de San Carlos (MB-1) y Don Benito (MB-2) y en el rezume de Brujuelo (RB-2). La estimación de la descarga producida a través los dos primeros puntos se ha llevado a cabo mediante la realización de aforos diferenciales en los arroyos Salado y de la Salina, respectivamente. Toda la información hidrodinámica obtenida se sintetiza en la tabla 5.2, y los distintos hidrogramas se representan en la figura 5.1.

Denominación (Referencia)	Periodo de registro	Nº de medidas	Q <sub>máx.</sub> (l/s)	Q <sub>med.</sub> (l/s)	Q <sub>mín.</sub> (l/s)	Q <sub>máx.</sub> / Q <sub>mín.</sub>	cv (%)
Salina de San Carlos (MB-1)	Sep 13 - Jun 16	26	15,2	3,5	-2,8	-	-
Salina de Don Benito (MB-3)	Sep 13 - Feb 17	54	13,0	6,7	1,2	10,8	55
Rezume de Brujuelo (RB-2)	Sep 13 - Ene 17	38	3,0	0,9	0,3	10,0	87

Tabla 5.2. Resumen de las medidas del caudal drenado por los principales manantiales del área de Brujuelo

El periodo de registro del caudal del manantial de San Carlos (MB-1) comprende desde septiembre de 2013 a junio de 2016 (Tab. 5.2). Debido a que se bombea agua desde este punto de surgencia, hay periodos en los que los resultados de los aforos diferenciales ofrecen valores próximos a 0 (incluso negativos) y, en algunos casos, el flujo circulante por el arroyo era escaso, por lo que no se pudo aforar (Fig. 5.1). La descarga media registrada en el manantial de San Carlos ha sido 3,5 l/s, aunque se han medido picos de hasta 15,2 l/s (Tab. 5.2 y Fig. 5.1). La evolución del hidrograma es difícil de interpretar debido a los bombeos, más intensos en verano que en los meses húmedos. No obstante, se observa un aumento de los caudales como respuesta a los principales eventos de precipitación (Fig. 5.1).

La serie de datos puntuales de caudal del manantial de la Salina de Don Benito (MB-2) presenta una mayor continuidad (Fig. 5.1) y se extiende desde septiembre de 2013 a febrero de 2017 (Tab. 5.2). Los valores de descarga aforados están comprendidos entre un mínimo de 1,2 l/s (octubre 2014) y un máximo de 13 l/s (febrero 2015), y se ha estimado un caudal medio de 6,7 l/s (Tab. 5.2). El registro hidrodinámico realizado también se ve afectado por la realización de bombeos desde el punto de surgencia principal, los cuales se suceden a lo largo de todo el año. En este caso se observan aumentos claros de la descarga en los meses más húmedos y disminuciones durante los meses secos (Fig. 5.1). Además, se aprecia una tendencia general descendente de los caudales, que se hace más marcada en el año 2016, la cual habría sido producida por una sucesión de 3 años de escasas precipitaciones.

Finalmente, se han realizado un total de 36 aforos puntuales en el rezume de Brujuelo (RB-2), desde septiembre de 2013 a enero de 2017. El caudal medio de la surgencia es inferior a 1 l/s, aunque se alcanzan valores superiores, de hasta 3 l/s (Tab.

## 5.2 Hidrodinámica

5.2). En este punto de control, las crecidas de caudal son más marcadas y muestran claramente una correspondencia con los eventos lluviosos de mayor magnitud (Fig. 5.1). Igualmente, se observa que la situación de agotamiento se mantiene incluso en periodos con precipitaciones, que aparentemente no son abundantes como para generar una respuesta hidrodinámica (Fig. 5.1).

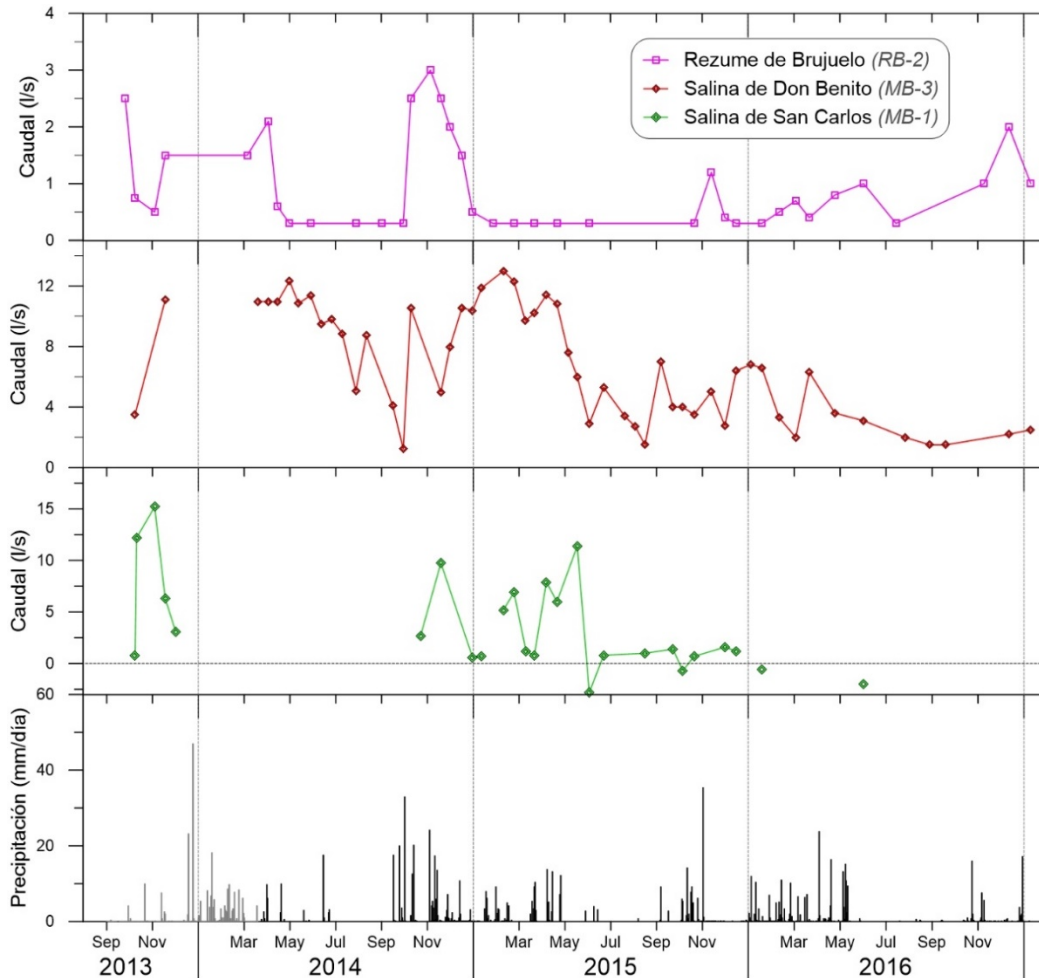


Figura 5.1. Hidrograma de las principales surgencias del área del Brujuelo. Precipitaciones registradas en las estaciones de Mancha Real (IFAPA), hasta marzo de 2014, y de Brujuelo, desde abril de 2014 en adelante. La situación de las estaciones pluviométricas puede verse en la figura 3.29

El hecho de que los hidrogramas de los principales puntos de surgencia de agua subterránea se encuentren influenciadas por la existencia de bombes, y el desconocimiento de sus caudales, impide poder realizar un análisis hidrodinámico más detallado. Por esa razón, no se han extraído conclusiones derivadas de los coeficientes de variación de los caudales, ni de los índices  $Q_{\text{máx.}}/Q_{\text{mín.}}$ , como sí se ha hecho en otras áreas de estudio.

### 5.2.2 Piezometría

Entre los resultados derivados del informe “Definición del Contexto Hidrogeológico de los Humedales Andaluces” (CMA, 2005) se encuentra la realización de un mapa de isopiezas, obtenido a partir de las medidas de profundidad del nivel piezométrico efectuadas en los pozos inventariados y de las cotas de surgencia de los manantiales y rezumes (Fig. 5.2). El trazado de las líneas isopiezas pone de manifiesto la

dirección preferencial de los flujos de agua subterránea, desde el SO hacia el arroyo Salado, al E, donde se sitúa el manantial de la salina de Don Benito, y al NE, concretamente, hacia el punto de surgencia de la salina de San Carlos (Fig. 5.2).

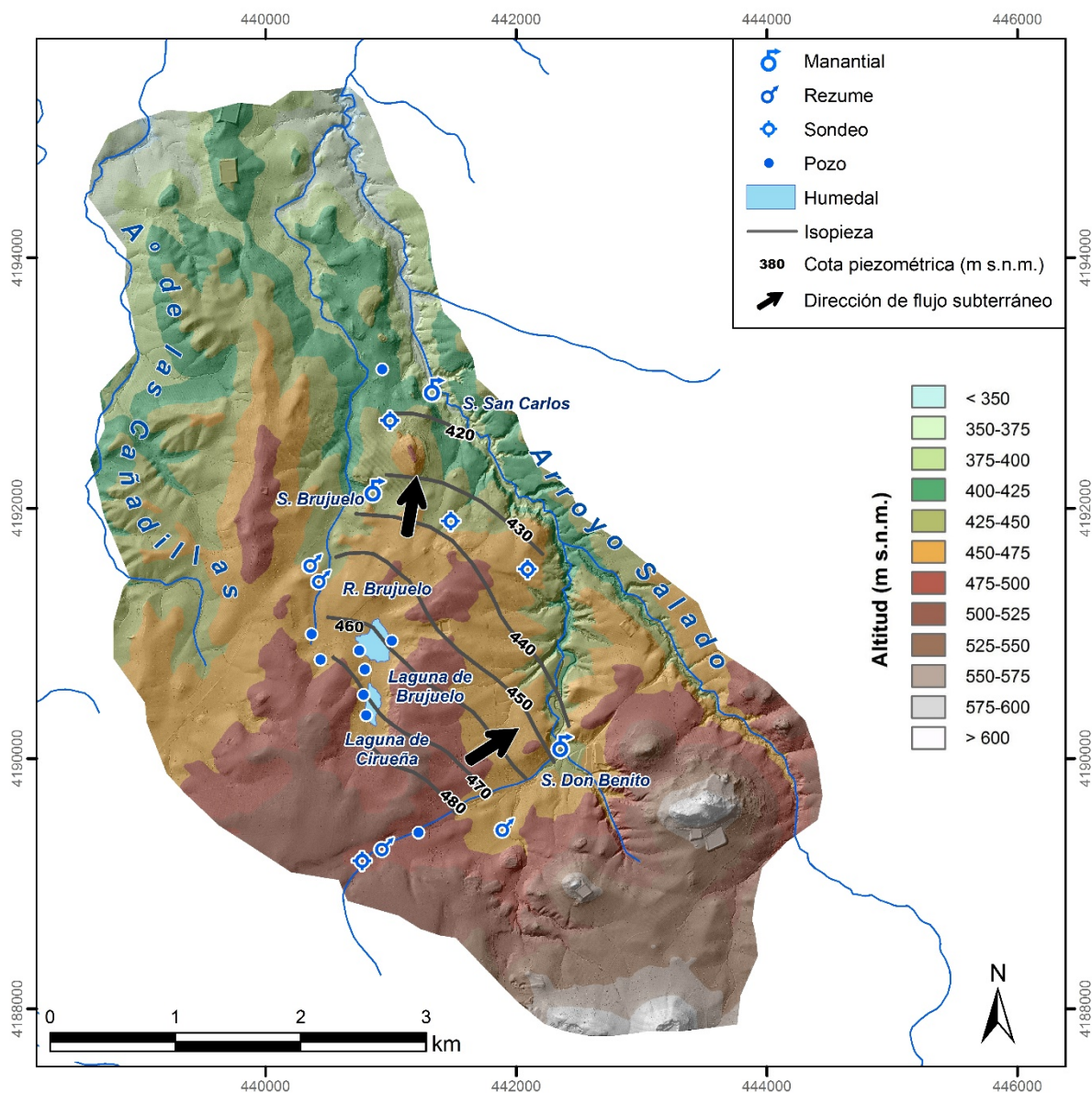


Figura 5.2. Mapa piezométrico del área de Brujuelo, realizado a partir de campaña de medidas llevada a cabo en diciembre de 2005 (año tipo medio). Modificado de CMA (2005)

A lo largo del periodo de investigación se realizaron 2 campañas de medidas de nivel piezométrico. La primera de ellas se efectuó en septiembre de 2015, al final de un año hidrológico de tipo medio, y la otra en enero de 2016, en un año de tipo seco. En total se llevaron a cabo 16 medidas de profundidad del nivel del agua en pozos y sondeos, a partir de los cuales se trazaron dos mapas de isopiezas. Debido a que las variaciones registradas en cada uno de los pozos y sondeos considerados fueron inferiores a las diferencias de cota piezométrica existentes entre ellos, los dos mapas de isopiezas obtenidos no presentaron diferencias significativas.

En la figura 5.3 se representa, a modo de ejemplo, el mapa piezométrico derivado de la campaña efectuada en enero de 2016. El trazado y la posición de las distintas

## 5.2 Hidrodinámica

isopiezas dibujadas muestran ciertas similitudes con las realizadas a partir de las medidas llevadas a cabo en diciembre de 2005 (CMA, 2005; Fig. 5.2). Las direcciones del flujo subterráneo deducidas en este caso son también parecidas. De forma general, el agua subterránea circula desde el SO del área de estudio, en la zona de Las Tosquillas y de la laguna de Cirueña, hacia el E y hacia el N, hasta los cauces del arroyo de Las Salinas, donde está el manantial de Don Benito y, del Arroyo Salado, donde se encuentra el de San Carlos (Fig. 5.2).

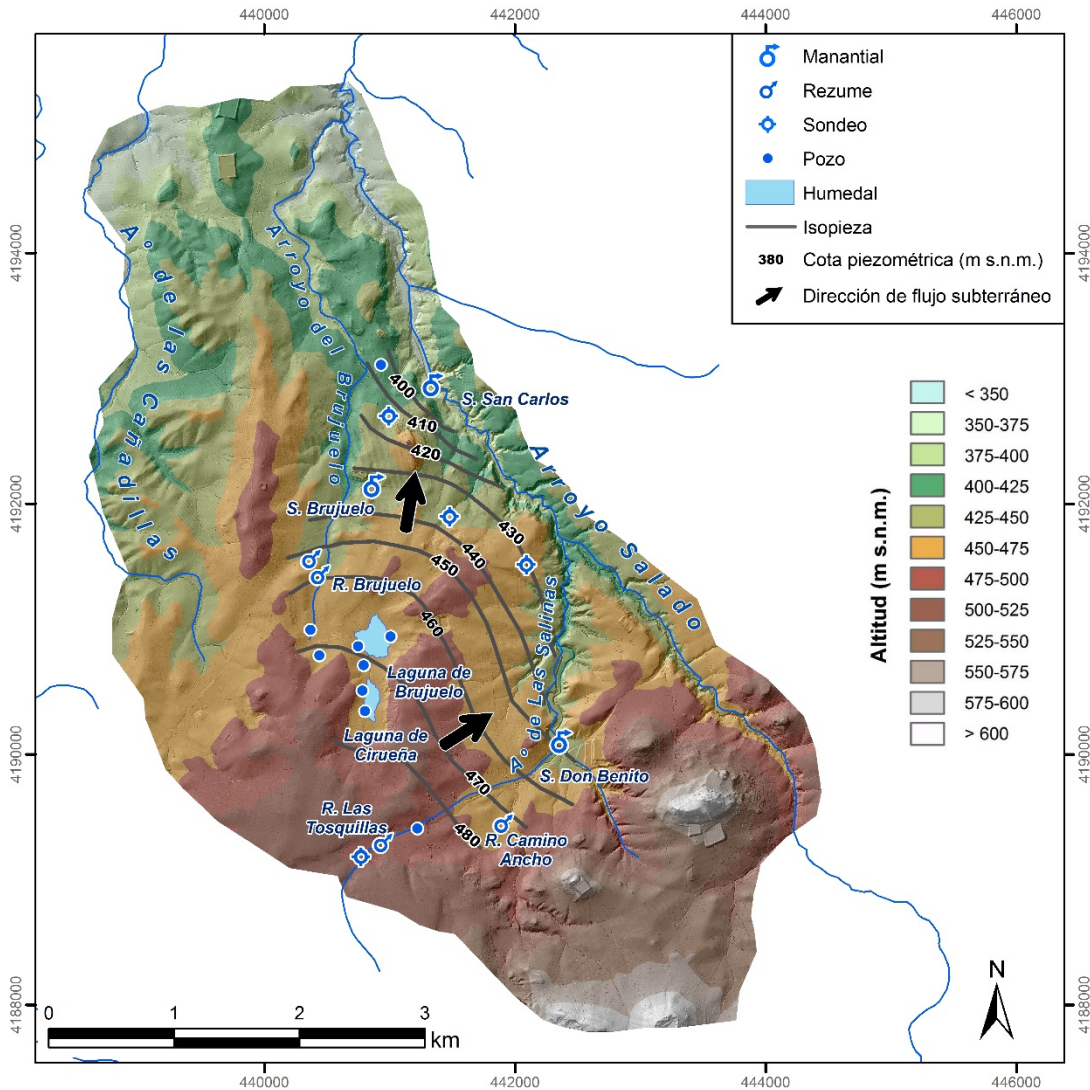


Figura 5.3. Mapa piezométrico del área de Brujuelo, realizado a partir de campaña de medidas tomadas en enero de 2016 (año tipo seco)

## 5.3 REGISTRO LIMNIMÉTRICO

Se ha llevado a cabo un control limnimétrico en la laguna de Brujuelo (HB-1), que ha consistido en la realización de lecturas puntuales de altura de lámina de agua, mediante una escala instalada en el centro del humedal (Fig. 5.4A). Además, se ha efectuado un registro horario automatizado de las variaciones de lámina de agua. Para ello, en marzo de 2014, se colocó un equipo de medida (*data logger*) en el área de la laguna más próxima al túnel de drenaje, en su extremo NO. Sin embargo, los datos

obtenidos en dicho punto durante la primavera de 2014 no se correspondían con la realidad observada, por lo que el dispositivo fue desplazado hacia el centro del humedal, junto a la escala limnimétrica (Fig. 5.4A), con idea de evitar el efecto que el agua embalsada aguas arriba del túnel de drenaje pudiera tener sobre el registro del equipo. Durante el año hidrológico 2014/15 se comprobó que el tipo de *data logger* empleado (registrador electrocapacitivo) no funcionaba de forma correcta, debido a la salinidad del agua de la laguna y a la escasa lámina de agua existente. Finalmente, a partir de junio de 2015, dicho equipo fue sustituido por un sensor de presión, el cual permitió obtener un mejor registro de las variaciones de lámina de agua producidas en el humedal (Fig. 5.5).

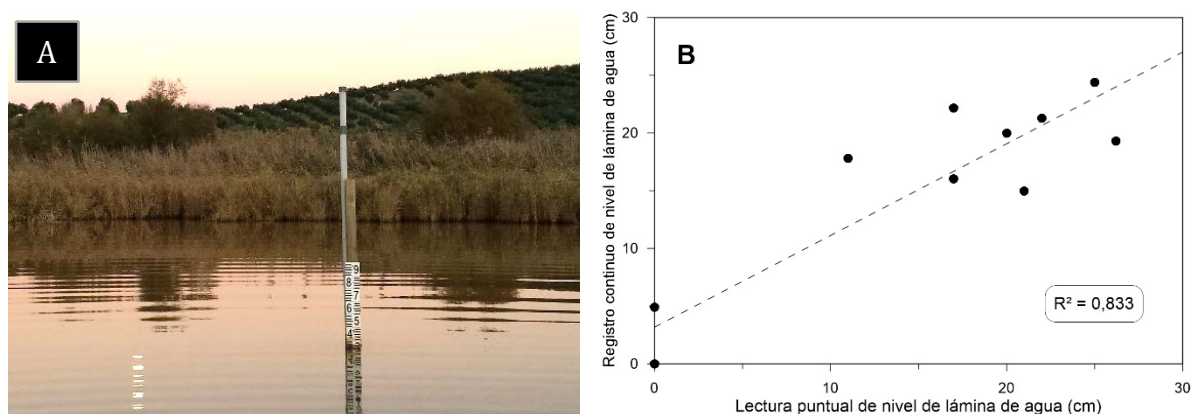


Figura 5.4. Ubicación del equipo de registro continuo de nivel de lámina de agua en la laguna de Brujuelo, junto a escala (A) y relación entre el nivel de lámina de agua registrado por los equipos de medida automáticos y las lecturas limnimétricas puntuales realizadas (B)

En la figura 5.4B se muestra la comparación entre las lecturas puntuales de altura de lámina de agua en la laguna de Brujuelo y las proporcionadas por el equipo de registro continuo instalado en junio de 2015. Aunque existe una correlación positiva entre los dos grupos de valores, el coeficiente de determinación obtenido ( $R^2$ ) es de tan sólo 0,833, bastante inferior a los obtenidos para las lagunas de Los Jarales y Amarga (0,993 y 0,988, respectivamente), en el área de estudio de Jarales (Fig. 4.15).

La evolución limnimétrica de la laguna de Brujuelo, entre junio de 2014 y febrero de 2017, se representa en la figura 5.5. En ella se pone de manifiesto el hidropериodo estacional del humedal, que se seca por completo en los meses de verano. Durante el año hidrológico 2014/15 la laguna alcanzó el nivel máximo de inundación (40 cm), en noviembre de 2014, mes en el que se registraron las mayores precipitaciones de todo el periodo de estudio (97 mm; Fig. 3.40). A partir de ese momento, y pese a las precipitaciones ocurridas durante el invierno y la primavera, la lámina de agua fue descendiendo de forma progresiva hasta junio de 2015, cuando la laguna se secó. En el año 2015/16, el inicio del periodo de inundación estuvo marcado por las intensas lluvias ocurridas entre el 1 y el 2 de noviembre (39 mm), que produjeron un ascenso de lámina de agua de más de 25 cm (Fig. 5.5). Sin embargo, la ausencia de precipitaciones durante los meses de noviembre y diciembre (Fig. 5.5) dieron lugar a un descenso de 15 cm. Las lluvias registradas durante los 5 primeros meses de 2016 permitieron recuperar y mantener el nivel de lámina de agua, aunque no llegó a subir tanto como en el año anterior. Finalmente, en noviembre de 2016, se produjo un ascenso limnimétrico de 20 cm, seguido de descensos hasta el final del periodo de control.

### 5.3 Registro Limnimétrico

La serie de registro continuo ha permitido observar variaciones de lámina de agua que no eran apreciables en la evolución de los datos puntuales (Fig. 5.5). Ello ha permitido constatar la estrecha relación que existe entre la pluviometría y la evolución limnimétrica del humedal, en el cual se producen ascensos rápidos como respuestas a los episodios de precipitación más intensos.

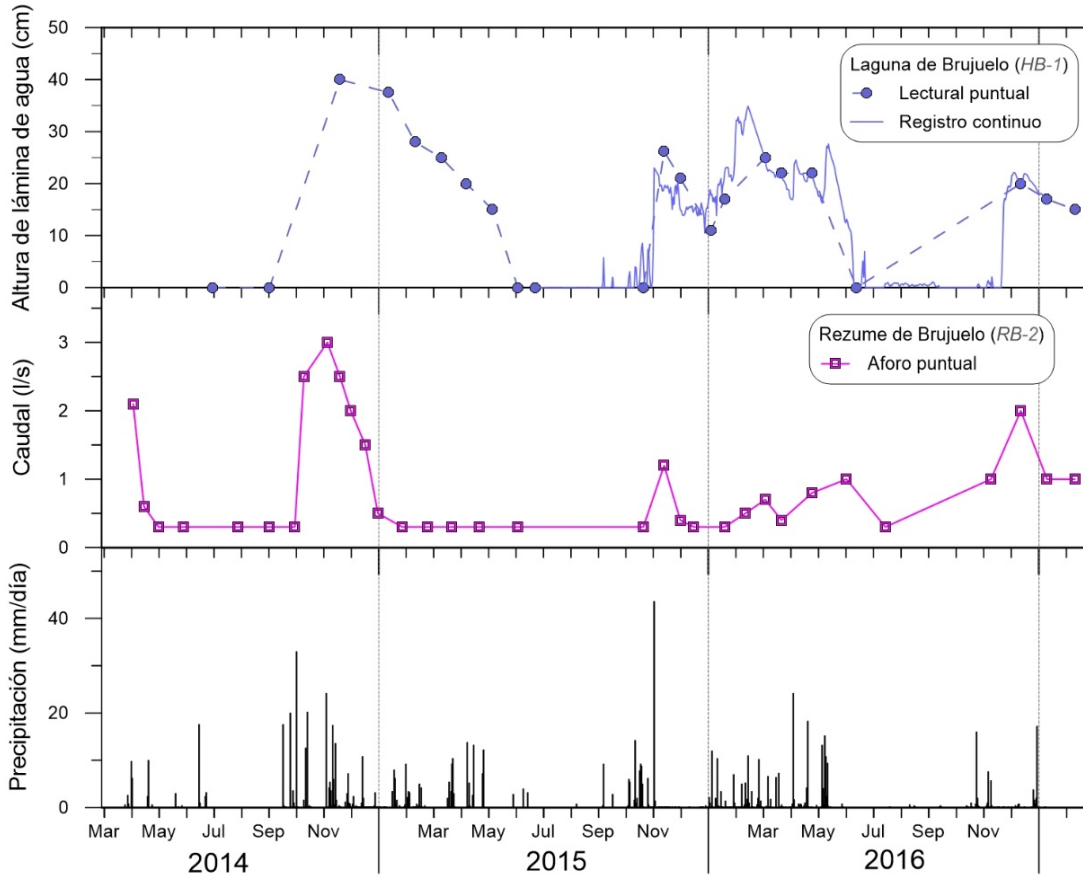


Figura 5.5. Evolución limnimétrica de la laguna de Brujuelo durante el periodo de investigación. Se representa la precipitación registrada en la estación de Brujuelo

Por otro lado, existe cierta correspondencia entre la altura de lámina de agua registrada en la laguna de Brujuelo (HB-1) y el caudal del rezume homónimo (RB-2). El aumento de la descarga ocurrido en la surgencia se produce cuando los niveles de lámina de agua son más altos en el humedal (Fig. 5.5). Hay que tener en cuenta que el rezume de Brujuelo se sitúa aguas abajo del punto de salida de agua del túnel que drena artificialmente el humedal. Además, el trazado de las isopiezas (Fig. 5.3) sugiere que puede existir flujo subterráneo desde la laguna hacia el arroyo del Brujuelo. Por tanto, las variaciones de caudal medidas en el rezume de Brujuelo deben producirse principalmente como consecuencia de aportaciones procedentes del humedal.

### 5.4 HIDROTERMIA

Se ha realizado un control periódico de la temperatura del agua drenada por los manantiales de las salinas de San Carlos (MB-1), Brujuelo (MB-2) y Don Benito (MB-3), así como la de los rezumes de Brujuelo (RB-2) y Las Tosquillas (RB-4). El periodo de registro ha estado comprendido entre septiembre de 2013 y febrero de 2017, aunque no para todos los puntos considerados (Tab. 5.3), debido a que las condiciones

hidroclimáticas han dado lugar al agotamiento de algunas surgencias. La periodicidad de la toma de datos ha sido mayoritariamente quincenal, aunque adaptada a las variaciones hidrodinámicas del sistema. Además, en junio de 2015, en la Salina de Don Benito (MB-3), se instaló un equipo de medida automático, con objeto de controlar de forma horaria los cambios de temperatura ocurridos en el agua de dicha surgencia. También se ha llevado a cabo un seguimiento hidrotérmico mensual de la laguna de Brujuelo, y se han efectuado medidas puntuales de temperatura en el agua de pozos y de otros rezumes, aunque los datos obtenidos son tratados en el apartado 5.5, sobre hidroquímica.

Denominación (Referencia)	Tipo de registro	Periodo de registro	Nº de medidas	Tª máx. (°C)	Tª med. (°C)	Tª mín. (°C)	Tª máx. - Tª mín.	cv (%)
Salina de San Carlos (MB-1)	Datos puntuales	Oct 13 - Oct 16	28	24,1	20,5	16,4	7,7	8
Salina de Brujuelo (MB-2)	Datos puntuales	Sep 13 - Jul 16	55	23	19,2	15,6	7,4	11
Salina de Don Benito (MB-3)	Datos puntuales	Sep 13 - Feb 17	62	22,7	22,2	22	0,7	0,5
	Registro continuo	Jun 15 - Feb 17	12.004	22,4	22,1	21,7	0,7	0,5
Rezume de Brujuelo (RB-2)	Datos puntuales	Sep 13 - Ene 17	50	22,4	15,7	10,6	11,8	49
Las Tosquillas (RB-4)	Datos puntuales	Nov 13 - Jun 14	13	19,8	17,2	14,5	5,3	10

Tabla 5.3. Características de los datos puntuales de temperatura de las aguas de los manantiales y rezumes del área de Brujuelo

Los valores de temperatura del agua de los distintos puntos de surgencia presentan un rango de variación amplio, desde 10,6°C, registrados en el rezume de Brujuelo, hasta 24,1°C, medidos en la Salina de San Carlos (Tab. 5.3). Los valores medios están comprendidos entre 15,7°C (Rezume de Brujuelo) y 22,2°C (Salina de Don Benito). La temperatura del agua de los rezumes está próxima a la temperatura media del aire en el área de estudio, calculada a partir de las series de registro térmico histórico, de 17,7°C (Tab. 3.27). Las aguas drenadas por los manantiales de las salinas de Brujuelo y San Carlos son ligeramente más elevados (1,5°C y 2,8°C, respectivamente), mientras que las de Don Benito presenta unos valores de temperatura media claramente superiores (4,5°C). Según los criterios definidos por Schoeller (1962) y Custodio y Llamas (1983), el último manantial tiene un carácter hidrotermal, que debe estar relacionado con la existencia de flujos profundos que ascienden hacia el punto de surgencia.

La mayor variabilidad hidrotérmica ha sido registrada en el rezume de Brujuelo (RB-2), con un coeficiente de variación (cv) de 49% y una amplitud de valores de 11,8°C (Tab. 5.3). En el manantial de Don Benito, la diferencia entre las temperaturas del agua máxima y mínima, tanto de la serie de registro continuo como de la de datos puntuales, es de sólo 0,7°C y su cv del 0,5%. El resto de puntos tienen coeficientes de variación hidrotérmica de entre el 8 y el 11% (salinas de San Carlos y Brujuelo, respectivamente) y rangos de variación de valores de temperatura comprendidos entre 5,3°C (Rezume de las Tosquillas) y 7,7°C (Salina de San Carlos).

En la figura 5.6 se representan las evoluciones temporales de la temperatura del agua drenada por los distintos manantiales y rezumes considerados, junto con la precipitación diaria, la temperatura media diaria y, en su caso, los datos de caudal aforados. Además, se incluye la serie de registro horario de temperatura, proporcionada



## 5.4 Hidrotermia

por el *data logger* instalado en el manantial de la Salina de Don Benito. No se aprecia una relación clara entre las respuestas hidrodinámica e hidrotérmica registradas en los manantiales de Don Benito y San Carlos, ni en el rezume de Brujuelo, lo que en los dos primeros casos puede estar desvirtuado como consecuencia de los bombeos que en ellos tienen lugar.

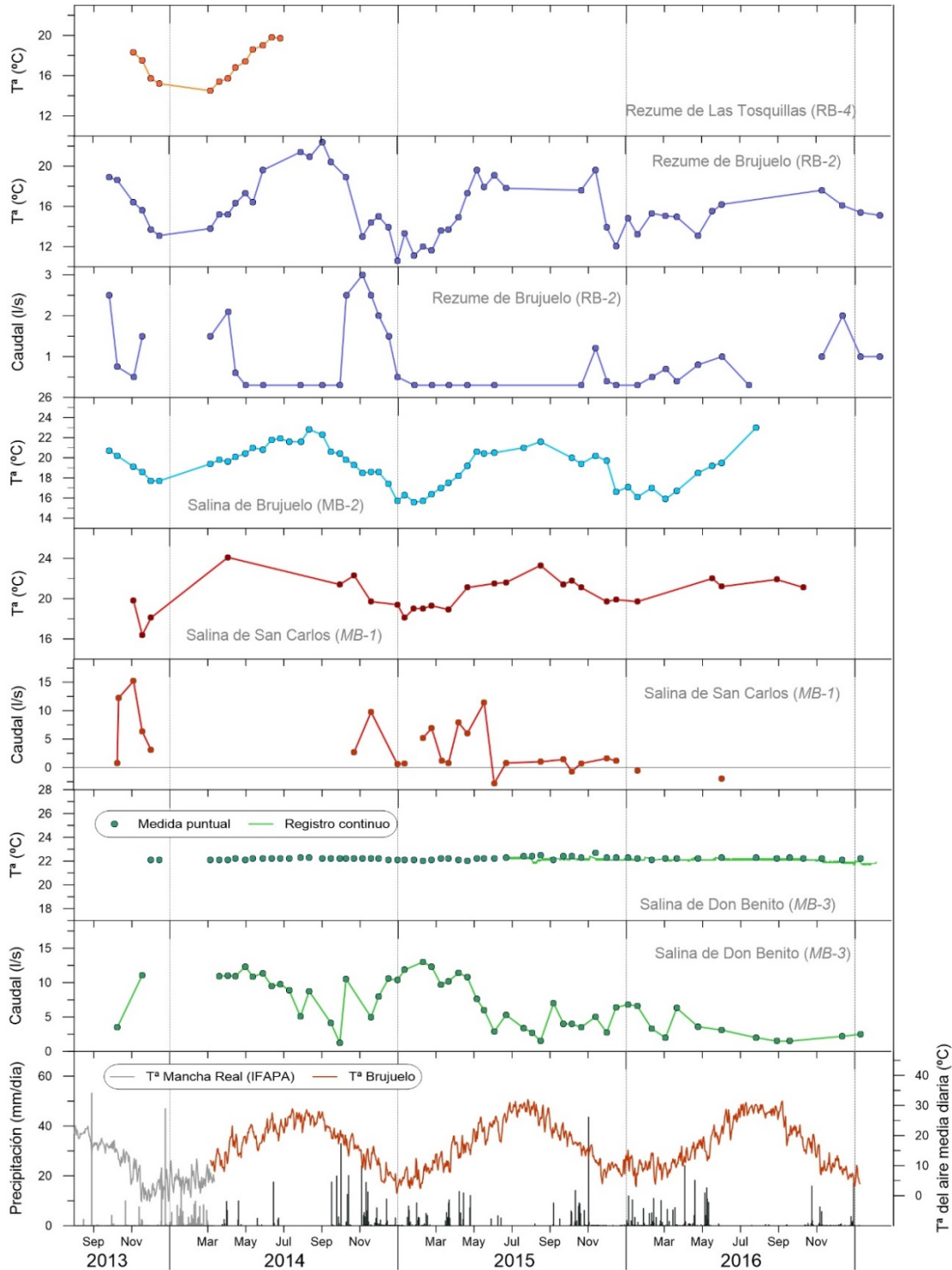


Figura 5.6. Evolución de la temperatura del agua drenada por los manantiales de las Salinas de Don Benito, San Carlos y Brujuelo y por los rezumes de Brujuelo y Las Tosquillas durante el periodo de investigación. También se representan las series de datos de caudal y de precipitación diaria y de temperatura media diaria registradas en las estaciones de Mancha Real (IFAPA), hasta marzo de 2014, y de Brujuelo, desde abril de 2014

Se observan diferencias significativas en el comportamiento hidrotérmico de las distintas surgencias (Fig. 5.6). Por un lado, el agua de los rezumes de Brujuelo (RB-2) y Las Tosquillas (RB-4) y la de los manantiales de San Carlos (MB-1) y Brujuelo (MB-2) muestran variaciones de temperatura similares a las oscilaciones térmicas del aire, con máximos en verano (julio y agosto) y mínimos en invierno (enero y febrero), aunque menos marcadas en el caso de los manantiales (San Carlos y Brujuelo). Por otro lado, el registro de la temperatura del agua del manantial de la Salina de Don Benito (MB-3) cuenta con una evolución bastante estable (Fig. 5.6). La elevada capacidad de regulación térmica que muestra la surgencia de la salina de Don Benito (Fig. 5.6) guarda relación con la existencia de aportes de flujos profundos al caudal drenado por la misma, como se deduce de la temperatura media de sus aguas (Tab 5.3). Dichos aportes deben ser relativamente importantes, dada la escasa influencia de la temperatura ambiental sobre la del agua del manantial, aunque el grado de termalismo sea bajo. Ello puede deberse a un origen no muy profundo de los flujos ascendentes o a una subida lenta de éstos. El hecho de que los otros dos manantiales salinos del área de estudio (San Carlos y Brujuelo, MB-1 y MB-2, respectivamente) no muestren la misma capacidad de regulación de la temperatura no descarta la posibilidad de que el agua drenada a través de ellos cuente con una componente de flujos subterráneos profundos, dado que la temperatura de sus aguas es algo superior a la temperatura media del aire determinada en el área de estudio. En dichos casos, las oscilaciones hidrotérmicas anuales observadas podría estar relacionada con una mayor participación de flujos pocos profundos en el caudal drenado por los manantiales o a que el agua subterránea se equilibre térmicamente con la atmósfera en el punto de surgencia. Tanto en el manantial de la Salina de Brujuelo como en el de San Carlos se excavaron pozos para la captación del agua salina, lo que ha dado lugar a que sus caudales de drenaje sean lentos o incluso nulos, y se ha favorecido así el intercambio calórico entre el agua y el aire.

## 5.5 HIDROQUÍMICA

### 5.5.1 Caracterización espacial de la composición química de las aguas

La composición química de las distintas muestras de agua tomadas en los puntos de agua existentes en el área de Brujuelo se representa en el diagrama de Piper de la figura 5.7 y en los diagramas de Stiff del mapa hidrogeológico adjunto. Las aguas de los manantiales de las salinas de San Carlos (MB-1), Brujuelo (MB-2) y Don Benito (MB-3), son claramente de tipo cloruradas sódica. También lo son, aunque con menor proporción de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , las aguas del rezume de Brujuelo (RB-2), de la laguna de Brujuelo y del rezume de Las Tosquillas (RB-4). Las muestras de aguas tomadas del pozo de Cirueña-1 (PB-7) son de facies sulfatadas cálcico-magnésicas. Finalmente, la muestra de agua del rezume del Camino Ancho (RB-3) es sulfatada-clorurada sódico-cálcica.

La variabilidad hidroquímica existente en el área de Brujuelo se evidencia por el amplio rango de valores de conductividad eléctrica (CE) que presentan sus aguas (Tab. 5.4), desde 0,2 mS/cm, en el rezume del Camino Ancho (RB-3), hasta más de 200 mS/cm, en el manantial de la salina de San Carlos (MB-1). Las aguas con menor CE son las de los rezumes del Camino Ancho (RB-3) y de Las Tosquillas (RB-4) y las del pozo de Cirueña-

## 5.5 Hidroquímica

1 (PB-7), en la zona SO del área de estudio (mapa hidrogeológico del área de estudio), dentro de una horquilla de valores de entre 0,2 y 4,2 mS/cm. La mineralización del agua aumenta hasta la decena de mS/cm hacia el N, en la laguna de Brujuelo (HB-1) y el rezume de Brujuelo (RB-2), y supera el centenar de mS/cm en los manantiales de Brujuelo, Don Benito y San Carlos (Tab. 5.4). En general, existe una tendencia ascendente de la CE hacia cotas de surgencia inferiores (Fig. 5.8), aunque en el manantial de Don Benito se superan los valores medidos en el de Brujuelo, punto situado inmediatamente a cota menor.

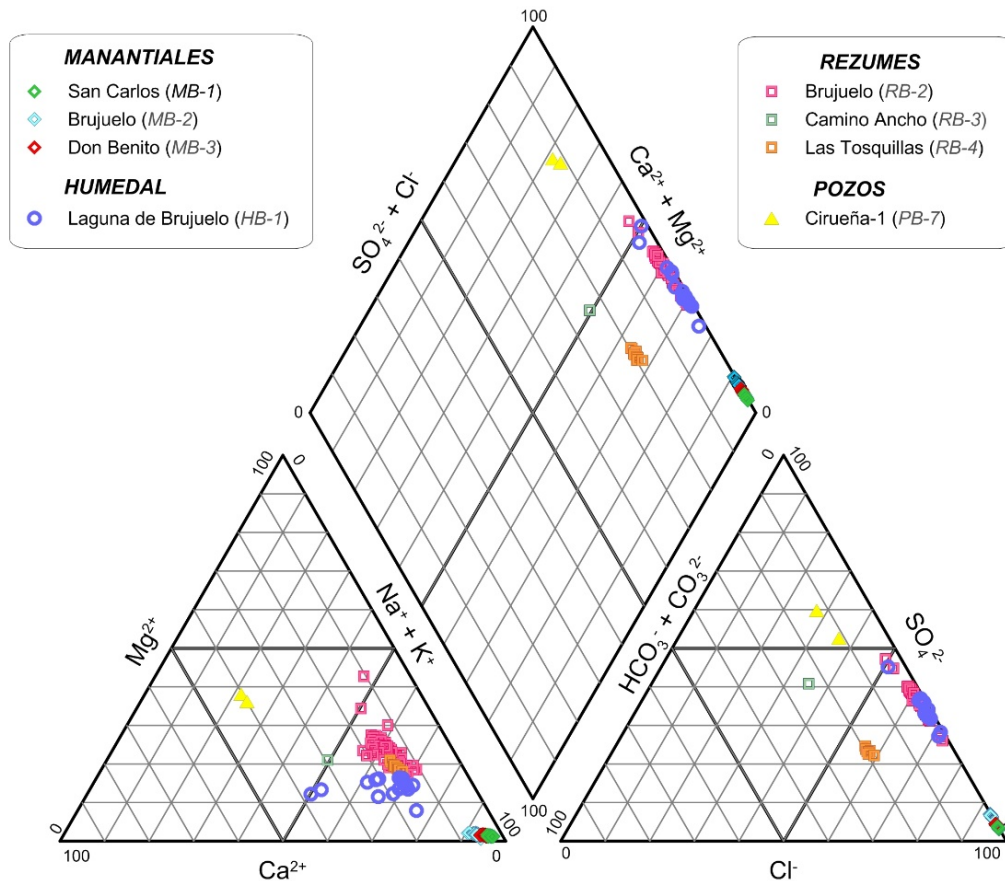


Figura 5.7. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las muestras de agua superficial (humedales) y subterránea (manantiales, rezumes y pozos) tomadas en el área de Brujuelo durante el periodo de investigación

Las aguas de los manantiales son las más mineralizadas de todas y presentan, además de los valores de CE más elevados, los mayores contenidos iónicos de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Br}^-$  (Tab. 5.4). Dichas especies químicas provienen de la disolución de minerales evaporíticos, muy abundantes en el medio. El aumento de la CE relacionado con la cota de surgencia de las distintas aguas analizadas guarda relación con la evolución de las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , que presenta una tendencia ascendente similar (Fig. 5.8). El mismo patrón se repite para los valores de  $\text{Br}^-$ , aunque su contribución al grado de mineralización de las aguas sea menor. No obstante, dicho elemento está presente en las formaciones con halita de edad Keuper (Ortí *et al.*, 1996), por lo que su aumento hacia cotas más bajas, paralelo al de las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  (Fig. 5.8), sugiere una relación con la presencia de este mineral a mayores profundidades. Además, existe un ascenso de los contenidos de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  hacia cotas menores, aunque se observa cierta estabilización de sus valores en las aguas de los manantiales salinos (Fig. 5.8). Dicho patrón de evolución podría deberse a una menor presencia de yeso en profundidad o

podría estar relacionado con el grado de evolución geoquímica de las aguas. De acuerdo con el modelo de flujos regionales propuesto por Tóth (1963, 1970), las aguas subterráneas adquieren progresivamente CE y temperatura más elevadas, a la vez que van modificando sus facies desde bicarbonatadas a sulfatadas y, posteriormente, a cloruradas. El aumento progresivo del  $rCl/SO_4^{2-}$  (Fig. 5.8) pondría de manifiesto la citada evolución geoquímica. El hecho de que las aguas del manantial de Don Benito no se ajusten completamente a las tendencias hidroquímicas descritas podría deberse a que dicho punto de surgencia está asociado a una línea de flujo subterráneo distinta de aquella en la que se sitúan la mayoría de puntos de agua, según se deduce de los trazados de isopiezas realizados (Figs. 5.2 y 5.3).

Tipo	Punto (Ref.)		CE	T <sup>a</sup>	pH	OD	TOC	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Li <sup>+</sup>	Sr <sup>2+</sup>		
M A N A N T I A L	Salina de San Carlos (MB-1)	<i>n</i>	28	28	25	20	-	28	28	-	27	27	-	27	27	28	28	28	28	28	28	28	
		<i>med</i>	195,5	20,5	6,7	2,0	-	214	0	-	137.892	45	-	17	6.424	2.061	628	83.987	380	3	15		
		<i>máx</i>	204,0	24,1	7,0	4,2	-	231	0	-	149.130	64	-	73	7.215	2.744	811	94.253	458	53	69		
		<i>mín</i>	181,9	16,4	5,9	0,9	-	207	0	-	120.458	38	-	0	5.794	1.625	522	66.757	301	0	0		
		<i>cv</i>	3	8	3	49	-	3	-	-	5	13	-	101	6	11	11	7	10	350	178		
	Salina de Brujuelo (MB-2)	<i>n</i>	55	55	51	44	-	54	54	54	54	54	-	54	54	53	53	53	53	53	53	53	36
		<i>med</i>	120,9	19,2	6,9	2,2	-	187	0	2,4	63.010	22	-	14	6.011	2.099	413	39.781	114	0,2	20		
		<i>máx</i>	124,5	23,0	7,8	7,5	-	201	0	5,1	68.737	38	-	47	6.602	2.366	481	44.559	136	2,2	54		
		<i>mín</i>	55,0	15,6	6,2	0,6	-	54	0	1,5	54	20	-	1	54	53	53	53	53	53	0,0	0	
		<i>cv</i>	2	10	3	58	-	2	-	33	4	13	-	73	4	5	9	7	10	255	115		
	Salina de Don Benito (MB-3)	<i>n</i>	62	62	57	50	-	62	62	62	62	62	-	62	62	62	62	62	62	62	62	62	62
		<i>med</i>	170,2	22,2	6,6	0,4	-	282	0	0,4	104.723	43	-	22	6.265	2.253	527	65.163	317	1,5	16		
<i>máx</i>		177,4	22,7	7,2	0,7	-	310	0	2,3	114.823	115	-	126	6.880	2.836	665	74.649	374	77,7	67			
<i>mín</i>		164,3	22,0	6,1	0,3	-	261	0	0,0	94.667	36	-	0	5.670	1.987	420	58.702	269	0,0	0			
	<i>cv</i>	2	1	2	26	-	4	-	170	5	23	-	97	5	8	10	5	7	641	159			
H U M E D A L	Laguna de Brujuelo (HB-1)	<i>n</i>	16	16	15	13	15	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	8	
		<i>med</i>	12,3	17,8	8,5	9,6	14	114	0	1,1	4.257	4,9	0,1	6	2.977	681	527	2.528	25	0,1	15,3		
		<i>máx</i>	19,5	34,2	9,3	13,9	22	269	3	2,1	7.176	10,2	0,6	32	4.467	1.056	863	4.955	50	0,8	18,5		
		<i>mín</i>	3,6	2,5	7,3	0,9	2	66	0	0,5	882	1,7	0,0	0	1.060	352	143	542	12	0,0	10,4		
	<i>cv</i>	35	43	7	34	36	48	297	38	41	48	216	129	37	33	43	47	42	155	19			
P O Z O	Cirueña-1 (PB-7)	18/05/16	4,2	17,4	7,7	6,5	5,1	395	0	1,5	501	1,7	0,0	35	1.474	446	256	273	3,1	0,3	11,0		
		13/06/16	-	-	-	-	-	367	0	1,8	680	1,9	3,0	36	1.338	411	226	279	6,5	0,2	10,3		
R E Z U M E	Brujuelo (RB-2)	<i>n</i>	51	51	47	40	34	50	51	51	51	51	51	51	51	50	50	50	50	50	50	10	
		<i>med</i>	13,0	15,9	7,9	9,1	3	187	0	1,7	3.833	2,7	0,0	107	2.903	800	310	2.410	26,2	0	16		
		<i>máx</i>	20,7	22,4	8,9	13,4	8	288	3	2,3	6.713	5,6	0,8	189	3.487	964	466	4.371	42,1	1	19		
		<i>mín</i>	4,6	10,6	5,5	5,2	1	128	0	0,9	1.024	1,4	0,0	14	1.326	510	76	637	11,8	0	13		
		<i>cv</i>	23	18	6	18	47	11	714	20	30	27	354	31	14	11	23	30	27	77	11		
		Camino Ancho (RB-3)	25/04/2016	0,2	22,2	8,1	10,0	-	320	0	0,7	275	0,5	0,2	63	428	138	60	263	5,2	0,1	3	
L A S T O S Q U I L L A S	Las Tosquillas (RB-3)	<i>n</i>	13	13	13	13	8	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	-	
		<i>med</i>	1,7	17,2	7,5	7,3	1	188	0	0,6	324	1,4	0,1	96	176	74	35	289	4,0	0,0	-		
		<i>máx</i>	1,8	19,8	7,8	7,7	1	193	0	0,6	347	1,8	0,3	101	185	81	36	304	4,6	0,1	-		
		<i>mín</i>	1,6	14,5	7,4	6,6	0,7	184	0,0	0,4	310	1,3	0,0	93	170	71	34	277	3,7	0,0	-		
	<i>cv</i>	2	10	2	4	6	1	-	15	3	16	226	2	3	4	3	4	7	39	-			

Tabla 5.4. Resumen estadístico (*n*: n<sup>o</sup> de medidas/determinaciones; *med*: valor medio; *máx*: valor máximo; *mín*: valor mínimo; *cv*: coef. de variación expresado en %) de los parámetros físicoquímicos y de los componentes químicos de las muestras de agua tomadas en el área de Brujuelo. CE expresada en mS/cm, T<sup>a</sup> en °C, pH en unidades de pH, y los componentes químicos en mg/l. (-) indica parámetro no determinado

El contenido de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> de las aguas no muestra una evolución clara, a diferencia de los de Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, y Br<sup>-</sup>, dado que se trata de un parámetro que no sólo depende de la disponibilidad de carbonatos en el medio, sino también de factores que afectan a su equilibrio químico, como la solubilidad del CO<sub>2</sub>. La concentración más elevada de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (395 mg/l) fue determinada en las aguas del pozo de la laguna de Cirueña (Tab. 5.4), mientras que las más bajas se han registrado en el manantial de Brujuelo y en la laguna de Brujuelo (54 y 66 mg/l, respectivamente). En algunas muestras tomadas en este

## 5.5 Hidroquímica

último punto, así como en el rezume de Brujuelo, se ha determinado la presencia de  $\text{CO}_3^{2-}$  en forma soluble.

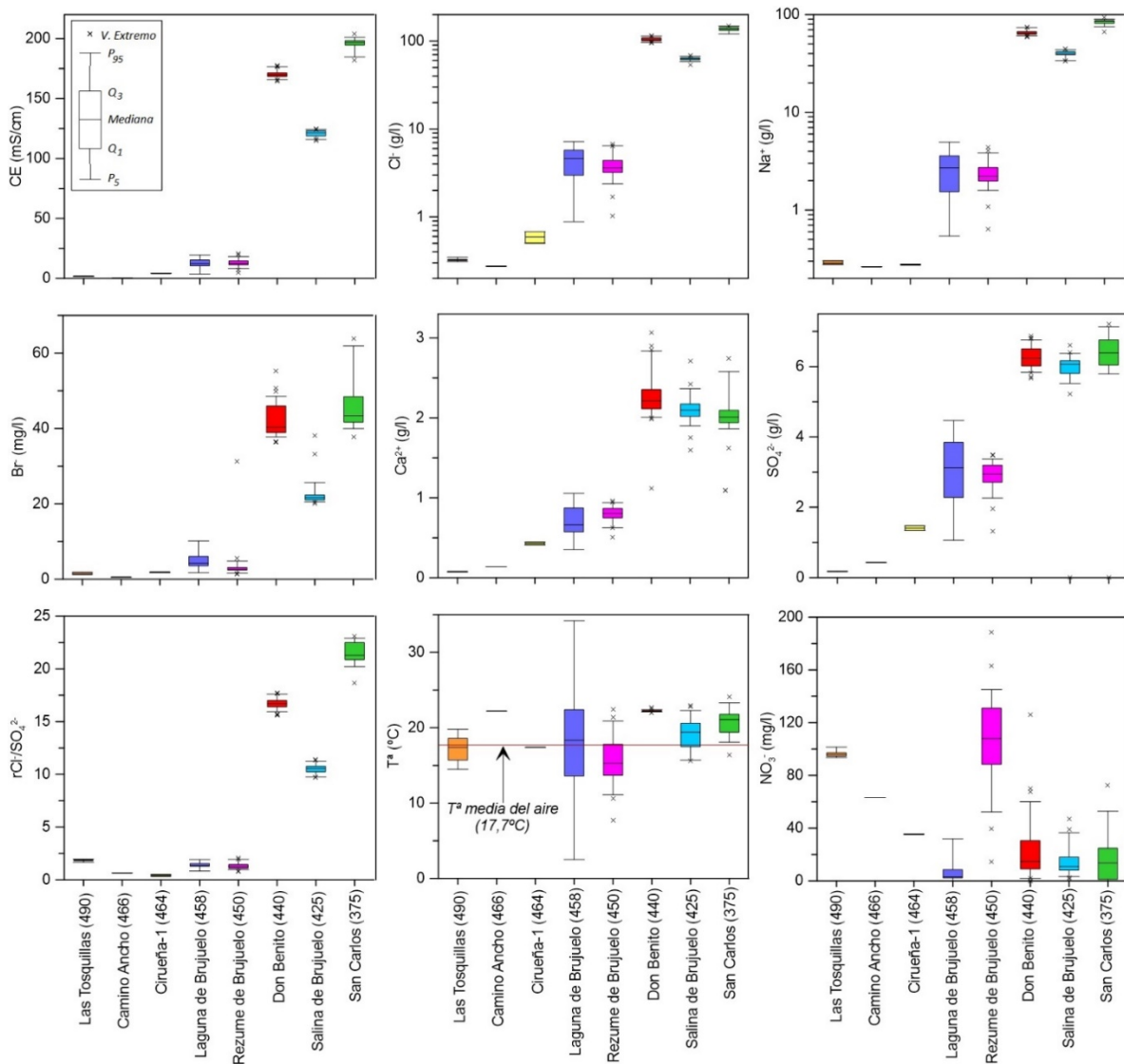


Figura 5.8. Diagramas de caja y bigotes en los que se representan los parámetros estadísticos de la conductividad eléctrica (CE), temperatura del agua ( $T^a$ ) y principales componentes químicos de las aguas subterráneas y de los humedales del área de Brujuelo. Las cajas se ordenan de izquierda a derecha por cota de surgencia descendente, indicada entre paréntesis en m s.n.m

Las concentraciones medias de  $\text{NO}_3^-$  en las aguas del área de estudio varían entre 6 mg/l, en la laguna de Brujuelo, y 107 mg/l, en el rezume de Brujuelo (Tab. 5.4). Se observa una tendencia descendente de la concentración de esta especie química hacia menores cotas, que se interrumpe en el rezume de Brujuelo (Fig. 5.8), en cuyas aguas se han determinado los valores más elevados, de hasta 189 mg/l. También se ha observado la presencia de pequeñas cantidades de  $\text{NO}_2^-$  (0,1-3 mg/l) en algunas de las muestras tomadas en la laguna de Brujuelo, en el pozo de la laguna de Cirueña y en los distintos rezumes (Tab. 5.4).

Respecto a la temperatura del agua, no se observa una evolución clara en relación con las cotas de surgencia (Fig. 5.8). No obstante, sí se puede establecer una diferenciación hidrotérmica entre los manantiales, situados a cotas más bajas, y el resto de puntos controlados, como ya se apuntaba en el apartado 5.4. Así, la temperatura del

agua de los rezumes, del pozo de Cirueña y de la laguna de Brujuelo es próxima a la temperatura media del aire en el área de estudio (17,7°C), mientras que los manantiales salinos superan dicho valor en varias unidades (Tab. 5.4 y Fig. 5.8).

Los valores de pH medidos están comprendidos entre 5,5, en el rezume de Brujuelo, y 9,3, en la laguna de Brujuelo (Tab. 5.4). De forma general, las aguas de los manantiales salinos tienen pH más bajos, con valores medios inferiores a 7, mientras que en los rezumes y, sobre todo, en la laguna de Brujuelo, se han registrados valores más elevados. Lo mismo ocurre con el oxígeno disuelto (OD), que se encuentra en las aguas de los manantiales en concentraciones medias de entre 0,4 mg/l (Salina de Don Benito) y 2,2 mg/l (Salina de Brujuelo), y entre 7,3 mg/l (Las Tosquillas) y 9,6 mg/l (Laguna de Brujuelo) en el resto de puntos controlados (Tab. 5.4).

Con objetivo de analizar la relación entre las distintas variables controladas y constatar su importancia sobre la variabilidad hidroquímica existente en el área de estudio se ha llevado a cabo un tratamiento estadístico, consistente en un análisis de componentes principales (ACP). Para ello, se han considerado 13 variables (Tab. 5.5) y un total de 169 muestras.

En la tabla 5.5 se representa la matriz de correlación de los parámetros hidroquímicos derivada del ACP. En ella se observa la elevada relación existente ( $R^2 > 0,9$ ) entre la CE y los contenidos de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ . Todas esas especies químicas también se correlacionan entre sí de forma positiva, y lo hacen de manera inversa con pH, OD y  $\text{NO}_3^-$ .

Variables	CE	T°	pH	$\text{HCO}_3^{2-}$	$\text{Cl}^-$	$\text{NO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	OD	$\text{Br}^-$
CE	1												
T°	0,567	1											
pH	-0,742	-0,598	1										
$\text{HCO}_3^{2-}$	0,553	0,432	-0,504	1									
$\text{Cl}^-$	0,987	0,562	-0,718	0,557	1								
$\text{NO}_3^-$	-0,671	-0,409	0,465	-0,126	-0,635	1							
$\text{SO}_4^{2-}$	0,901	0,487	-0,636	0,386	0,859	-0,681	1						
$\text{Ca}^{2+}$	0,909	0,532	-0,693	0,477	0,855	-0,662	0,947	1					
$\text{Mg}^{2+}$	0,581	0,363	-0,277	0,231	0,595	-0,529	0,677	0,539	1				
$\text{Na}^+$	0,988	0,563	-0,718	0,560	0,995	-0,627	0,856	0,859	0,589	1			
$\text{K}^+$	0,935	0,557	-0,657	0,629	0,964	-0,531	0,770	0,772	0,608	0,966	1		
OD	-0,891	-0,523	0,760	-0,605	-0,848	0,620	-0,810	-0,860	-0,412	-0,851	-0,777	1	
$\text{Br}^-$	0,917	0,546	-0,656	0,596	0,925	-0,531	0,799	0,799	0,572	0,922	0,916	-0,805	1

Tabla 5.5. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas muestreadas en el área de Brujuelo

Los dos factores principales obtenidos a partir del ACP explican un 80,16 % de la variabilidad hidroquímica del área de estudio (Fig. 5.9), aunque la mayor parte (71,60%) se asocia con el primero de ellos (F1). Dicho factor queda definido por la CE y la mayoría de especies químicas ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ), las cuales provienen de la disolución de los minerales que componen las litologías presentes en el medio y cuya concentración en las aguas subterráneas aumenta, de forma general, hacia cotas inferiores (Fig. 5.8), en el sentido del flujo subterráneo (mapa hidrogeológico adjunto). De igual modo, la temperatura del agua, mayor en los manantiales hipersalinos, guarda relación directa con F1 (Fig. 5.9A). Además, este factor se define en su lado negativo por el OD, pH y  $\text{NO}_3^-$ , parámetros que presentan los valores más elevados en las aguas de los humedales, pozos

## 5.5 Hidroquímica

y rezumes, todos ellos situados a cotas superiores y con aguas menos salinas. Por todo ello, F1 puede ser considerado un factor de evolución geoquímica, que distingue entre las aguas menos mineralizadas y más equilibradas con la atmósfera (OD, pH), de aquellas con mayor salinidad y temperatura.

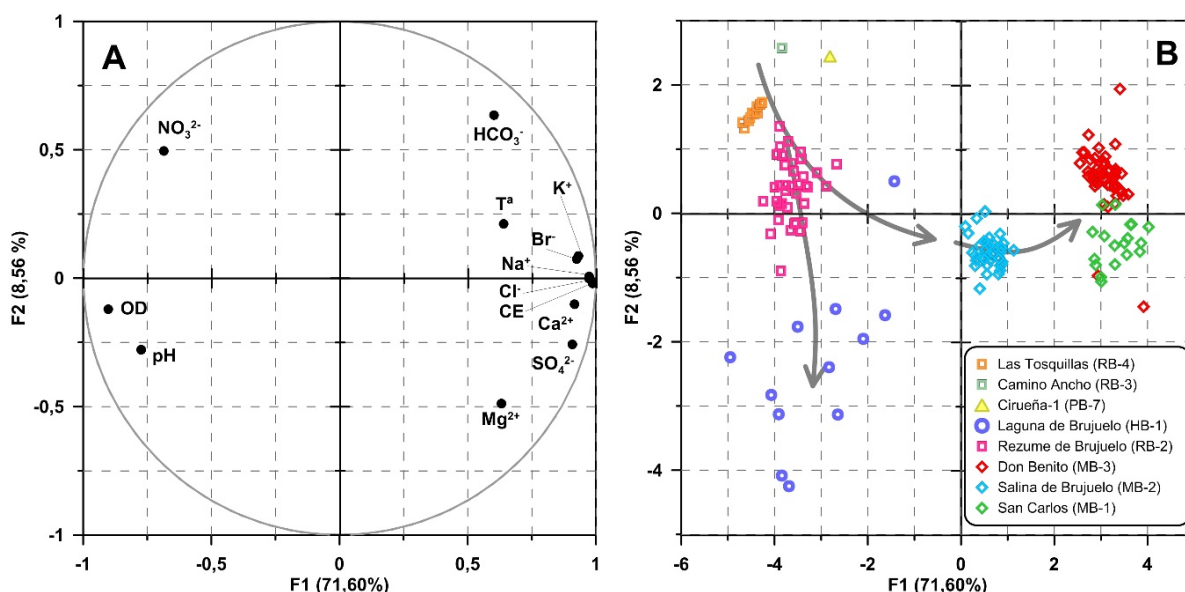


Figura 5.9. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de todas las muestras de agua tomadas en el área de Brujuelo

El factor 2 (F2; 8,56%) explica parte de la información contenida en las variables  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{Mg}^{2+}$  (Fig. 5.9A). En las aguas de laguna de Brujuelo, se han determinado concentraciones bajas de  $\text{NO}_3^-$  y  $\text{HCO}_3^-$  y altas de  $\text{Mg}^{2+}$ , en comparación con las obtenidas en los rezumes y el pozo de Cirueña (Tab. 5.4). Por tanto, el F2, podría ser diferenciador entre las aguas superficiales y las subterráneas. No obstante, la varianza explicada por este factor es muy inferior a la atribuible a F1, y las cargas factoriales de las variables citadas son bajas ( $<0,65$ ).

En la figura 5.9B se representan todas las observaciones incluidas en el ACP en el espacio factorial F1-F2. Los puntos situados en el lado positivo del primer factor son los de las muestras de las surgencias salinas, cuyas aguas tienen mayores concentraciones de todos los iones que se correlacionan con F1, sobre todo los manantiales de San Carlos y Don Benito. En el lado izquierdo de la gráfica (Fig. 5.9B) se ubican el resto de muestras, menos mineralizadas. Los puntos con valores más negativos de F2 corresponden a la laguna de Brujuelo, mientras que los rezumes de Camino Ancho y Las Tosquillas y el pozo de Cirueña cuentan con los valores máximos. Las muestras de los manantiales y del rezume de Brujuelo están situadas próximas a valores neutros para F2.

El punto con mayor variabilidad hidroquímica atribuible a ambos factores es la laguna de Brujuelo (Fig. 5.9B), que cuenta con los mayores coeficientes de variación (cv) para la CE,  $T^a$ , pH,  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{NO}_3^-$ , así como para el resto de especies químicas consideradas en el ACP (Tab. 5.4). Ello debe estar relacionado tanto con las diluciones que se producen en sus aguas debido a los aportes de agua de lluvia y escorrentía, como por la concentración de iones derivada de la evaporación de sus aguas. Además, las fluctuaciones térmicas del aire condicionan la temperatura del agua del humedal, lo que

influye en el intercambio gaseoso (OD), y éste a su vez en el equilibrio químico del sistema carbónico-carbonato (pH,  $\text{HCO}_3^-$ ).

Por tanto, la evolución hidroquímica en el área de Brujuelo, desde las aguas de los puntos situados a cotas más elevadas hacia las que están a menor altitud, vendría definida principalmente por el progresivo aumento de la mineralización del agua, a la vez que se reducirían los contenidos de  $\text{NO}_3^-$  y de OD (Fig. 5.9B). La disminución simultánea de estas dos variables podría indicar la existencia de procesos de oxidación-reducción en las aguas subterráneas. Por otro lado, la exposición de las aguas a la atmósfera favorece su desgasificación, lo que promueve la precipitación de  $\text{HCO}_3^-$ . Ello ocurre principalmente en la laguna de Brujuelo, cuyas muestras se distribuyen en el cuadrante inferior izquierdo del plano factorial formado por F1 y F2, opuesto al que incluye la variable  $\text{HCO}_3^-$  (Fig. 5.9).

El análisis de los resultados derivados de las determinaciones analíticas realizadas a las muestras de agua tomadas en el área de Brujuelo y el ACP efectuado a partir de ellas, permiten valorar la variabilidad hidroquímica existente y definir los rasgos característicos de cada tipo de punto considerado. Además, la relación observada entre los distintos parámetros físico-químicos considerados y la cota de surgencia de cada punto de agua, así como los resultados derivados del ACP, han ayudado a describir de forma preliminar el patrón de evolución geoquímica que sigue el agua subterránea en el medio estudiado.

### **5.5.3 Evolución temporal de la composición química de las aguas**

#### **5.5.3.1 Manantial de la Salina de San Carlos (MB-1)**

En la figura 5.10 se representa la evolución de los principales iones disueltos en las aguas del manantial de la salina de San Carlos, junto con las variaciones de los parámetros físico-químicos controlados en ellas (CE,  $T^a$ , pH y OD).

Se han registrado cambios significativos de CE, desde 181 mS/cm, en noviembre de 2014, hasta 204 mS/cm, en agosto de 2015 (Fig. 5.10). Pese a que existen periodos de escaso control hidroquímico, debido principalmente a la ausencia de bombeos en determinados momentos, que no permitieron elevar el agua desde el pozo, se puede apreciar cierta estacionalidad en las variaciones de la CE. Así, se observa que las primeras lluvias de cada año hidrológico producen diluciones, mientras que los valores máximos de CE se registran en verano y primavera (Fig. 5.10). Dicho comportamiento es similar al que muestra la temperatura del agua. Por tanto, la mezcla del agua subterránea de mayor tiempo de residencia (hipersalina y más caliente) con agua de más reciente infiltración (menos fría y más mineralizada) produciría disminuciones de la CE y de la temperatura del agua en los meses en los que tiene lugar la recarga. Ambos parámetros se recuperarían posteriormente, hasta alcanzar valores máximos en la época de estiaje. No obstante, dado que el punto de muestreo se sitúa junto al cauce del arroyo Salado (Mapa hidrogeológico adjunto), no se puede descartar que en este último se produzca infiltración hacia el manantial de San Carlos, favorecida por los bombeos que se realizan desde el pozo. Dicho proceso también explicaría las respuestas hidroquímica e hidrotérmica observadas.



## 5.5 Hidroquímica

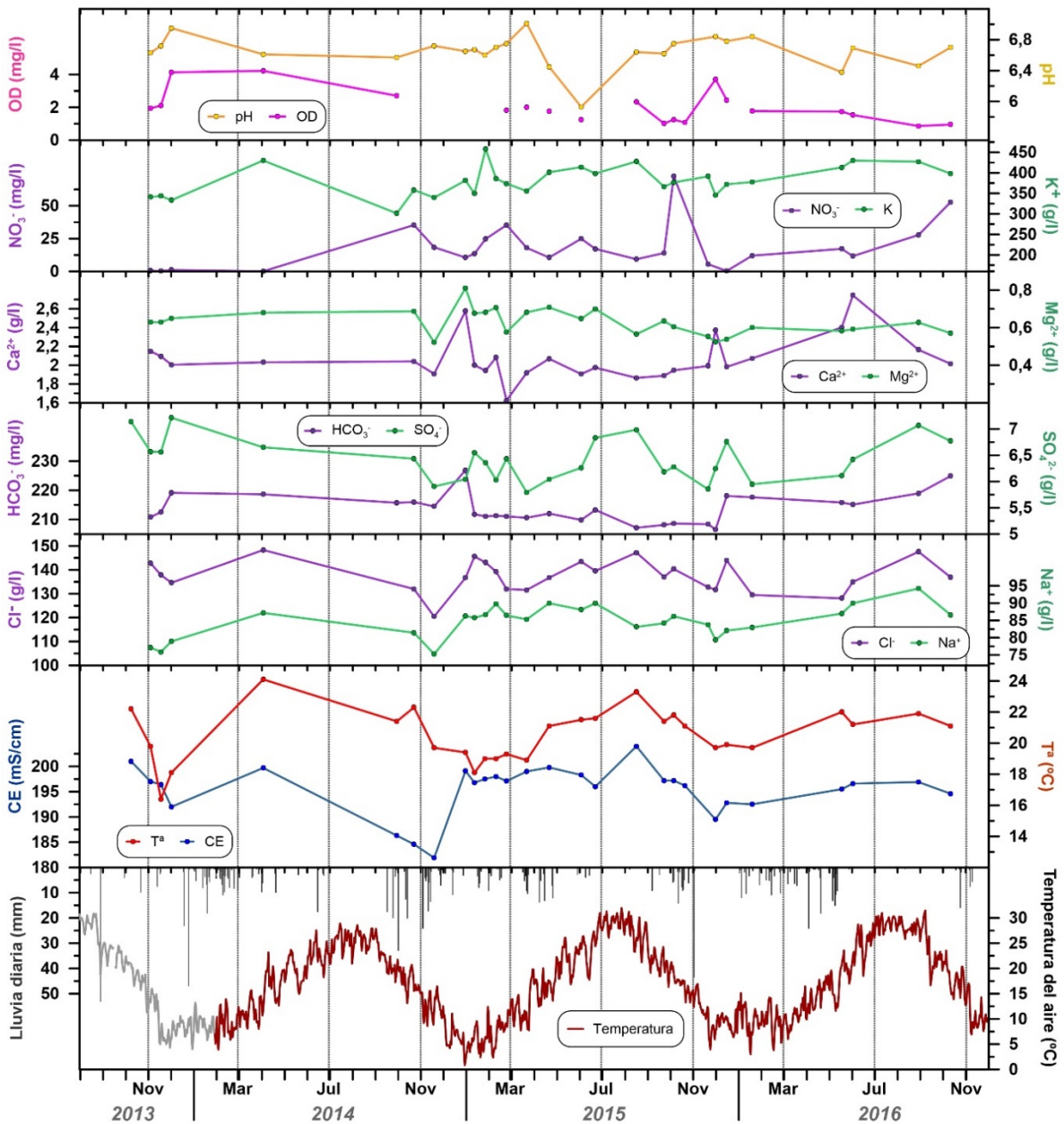


Figura 5.10 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de la Salina de San Carlos (MB-1), junto con los parámetros físico-químicos del agua (CE, temperatura, pH y OD). Se incluyen las series de registro térmico y pluviométrico de las estaciones de Mancha Real (IFAPA), hasta febrero de 2014, y de Brujuelo, desde febrero de 2014 en adelante

Las variaciones de CE son producidas por cambios en las concentraciones de Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup> y en menor medida SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, como se deduce de la similitud entre sus evoluciones temporales (Fig. 5.10). El contenido de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> disminuyó de forma progresiva desde el inicio del periodo de investigación hasta diciembre de 2015, cuando se produjo un aumento de aproximadamente 10 mg/l. El resto de componentes disueltos y parámetros considerados evolucionaron de forma menos clara, lo que en parte podría deberse a la influencia de los bombeos, que modifican el estado natural del sistema.

### 5.5.3.2. Manantial de la Salina de Brujuelo (MB-2)

El análisis de la evolución temporal de los parámetros hidroquímicos controlados en las aguas del manantial de la Salina de Brujuelo (Fig. 5.11) permite diferenciar entre dos etapas distintas. En primer lugar, se observa una tendencia claramente ascendente de la CE, desde valores cercanos a 115 mS/cm, al comienzo del periodo de registro, hasta situarse próxima a 124 mS/cm, en verano de 2015. A partir de esa fecha, la CE muestra un patrón de evolución más estable, aunque con un descenso moderado de valores durante los meses húmedos (Fig. 5.11), lo que podría deberse a una dilución atenuada producida como consecuencia de la recarga.

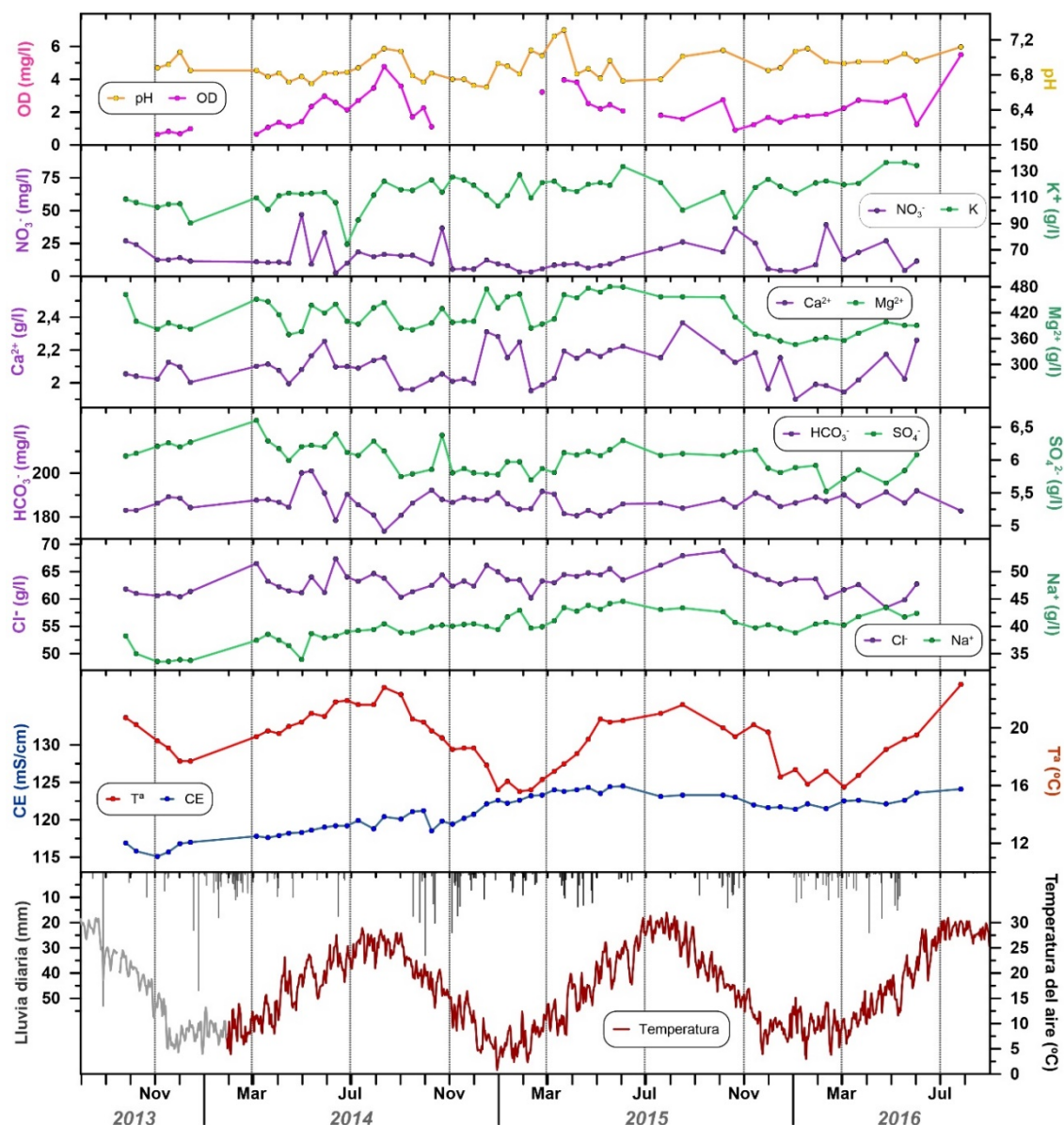


Figura 5.11 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de la Salina de Brujuelo (MB-2), junto con los parámetros físico-químicos del agua (CE, temperatura, pH y OD)

La evolución de la CE guarda relación con los cambios de la composición química del agua, sobre todo con las concentraciones de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{K}^+$ , y en menor medida  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  (Fig. 5.11), ya que estos dos últimos sufrieron un descenso notable durante el año

2015/16, aunque también sufren variaciones a lo largo de todo el periodo de observación que no se reflejan en la CE. Los contenidos de  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  no muestran un patrón de evolución claro.

El comportamiento hidroquímico descrito estaría condicionado tanto por la litología del sistema drenado, como por las condiciones hidroclimáticas existentes, marcadas por la concatenación de 4 años de bajas precipitaciones, tras un periodo húmedo (Fig. 3.35). Así, al inicio del registro, aun persistiría la influencia de la recarga ocurrida en los años previos, en la que el agua drenada por el manantial tendría una mayor contribución de flujos de reciente infiltración, los cuales no habrían alcanzado un grado de evolución geoquímica elevado. Ello explicaría las mayores concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$  determinadas al comienzo del periodo de control y los bajos valores de CE registrados (Fig. 5.11). A medida que se produce la descarga de los recursos del sistema, aumenta la proporción de flujos de mayor tiempo de residencia y mineralización, caracterizados por un elevado contenido de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , especies químicas asociadas a la disolución de halita, más abundante hacia zonas profundas.

### **5.5.3.3. Manantial de la Salina de Don Benito (MB-3)**

En la figura 5.12 se representa la evolución temporal de los parámetros físico-químicos (CE,  $T^a$ , pH y OD) y de los principales componentes químicos disueltos en las aguas del manantial de la Salina de Don Benito, junto con las variaciones de caudal registradas.

Se observa que las lluvias ocurridas durante el primer año de registro (2013/14) provocaron un aumento del caudal de descarga, acompañado de un descenso gradual de CE, que se prolongó hasta el inicio del siguiente año hidrológico (Fig. 5.12). A partir del año 2014/15, se aprecia una subida progresiva de la mineralización hasta el final del periodo de control, así como una disminución en la magnitud de las crecidas. La evolución de ambos parámetros estaría relacionada con el hecho de que el periodo de estudio coincide con varios años de escasas precipitaciones, pero que tuvieron lugar tras un ciclo húmedo (Fig. 3.35). Por tanto, la recarga ocurrida al comienzo de la investigación produjo la dilución del agua subterránea drenada por el manantial de Don Benito, debido a que el sistema se encontraba previamente en carga. La baja pluviometría registrada en los años posteriores habría ocasionado la atenuación de las respuestas hidrodinámica e hidroquímicas.

Las variaciones de CE tienen cierta analogía con los cambios observados en las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  disueltos, y en menor grado, con los de  $\text{Na}^+$ , aunque dicho ion evoluciona de forma distinta durante el año 2013/14 (Fig. 5.12). El contenido en  $\text{HCO}_3^-$  muestra un comportamiento distinto al de la CE, con un aumento en el año 2013/14, seguido de variaciones más marcadas y, desde inicio del año 2015/16, una tendencia descendente (Fig. 5.12).

Con objeto de analizar la variabilidad hidroquímica observada en el manantial de Don Benito y poder cuantificar el grado de relación existente entre las distintas variables controladas, se ha realizado un tratamiento estadístico consistente en un análisis de componentes principales (ACP). En él, se han incluido 11 variables, que corresponden a

las representadas en la figura 5.12, con la excepción de la temperatura del agua, debido a que no se han registrado cambios significativos de sus valores.

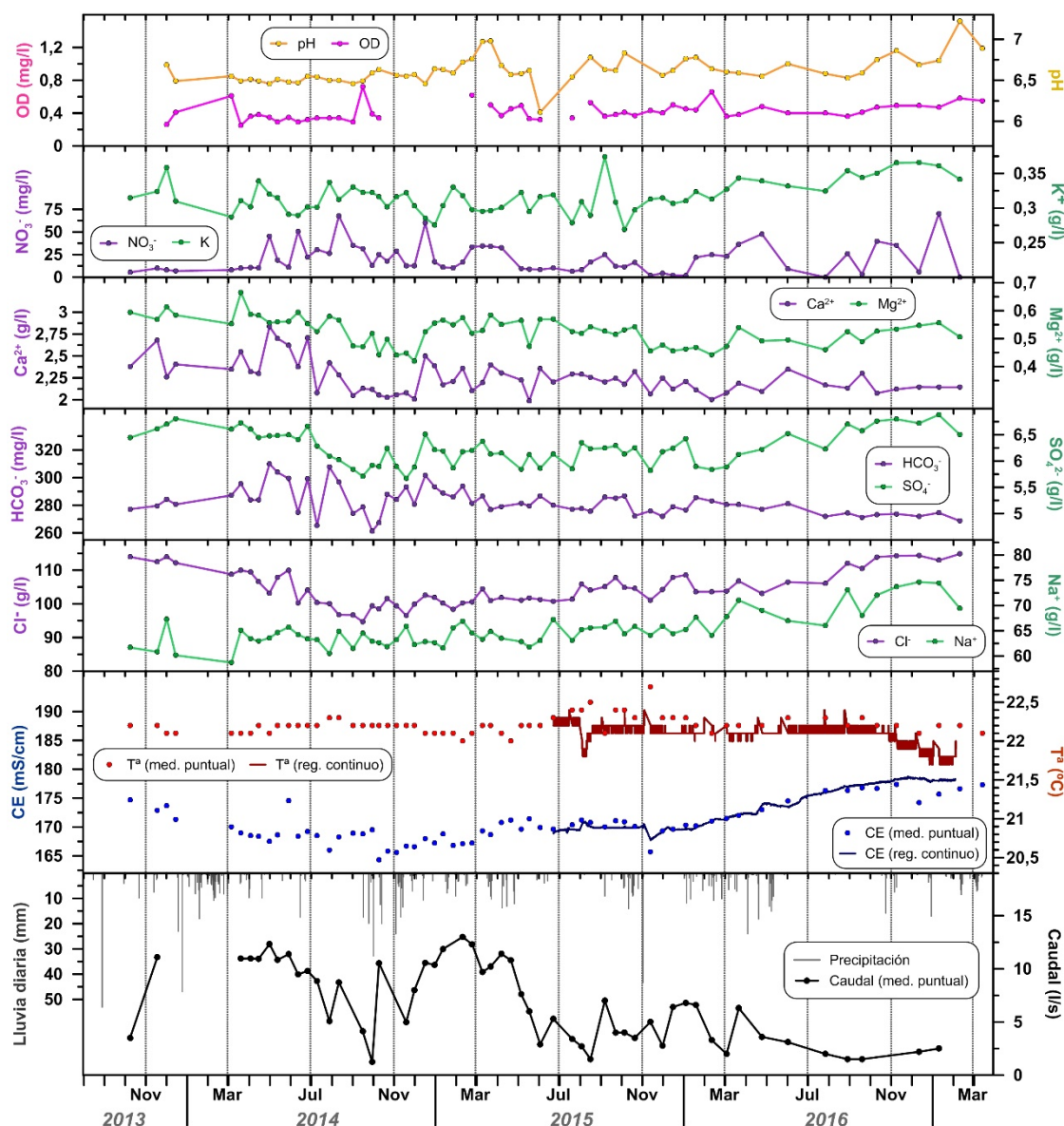


Figura 5.12. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de la Salina de Don Benito (MB-3), junto con el caudal y los parámetros físico-químicos del agua (CE, temperatura, pH y OD)

En la tabla 5.6 se incluyen los resultados de la correlación realizada entre las distintas variables consideradas en el ACP. El mayor coeficiente de correlación corresponde al identificado entre SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y Cl<sup>-</sup>, con un valor de 0,811. También existe una relación positiva (>0,7) entre la concentración de este último ion, la de Na<sup>+</sup> y los valores de CE, así como entre el Ca<sup>2+</sup> y el HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (Tab. 5.6).

Los dos factores principales obtenidos a partir del ACP explican de manera conjunta un 59,35% de la varianza (Fig. 5.13). El primero de ellos (F1; 36,02%) está relacionado de forma positiva con la CE, Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup>, y en menor grado con K<sup>+</sup> y pH. Se trata de un factor definido por la concentración de especies químicas procedentes de la disolución de minerales característicos de las rocas evaporíticas presentes en el medio (halita, yeso, silvina), que son las que condicionan de forma mayoritaria la mineralización

## 5.5 Hidroquímica

del agua del manantial de Don Benito. Por tanto, es el factor relacionado con el tiempo de residencia en el acuífero. El segundo factor (F2; 23,33%) queda definido por los contenidos de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , y algo menos por los de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$  (Fig. 5.13A). En definitiva, F2 está ligado a componentes químicos que derivan de la disolución de minerales abundantes en rocas carbonáticas (calcita y dolomita), pero también del yeso y otras sales evaporíticas (epsomita, hexhidrita), que se relacionan con aguas de menor tiempo de residencia. Este hecho explica por qué el  $\text{SO}_4^{2-}$  se posiciona en el espacio de las variables (Fig. 5.13A) en un lugar más o menos intermedio entre las partes positivas de los factores 1 y 2, aunque más próximo al segundo.

Variables	CE	pH	OD	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{NO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$
CE	1										
pH	0,380	1									
OD	0,237	0,492	1								
$\text{HCO}_3^-$	-0,408	-0,327	-0,273	1							
$\text{Cl}^-$	0,714	0,380	0,111	-0,114	1						
$\text{NO}_3^-$	-0,085	-0,053	-0,015	0,152	-0,231	1					
$\text{SO}_4^{2-}$	0,513	0,229	-0,080	0,028	0,811	0,075	1				
$\text{Ca}^{2+}$	-0,306	-0,284	-0,396	0,734	0,017	0,014	0,282	1			
$\text{Mg}^{2+}$	-0,172	-0,175	-0,305	0,406	0,077	0,288	0,336	0,578	1		
$\text{Na}^+$	0,780	0,356	0,273	-0,301	0,749	0,205	0,597	-0,246	-0,021	1	
$\text{K}^+$	0,530	0,069	0,122	-0,170	0,466	0,176	0,371	-0,233	-0,056	0,645	1

Tabla 5.6. Matriz de correlación entre las variables del ACP realizado con la información hidroquímica de las muestras tomadas en el manantial de la Salina de Don Benito

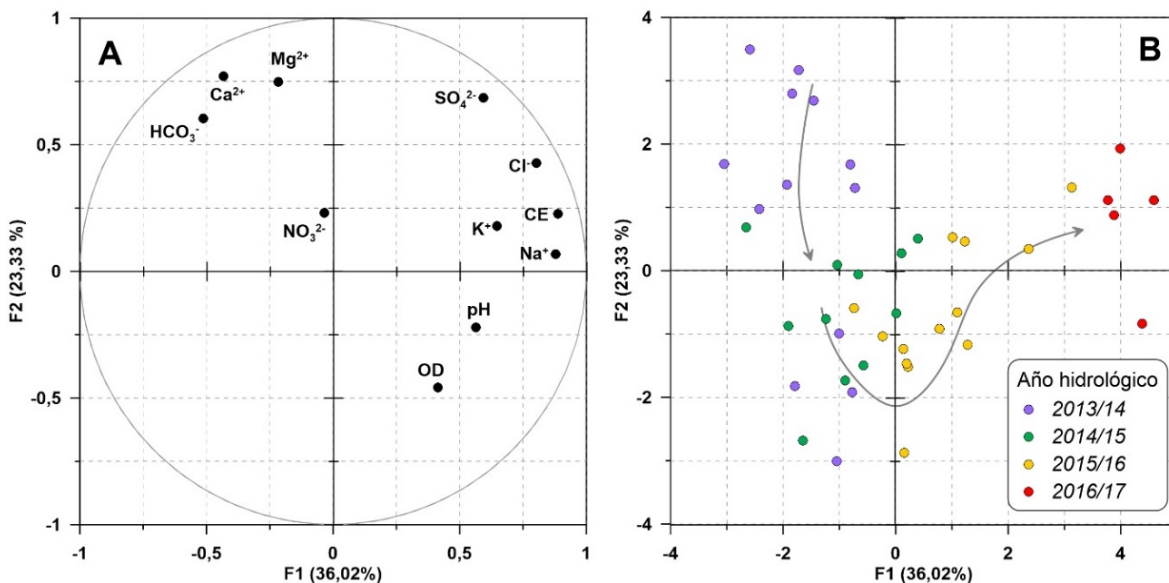


Figura 5.13. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de todas las muestras de agua tomadas en el manantial de la Salina de Don Benito

En la figura 5.13B se representan todas las muestras de agua tomadas en el manantial de Don Benito, coloreadas según el año hidrológico. Las observaciones correspondientes a 2013/14 se sitúan en la parte izquierda del plano factorial, principalmente en el cuadrante superior. Se trata, por tanto, de muestras menos mineralizadas y, la mayoría de ellas, con contenidos de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  elevados. En 2014/15, las observaciones quedan próximas a las del año anterior, aunque

principalmente ubicadas en el cuadrante inferior izquierdo, por lo que disminuye el contenido en los iones anteriormente citados. A partir de 2015/16 y hasta el final del periodo de control (2016/17), las aguas del manantial de la Salina de Don Benito comienzan a desplazarse progresivamente hacia la derecha en el plano factorial (Fig. 5.13B), con cierta tendencia ascendente, lo que denota un incremento de la mineralización, provocado por el aumento de las concentraciones de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ .

El ACP realizado permite profundizar en la definición del comportamiento hidrogeológico del sistema drenado por el manantial de la Salina de Don Benito. Así, durante la primera mitad del periodo de control, en la que las crecidas registradas en los meses húmedos fueron mayores (Fig. 5.12), la mineralización de las aguas descendió y aumentó la cuantía de iones asociados a la disolución de calcita, dolomita y yeso (Fig. 5.13B). Ello sugiere que en ese momento existía una mayor participación en el drenaje de la surgencia de flujos de agua subterránea de menor tiempo de residencia en el medio, como consecuencia de una mayor tasa de recarga. A medida que se suceden los años secos, el aporte de este tipo de flujos va disminuyendo. Ello, además de tener un efecto sobre la respuesta hidrodinámica (crecidas de menor magnitud), influye en la mineralización del agua, en la cual aumenta la concentración de especies químicas relacionadas con la disolución de minerales evaporíticos, entre ellos la halita, que es más abundante en zonas profundas del sistema. Por tanto, se produce un aumento progresivo en la proporción de flujos subterráneos drenados por el manantial que tienen un mayor grado de evolución geoquímica, como resultado de una interacción más prolongada con la roca.

#### **5.5.3.4 Evolución hidroquímica de la laguna de Brujuelo**

La mineralización del agua de la laguna de Brujuelo (HB-1) guarda relación inversa con su nivel limnimétrico (Fig. 5.14). Así, al inicio del primer periodo de inundación, en noviembre de 2014, se registró el menor valor de CE (3,6 mS/cm), coincidiendo con la mayor altura de lámina de agua observada (55 cm). Los descensos ocurridos desde esa fecha hasta que la laguna se secó (mayo 2015) han ido acompañados de aumentos proporcionales de la CE hasta el final del ciclo de inundación, cuando se alcanzó un valor de 14,8 mS/cm (Fig. 5.14). En el año 2015/16 también se produjeron cambios de valores de la CE del agua de la laguna opuestos a las variaciones limnimétricas y en las 3 observaciones realizadas en 2016/17 se aprecia un aumento de la mineralización, hasta 19,5 mS/cm, paralelamente al descenso de la lámina de agua.

Las variaciones de la CE del agua de la laguna de Brujuelo son debidas a los cambios en las concentraciones de los elementos químicos mayoritarios disueltos en ella (Fig. 5.14):  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ . El contenido en  $\text{HCO}_3^-$  muestra una evolución distinta a la del resto de iones enumerados. Ello puede deberse en parte a que el aumento del contenido en  $\text{Ca}^{2+}$  disuelto, especie química que en su mayoría procede del yeso, produce una sobresaturación en calcita que da lugar a la precipitación de dicho mineral, favorecida por el efecto de ion común (Appelo y Postma, 2005).

Además de las variaciones estacionales de mineralización, producidas por la evapoconcentración iónica en el agua de la laguna, se aprecia una tendencia ascendente de los valores de CE durante todo el periodo de observación (Fig. 5.14). Dicha evolución

## 5.5 Hidroquímica

responde a una acumulación interanual de sales en el fondo de la cubeta del humedal, que precipitan cuando éste se seca. Por otro lado, la altura de lámina máxima anual ha ido reduciéndose progresivamente, lo que también favorecería el aumento de la concentración de los distintos componentes químicos (Fig. 5.14), ya que los solutos se diluyen en un volumen de agua cada vez menor.

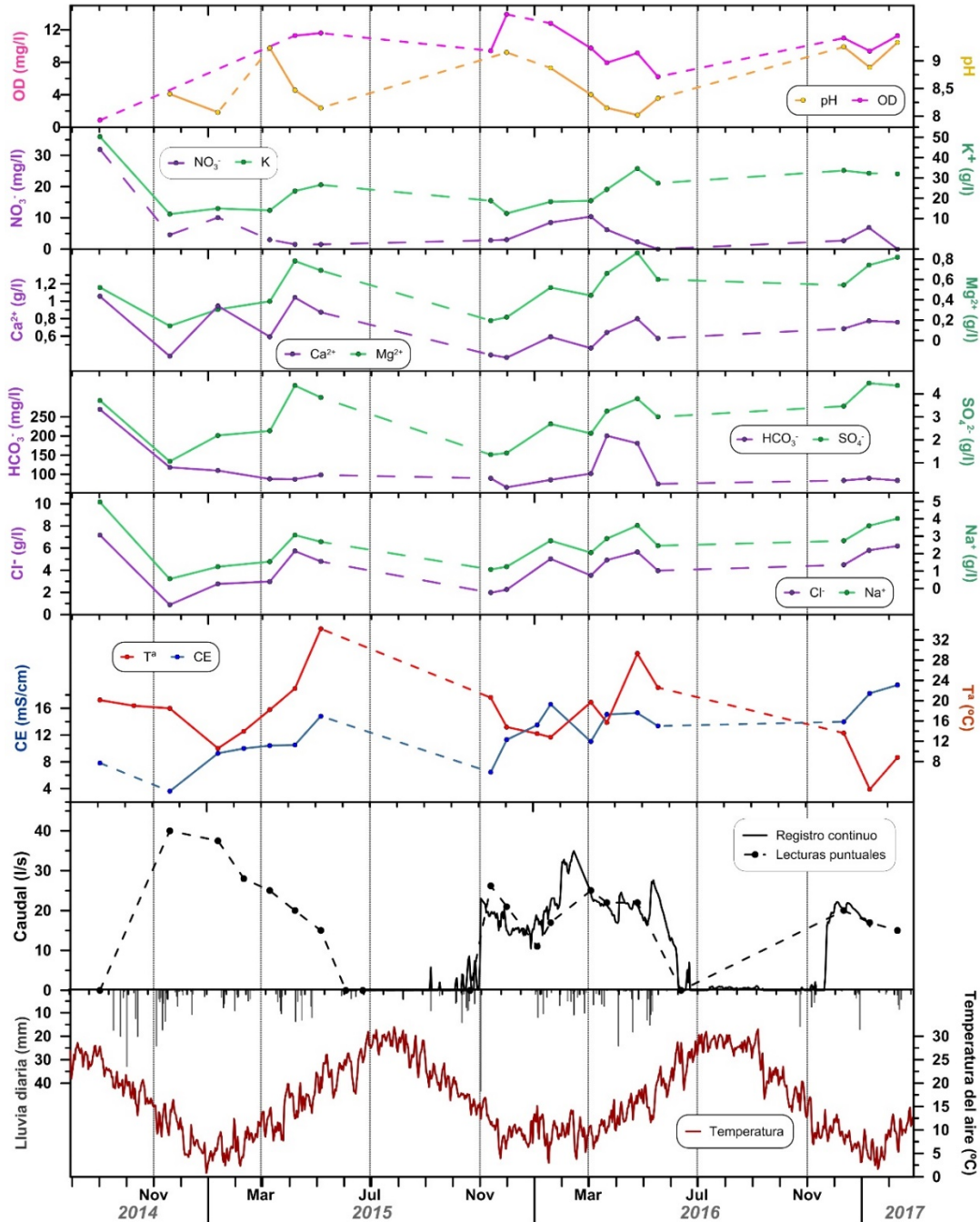


Figura 5.14 Evolución hidroquímica de la laguna de Brujuelo (HB-1) durante el periodo de estudio, junto con las variaciones de altura de lámina de agua, y los registros pluviométricos y termométricos diarios de la estación de Brujuelo

El contenido de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> disuelto en el agua del humedal es, por lo general, bajo (inferior a 10 mg/l; Fig. 5.14), con la salvedad de la primera muestra (31,9 mg/l), que fue tomada en las proximidades al túnel de drenaje de la laguna, donde el agua permanece estancada durante todo el año. Se observan aumentos puntuales de la concentración de

dicha especie química, aunque ésta disminuye a partir de marzo. Además, a diferencia del resto de iones, no se aprecia una acumulación interanual del contenido de  $\text{NO}_3^-$ , lo que sugiere que existe algún proceso de tipo biogeoquímico (reducción, desnitrificación, asimilación biológica) que disminuye la concentración de dicha especie química.

### 5.5.3.5 *Resume de Brujuelo (RB-2)*

El comportamiento hidroquímico del resume de Brujuelo se ve condicionado por las variaciones hidrodinámicas que en él se han registrado, tal y como se deduce de las evoluciones temporales de su caudal y de las principales especies químicas disueltas en sus aguas (Fig. 5.15).

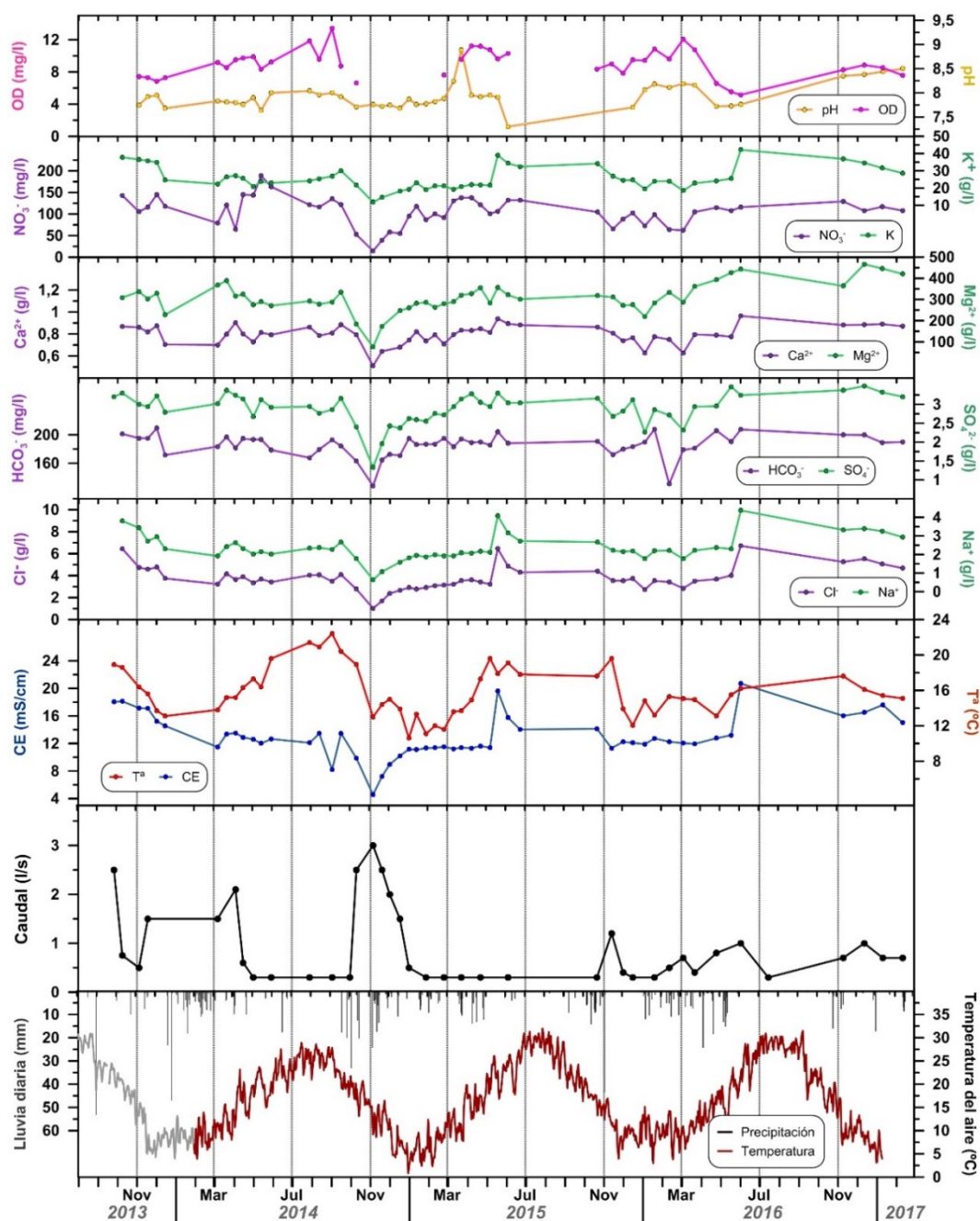


Figura 5.15 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el resume de Brujuelo (RB-2), junto con el caudal y los parámetros físico-químicos del agua (CE, temperatura, pH y OD)



El comportamiento de la CE guarda relación con la descarga, aunque no siempre en el mismo sentido, ya que se producen descensos y ascensos de sus valores coincidiendo con los aumentos de caudal (Fig. 5.15). Ello es más marcado en las crecidas que tuvieron lugar a comienzos del año 2014/15, en la que se midió un valor de CE de 4,57 mS/cm, el más bajo de toda la serie, y en mayo de 2016, cuando se registró el máximo de CE, de 20,7 mS/cm (Fig. 5.15). De forma general, las diluciones ocurren al comienzo del año hidrológico, mientras que los picos de mineralización suceden hacia el final de la primavera, incluso aunque no existan variaciones de caudal (mayo 2015). Este comportamiento debe estar relacionado con la dinámica hidrológica de la laguna de Brujuelo. Así, al inicio de cada ciclo de inundación, que suele coincidir con la primera crecida del año en el rezume (Fig. 5.5), las aguas del humedal tienen una CE baja, pero va aumentando hasta que éste se seca, lo que suele ocurrir entre los meses de mayo y junio (Fig. 5.14), simultáneamente a la aparición del pico de mineralización en la surgencia (Fig. 5.15). Además, se observa un aumento progresivo de la CE entre los años 2014/15 y 2016/17, similar al observado en las aguas de la laguna de Brujuelo (Fig. 5.14).

La evolución temporal de la CE del agua del rezume de Brujuelo es análoga a la de los contenidos de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{K}^+$ , y guarda ciertas similitudes con las del resto de especies químicas (Fig. 5.15). La concentración de oxígeno disuelto (OD) es bastante elevada, lo que denota cierto grado de equilibrio con la atmósfera.

La similitud entre la respuesta hidrodinámica de la surgencia y la evolución limnimétrica de la laguna de Brujuelo (Fig. 5.5) se debe a la conexión hidrogeológica entre ambos puntos de agua. El humedal se sitúa a una cota 8 m por encima de la del rezume (458 y 450 m s.n.m., respectivamente), a una distancia relativamente corta, de aproximadamente 600 m, a favor del sentido del flujo subterráneo. Por tanto, es probable que el agua infiltrada a través del lecho del humedal o en el interior del túnel de drenaje circule, al menos en parte, hacia el rezume de Brujuelo. Así, cuanto más alta está la lámina de agua en la laguna, mayores son las crecidas de caudal en la surgencia. Los picos de CE observados en las aguas del rezume en los meses de mayo y junio, cuando no existen episodios de precipitación significativos (Fig. 5.15), podrían estar relacionados con el aumento de mineralización registrados en las aguas de la laguna durante dichas fechas (Fig. 5.14), como consecuencia de la concentración de solutos que ocasiona la evaporación.

### 5.5.4 Caracterización de la materia orgánica disuelta

Se han efectuado medidas de intensidad de la fluorescencia natural de las aguas del área de Brujuelo, asociada a la materia orgánica disuelta en las muestras tomadas durante el periodo de investigación y, en el caso de aquellas con menor salinidad, también se ha determinado la concentración del carbono orgánico total (*Total organic carbon*, TOC). De forma puntual, se analizó el TOC de una muestra del manantial de la Salina de San Carlos (MB-1) y otra de la de Brujuelo (MB-2) en un laboratorio externo. Los resultados obtenidos se resumen en la tabla 5.7.

Los picos de máxima intensidad de fluorescencia natural A y C se han registrado en todos los puntos de agua analizados (Tab. 5.7). El pico T<sub>1</sub> únicamente ha sido identificado en una muestra tomada en el manantial del rezume de Brujuelo (MB-2),

donde también se detectó el pico T<sub>2</sub>, además de en el manantial de Don Benito (MB-3). Finalmente, el pico B se ha registrado en cuatro ocasiones: 1 en la Salina de Brujuelo, 2 en la Salina de Don Benito y 1 en el rezume de Brujuelo.

Tipo	Punto (Ref.)		TOC	Pico A	Pico C	Pico T <sub>1</sub>	Pico T <sub>2</sub>	Pico B	
MANANTIAL	Salina de San Carlos (MB-1)	<i>n</i>	1	3	3	-	-	-	
		<i>med</i>	2,7	6,9	2,7	-	-	-	
		<i>máx</i>	x	7,3	2,9	-	-	-	
		<i>mín</i>	x	6,5	2,6	-	-	-	
		<i>cv</i>	x	6	6	-	-	-	
	Salina de Brujuelo (MB-2)	<i>n</i>	1	18	18	-	1	1	
		<i>med</i>	2,3	10,7	5,0	-	11,5	1,2	
		<i>máx</i>	x	12,1	5,4	-	-	-	
		<i>mín</i>	x	9,8	4,6	-	-	-	
	Salina de Don Benito (MB-3)	<i>cv</i>	x	7	4	-	-	-	
		<i>n</i>	x	25	25	-	-	2	
		<i>med</i>	x	8,0	3,1	-	-	0,7	
<i>máx</i>		x	8,7	3,6	-	-	0,8		
HUMEDAL	Laguna de Brujuelo (HB-1)	<i>mín</i>	x	5,5	2,6	-	-	0,5	
		<i>cv</i>	x	10	11	-	-	-	
		<i>n</i>	15	8	8	-	-	-	
		<i>med</i>	14,1	53,9	25,7	-	-	-	
		<i>máx</i>	22,1	71,9	30,0	-	-	-	
POZO	Cirueña-1 (PB-7)	<i>mín</i>	2,5	33,7	19,9	-	-	-	
		<i>cv</i>	36	22	15	-	-	-	
		<i>n</i>	5,1	x	x	x	x	x	
		<i>med</i>	34	23	23	1	1	1	
		<i>máx</i>	3,4	15	8,9	1,8	2,4	0,5	
	REZUME	Brujuelo (RB-2)	<i>máx</i>	7,5	24	13,7	-	-	-
			<i>mín</i>	1,5	4,8	2,4	-	-	-
			<i>cv</i>	47	29	31	-	-	-
			<i>n</i>	8	x	x	x	x	x
			<i>med</i>	0,8	x	x	x	x	x
Las Tosquillas (RB-3)	<i>máx</i>	0,9	x	x	x	x	x		
	<i>mín</i>	0,7	x	x	x	x	x		
	<i>cv</i>	6	x	x	x	x	x		
	<i>n</i>	8	x	x	x	x	x		

Tabla 5.7. Parámetros estadísticos (número de medidas, *n*; valor mínimo, *mín*; valor máximo, *máx*; valor medio, *med*; y coeficiente de variación, *cv*) de los valores de TOC (mg/l) y de los picos de máxima intensidad de fluorescencia C, A, T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub> y B (expresada en unidades Raman, U.R.) determinados en las aguas subterráneas y superficiales del área de Brujuelo. (-) No detectado; (x) Analítica no realizada

Los valores de TOC (Tab. 5.7) están comprendidos entre 0,7 mg/l, en el rezume de las Tosquillas (RB-4), y 22,1 mg/l, en la laguna de Brujuelo (HB-1). Los valores mínimos de intensidad de fluorescencia de los picos A y C corresponden al rezume de Brujuelo, con 4,8 U.R. y 2,4 U.R., respectivamente, mientras que las mayores intensidades se registraron en la laguna de Brujuelo, con 71,9 U.R para el pico A y 30,0 U.R para el C (Tab. 5.7).

En general, existe una buena correlación entre los valores de intensidad máxima de fluorescencia de los picos A y C (Fig. 5.16.1). Ello se debe a que ambos son producidos por la presencia en las aguas de ácidos húmicos y fúlvicos, que son sustancias generadas en el suelo a partir de la degradación microbiana de la materia orgánica (Coble *et al.*, 1998; Stedmon y Bro, 2008). Las mayores intensidades de picos A y C se han obtenido en las aguas de la laguna de Brujuelo, y las más bajas en los manantiales hipersalinos, sobre

## 5.5 Hidroquímica

todo en los de Don Benito y San Carlos (Tab. 5.7 y Fig. 5.16.1). Las muestras de agua del rezume de Brujuelo presentan valores intermedios de los picos de fluorescencia A y C, por lo que se sitúan en la figura 5.16.1 entre las muestras de los manantiales hipersalinos y las del humedal.

Se ha identificado una relación positiva entre la concentración de TOC y los valores de máxima intensidad de los picos A y C de las aguas (Fig. 5.16.2 y 3). Los coeficientes de determinación ( $R^2$ ), calculados conjuntamente para todas las muestras de agua, son elevados ( $>0,9$ ). Ello refleja que la aportación relativa de los compuestos orgánicos del suelo al contenido de TOC del agua de todas las muestras es similar, aunque en términos absolutos existe una disminución de la cantidad de materia orgánica presente en las aguas desde el humedal al rezume, y de ahí hacia los manantiales salinos (Fig. 5.16). La degradación de las sustancias orgánicas en el medio, la mezcla entre agua procedente del humedal (contenido alto de TOC) y la recarga que tiene lugar en otras zonas del área de estudio (menor contenido de TOC), o ambos procesos de forma simultánea explicarían la disminución de la materia orgánica en las aguas subterráneas. La mayor similitud entre los valores de intensidad de los picos A y C y las concentraciones de TOC de las aguas de la laguna de Brujuelo y el rezume de Brujuelo se debe a la conexión hidrogeológica entre ambos puntos.

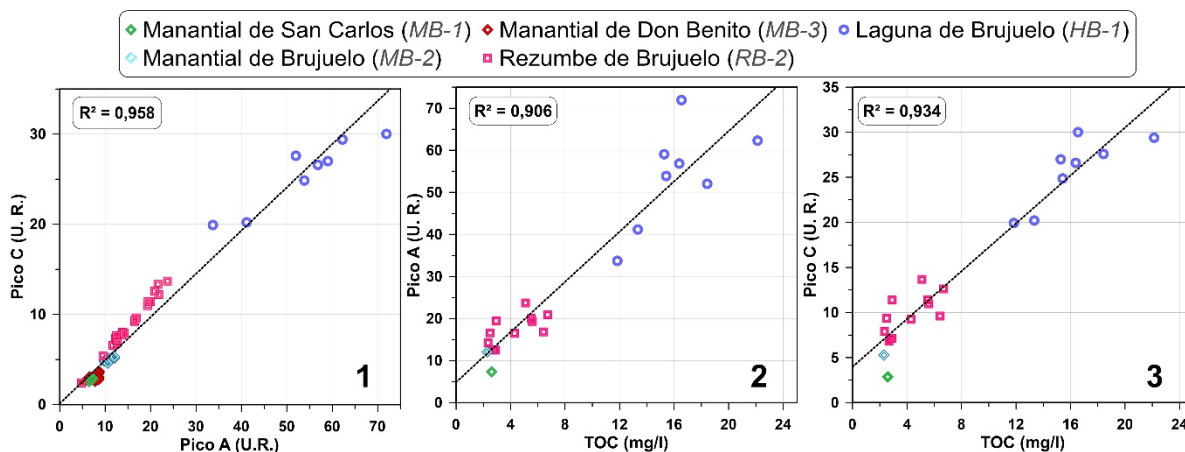


Figura 5.16. Relación entre los picos de máxima intensidad de fluorescencia A y C (1) y de la concentración de TOC frente a los picos A (2) y C (3) de las muestras de agua tomadas en el área de Brujuelo

Las evoluciones temporales del contenido en TOC en las aguas de la laguna de Brujuelo y del Rezume de Brujuelo no siguen un patrón claro (Fig. 5.17). En el caso del humedal, se aprecia un aumento interanual de su concentración. Además, en los ciclos de inundación 2014/15 y 2015/16 también se observa una tendencia ascendente. Dicho comportamiento ha sido descrito en otros humedales someros y su ocurrencia ha sido atribuida a procesos de acumulación de materia orgánica de origen alóctono (Boeckman y Bidwell, 2007), producción biológica autogénica (Olivie-Lauquet *et al.*, 2001) y concentración por evaporación (Waiser y Robarts, 2004). La disminución de TOC observada en mayo de 2016, que rompe la tendencia ascendente previa, probablemente estuvo causada por una dilución como consecuencia de las lluvias ocurridas (Fig. 5.17).

La evolución de TOC del agua drenada por el rezume de Brujuelo (Fig. 5.17) tiene variaciones más marcadas. Se han registrado aumentos de la concentración de TOC

asociados a las crecidas de caudal, pero también disminuciones. Además, se han producidos cambios de concentración que no guardan relación aparente con la hidrodinámica. La existencia de numerosos procesos físicos, químico y biológicos que pueden afectar a la abundancia de materia orgánica disuelta en el agua subterránea, unido a las variaciones de TOC que tienen lugar en el agua de la laguna, conectada subterráneamente con el rezume de Brujuelo, impiden extraer una explicación del comportamiento observado.

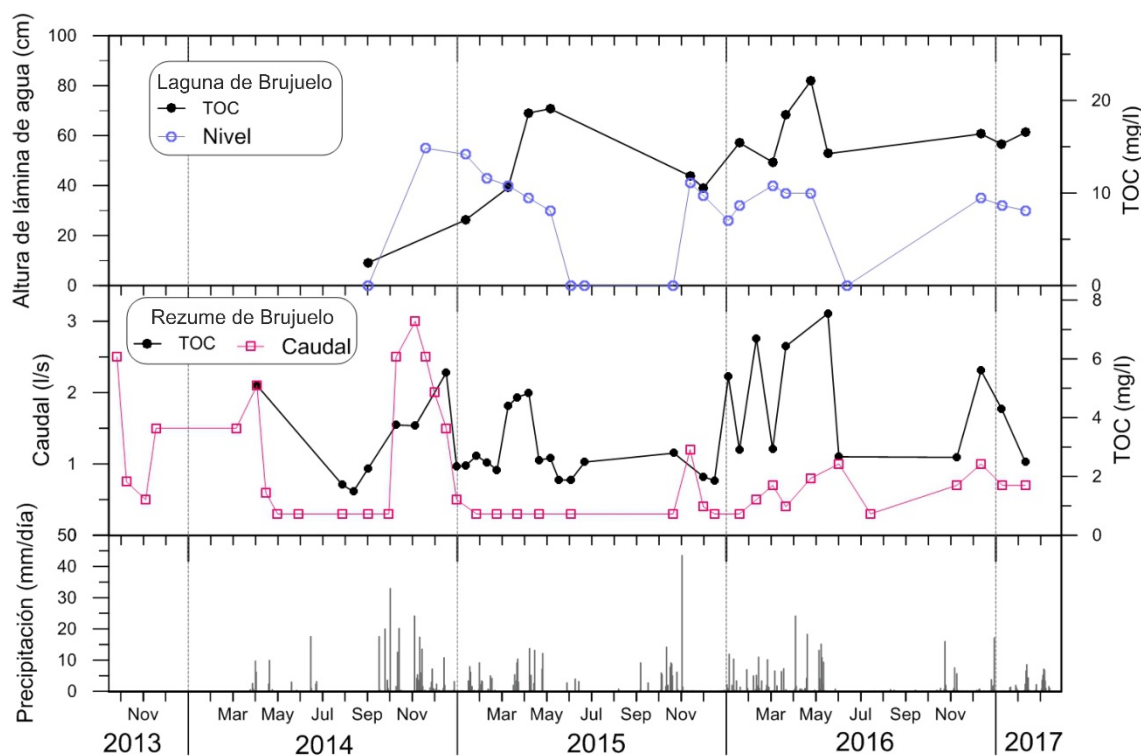


Figura 5.17. Evolución temporal de la concentración de TOC en las aguas de la laguna de Brujuelo (HB-1) y el rezume de Brujuelo (RB-1) junto con las medidas de altura de lámina de agua

## 5.5.5 Modelización hidrogeoquímica

La información hidroquímica presentada en los apartados anteriores ha sido procesada con el fin de analizar y cuantificar los procesos geoquímicos que ocurren en el área de Brujuelo. La mayor parte de los resultados que se exponen a continuación están incluidos en un artículo científico publicado en la revista internacional *Journal of Hydrology* (Gil-Márquez *et al.*, 2017c), del cual se adjunta copia en el anexo 3 de esta memoria.

### 5.5.5.1 Relaciones molares características

En la figura 5.18 se representan las relaciones molares entre el contenido de  $\text{Cl}^-$  y el de otros componentes químicos de las muestras de agua tomadas en el área de Brujuelo. La molaridad de  $\text{Na}^+$  varía igual que la de  $\text{Cl}^-$  (Fig. 5.18A), siguiendo la típica línea estequiométrica 1:1 que define la reacción de disolución de la halita ( $\text{NaCl}$ ). Las relaciones molares entre los contenidos de  $\text{Cl}^-$  y los de  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  (Fig. 5.18B-D) presentan dos tendencias de covariación distintas. Así, las aguas menos mineralizadas

(Laguna de Brujuelo, Pozo de Cirueña-1 y rezumes de Brujuelo, Camino Ancho y Las Tosquillas) aumentan marcadamente de contenido en  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  a medida que se eleva la concentración de  $\text{Cl}^-$ . Por el contrario, en las aguas procedentes de los manantiales hipersalinos el ascenso de los primeros es de menor magnitud, e incluso desciende en el caso de del  $\text{Ca}^{2+}$  (Fig. 5.18C), mientras que la concentración de  $\text{Cl}^-$  se eleva de forma considerable. Ello es mucho más llamativo en el caso del  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 5.18B), cuyos contenidos aumentan levemente al incrementarse los de  $\text{Cl}^-$ .

La comparación de los valores de  $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-$  frente a  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{Alk} - \text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 5.18E), donde Alk es la alcalinidad ( $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ ), sirve para determinar la existencia de procesos de intercambio catiónico (Fisher y Mullican, 1997; García *et al.*, 2001). Se trata de identificar el exceso o el defecto de  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  y de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , respecto de los contenidos que derivan de la disolución de minerales evaporíticos (yeso, silvina, halita) y de carbonatos (calcita y dolomita). La alineación de las muestras a lo largo de la línea 1:-1 indica una procedencia distinta de los cationes presentes en las muestras, que es atribuible a mecanismos de intercambio catiónico. Cuando las observaciones se aproximan al origen de los ejes de la figura 5.18E, se asume que tales procesos no tienen incidencia sobre la composición química de las aguas (McLean *et al.*, 2000). Las muestras hipersalinas no han sido incluidas en este análisis, debido a que los procesos de intercambio iónico no son significativos en este tipo de aguas (Yechieli y Wood, 2002). La mayoría de muestras incluidas en la figura 5.18E se sitúan cerca de valores próximos a 0 para los dos ejes, o están dispersa alrededor de estos. Únicamente se aprecia una tendencia similar a la línea 1:-1, que define el intercambio iónico ideal, en las muestras de la laguna de Brujuelo. Éstas quedan representadas en el cuadrante superior izquierdo, por lo que cuentan con un exceso de iones divalentes y un defecto de los monovalentes que está asociado al intercambio de cationes con las arcillas, que liberan  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  y adsorben  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$ .

La representación de los contenidos de  $\text{Cl}^-$  frente a la relación  $r_{\text{Cl}^-/\text{Br}^-}$  describe una curva de tipo logarítmico (Fig. 5.18F), que tiende a estabilizarse en el rango de mayor contenido de  $\text{Cl}^-$  (manantiales hipersalinos). Dicha tendencia representa una línea teórica de evolución/mezcla, que define la transición entre las aguas meteóricas, con poca concentración  $\text{Cl}^-$  y baja  $r_{\text{Cl}^-/\text{Br}^-}$ , y las más enriquecidas en solutos derivados de la disolución de la halita (Alcalá y Custodio, 2008). Algunas de las muestras de la laguna de Brujuelo, y en menor medida del rezume de Brujuelo y del pozo de Cirueña-1, se sitúan bajo la curva descrita (Fig. 5.18F), por lo que presentan un enriquecimiento en  $\text{Br}^-$  que es atribuible a procesos de evaporación de aguas salinas.

En la figura 5.19A se representa el contenido de  $\text{Ca}^{2+}$  de las muestras de agua frente al de  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{CO}_3^{2-}$  (Alk). En general, la mayoría de las observaciones se sitúan por encima de la línea estequiométrica 1:1 que define la reacción de disolución de la calcita. Por tanto, el  $\text{Ca}^{2+}$  disuelto en la mayor parte de las muestras debe tener un origen distinto. La disolución de calcita únicamente parece ser un proceso geoquímico predominante en las aguas de los rezumes de Las Tosquillas y Camino Ancho, representados sobre la línea 1:1, y en menor medida en las del Pozo de Cirueña-1, que presenta cierto exceso de  $\text{Ca}^{2+}$  (Fig. 5.19A).

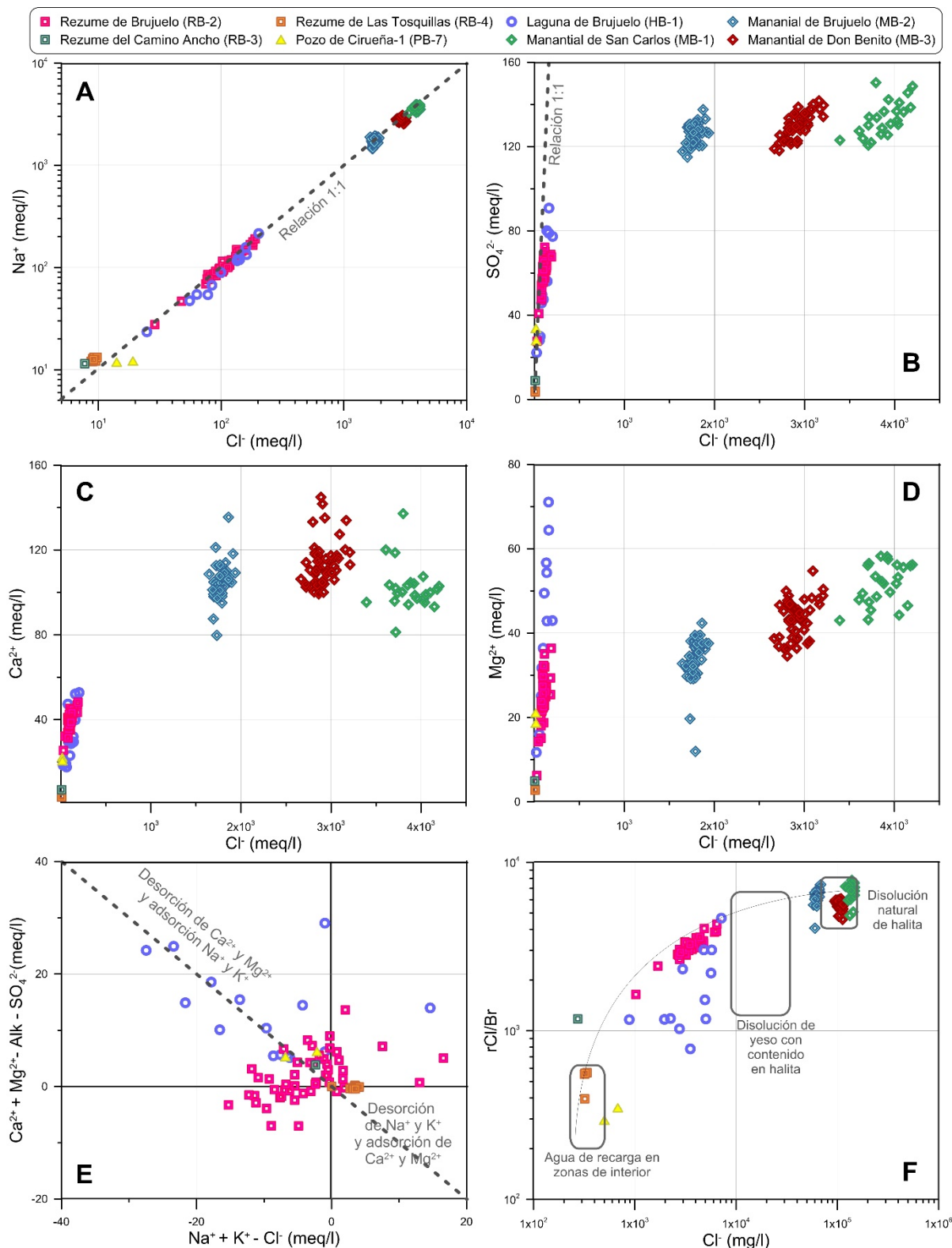


Figura 5.18. Diagramas de dispersión en los que se representan las relaciones iónicas entre  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  (A),  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  (B),  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Ca}^{2+}$  (C),  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Mg}^{2+}$  (D),  $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-$  y  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{Alcalinidad} - \text{SO}_4^{2-}$  (E), y la concentración de  $\text{Cl}^-$  frente a la relación  $\text{Cl}^-/\text{Br}$  (F). En el panel F se representan algunos valores típicos de  $r\text{Cl}/\text{Br}$  (Alcalá y Custodio, 2008)

El contenido de  $\text{SO}_4^{2-}$  ha sido comparado con los solutos derivados de la disolución de evaporitas y carbonatos (Fig. 5.19 B-C). En el diagrama que representa los contenidos de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 5.19B), el conjunto de muestras se distribuye siguiendo un patrón de

## 5.5 Hidroquímica

aumento progresivo situado por debajo de la línea 1:1, que controla la reacción de disolución del yeso. Ello puede estar en parte provocado por la precipitación de calcita, que retiraría  $\text{Ca}^{2+}$  de la disolución, favorecida por el efecto de ion común, aunque también puede existir  $\text{SO}_4^{2-}$  con un origen distinto al yeso y la anhidrita (epsomita, hexahidrita, etc.). Por otro lado, cuando el contenido de  $\text{SO}_4^{2-}$  se representa frente a la suma de cationes divalentes que provienen de fuentes distintas a los carbonatos ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{Alk}$ ; Fig. 5.19C), la relación de solutos se ajusta mejor a la línea de covariación (1:1), sobre todo en el caso de las aguas del rezume de Brujuelo. Así mismo, se observa un claro exceso de  $\text{Ca}^{2+}$  y/o  $\text{Mg}^{2+}$  en el rango de mayores contenidos de  $\text{SO}_4^{2-}$  para muchas de las muestras de la laguna de Brujuelo y de los manantiales salinos (Fig. 5.19C).

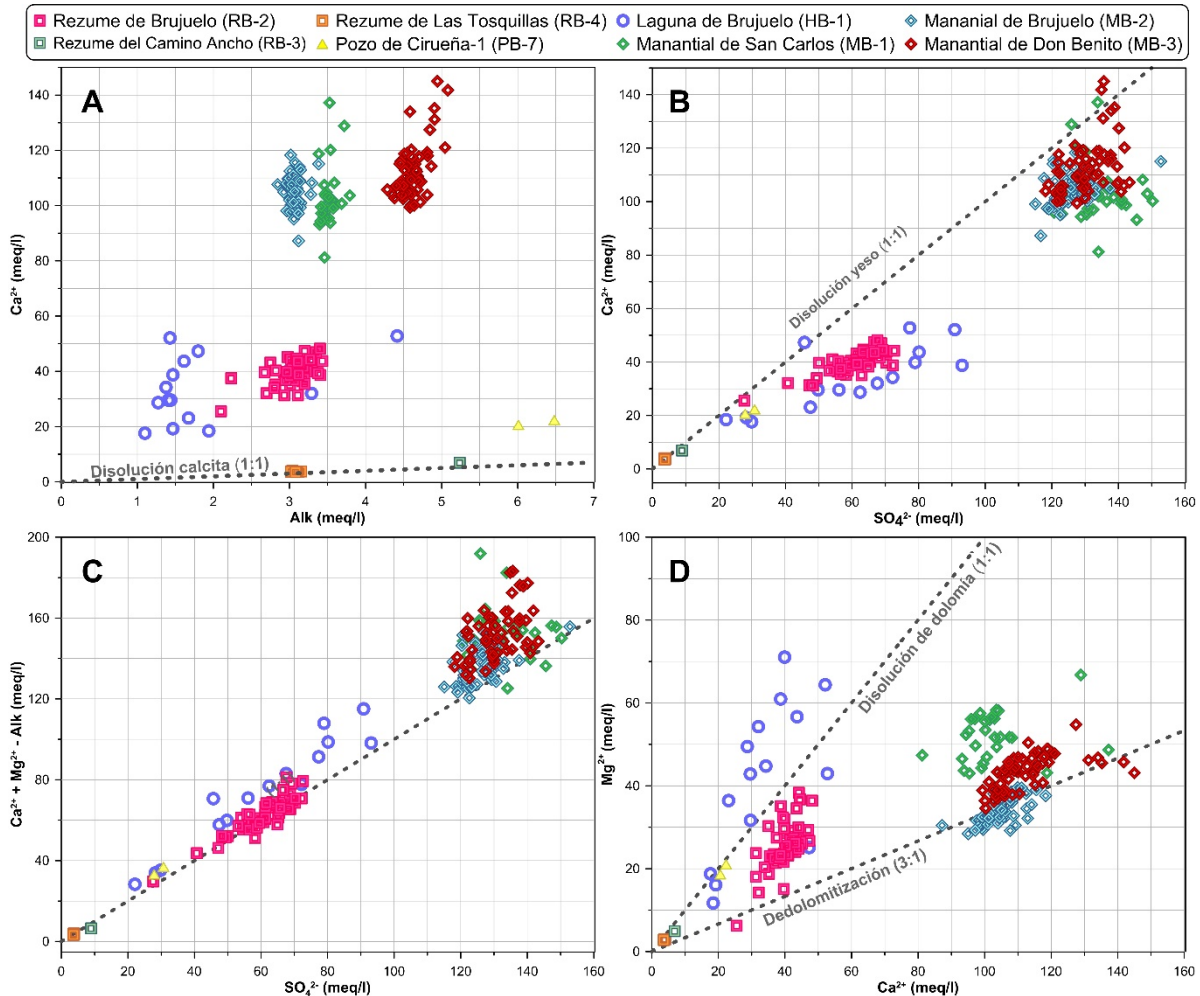


Figura 5.19. Diagramas de dispersión en los que se representan las relaciones iónicas entre alcalinidad (Alk) y  $\text{Ca}^{2+}$  (A),  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  (B),  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{Alk}$  (C),  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  (D)

En el gráfico de comparación entre los valores molares de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  (Fig. 5.19D) se distinguen dos grupos de muestras, de acuerdo con las líneas estequiométricas 1:1 y 3:1, que definen los procesos de disolución de la dolomita y la dedolomitización, respectivamente (Appelo y Postma, 2005). Por tanto, las muestras hipersalinas (manantiales de San Carlos, Brujuelo y Don Benito) presentan un enriquecimiento considerable de  $\text{Ca}^{2+}$  en comparación con el  $\text{Mg}^{2+}$ , cercano a la relación 3:1, mientras que las aguas de la laguna de Brujuelo y el pozo de Cirueña-1 se sitúan más próximas a la 1:1 (Fig. 5.19D). En algunos casos, se observa un exceso de  $\text{Mg}^{2+}$  de las muestras de la laguna

de Brujuelo. Finalmente, las observaciones correspondientes al rezume de Brujuelo se ubican entre las dos líneas definidas.

### 5.5.5.2 Índices de saturación en minerales

A partir de la información hidroquímica resumida en la tabla 5.4 y mediante el uso del *software* PHREEQC (Parhurst y Appelo, 2013), se han calculado los índices de saturación (IS) de los minerales que están predominantemente implicados en la evolución geoquímica de las aguas del área de Brujuelo (calcita -IS<sub>SCAL</sub>-, dolomita -IS<sub>DOL</sub>-, anhidrita -IS<sub>ANH</sub>-, yeso -IS<sub>YES</sub>-, halita -IS<sub>HAL</sub>-, epsomita -IS<sub>EPS</sub>- y silvina -IS<sub>SIL</sub>-) y la presión parcial del CO<sub>2</sub>. Se ha utilizado la base de datos termodinámicos Pitzer (Plummer *et al.*, 1988) que contiene ecuaciones desarrolladas para disoluciones salinas, con fuerza iónica mayor que 1 (Pitzer y Mayorga, 1973 y 1974; Pitzer, 1974). El resumen estadístico de los resultados se incluye en la tabla 5.8.

Tipo	Punto (Ref.)		IS <sub>SCAL</sub>	IS <sub>DOL</sub>	IS <sub>EPS</sub>	IS <sub>ANH</sub>	IS <sub>YES</sub>	IS <sub>HAL</sub>	IS <sub>SIL</sub>	log pCO <sub>2</sub>
M A N A N T I A L	Salina de San Carlos (MB-1)	<i>n</i>	24	24	24	24	24	24	24	24
		<i>med</i>	1,06	2,09	-2,93	0,12	0,34	-0,30	-2,40	-1,55
		<i>máx</i>	1,48	3,01	-2,77	0,29	0,47	-0,14	-2,28	-0,82
		<i>mín</i>	0,36	0,76	-3,09	-0,08	0,18	-0,52	-2,58	-1,94
		<i>cv</i>	20	21	3	-	23	26	3	14
	Salina de Brujuelo (MB-2)	<i>n</i>	49	49	49	49	49	49	49	49
		<i>med</i>	0,54	0,75	-3,14	-0,24	0,12	-1,34	-3,48	-1,82
		<i>máx</i>	1,32	2,33	-3,02	-0,15	0,19	-1,25	-3,39	-1,15
		<i>mín</i>	-0,10	-0,50	-3,24	-0,35	0,05	-1,45	-3,69	-2,72
		<i>cv</i>	-	-	2	22	31	4	2	12
	Salina de Don Benito (MB-3)	<i>n</i>	57	57	57	57	57	57	57	57
		<i>med</i>	0,84	1,48	-3,09	-0,04	0,22	-0,73	-2,74	-1,36
		<i>máx</i>	1,48	2,78	-2,92	0,12	0,38	-0,57	-2,60	-0,84
		<i>mín</i>	0,33	0,48	-3,25	-0,17	0,09	-0,83	-2,83	-2,00
		<i>cv</i>	20	24	2	-	30	9	2	13
	HUMEDAL	Laguna de Brujuelo (HB-1)	<i>n</i>	16	16	16	16	16	16	16
<i>med</i>			1,15	2,47	-2,67	-0,52	-0,08	-3,82	-5,30	-3,57
<i>máx</i>			1,72	3,57	-2,24	-0,18	0,15	-3,24	-4,76	-1,89
<i>mín</i>			-0,28	-0,53	-3,23	-0,87	-0,39	-4,99	-6,14	-4,88
<i>cv</i>			-	-	10	38	-	12	7	25
POZO	Cirueña-1 (PB-7)	18/05/2016	1,11	2,29	-2,89	-0,65	-0,20	-5,53	-6,97	-2,17
		13/06/2016	1,06	2,16	-2,96	-0,70	-0,26	-5,39	-6,51	-2,20
R E Z U M E	Brujuelo (RB-2)	<i>n</i>	45	45	45	45	45	45	45	45
		<i>med</i>	1,05	1,99	-2,81	-0,43	0,04	-3,83	-5,26	-2,81
		<i>máx</i>	1,90	3,68	-2,65	-0,33	0,11	-3,30	-4,80	-2,65
		<i>mín</i>	0,53	0,75	-3,40	-0,67	-0,17	-4,85	-6,02	-3,40
		<i>cv</i>	26	30	4	16	-	7	4	4
	Camino Ancho (RB-3)	25/04/2016	-1,05	-2,30	-6,47	-3,85	-3,47	-6,37	-5,25	-3,07
	Las Tosquillas (RB-3)	<i>n</i>	11	11	11	11	11	11	11	11
		<i>med</i>	0,08	0,10	-4,26	-1,91	-1,46	-5,62	-6,97	-2,24
		<i>máx</i>	0,34	0,60	-4,21	-1,86	-1,42	-5,58	-6,89	-2,05
		<i>mín</i>	-0,13	-0,32	-4,30	-1,93	-1,49	-5,66	-7,04	-2,53
<i>cv</i>		-	-	1	1	2	0	1	6	

Tabla 5.8. Resumen estadístico (*n*: nº de medidas/determinaciones; *med*: valor medio; *máx*: valor máximo; *mín*: valor mínimo; *cv*: coef. de variación expresado en %) del logaritmo de la presión parcial del CO<sub>2</sub> y de los índices de saturación (IS) de los principales minerales involucrados en los procesos hidrogeoquímicos predominantes en el área de Brujuelo. (-) indica parámetro no determinado

Todas las muestras de agua analizadas están subsaturadas en halita (Tab. 5.8 y Fig. 5.20A), aunque las más mineralizadas (manantiales hipersalinos) cuentan con valores de IS menos negativos, que en el caso de la Salina de San Carlos se aproximan al



## 5.5 Hidroquímica

equilibrio ( $IS_{HAL} \sim 0$ ). Respecto a la saturación del yeso, únicamente las muestras de los rezumes de Las Tosquillas y del Camino Ancho están claramente subsaturadas, mientras que el resto de los puntos considerados presentan valores cercanos al equilibrio (Tab. 5.8 y Fig. 5.20B). No obstante, los manantiales salinos cuentan con  $IS_{YES}$  positivos, en un rango de entre 0,05 (Brujuelo) y 0,47 (San Carlos); en cambio, las aguas del pozo de Cirueña-1 y algunas de la laguna de Brujuelo muestran una ligera subsaturación, con un valor mínimo de  $IS$  de -0,39, en las aguas del humedal (Tab. 5.8). Los valores de  $IS_{ANH}$  son inferiores a los de  $IS_{YES}$  en todos los puntos considerados.

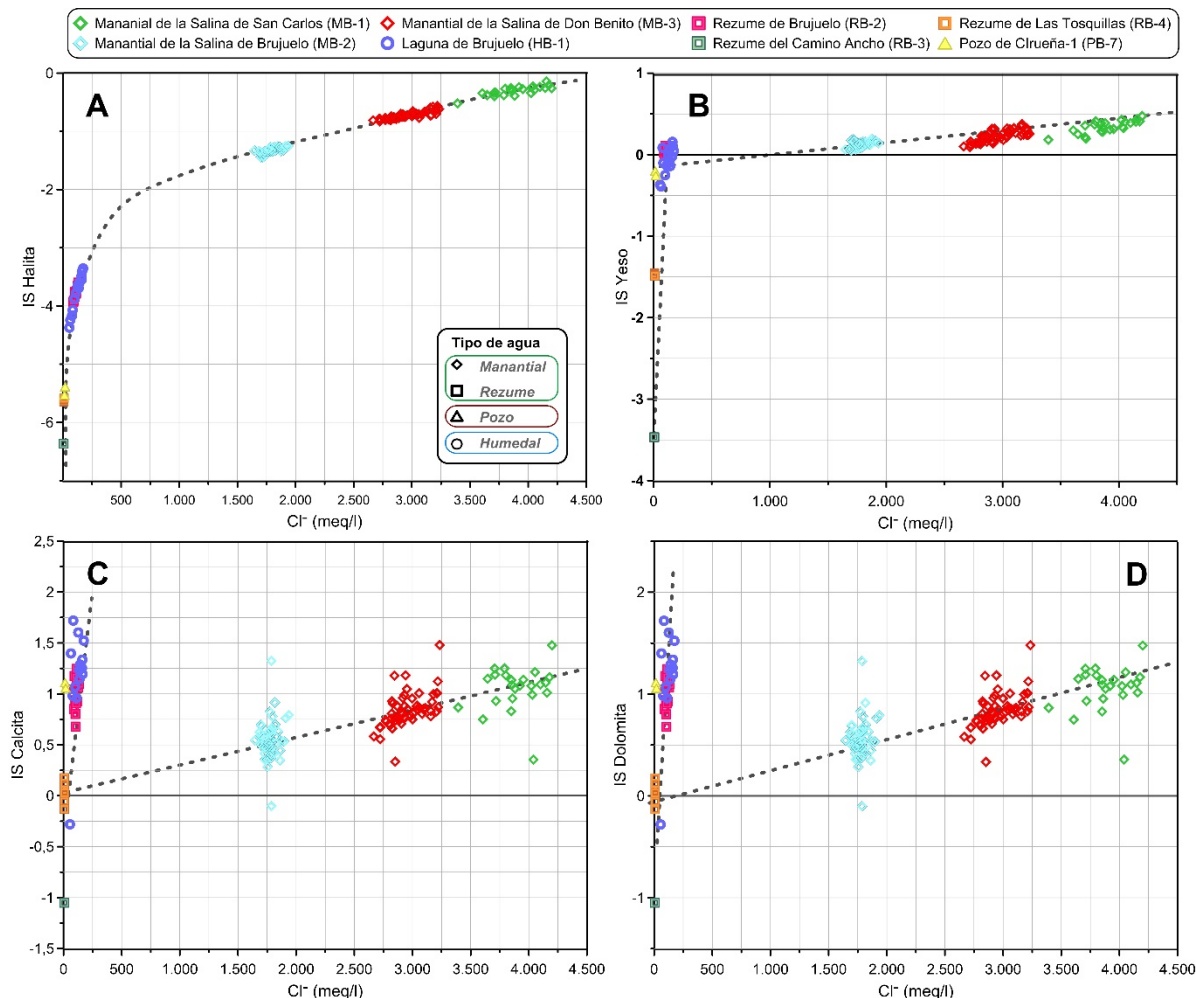


Figura 5.20. Índices de saturación de la halita (A), yeso (B), calcita (C) y dolomita (D) frente al  $Cl^-$  disuelto

La mayoría de las muestras presentan valores positivos de  $IS_{CAL}$  e  $IS_{DOL}$  (Tab. 5.8 y Fig. 5.20C-D), lo que refleja un estado de sobresaturación en calcita y dolomita. Los mayores valores medios se han registrado en las aguas de la laguna de Brujuelo ( $IS_{CAL}$ : 1,15;  $IS_{DOL}$ : 2,47), aunque los  $IS_{CAL}$  e  $IS_{DOL}$  máximos absolutos corresponden al rezume de Brujuelo (1,90 y 3,68, respectivamente). Las aguas del rezume de Las Tosquillas están generalmente en equilibrio con la calcita y la dolomita (Tab. 5.8). La presión parcial de  $CO_2$  (expresada como  $\log pCO_2$ ) de las aguas de la laguna de Brujuelo (HB-1) es la más baja del conjunto de muestras (-3,57) y está próxima al valor de equilibrio con la atmósfera (-3,5). Los valores de  $\log pCO_2$  más elevados han sido determinados en las aguas de los manantiales salinos, lo que indica un mayor enriquecimiento de  $CO_2$  respecto del aire. Ello se debe a la disolución de carbonatos, que se ve favorecida por la elevada

fuerza iónica de las aguas hipersalinas, relacionada con su mineralización y el tiempo de permanencia de las aguas subterráneas en el medio. Todas las muestras de agua están claramente subsaturadas en epsomita y silvina, tal y como se deduce de los valores negativos de sus índices de saturación.

En la figura 5.20 se muestra la evolución de  $IS_{HAL}$ ,  $IS_{YES}$ ,  $IS_{CAL}$ ,  $IS_{DOL}$  en relación con el contenido de  $Cl^-$ . En los dos primeros casos se aprecia una tendencia hacia la saturación/sobresaturación a medida que aumenta el  $Cl^-$  disuelto, que para  $IS_{HAL}$  tiene una progresión similar a la logarítmica (Fig. 5.20A). Sin embargo, en el caso de  $IS_{YES}$  (Fig. 5.20B) se dibujan dos líneas de evolución distintas: una con una pendiente muy pronunciada, en el rango de menor concentración de  $Cl^-$  (rezumes, pozo de Cirueña-1 y laguna de Brujuelo), y otra más tumbada, correspondiente a los manantiales hipersalinos.  $IS_{CAL}$  e  $IS_{DOL}$  (Fig. 5.20C y D, respectivamente) varían de forma similar a  $IS_{YES}$ . También se distinguen dos tendencias distintas de evolución del estado de saturación de la calcita y la dolomita, aunque en estos casos los índices de saturación en las aguas salobres presentan mayor variabilidad y alcanzan valores superiores que las correspondientes a las aguas más salinas, a diferencia de lo que ocurría con el yeso (Fig. 5.20B).

### 5.5.5.3 Modelización inversa

Se ha realizado una simulación de transferencia de masa a lo largo de la línea de flujo subterráneo principal del área de Brujuelo, con dirección S-N (Mapa hidrogeológico adjunto). Para ello, se ha utilizado el programa informático NETPATH (Plummer *et al.*, 1994; El-kadi *et al.*, 2011), con objeto de diseñar un modelo hidrogeoquímico conceptual del área de estudio y contrastar las reacciones químicas (disolución/precipitación) que ocurren subsuperficialmente. Se parte de la suposición de que los distintos tipos de aguas seleccionadas (dulces, salobres y salinas) representan periodos de residencia en el medio diferentes y de que su composición química varía en función de las litologías que atraviesan los flujos subterráneos. Los distintos procesos hidrogeoquímicos considerados, así como los factores limitantes utilizados en la modelización inversa, han sido seleccionados según la mineralogía esperada en las rocas que constituyen el medio arcilloso-evaporítico estudiado. Por tanto, el  $CO_2$  ha sido incluido como la fase gaseosa principal; calcita, dolomita, yeso y halita como las fases minerales predominantes; y  $Na^+/Ca^{2+}$  como el proceso de intercambio catiónico más probable. Este último ha sido incluido teniendo en cuenta la abundancia de litologías arcillosas en el medio, además de los resultados preliminares, representados en la figura 5.18E. Se han llevado a cabo 6 pares de simulaciones, de acuerdo con la línea de flujo subterráneo principal S-N, comenzando con la transición entre el agua de lluvia (Tab. 3.22 y Fig. 3.42) y el rezume de Las Tosquillas, y continuando progresivamente (en orden descendente de altitud) con el resto de puntos de agua definidos en la línea de flujo (Tab. 5.9). Para los cálculos de modelización inversa se han utilizado los contenidos medios de solutos. Los resultados obtenidos se incluyen en la tabla 5.9 y presentan valores positivos de cantidad de masa transferida si el proceso es de disolución o de intercambio catiónico directo, o negativos, si predomina la precipitación, desgasificación o el intercambio inverso.

Las mayores tasas de disolución obtenidas como resultado de la modelización inversa corresponden a la halita (hasta 3.030,7 mmol/kg  $H_2O$ ), sobre todo en los flujos drenados a través de los manantiales salinos (pasos E y F, Tab. 5.9). Entre las aguas

## 5.5 Hidroquímica

salobres, la mayor transferencia de halita se ha calculado en las aguas del pozo de Cirueña-1 (paso B), con 95,7 mmol/kg H<sub>2</sub>O (Tab. 5.9). El yeso se disuelve en todos los pasos de simulación considerados, aunque la mayor tasa de disolución se alcanza en el manantial de la Salina de Brujuelo (paso E). Dicha tasa decrece hacia el siguiente paso de simulación (F, San Carlos), en el que se produce una mayor transferencia de solutos, debido principalmente a Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup> (Tab. 5.9). Las tasas de disolución de CO<sub>2</sub> más elevadas y precipitación de calcita tienen lugar en el manantial de San Carlos, así como el mayor exceso de Ca<sup>2+</sup> respecto de Na<sup>+</sup>. La precipitación de calcita también ocurre en los pasos de simulación B y C, cuyas disoluciones finales corresponden al entorno de los humedales, mientras que la disolución de dicha fase mineral sólo es significativa en el paso D, correspondiente al rezume de Brujuelo (Tab. 5.9). La disolución de la dolomita, igual que ocurre con el yeso y la halita, ha sido determinada en todos los pasos de simulación.

Paso de simulación	Disolución Inicial / Final	Gas CO <sub>2</sub>	Fases minerales				Cambio Na/Ca
			Calcita	Dolomita	Yeso	Halita	
A	Agua de lluvia / Rezume de Las Tosquillas	-0,6	0,3	1,4	1,7	8,8	1,8
B	Rezume de Las Tosquillas / Pozo de Cirueña-1	3,4	-17,5	8,5	13,6	8,3	-4,2
C	Pozo de Cirueña-1 / Laguna de Brujuelo	-4,5	-20,5	10,3	13,1	95,7	-3,2
D	Laguna de Brujuelo / Rezume de Brujuelo	2,8	13,2	-	0,1	-	5,1
E	Rezume de Brujuelo / Manantial de Brujuelo	-10,3	-6,3	8,6	42,0	1.959,2	2,3
F	Manantial de Brujuelo / Manantial de San Carlos	181,2	-207,7	13,2	16,4	3.030,7	-181,2

Tabla 5.9. Pasos de simulación considerados en la modelización hidrogeoquímica inversa y resultados de la transferencia de masa a lo largo de la línea de flujo subterráneo principal SO-NE. Unidades expresadas en mmol/kg H<sub>2</sub>O. Los valores negativos indican pérdida de masa, y los positivos ganancia. (-) Resultado incongruente

### 5.5.5.4 Evolución geoquímica de las aguas del área de Brujuelo

A partir del estudio de las relaciones molares características, de los índices de saturación mineral de las muestras y de la simulación inversa efectuada, se ha realizado un análisis de los principales procesos hidrogeoquímicos que afectan a las aguas del área de Brujuelo y que ayudan a comprender el funcionamiento hidrogeológico del sistema estudiado.

La recarga del agua subterránea en el área de Brujuelo se produce por infiltración directa de la precipitación a través de los afloramientos de rocas evaporíticas y carbonáticas triásicas y, en menor medida, en los depósitos de edad Mioceno existentes al S del área de estudio (Fig. 2.7 y mapa hidrogeológico adjunto). Además, la infiltración localizada de agua hacia el subsuelo puede producirse a través de la cubeta del humedal, o en las zanjas y túneles de drenaje. Por tanto, además de la disolución mineral de las litologías evaporíticas, los procesos de infiltración descritos pueden tener una influencia significativa sobre la composición química de las aguas, la cuales proporcionan información valiosa acerca de los procesos hidrológicos que las han afectado.

Las variaciones de los valores de  $rCl^-/Br^-$  determinados en las muestras de agua en relación con los contenidos de  $Cl^-$  (Fig. 5.18F) también se ajustan al funcionamiento descrito en el párrafo anterior. Las aguas poco mineralizadas del rezume de Las Tosquillas y del pozo de Cirueña-1 tienen  $rCl^-/Br^-$  cercanos a 300, que es el valor esperado para aguas de recarga en zonas de interior (Edmunds y Smedley, 2000; Davis *et al.*, 2004). En el otro lado de la figura 5.18F, los manantiales salinos cuentan con  $rCl^-/Br^-$  próximos a 10.000, los cuales se relacionan con la disolución de NaCl (Herrmann, 1972). El resto de muestras se sitúan en una posición intermedia entre los otros dos grupos, en una línea teórica de evolución/mezcla, que define la transición desde las aguas meteóricas a las más enriquecidas en solutos derivados de la disolución de la halita (Alcalá y Custodio, 2008). Gran parte de las muestras de la laguna de Brujuelo, las del pozo de Cirueña-1 y, algunas del rezume de Brujuelo, sobre todo las tomadas en primavera, quedan bajo la línea de tendencia, por lo que tienen menor  $rCl^-/Br^-$  del teóricamente esperable. Tal desviación denota que las aguas en cuestión han sido parcialmente evaporadas. Cuando una disolución salina se ve sometida a evaporación, las sales de  $Br^-$  tardan más en precipitar que otras menos solubles, como el NaCl (Carpenter, 1978; Knauth, 1988). Ello produce un aumento en la concentración de  $Br^-$  a la vez que se reduce el contenido en  $Cl^-$ , lo que da lugar a disminuciones de  $rCl^-/Br^-$  como las observadas (Fig. 5.18F). Así pues, La evaporación influencia de forma significativa la composición química del agua superficial y del agua subterránea menos profunda, mientras que es la disolución mineral la que tiene mayor incidencia sobre la mineralización del agua subterránea de mayor tiempo de residencia en el medio.

La buena relación molar 1:1 que se ha observado entre  $Cl^-$  y  $Na^+$ , para el conjunto de muestras analizadas (Fig. 5.18A), indica de forma clara que el origen de ambos iones en las aguas subterráneas del área de Brujuelo está relacionado con la disolución de halita (Appelo y Postma, 2005). Además de la existencia en profundidad de formaciones masivas de sal gema en los Complejos Caóticos Subbéticos -CCS- (Carrasco, 1986), que proporcionan  $Na^+$  y  $Cl^-$  a las aguas subterráneas drenadas a cotas inferiores (manantiales salinos), también es probable que los minerales de halita estén presentes en otras rocas evaporíticas más cercanas a la superficie, como se deduce de la composición química de las aguas salobres (Fig. 5.18A). Tal observación ha sido realizada en otros afloramientos de los CCS (Calaforra, 1996; Kohfahl *et al.*, 2008). La abundancia de halita en profundidad explicaría el progresivo aumento de la mineralización (Figs. 5.8 y 5.18), principalmente producido por  $Na^+$  y  $Cl^-$ . Además, los  $IS_{HAL}$  calculados para las muestras tomadas en el área de Brujuelo no alcanzan valores positivos, ni siquiera en el rango de concentración de  $Cl^-$  de los manantiales salinos (Fig. 5.20A), lo que permite la continua disolución de halita a lo largo de toda la línea principal de flujo subterráneo, tal como reflejan los resultados de la modelización (Tab. 5.9 y Fig 5.21). Ello sugiere que el agua más mineralizada habría estado sometida a una evolución geoquímica más prolongada. Algunas variaciones observadas en las series de evoluciones temporales de los manantiales hipersalinos apoyan dicha afirmación. Así, el aumento de la mineralización registrado en los manantiales de las salinas de Brujuelo (Fig. 5.11) y Don Benito (Fig. 5.12) a partir de 2014, tras un año de escasa pluviometría (Fig. 3. 35), se habría producido como consecuencia de la reducción de la proporción de flujos de reciente infiltración y, por tanto, por una mayor influencia de flujos subterráneos de mayor tiempo de residencia en el sistema. Las diluciones observadas en el manantial de Don

## 5.5 Hidroquímica

Benito responden a periodos de recarga en los que se observa una respuesta hidrodinámica y en los que aumenta la proporción de aguas de infiltración reciente en el drenaje de la surgencia.

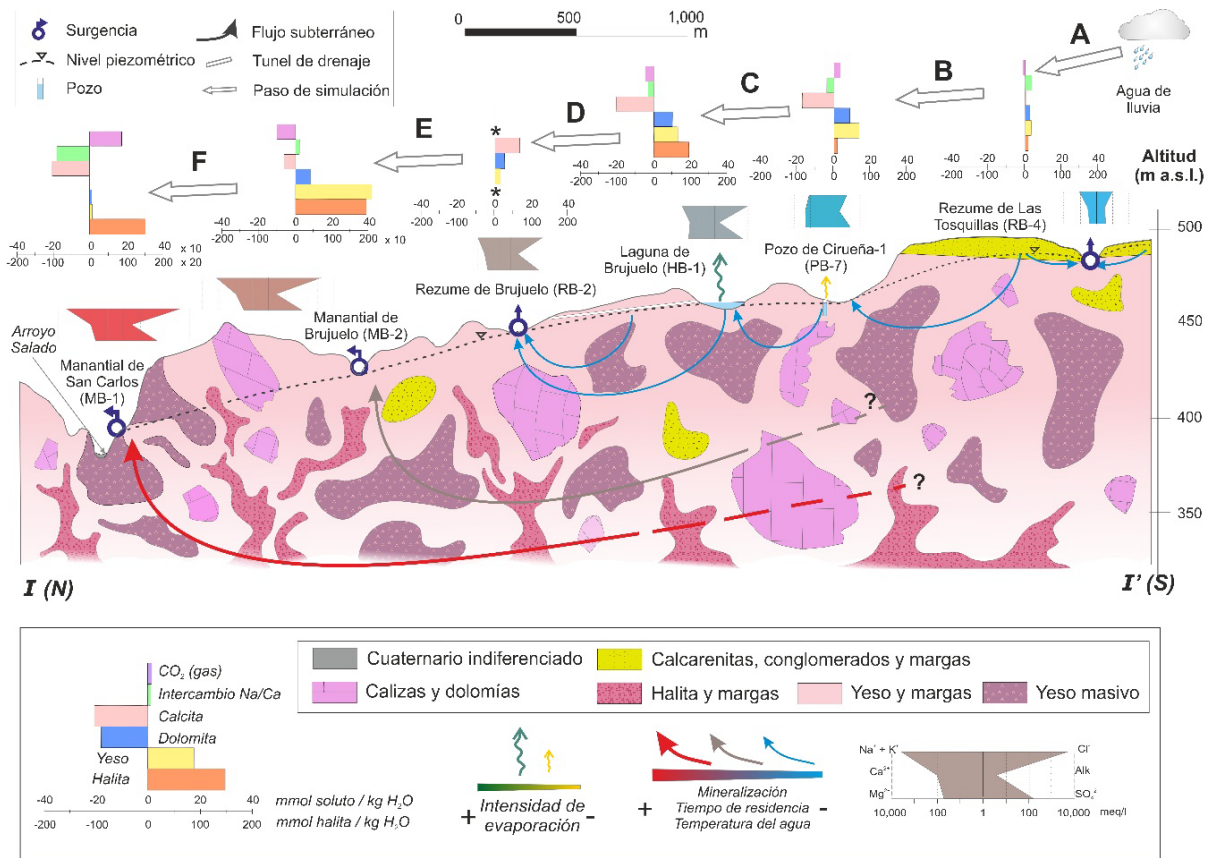


Figura 5.21. Modelo hidrogeoquímico conceptual idealizado del área de Brujuelo, basado en observaciones geológicas e hidrogeológicas e información geoquímica. La sección I-I' se indica en el mapa hidrogeológico adjunto. Los asteriscos (\*) en los diagramas de transferencia de masa representados en la figura indican resultado incongruente del modelo. Nótese que en las disoluciones finales de los pasos de simulación E y F se han reescalado los ejes horizontales

La abundancia de yeso (y de otros minerales evaporíticos que contienen  $\text{SO}_4^{2-}$ ) en las litologías del área de estudio también tiene importantes implicaciones hidroquímicas, como se deduce de la buena relación entre los contenidos de  $\text{SO}_4^{2-}$  y los de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  (Fig. 5.19B y C). Se aprecia que la concentración de  $\text{SO}_4^{2-}$  disminuye desde el pozo de Cirueña-1 hacia el resto de puntos de agua (Fig. 5.7), en orden descendente de cota. Ello está influenciado por el hecho de que, a diferencia del  $\text{I}_{\text{SHAL}}$ , el  $\text{I}_{\text{YES}}$  alcanza rápidamente el estado de equilibrio a medida que aumenta la mineralización (Fig. 5.20B). Por otro lado, la adición de  $\text{NaCl}$  a una disolución acuosa produce un incremento de su fuerza iónica, lo que provoca un aumento de la solubilidad del yeso (Zen, 1965; Calaforra, 1996), hasta hacerse máxima a concentraciones de  $\text{NaCl}$  cercanas a las observadas en los manantiales hipersalinos. Dicho proceso sugiere que la disminución de la proporción de  $\text{SO}_4^{2-}$  en comparación con la de  $\text{Cl}^-$  (Fig. 5.7 y Fig. 5.18B) está relacionada con el equilibrio termodinámico. Por tanto, la bajada y posterior estabilización de la relación  $r_{\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-}$  no se debe a una falta de disponibilidad del yeso (o de otras rocas evaporíticas sulfatadas) en profundidad, sino evolución de su equilibrio químico (Fig. 5.20). En este contexto  $r_{\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-}$  podría utilizarse como un indicador cualitativo del tiempo de residencia de las

---

aguas subterráneas en el sistema, ya que la disolución de yeso en aguas geoquímicamente más evolucionadas es muy inferior a la de la halita (Tab, 5.9 y Fig. 5.21).

Tal y como se espera de un área en la que el yeso es abundante, la evolución geoquímica de  $\text{Ca}^{2+}$  en las aguas es similar a la de  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 5.18B y C). Sin embargo, la comparación entre los contenidos molares de ambos iones (Fig. 5.19B) no se ajusta a la línea estequiométrica 1:1 que define la reacción de disolución del yeso. Ello puede deberse en parte a la retirada de  $\text{Ca}^{2+}$  que se produce con la precipitación de calcita, lo cual está en consonancia con los elevados IS calcita (Tab. 5.8 y Fig. 5.20C) y los resultados de la modelización inversa (Tab, 5.9 y Fig. 5.21). Dicho proceso se habría visto favorecido por el efecto de ion común (Wigley, 1973b; Appelo y Postma, 2005). La evolución del contenido de  $\text{Mg}^{2+}$  a medida que aumenta el de  $\text{Cl}^-$  (Fig. 5.18D) es similar a la descrita para el  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ , lo que podría indicar la existencia de una fuente de  $\text{Mg}^{2+}$  relacionada con la disolución de evaporitas. Cuando se compara las molaridades del  $\text{SO}_4^{2-}$  y la suma de las de ambos cationes divalentes la distribución de las muestras se ajusta mejor a la relación 1:1 (Fig. 5.19C), que define disolución teórica de rocas evaporíticas sulfatadas que contengan  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ . A pesar de que los minerales compuestos por  $\text{Mg}^{2+}$ , como la epsomita ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) o la hexahidrita ( $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ), no son predominantes en los CCS, su existencia, incluso en pequeñas cantidades, explicaría la apreciación realizada. Dichos minerales se caracterizan por tener productos de solubilidad más elevados que el yeso, y sus índices de saturación son muy negativos a lo largo de toda la línea de flujo estudiada (Tab. 5.8). Una interacción entre el agua y la roca lo suficientemente prolongada permitiría una disolución suficiente de este tipo de minerales como para que se produjera la desviación observada.

La presencia de bloques dolomíticos en la matriz arcilloso-evaporítica que constituye los CCS podría tener también cierta influencia en la abundancia de  $\text{Mg}^{2+}$  en las aguas subterráneas del área de Brujuelo. La relación entre  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  de las aguas menos mineralizadas, próxima a la línea 1:1 (Fig. 5.19D), indica que se está produciendo disolución de dolomía, lo que se apoya en los resultados de la modelización (Tab. 5.9 y Fig. 5.21). Por otro lado, las aguas de los manantiales hipersalinos se sitúan cerca de la relación estequiométrica 3:1 que define la dedolomitización (Fig. 5.19D), un proceso geoquímico compuesto en el que intervienen distintas fases minerales: yeso, calita y dolomita (Appelo y Postma, 2005). El aumento del  $\text{Ca}^{2+}$  producido por la disolución del yeso puede provocar una sobresaturación de calcita por efecto de ion común, que da lugar a su precipitación. Ello propicia la retirada de  $\text{HCO}_3^-$  de la fase acuosa, lo que reduce el estado de saturación de los carbonatos y permite la disolución de la dolomita, siempre y cuando exista disponibilidad de dicho mineral. El resultado es una transferencia másica de  $\text{Mg}^{2+}$  superior a la que sería explicable únicamente teniendo en cuenta su equilibrio con el carbonato (Wigley, 1973a; Appelo y Postma, 2005; Moral et al., 2008). No obstante, el ligero desvío respecto de la línea 3:1 que se observa en algunas muestras hipersalinas (Fig. 5.19D), sobre todo en el manantial de San Carlos, indica un enriquecimiento en  $\text{Mg}^{2+}$ . Por tanto, como se ha discutido en los párrafos anteriores, las aguas geoquímicamente más evolucionadas habrían estado sometidas a una interacción más prolongadas con las rocas, lo que permitiría la disolución de minerales evaporíticos que contienen  $\text{Mg}^{2+}$ , menos abundantes. En cuanto a las muestras del rezume de Brujuelo (Fig. 5.19D), que se

encuentran entre las dos líneas definidas (3:1 y 1:1), se deduce la existencia simultánea de la disolución de dolomita y la dedolomitización.

En la figura 5.21 se sintetizan los principales procesos hidrológicos y geoquímicos que tienen lugar en el área de Brujuelo. El funcionamiento del medio se caracteriza por la jerarquización de flujos de agua subterránea, con distintas longitudes y tiempos de residencia. Todo ello condiciona la composición química de las aguas estudiadas. La evolución geoquímica del agua subterránea se explica mediante un modelo de flujo subterráneo por gravedad inspirado en Tóth (1963, 1970), definido a lo largo de una línea de flujo con dirección S-N, desde las zonas más elevadas (rezume de Las Tosquillas) hacia el nivel de base del sistema hidrogeológico (manantial de San Carlos), situado junto al cauce del arroyo Salado (Mapa hidrogeológico adjunto y Fig. 5.21). El agua de lluvia, una vez se infiltra a través del suelo, interacciona con las rocas del medio y va mineralizándose mediante la disolución de todas las especies minerales presentes (paso A, Tab. 5.9 y Fig. 5.21), en función de la disponibilidad y solubilidad de cada una de ellas. Ello se acrecienta a lo largo de la línea principal de flujo, exceptuando la calcita, que precipita en las aguas de los humedales de Cirueña y Brujuelo (pasos B y C; Tab. 5.9 y Fig. 5.21), favorecida por el efecto de ion común. Dicho proceso geoquímico se origina como consecuencia de los aportes de  $\text{Ca}^{2+}$  procedentes de la disolución del yeso en las aguas de las lagunas y se acentúa por la evapoconcentración de solutos. La conexión hidrogeológica definida entre la laguna de Brujuelo y el rezume de Brujuelo (paso D; Fig. 5.21) y la gran variabilidad de la respuesta natural de dicha surgencia (Fig. 5.15) sugieren que la recarga alcanza el punto de surgencia rápidamente, lo que impediría que el agua subterránea interaccionara con el medio de forma prolongada. La ausencia de transferencia significativa de masa en el paso de simulación D (Tab. 5.9 y Fig. 5.21), salvo en el caso de la calcita, refuerza dicho planteamiento. En los dos últimos pasos de la modelización inversa (E y F; Tab. 5.9 y Fig. 5.21), en los que se simula la transferencia de masa hacia los manantiales hipersalinos de Brujuelo y San Carlos, se acentúa la magnitud de la transferencia de masa de solutos de forma notable, lo que indica que se alcanzan estados de mayor evolución geoquímica en el sistema. La disolución de halita y, en menor medida, la de yeso han sido identificadas como los procesos hidrogeoquímicos predominantes a lo largo de la línea de flujo de agua subterránea simulada, en la cual se alcanzan las mayores tasas de transferencia de masa hacia los puntos más alejados de las disoluciones iniciales. Las elevadas tasas de disolución mineral obtenidas en los manantiales hipersalinos, unidas a la temperatura de sus aguas, ligeramente superior que la temperatura media del aire en el área, así como las variaciones hidroquímicas registradas en sus aguas (Figs. 5.10-13), podrían indicar que parte del drenaje que tiene lugar a través de dichas surgencias se debe al ascenso de flujos regionales ascendentes (Fig. 5.21).

## 5.6 ISÓTOPOS ESTABLES

En general, los valores medios de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  de las aguas subterráneas de manantiales y rezumes (Tab. 5.10) están próximos a los de la media ponderada de la precipitación, de 6,6‰ y 40,2‰, respectivamente (Tab. 3.23). Sin embargo, las aguas del rezume de Brujuelo (RB-2) y, sobre todo, las de la laguna de Brujuelo (HB-1), están más enriquecidas en isótopos pesados, con composiciones máximas de  $\delta^{18}\text{O}$  de 2,1 ‰ y de 8,8

‰ en el caso de  $\delta^2\text{H}$  (Tab. 5.10). Las aguas del humedal son las que presentan una mayor variabilidad isotópica, con una diferencia entre los valores máximos y mínimos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  de 11,4 ‰ y 52,3 ‰, respectivamente. El rezume de Brujuelo (RB-2) es la surgencia de agua subterránea que cuenta con mayores coeficientes de variación (cv) en su composición isotópica, y la Salina de Brujuelo (HB-2) es la que posee mayores cv entre los manantiales hipersalinos (Tab. 5.10).

Tipo	Punto (Ref.)		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$d$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$	
MANANTIAL	Salina de San Carlos (MB-1)	<i>n</i>	9	4	3	1	-	
		<i>med</i>	-5,5	-38,1	7,0	-6,9	-	
		<i>máx</i>	-5,3	-35,7	7,7	-	-	
		<i>mín</i>	-6,4	-40,8	6,5	-	-	
		<i>cv</i>	6	5	9	-	-	
	Salina de Brujuelo (MB-2)	<i>n</i>	13	11	11	1	-	
		<i>med</i>	-5,1	-37,7	3,1	-6,7	-	
		<i>máx</i>	-3,4	-28,0	6,3	-	-	
		<i>mín</i>	-5,6	-41,1	-1,1	-	-	
		<i>cv</i>	11	10	-	-	-	
	Salina de Don Benito (MB-3)	<i>n</i>	10	4	4	-	-	
		<i>med</i>	-6,3	-42,8	9,1	-	-	
		<i>máx</i>	-6,2	-40,7	11,0	-	-	
<i>mín</i>		-6,6	-45,3	7,2	-	-		
<i>cv</i>		3	5	18	-	-		
HUMEDAL	Laguna de Brujuelo (HB-1)	<i>n</i>	13	13	13	3	2	
		<i>med</i>	-2,2	-24,2	-6,4	-12,5	-13,6	
		<i>máx</i>	4,0	2,1	8,8	-5,2	-8,7	
		<i>mín</i>	-7,4	-50,2	-29,6	-19,5	-18,5	
		<i>cv</i>	-	-	-	57	51	
POZO	Cirueña-1 (PB-7)	<i>18/05/16</i>	-5,3	-40,0	2,5	-13,0	-	
		<i>n</i>	37	37	37	26	-	
		<i>med</i>	-4,4	-35,8	-0,7	-8,8	-	
		Brujuelo (RB-2)	<i>máx</i>	-2,0	-23,8	10,6	-3,4	-
			<i>mín</i>	-6,3	-42,4	-11,7	-12,1	-
	<i>cv</i>		23	12	-	23	-	
	Camino Ancho (RB-3)	<i>25/04/16</i>	-6,2	-43,9	6,0	-	-	
		<i>n</i>	6	6	6	8	-	
		Las Tosquillas (RB-3)	<i>med</i>	-5,3	-42,7	-0,5	-15,8	-
			<i>máx</i>	-4,2	-40,1	3,0	-10,1	-
			<i>mín</i>	-6,0	-44,8	-6,3	-18,1	-
	<i>cv</i>		13	4	-	16	-	

Tabla 5.10. Resumen estadístico (*n*: nº de medidas/determinaciones; *med*: valor medio; *máx*: valor máximo; *mín*: valor mínimo; *cv*: coef. de variación expresado en %) de los valores isotópicos de  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  y del exceso de deuterio ( $d$ ) de las aguas del área de Brujuelo, expresados en ‰. “-” indica parámetro no determinado

Los valores medios del exceso de deuterio ( $d$  en Tab. 5.10) presentan signo negativo en la laguna de Brujuelo (HB-1) y en los rezumes de las Tosquillas (RB-3) y Brujuelo (RB-2), lo que denota su fraccionamiento isotópico, posiblemente relacionado con la evaporación del agua. En el resto de puntos, los valores de  $d$  son generalmente positivos, aunque sólo se aproximan a los meteóricos ( $d \geq 10$ ) en el manantial de Don Benito (MB-3) y, en menor medida, en el de San Carlos (MB-1). Los valores de  $d$  de las aguas de la Salina de Brujuelo (HB-2) y las del pozo de Cirueña-1 (PB-7) son algo más bajos, por lo que también habrían sufrido un fraccionamiento isotópico.



## 5.6 Isótopos estables

---

La composición isotópica del carbono inorgánico disuelto en el agua ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ) está comprendida entre -19,5 ‰, en la laguna de Brujuelo, y -3,2 ‰, en el rezume homónimo (Tab. 5.10). En términos generales, los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  de las aguas subterráneas se encuentran en un rango comprendido entre -15 ‰ y -10 ‰ (Mook, 2001). El enriquecimiento en isótopos pesados que denotan los valores menos negativos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  de los manantiales de San Carlos (MH-1) y Brujuelo (MH-2), del pozo de Cirueña (PB-7) y algunas de las muestras del rezume de Brujuelo (RB-2) podría haber sido provocado por la pérdida de  $\text{CO}_2$  de sus aguas, ya que dicho proceso produce ese tipo de fraccionamiento isotópico (Clark y Fritz, 1997). Por el contrario, en el rezume de Las Tosquillas (RB-3) se han determinado  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  más ligeros, de hasta -18,1 ‰, los cuales podrían estar relacionado con disolución de  $\text{CO}_2$  del suelo, procedente de la respiración de las raíces de las plantas y de la descomposición de la materia orgánica, cuyos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  son cercanos a -25 ‰ (Mook, 2001). En la laguna de Brujuelo, donde la composición isotópica de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  es más variable (Tab. 5.10), se podría enriquecimiento en isótopos pesados por desgasificación de  $\text{CO}_2$ , pero también empobrecimiento, como consecuencia de la descomposición de la materia orgánica que en ella tiene lugar.

En la figura 5.22 se representa la composición isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  de las muestras de agua subterránea, superficial y de lluvia, junto con las Líneas Meteoricas Mundial (LMM), del Mediterráneo Occidental (LMMeOc), del Mediterráneo Oriental (LMMeOr) y la Local. Esta última ha sido calculada a partir de las determinaciones isotópicas realizadas a las muestras de agua de lluvia. La mayoría de puntos que se corresponden con los manantiales hipersalinos quedan representados próximos a las líneas meteóricas, aunque algunas de las de la Salina de San Carlos (MB-1), y sobre todo las de la Salina de Brujuelo (MB-2) presentan cierto desvío hacia valores de  $\delta^{18}\text{O}$  más elevados (Fig. 5.22). Ello podría ser indicativo de un fraccionamiento producido por evaporación, consecuente con sus valores de  $d$  (Tab. 5.10), y que se habría producido por en los pozos desde los que se capta el agua de dichas surgencia. Además, la desgasificación que revelan sus valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  indica cierto grado de equilibrio entre las aguas y la atmósfera y, por tanto, una baja tasa de renovación del agua almacenada en los pozos, lo que favorece la evaporación del agua.

Las muestras de la laguna de Brujuelo (HB-1) están ampliamente dispersas en la figura 5.22, y definen una línea de evaporación con una pendiente de 4,9, que es característica de láminas de agua libre expuestas a la atmósfera (Gonfiantini, 1986). La muestra del pozo de Cirueña-1, se sitúa en la figura 5.22 sobre la línea de evaporación de la laguna de Brujuelo, aunque menos desviada de las líneas meteóricas, posiblemente debido a la renovación del agua del pozo y a una mayor columna de agua que en la laguna de Brujuelo. Las muestras del rezume de Las Tosquillas (RB-4) se alinean formando una pendiente de 2,6 (figura 5.22), bastante inferior a la calculada a partir de las muestras del humedal. Los procesos de evaporación que tienen lugar en suelos formados por granos finos, bajo condiciones climáticas áridas, pueden generar dicha tendencia (Sonntag *et al.*, 1985). Por último, la composición isotópica del agua del rezume de Brujuelo (RB-2) define una línea con una pendiente de 4 (Fig. 5.22), próxima a los valores esperados en aguas expuestas a la evaporación atmosférica. De hecho, la mayoría de muestras quedan representadas cerca de la línea de evaporación calculada para el humedal, sobre todo aquellas que fueron tomadas en periodos de aguas altas. Ello sugiere que el drenaje de la

surgencia tiene su origen en el agua infiltrada en el vaso lagunar o a lo largo del túnel de drenaje del humedal. No obstante, algunas muestras del rezume de Brujuelo quedan representadas entre las líneas de evaporación de la laguna y del rezume de Las Tosquillas (Fig. 5.22). Se trata de aguas muestreadas en periodos de aguas bajas, en las que se reducirían las aportaciones procedentes del humedal y, como consecuencia, la influencia de los aportes infiltrados de forma difusa sobre la composición isotópica sería superior.

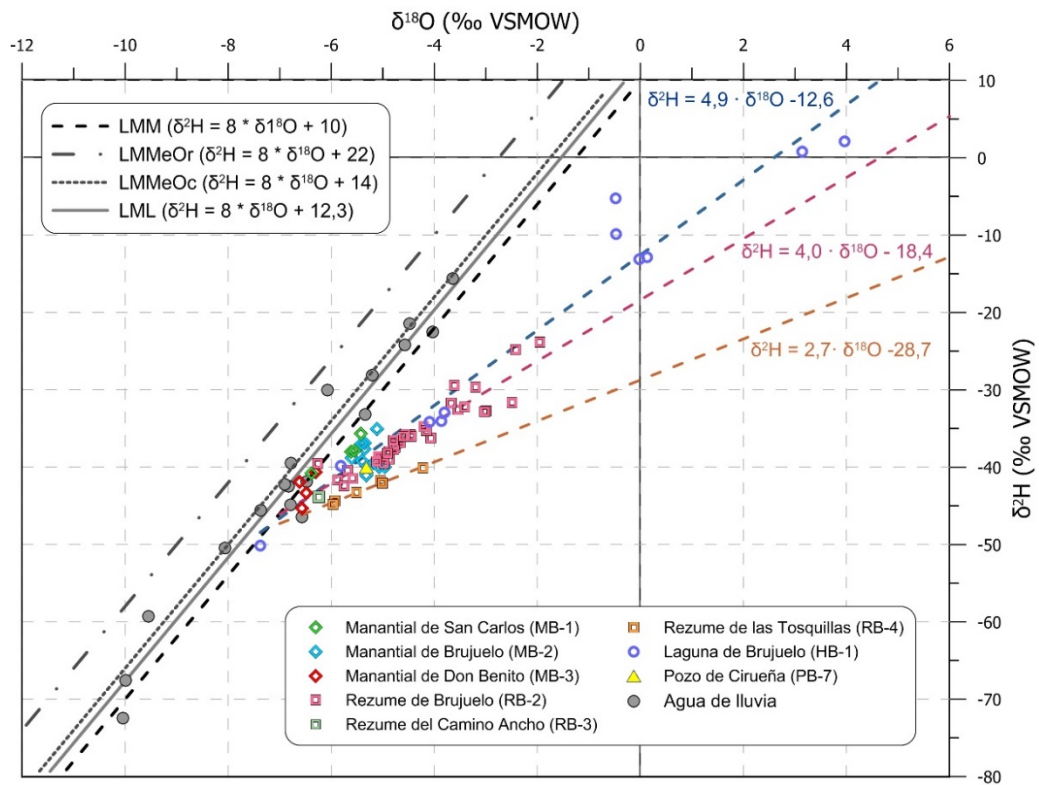


Figura 5.22 Composición isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  frente  $\delta^2\text{H}$  de las muestras de agua tomadas en el área de Brujuelo. Se representan las ecuaciones que definen las principales líneas meteorológicas y de fraccionamiento isotópico

Con el fin de valorar el efecto de la evaporación sobre la mineralización de las aguas, se han representado en la figura 5.23 los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  frente a sus contenidos en  $\text{Cl}^-$ . Además, se ha incluido una línea con la composición media ponderada de  $\delta^{18}\text{O}$  del agua de lluvia (-6,6 ‰) a modo de referencia. Las muestras de agua quedan ordenadas desde la izquierda a la derecha en función de su contenido de  $\text{Cl}^-$ , de forma que dicha línea define la evolución geoquímica de las aguas, según la cantidad de mineral disuelto. Sin embargo, los puntos situados claramente por encima del valor isotópico medio ponderado del agua de lluvia (Fig. 5.23) presentan fraccionamiento isotópico. Se observa cómo la mineralización del agua de la laguna de Brujuelo y del rezume de Brujuelo aumenta a medida que se alejan de dicho valor. Ello evidencia la concentración de solutos que se produce como consecuencia de la evaporación del agua.

Se ha empleado la ecuación propuesta por Gonfiantini (1986) para simular la variación de la composición isotópica de una masa de agua a medida que ésta se evapora. Se han seleccionado como disoluciones iniciales la muestra de agua menos con el valor de  $\delta^{18}\text{O}$  de todas las correspondientes a la laguna de Brujuelo y la tomada en el pozo de Cirueña (PB-7). El aumento de la concentración de  $\text{Cl}^-$  que tendría lugar de manera simultánea ha sido calculado mediante el programa PHREEQC. Las líneas teóricas de

## 5.6 Isótopos estables

evolución química e isotópica se han representado en la figura 5.23. Todas las muestras de la laguna de Brujuelo, quedan representadas entre las líneas simuladas o muy próximas a ellas. La única excepción corresponde al comienzo del periodo de inundación 2014-15, en el que un evento de precipitación que disolvió una fina capa de sales depositada sobre el lecho del humedal, lo que produjo un aumento de la mineralización muy superior al que se derivaría de la evapoconcentración (Fig. 5.23). Finalmente, las muestras del rezume de Brujuelo también muestran aumentos de  $\text{Cl}^-$  hacia valores más elevados de  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig. 5.23) y, por tanto, se evidencia la concentración de iones como consecuencia de la evaporación. El hecho de que la marca isotópica y la mineralización del agua de rezume de Brujuelo sean similares a las de la laguna, pone de manifiesto la relación entre ambos. No obstante, las muestras de la surgencia presentan una tendencia hacia mayores contenidos de  $\text{Cl}^-$ , que evidencian la interacción con la roca (disolución) tras su infiltración desde el humedal.

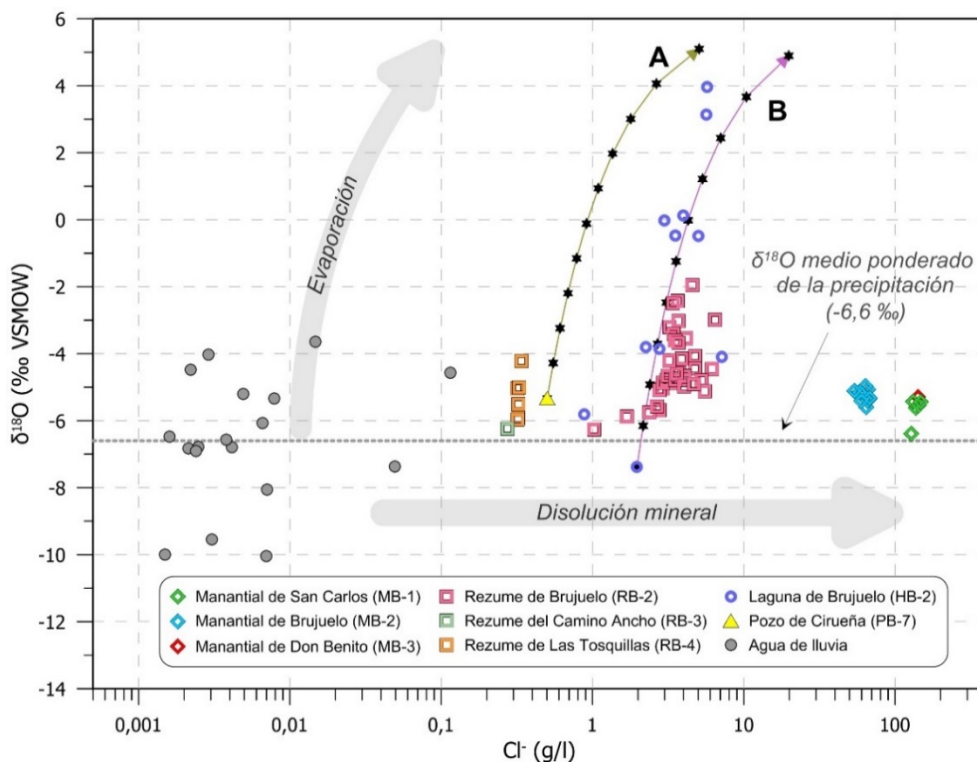


Figura 5.23. Relación entre el contenido de  $\text{Cl}^-$  y los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de agua tomadas en el área de Brujuelo. Se incluyen líneas de evolución hidroquímica e isotópica teóricas de algunas muestras sometidas a evaporación (A y B)

### 5.6.1 Evolución temporal de la composición isotópica en las aguas de la laguna de Brujuelo (HB-1) y el rezume de Brujuelo (RB-2)

La evolución de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  del agua de la laguna de Brujuelo (HB-1) muestra en cada ciclo de inundación una tendencia al ascenso (Fig. 5.24), desde contenidos isotópicos cercanos al valor medio ponderado de la precipitación ( $-6,6\text{‰}$ ) hasta  $\delta^{18}\text{O}$  positivos. Ello se debe al fraccionamiento isotópico que se produce como consecuencia de la evaporación, el cual se acentúa cuanto mayor es el tiempo que el agua del humedal ha permanecido expuesta a la atmósfera.

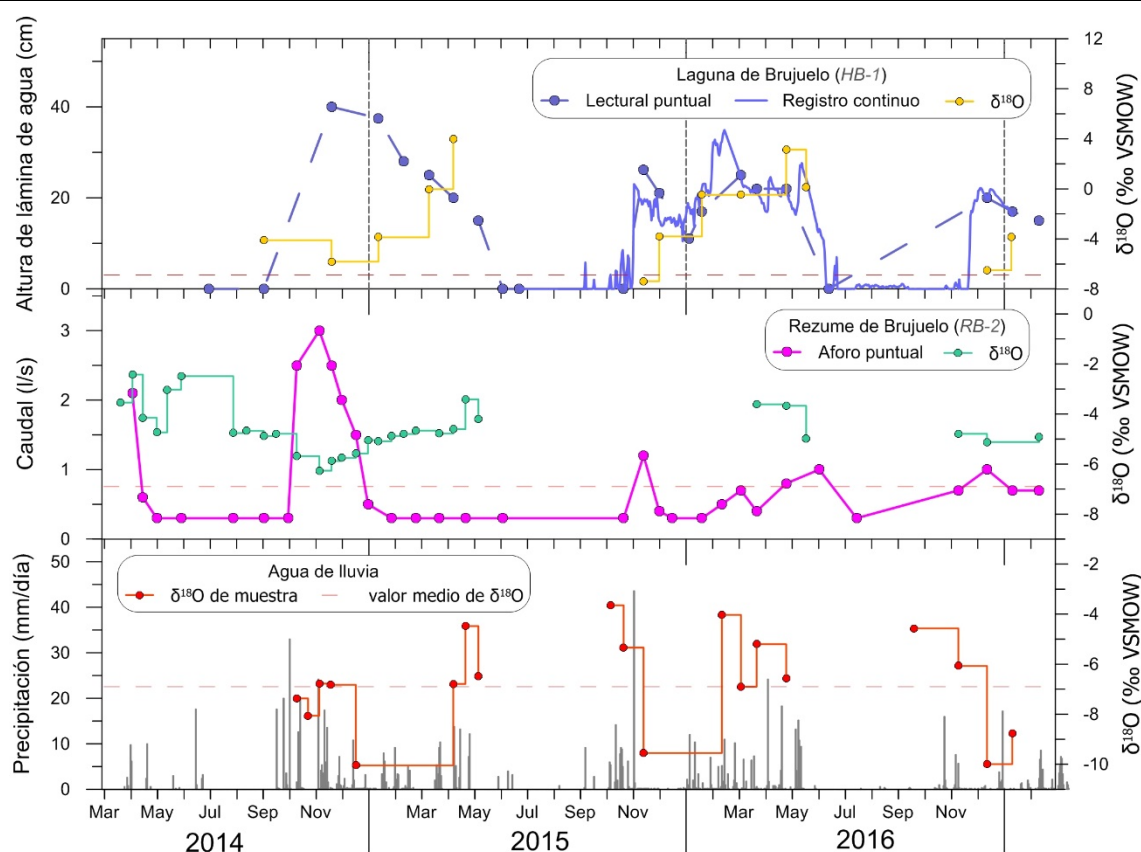


Figura 5.24 Evolución temporal de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  determinados en las muestras de agua de lluvia y las tomadas en la laguna y el rezume de Brujuelo (HB-1 y RB-2, respectivamente). Se incluyen los registros limnimétricos, pluviométricos y de caudal

El agua del rezume de Brujuelo (RB-2) presenta valores de  $\delta^{18}\text{O}$  positivos, superiores a los de la media ponderada de la precipitación (Fig. 5.24). En otoño de 2014, coincidiendo con la crecida de caudal, se aprecia un descenso de la relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  hasta valores cercanos a los del agua de lluvia. No obstante, la variación descrita posiblemente esté relacionada con aportaciones desde el humedal, que en dicho periodo presenta una señal isotópica similar. El enriquecimiento isotópico que se registra en el agua del rezume en los meses posteriores también se explicaría por el enriquecimiento en el isótopo pesados del oxígeno que se ha medido en el agua del humedal (Fig. 5.24). Todo ello confirma la conexión hidrogeológica entre laguna y surgencia, aunque esta última debe recibir también aportes procedentes de otras áreas, tal y como se deduce de sus  $\delta^{18}\text{O}$ , inferiores a los del humedal.

---

## 6 HIDROGEOLOGÍA DEL ÁREA DE LOS HOYOS

### 6.1 PUNTOS DE AGUA

El inventario de puntos de agua se ha llevado a cabo a partir de los estudios previos realizados en el área de Los Hoyos y de los trabajos de campo efectuados durante el periodo de investigación. Se han considerado los inventarios realizados por Calaforra y Pulido-Bosch (1993) y por el Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga, este último incluido en el informe “Definición del contexto hidrogeológico de humedales andaluces” (CMA, 2005).

La información relativa a la toponimia, código de referencia, ubicación y cota de cada uno de los puntos inventariados se resume en la tabla 6.1. La cota de surgencia y la localización de cada punto (mapa hidrogeológico adjunto) se ha determinado mediante su representación espacial sobre un Modelo Digital del Terreno (MDT) de alta precisión, creado a partir de datos LiDAR (CMA, 2008a; PNOA, 2016). Los códigos de referencia se componen de dos letras y un dígito que indican el tipo de punto de agua (M: manantial; R: rezume; H: humedal; P: pozo; S: sondeo), el área de estudio en la que se encuentran (H, como inicial de Los Hoyos), y el número de orden. Se han inventariado un total de 23 puntos de agua: 3 humedales, 2 manantiales, 4 rezumes, 6 pozos y 7 sondeos.

Las lagunas Grande y Chica de Archidona (HH-1 y HH-2, respectivamente; Tab. 6.1), son las dos zonas húmedas más importantes del área de estudio y se ubican en su borde occidental (mapa hidrogeológico adjunto). Ambas están integradas en el Inventario de Humedales de Andalucía (IHA), están protegidas bajo la figura de Reserva Natural y se incluyen en el listado de Ramsar. La laguna del Vizcaíno (HH-3) se encuentra en la zona meridional de Los Hoyos, a cota más elevada (mapa hidrogeológico adjunto), y no se incluye en el IHA, ni en ninguna figura de protección medioambiental. En el apartado 2.2.4.3 de esta memoria se ofrece más información acerca de dichos humedales.

En el área de Los Hoyos existen dos puntos de descarga de agua subterránea principales (Tab. 6.1 y mapa hidrogeológico adjunto): el manantial del Molino de los Aguileras (MH-1), en el sector occidental, y el manantial de la salina de Fuente Camacho (MH-2), en el oriental. El primero de ellos se sitúa muy próximo a la laguna Grande, concretamente a 365 m al SE del centro de ésta. Pese a que no se conoce exactamente la cota de surgencia del manantial, debido a que se encuentra embovedado, investigaciones recientes han permitido estimarla en 787 m s.n.m., lo que haría posible la hipotética conexión hidrogeológica entre la laguna y el manantial, siempre y cuando la altura de lámina de agua en la primera sea superior a 6,6 metros (Gil-Márquez *et al.*, 2016).

El otro manantial se encuentra al N de la población de Fuente Camacho (mapa hidrogeológico adjunto), a una cota de 725 m s.n.m. Se trata de una surgencia de carácter hipersalino, cuyas aguas se llevan utilizando para la extracción de sal desde la Prehistoria (Terán Manrique y Morgado, 2011). En la actualidad, el manantial está dentro de una

---

## 6.1 Puntos de agua

pequeña caseta, pues la sal continúa explotándose. Por ello, la mayor parte de los muestreos y medidas llevados a cabo en el manantial de Fuente Camacho se han realizado en un pequeño reguero de agua formado como consecuencia de las fugas producidas en las conducciones que llevan el agua desde la surgencia hacia las balsas de evaporación. No obstante, existe otro punto de surgencia a pocos metros del manantial de la salina de Fuente Camacho, y por encima de éste (816 m s.n.m.). Se trata del rezume de Fuente Camacho (RH-1), cuyo punto de surgencia sí es accesible.

Tipo	Toponimia	Ref.	Coordenadas UTM		Cota de referencia (m s.n.m.)
			X	Y	
<b>HUMEDAL</b>	Laguna Grande	HH-1	384.251	4.107.738	780
	Laguna Chica	HH-2	383.706	4.106.651	781
	Laguna del Vizcaíno	HH-3	440.853	4.190.433	816
<b>SURGENCIA</b>	Molino de los Aguilera	MH-1	383.925	4.107.598	787
	Salina de Fuente Camacho	MH-2	388.652	4.107.777	725
	Rezume Fuente Camacho	RH-1	388.581	4.107.790	748
	Los Hoyos	RH-2	384.561	4.108.548	763
	El Golondrino	RH-3	383.525	4.107.021	782
	Rezume Laguna Chica	RH-4	383.403	4.106.660	786
<b>POZOS Y SONDEOS</b>	Las Lagunas	PH-1	383.787	4.107.367	797
	El Golondrino-1	PH-2	383.608	4.107.166	792
	El Golondrino-2	PH-3	383.694	4.107.094	801
	Yesos	PH-4	383.178	4.106.347	753
	El Vizcaíno	PH-5	385.749	4.105.597	826
	Prado de Luna	PH-6	387.053	4.105.718	845
	Los Hoyos	SH-1	384.635	4.108.540	765
	La Torrecilla	SH-2	384.453	4.105.944	829
	Mariandana-1	SH-2	384.824	4.105.192	794
	Los Alamillos-2	SH-3	384.696	4.105.472	822
	Mariandana-2	SH-4	384.758	4.105.109	792
	Mariandana-3	SH-5	384.786	4.104.941	780
	Mariandana-4	SH-6	384.857	4.104.853	797
Los Alamillos-1	SH-7	383.178	4.106.347	809	

Tabla 6.1. Denominación, referencia, cota, ubicación y principales características de los puntos de agua inventariados en el área de Los Hoyos

Además, existen otras tres pequeñas surgencias de agua subterránea en el área de estudio (mapa hidrogeológico adjunto): Los Hoyos (RH-2), El Golondrino (RH-3) y el rezume de la Laguna Chica (RH-4), el cual se ubica al O de dicho humedal, próximo a un antiguo túnel de drenaje.

Finalmente, se han inventariado 6 pozos y 7 sondeos (Tab. 6.1 y mapa hidrogeológico adjunto), principalmente distribuidos por el S y el E del área de estudio, que se encuentran cerrados, en su mayoría.

## 6.2 HIDRODINÁMICA

### 6.2.1 Datos de caudal

El estudio de la respuesta hidrodinámica del sistema se ha realizado a partir del análisis de la serie histórica de caudales del manantial del Molino de los Aguileras (MH-1), así como de los datos puntuales y del registro continuo obtenidos durante el periodo de investigación. Dicha información se resume en la tabla 6.2.

Tipo de registro	Periodo de registro	Nº de medidas	Q <sub>máx.</sub> (l/s)	Q <sub>med.</sub> (l/s)	Q <sub>mín.</sub> (l/s)	Q <sub>máx./Q<sub>mín.</sub></sub>	cv (%)
Aforos puntuales (IGME)	Nov 79 - Sep 96	36	30,7	15,5	1	30,7	47,5
Aforos puntuales	Oct 13 - Dic 16	56	40,5	25,3	13,1	3,1	24
Registro horario	Feb 14 - Sept 17	31.638	41,7	21,9	8,3	5,0	36

Tabla 6.2. Resumen de las medidas del caudal drenado por el manantial del Molino de los Aguileras (MH-1)

La serie de datos históricos ha sido proporcionada por el IGME y comprende desde noviembre de 1979 hasta septiembre de 1996 (Tab. 6.2), aunque no existe información entre octubre de 1984 y marzo de 1991 (Fig. 6.1A). El registro es irregular, con periodicidad mensual al inicio y semestral o inferior en los últimos años. El caudal máximo aforado durante el periodo 1979-1996 fue de 30,7 l/s, en septiembre de 1980, y el mínimo fue de 1 l/s, en septiembre de 1995. El valor medio de la descarga ha sido estimado en 15,5 l/s (Tab. 6.2), aunque la cifra se reduce a 12,7 l/s si se calcula a partir de la integración de la curva del hidrograma.

La evolución temporal de las medidas de caudal efectuadas entre 1979 y 1996 (Fig. 6.1A) muestra mayores variaciones a escala interanual de las que se producen con carácter anual. Así, en los periodos en los que la frecuencia de las medidas era superior (1980-1982), se observa una respuesta hidrodinámica atenuada y desfasada respecto a la recarga. Además, durante la primera mitad de la década de 1990, coincidiendo con varios años seguidos de sequía, se aprecia que el drenaje del manantial sigue una tendencia descendente, producida como consecuencia de la escasez de precipitaciones. Dicha tendencia se revierte a raíz de las cuantiosas lluvias ocurridas en el año hidrológico 1995/1996.

Durante el periodo de investigación, entre octubre de 2013 y diciembre de 2016 (Tab. 6.2), el control hidrodinámico del manantial del Molino de los Aguileras se ha llevado a cabo mediante la realización de aforos puntuales con micromolinete, con una periodicidad más o menos quincenal. Las 56 medidas de caudal efectuadas están comprendidas entre 13,1 l/s, en noviembre de 2016, y 40,5 l/s, en abril de 2014. El caudal medio, obtenido a partir de la integral del hidrograma, es de 25,3 l/s (Tab. 6.2).



## 6.2 Hidrodinámica

Además, con el fin de obtener un registro horario del caudal drenado por el manantial, se construyó una estación de aforos, en la que se instaló un vertedero triangular, con un ángulo de  $90^\circ$ , y se equipó un dispositivo automático de registro de altura de lámina de agua (Fig. 6.2A), configurado para realizar medidas horarias. La posterior elaboración de la curva de gastos, mediante la regresión exponencial entre los caudales aforados de forma puntual y los datos de altura de lámina de agua que se registraron simultáneamente (Fig. 6.2B), ha permitido obtener una serie de datos continua de la descarga que se produce a través del manantial (Fig. 6.1B). Se ha determinado un caudal medio de 21,9 l/s, algo inferior al obtenido a partir de los aforos puntuales, aunque hay que tener en cuenta que la duración de ambas series de datos es distinta (Tab. 6.2).

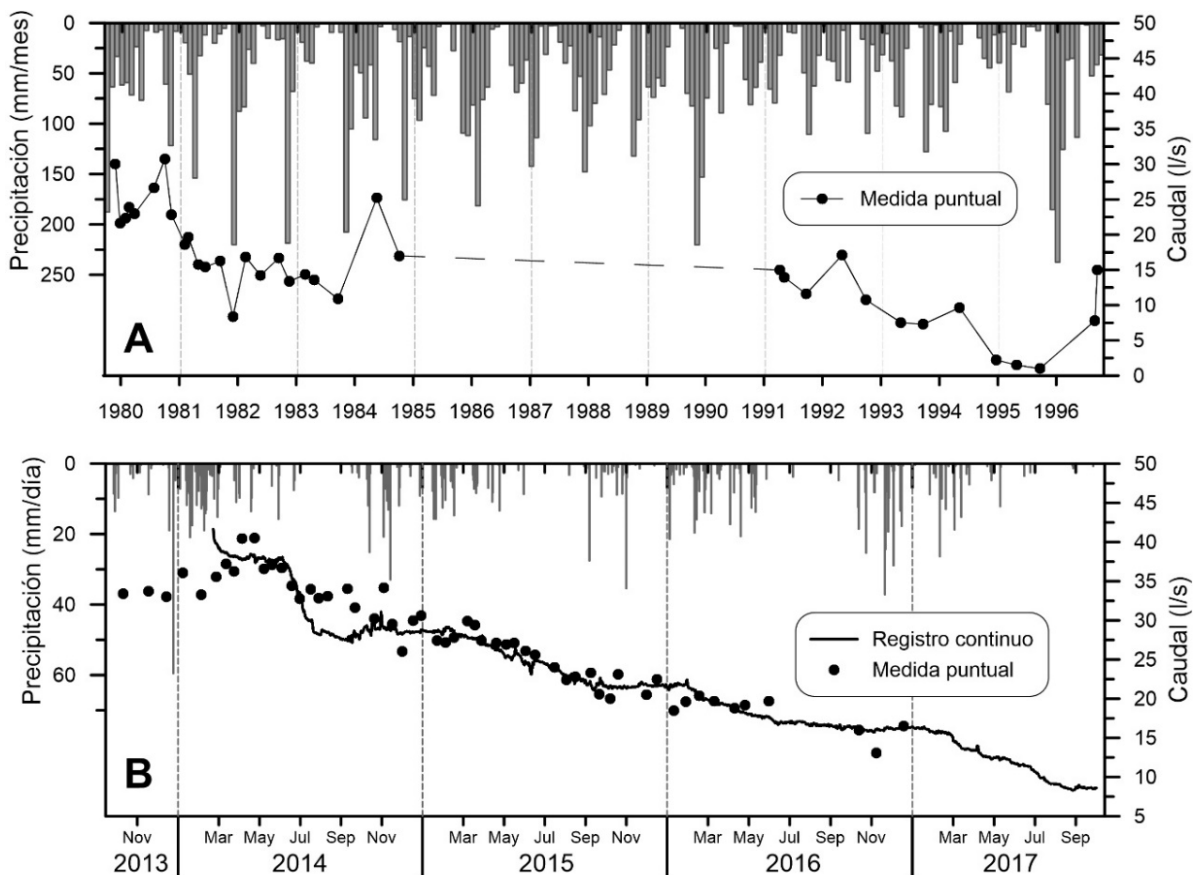


Figura 6.1. Hidrogramas del manantial del Molino de los Aguileras realizados a partir de las medidas efectuadas por el IGME, entre noviembre de 1979 y septiembre de 1996 (A) y a partir del registro continuo y de los aforos puntuales llevados a cabo durante la presente investigación, entre octubre de 2013 y septiembre de 2017 (B). Se representan las precipitaciones registradas en las estaciones de Archidona, de la AEMET (A) y de la RAIF (B), cuya situación puede verse en la figura 3.52

La evolución temporal del caudal drenado por el manantial del Molino de los Aguileras (Fig. 6.1B) dibuja una crecida en el año 2013/14, tras la que se produce una disminución progresiva y escalonada de la descarga. La tendencia descendente ha sido provocada por la concatenación de varios años secos, en los que la recarga no ha sido suficiente como para producir crecidas. La respuesta hidrodinámica que provocan las precipitaciones entre los años 2014/15 y 2016/17 es la estabilización del caudal o la atenuación de la recesión durante los meses de mayor pluviometría (Fig. 6.1B). En general, las variaciones ocurren de forma suave y ligeramente desfasada.

El cociente  $Q_{\text{máx}}/Q_{\text{mín}}$  (Tab. 6.2), calculado al dividir el caudal máximo entre el mínimo, es un indicador del comportamiento hidrodinámico de la surgencia, que refleja la amplitud relativa de las variaciones de la descarga. Los valores obtenidos están comprendidos entre 3,1 y 30,7, que son propios de manantiales con buena capacidad de regulación natural. El hecho de que durante el periodo de investigación los  $Q_{\text{máx}}/Q_{\text{mín}}$  sean un orden de magnitud inferior que el determinado para la serie histórica (Tab. 6.2) es debido a los valores de caudal tan bajos alcanzados en 1995 (1 l/s).

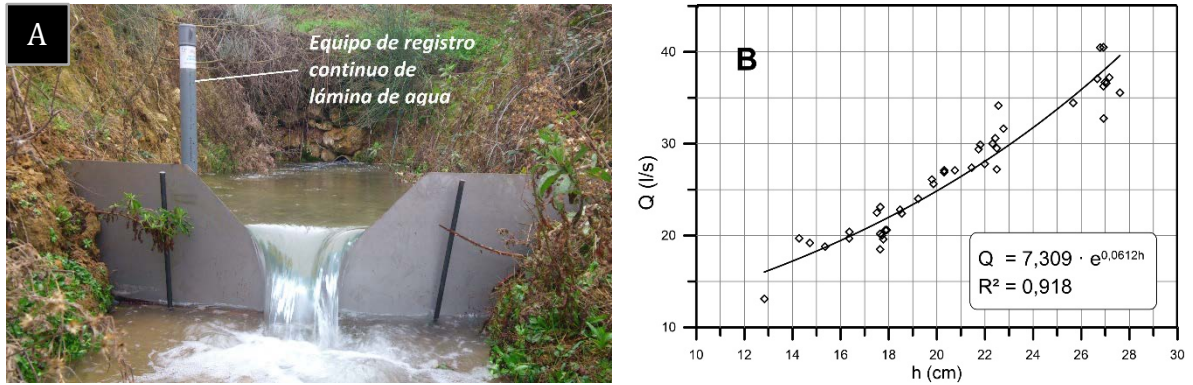


Figura 6.2. Sección de aforos del manantial del Molino de los Aguileras, equipada con vertedero triangular de lámina delgada y dispositivo de registro automático de lámina de agua (A). Curva de gastos de la estación de aforos, elaborada a partir de medidas puntuales (de caudal y de altura de lámina de agua) realizadas durante el periodo de estudio (B)

## 6.2.2 Piezometría

En el informe "Definición del Contexto Hidrogeológico de los Humedales Andaluces" (CMA, 2005) se incluye un esquema de isopiezas del área de Los Hoyos, realizado a partir de las medidas de profundidad del nivel piezométrico efectuadas en los pozos y sondeos inventariados, así como de las cotas de surgencia de los manantiales y rezumes (Fig. 6.3). El trazado de las isopiezas evidencia que la superficie piezométrica se adapta a la orografía. Así, la circulación de las aguas subterráneas tiene lugar hacia los bordes del altiplano de Los Hoyos, principalmente hacia la vertiente occidental, en la que se encuentran el manantial del Molino de los Aguileras y las lagunas Grande y Chica (Fig. 6.3).

La dirección de los flujos de agua subterránea (Fig. 6.3) evidencia que la descarga del sistema, además de producirse por el manantial del Molino de los Aguileras, puede tener lugar hacia los depósitos cuaternarios que ocupan las áreas adyacentes (mapa hidrogeológico adjunto) y que constituyen el acuífero de Vivarena-Fuente del Fresno. Además, el fondo de las cubetas de las lagunas Grande y Chica (780 m s.n.m. y 781 m s.n.m., respectivamente) quedan en una posición inferior respecto a la superficie piezométrica. Ello provoca la inundación de ambos humedales debido a la intersección del nivel piezométrico (Calaforra y Pulido-Bosch, 1999; CMA, 2005). Por lo tanto, la evaporación que ocurre desde la lámina de agua de las lagunas no sólo ha de considerarse como un elemento de salida de sus balances hídricos, sino también como parte de la descarga de agua subterránea del acuífero de Los Hoyos.

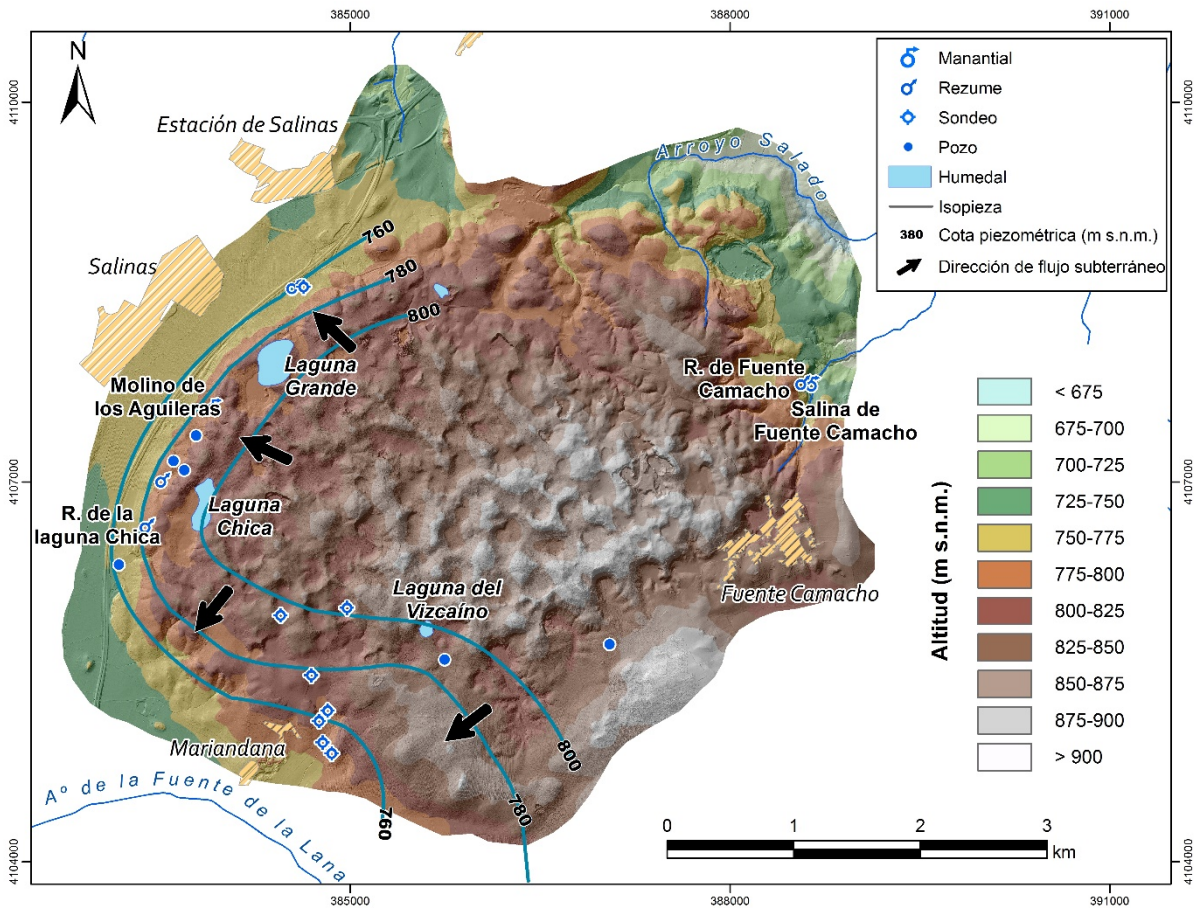


Figura 6.3. Esquema piezométrico del área de Los Hoyos, realizado a partir de la campaña de medidas llevada a cabo en diciembre de 2005 (año tipo medio). Modificado de CMA (2005)

### 6.3 REGISTRO LIMNIMÉTRICO

El estudio limnimétrico de los humedales del área de Los Hoyos se ha realizado a partir de las series históricas de datos de altura de lámina de agua de las lagunas Grande, Chica y del Vizcaíno, así como de las lecturas puntuales de nivel obtenidas durante la presente investigación y del registro horario automatizado llevado a cabo en la laguna Grande.

#### 6.3.1. Registro limnimétrico durante el periodo histórico (2005/06-2016/17)

La Consejería de Medio Ambiente (CMA) de la Junta de Andalucía viene realizando, desde noviembre de 2005, un seguimiento de las variaciones de lámina de agua que se producen en las lagunas Grande, Chica y del Vizcaíno, aunque esta última dejó de monitorizarse a final del año 2011/12. La frecuencia de las medidas varía entre quincenal, a comienzo del periodo de registro, y mensual, a partir de marzo de 2009.

Los datos limnimétricos están expresados como altura máxima de la columna de agua, a partir de estimaciones realizadas por la CMA. Con objeto de referir el registro limnimétrico de la laguna Grande como cota altitudinal de la lámina de agua se realizaron

diversas comprobaciones de campo y gabinete. En primer lugar, se determinó la cota topográfica del rebosadero del humedal, ubicado en el extremo noroccidental de su cubeta, con el propósito de utilizarlo como punto de referencia. Para ello, se utilizó un Modelo Digital del Terreno (MDT) de alta precisión (<20 cm), creado a partir de datos LiDAR (CMA, 2008a). A continuación, se midió la diferencia de altura entre la superficie del agua del humedal y la del punto de referencia, sirviéndose de un nivel láser, lo que permitió calcular la cota de la lámina agua en el momento de la toma del dato. Después, ese mismo día, se midió el calado bajo la superficie inundada desde una embarcación y con ayuda de una sonda. Así, pudo determinarse la cota del fondo de la cubeta de la laguna (780,4 m s.n.m.) y, a partir de ella, equiparar la serie de datos limnimétricos a valores altitudinales (Fig. 6.4).

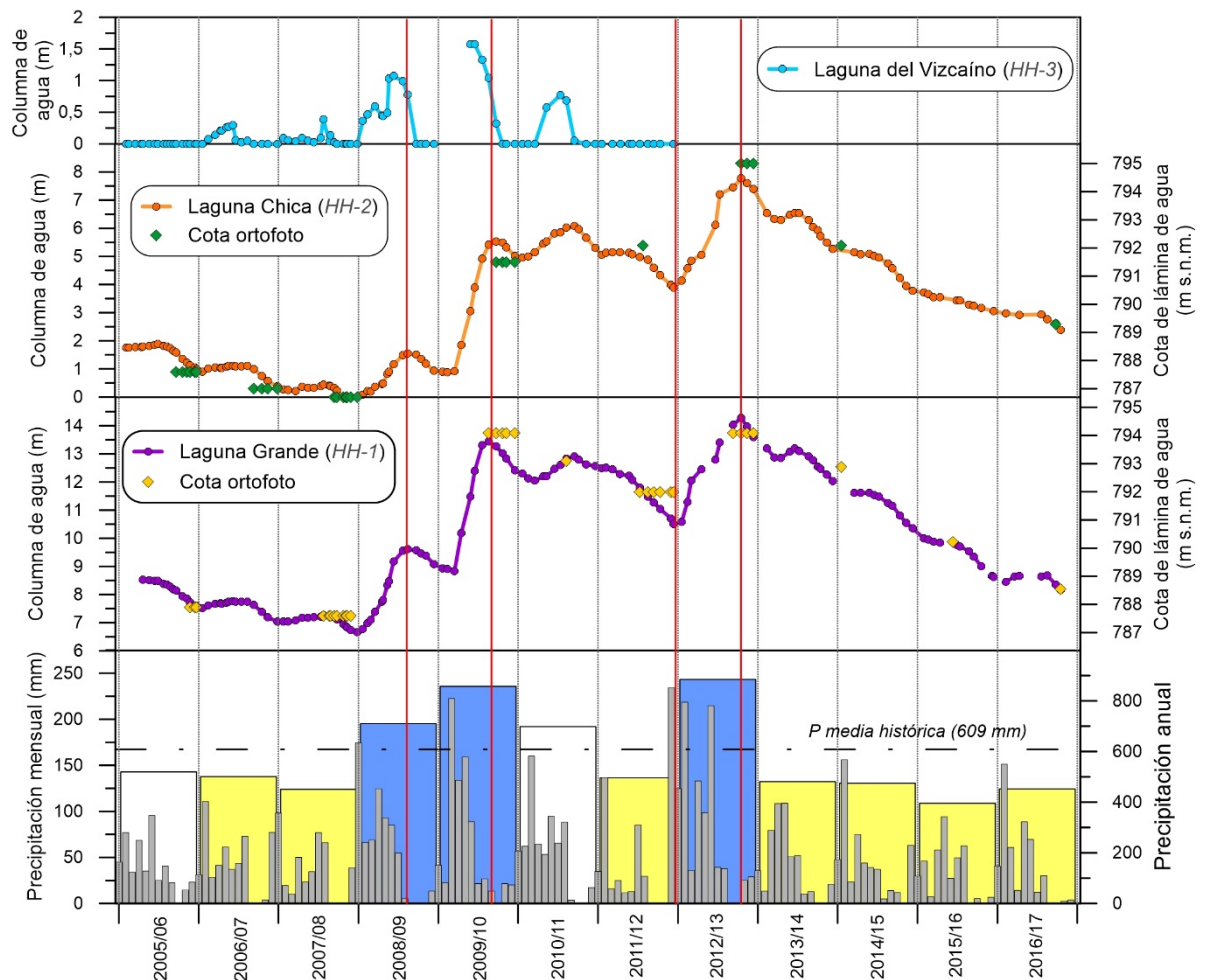


Figura 6.4. Evolución limnimétrica de las lagunas Grande, Chica y del Vizcaíno entre 2005/06 y 2016/17. Se representa la precipitación mensual registrada en la estación de Las Beatas (barras estrechas) y la precipitación anual media de todas las estaciones del área de Los Hoyos (barras anchas). El color de las últimas indica el tipo de año hidrológico: húmedo (azul), medio (blanco) o seco (amarillo). Se incluyen las cotas topográficas a la que se situaban las láminas de agua en las distintas ortofotografías consultadas

El vuelo en el que se realizó la toma de datos LiDAR se llevó a cabo en verano de 2008, coincidiendo con un periodo en el que la laguna Chica estaba completamente seca. Ello ha permitido determinar, de forma directa, la cota topográfica de su zona más deprimida y convertir los datos de calado de lámina de agua en medidas de cota.

### 6.3 Registro limnimétrico

---

En periodos en los que los ascensos de lámina de agua de las lagunas Grande y Chica fueron muy acusados las escalas utilizadas para las lecturas limnimétricas quedaron sumergidas, de forma que las variaciones limnimétricas tuvieron que inferirse a partir de la distancia vertical entre la superficie inundada y determinados puntos de referencia (rocas, vegetación, postes de señalización). Dichas medidas son poco precisas y, en conjunto, aportan un elevado error a la serie de datos. Mediante el uso de herramientas SIG, se ha comprobado la cota topográfica a la que se encontraban las láminas de agua de ambos humedales en las imágenes del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) de los años 2006-07, 2008, 2010-11 y 2013 y en las imágenes aéreas históricas del programa informático Google Earth, de abril de 2012, octubre de 2014 y julio de 2017. Los valores altitudinales derivados del registro limnimétrico de la CMA presentan diferencias con los obtenidos a partir del análisis de ortofotos, normalmente inferiores a 0,5 m (Fig. 6.4). No obstante, se ha observado que ambos tipos de datos reflejan de forma similar las variaciones de tipo interanual. Por tanto, el registro limnimétrico de las lagunas Grande y Chica proporcionado por la CMA aporta información cualitativa valiosa, pero no cuantitativa; es decir, la serie de datos puede ser útil para analizar el comportamiento hidrológico de los humedales (el momento y la magnitud relativa de las variaciones), pero debe ser utilizado con cautela para hacer cálculos matemáticos que requieran información precisa, como los balances hídricos.

En la figura 6.4 se representan las variaciones de lámina de agua registradas en los tres humedales monitorizados en el área de Los Hoyos. En general, las evoluciones limnimétricas de las lagunas Grande y Chica son parecidas, aunque con algunas diferencias. Desde el comienzo del periodo de observación (noviembre 2005) hasta el final del año 2007/08 las láminas de agua ambos humedales registraron una tendencia descendente escalonada (Fig. 6.4). Las continuas bajadas dejaron a la laguna Chica sin agua, desde julio a septiembre de 2007, y redujeron el calado de la Grande hasta el mínimo de todo el periodo de observación (6,66 m), a la cota de 787 m s.n.m. En los años húmedos 2008/09 y 2009/10 se produjeron ascensos notables, aunque más marcados en el segundo, en el que las variaciones mensuales alcanzaron 1,35 m (enero 2010), en la laguna Grande y 1,2 m (febrero 2010), en la Chica. En 2010/11, tras los descensos ocurridos al final del año hidrológico anterior, volvieron a tener lugar subidas de lámina de agua, aunque distintas en cada caso, ya que en la laguna Grande no se superó el calado máximo del año anterior y en la Chica sí (Fig. 6.4). En 2011/12, un año seco, la tendencia fue descendente, mientras que en 2012/13, un año muy húmedo, se produjeron subidas limnimétricas en las lagunas Grande y Chica, que situaron sus respectivas láminas de agua en 14,28 m (794,63 m s.n.m.) y 7,78 m (794,48 m s.n.m.), en julio de 2013. En ambos casos, dichos valores suponen los máximos absolutos, pero la diferencia con el segundo pico más alto de sus series es mayor en el caso de la laguna Chica, que supera en 1,71 m el dato de junio de 2011. Por su parte, en laguna Grande la variación respecto a mayo de 2010 es de 0,84 m (Fig. 6.4). A partir de julio de 2013, la tendencia general ha sido descendente en ambos humedales, como consecuencia de la concatenación de los 4 años secos que constituyen el periodo de investigación. No obstante, dicha tendencia se hizo menos pronunciada en la laguna Chica en los dos últimos años (2015/16 y 2016/17), mientras que en la laguna Grande no se apreció una atenuación del descenso hasta 2016/17, en el que también se registró un leve ascenso (Fig. 6.4).

La evolución limnimétrica disponible de la laguna del Vizcaíno (Fig. 6.4) evidencia claramente su carácter temporal, ya que sólo presenta inundación durante algunos meses, coincidiendo con el periodo de mayores precipitaciones. La altura de lámina de agua alcanzada cada año está relacionada con la pluviometría (Fig. 6.4). Así, en 2009/10, el año más húmedo del periodo controlado, la columna de agua llegó a ser de 1,6 m (febrero y marzo), en 2008/09, el segundo año más lluvioso, se superó ligeramente el metro de altura (marzo) y en 2010/11, considerado como año medio, la altura de lámina de agua sobrepasó 0,8 m (abril). Además, en los años hidrológicos 2005/06 y 2011/12 no se observó inundación en el humedal.

En los años húmedos, en los que los ascensos limnimétricos de los tres humedales fueron marcados, se observa una buena correspondencia entre la precipitación y las variaciones de lámina de agua en la laguna del Vizcaíno, aunque no se dispone de información a partir de 2012/13 (Fig. 6.4). Por el contrario, se aprecia un desfase evidente entre la lluvia y los picos anuales de máxima inundación de las lagunas Grande y Chica. Ello es más llamativo en el año 2012/13, en el que las mayores columnas de agua se registraron en julio, dos meses después de que terminara el periodo de lluvias (Fig. 6.4). La diferencia entre los comportamientos hidrológicos de la laguna del Vizcaíno y los otros dos humedales se debería a la existencia de aportes hídricos subterráneos hacia los últimos. Así, en los meses de menos pluviometría, a las lagunas Grande y Chica, llegarían recursos hídricos subterráneos infiltrados en el área de Los Hoyos. La relación entre dichas lagunas y las aguas subterráneas ya ha sido referida en trabajos previos (CMA, 2005; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2006; Linares, 2008) y se debe a la intersección del nivel piezométrico con las cubetas de ambos humedales. En el caso de la laguna del Vizcaíno, situada a cota más elevada (816 m s.n.m.), el nivel piezométrico queda por debajo, por lo que no recibe aportación de las aguas subterráneas; en todo caso, se debe de producir infiltración desde el vaso lagunar hacia el subsuelo.

Por otro lado, las diferencias que existen entre las evoluciones de las lagunas Grande y Chica (Fig. 6.4) también podrían estar relacionadas con su relación con las aguas subterráneas. Por ejemplo, el ascenso de lámina de agua de la laguna Chica en 2010/11 por encima de la altura alcanzada el año anterior, así como la subida tan considerable registrada en 2012/13, podrían deberse a una mayor cantidad de aportes subterráneos que en el caso de la laguna Grande. También guardaría relación con ello la atenuación de los descensos observada en la laguna Chica a partir de 2015/16. No obstante, también podría ocurrir que los distintos comportamientos limnimétricos estuviesen relacionados con aspectos hidrológicos, ya que las morfologías de las cubetas y la superficie de sus cuencas vertientes (laguna Grande=21,1ha, y laguna Chica=35,86 ha) son distintas.

### **6.3.2. Registro limnimétrico durante el periodo de investigación (2013/14-2016/17)**

Para llevar a cabo el control limnimétrico de la laguna Grande (HH-1) se colocó un equipo automático de registro horario de altura de lámina de agua en el interior del humedal (Fig. 6.5A), cerca de su borde sur. Con el fin de comprobar el buen funcionamiento del dispositivo, se instaló una escala limnimétrica junto al mismo (Fig. 6.5A). La posterior comparación entre los datos proporcionados por el equipo de

### 6.3 Registro limnimétrico

registro automático y las lecturas de altura de lámina de agua realizadas sobre la escala (Fig. 6.5B) muestran una correlación elevada ( $R^2=0,997$ ).

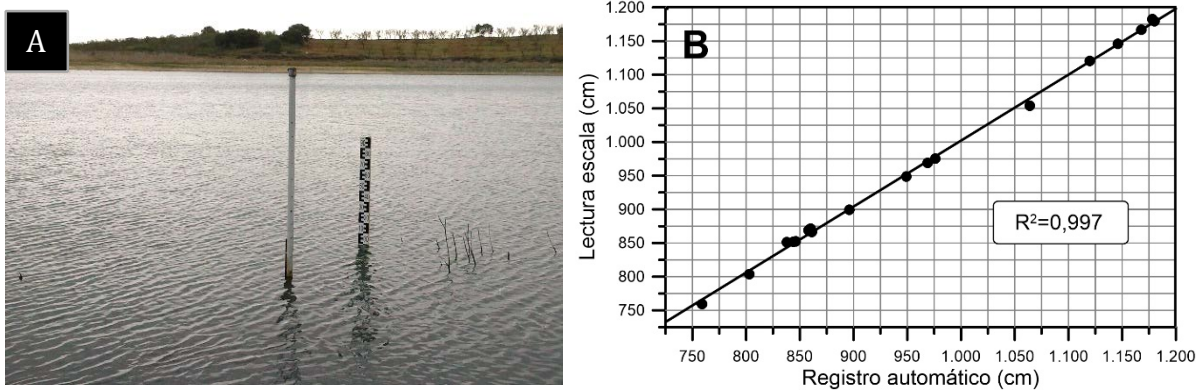


Figura 6.5. Ubicación del equipo de registro continuo de nivel de lámina de agua en la laguna Grande, junto a escala limnimétrica (A), y relación entre el nivel de lámina de agua registrado por el equipo de medida automático y las lecturas limnimétricas puntuales realizadas (B)

En la figura 6.6 se representa la evolución limnimétrica de la laguna Grande, entre abril de 2014 (1.340 cm) y septiembre de 2017 (757 cm). Se aprecia una clara tendencia descendente, que ha tenido lugar en un contexto hidrológico de 4 años secos consecutivos (Tab. 3.35 y Fig. 3.57), aunque escalonada, debido a la atenuación producida durante los meses más lluviosos. Así, entre diciembre y marzo de los años hidrológicos 2014/15 y 2015/16, se observa una estabilización de la lámina de agua, que tuvo lugar con cierto desfase respecto a las primeras lluvias de cada año hidrológico, entre octubre y noviembre (Fig. 6.6). El único año hidrológico en el que se aprecia una ligera subida de la lámina de agua es 2016/17 (Fig. 6.6), como consecuencia de las precipitaciones ocurridas en el último trimestre de 2016 (266 mm), que superaron ampliamente las registradas en el mismo periodo de los años 2014 (177 mm) y, sobre todo, 2015 (75,7 mm).

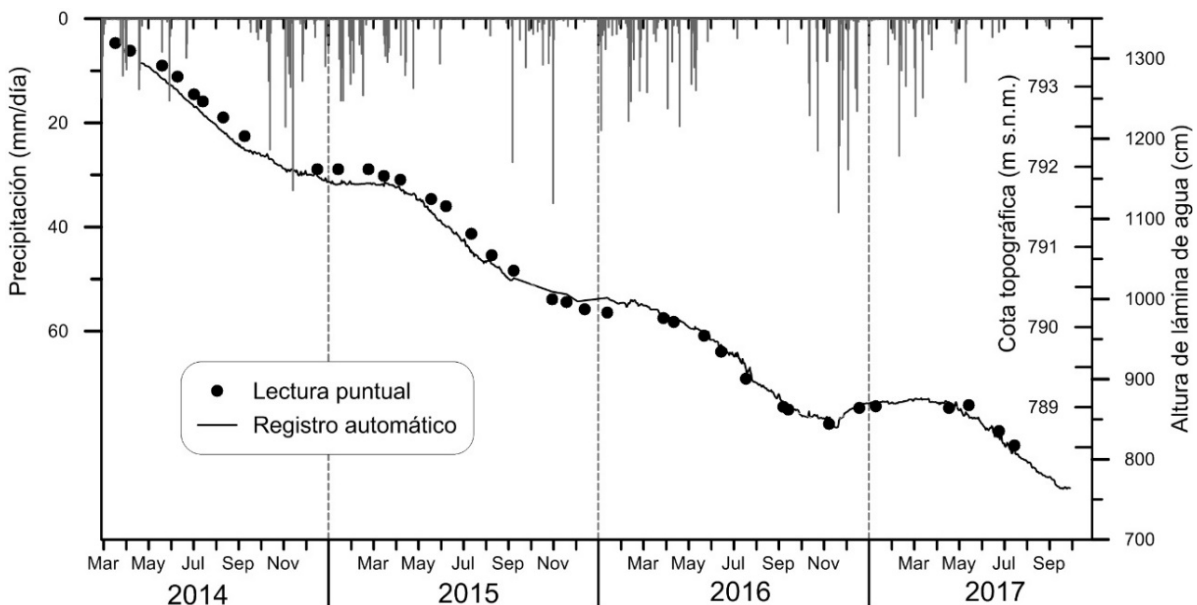


Figura 6.6. Evolución limnimétrica de la laguna Grande durante el periodo de investigación. Se incluye la precipitación diaria registrada en la estación de Archidona-RAIF

En general, las variaciones limnimétricas descritas se han producido de forma desfasada y atenuada respecto de la precipitación (Fig. 6.6). Además, los pequeños ascensos de lámina de agua que han tenido lugar tras los eventos lluviosos fueron de escasa magnitud en comparación con los que se observan a escala semanal o mensual. Todo ello evidencia la existencia de entrada de agua en el balance hídrico del humedal distinta de la precipitación y de la escorrentía, pues no existe una red de drenaje ni cuenca vertiente de entidad que aporten volúmenes relevantes de agua de forma superficial con posterioridad a los eventos lluviosos. Por tanto, la alimentación subterránea de la laguna Grande queda patente, como ya han apuntado estudios previos (CMA, 2005; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2006) y como se dedujo en el apartado anterior a partir de la evolución limnimétrica histórica (Fig. 6.4).

El descenso limnimétrico de 5,3 m registrado durante el periodo de control (abril 2014-septiembre 2017) ha situado la lámina de agua a una cota de 787,9 m s.n.m. (Fig. 6.6). El manantial del Molino de los Aguileras, ubicado a una distancia de 365 m del centro de la laguna Grande, está a una altitud de 787 m s.n.m. De existir aportes de agua subterránea desde el humedal hacia la surgencia, éstos cesarían si la columna de agua de la laguna descendiese al menos 90 cm, hasta 6,6 m.

Se ha comparado la serie de datos limnimétricos horarios de la laguna Grande con la del caudal drenado por el manantial del Molino de los Aguileras (Fig. 6.7). Ambos parámetros muestran una relación positiva, que se ajusta de forma notable ( $R^2=0,951$ ) a una regresión de tipo logarítmico. La proyección de la ecuación que define dicha relación hacia valores bajos de altura de columna de agua llevaría asociada una disminución del caudal de la surgencia, que se igualaría a 0 cuando la columna de agua del humedal se redujera a 6,5m (Fig. 6.7). Dicho valor dejaría la lámina de agua a una elevación de 786,8 m s.n.m., muy próxima a la cota de surgencia del manantial (787 m s.n.m.).

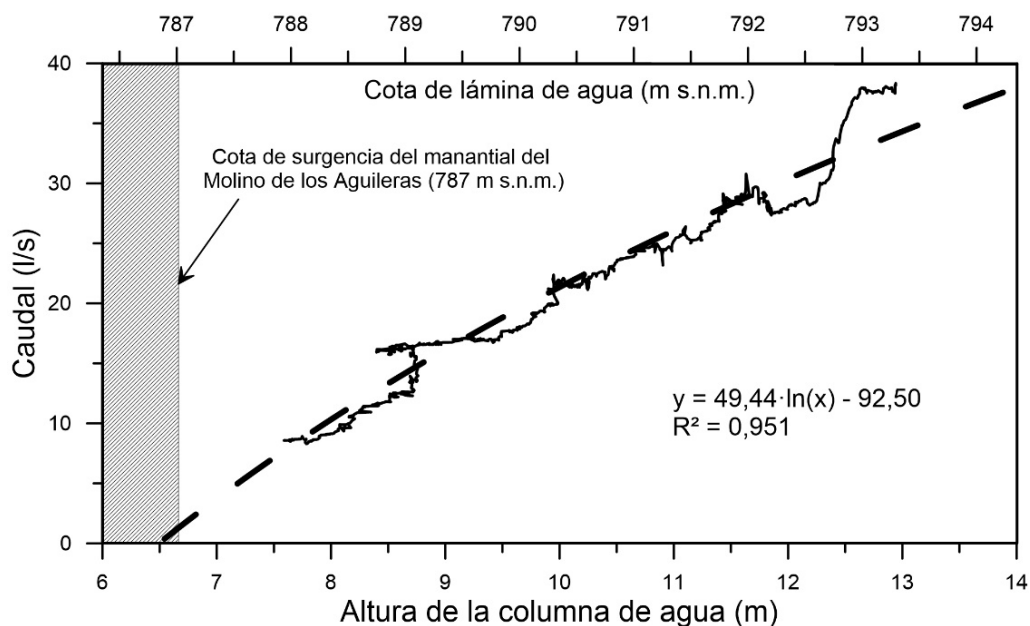


Figura 6.7. Relación entre el registro limnimétrico de la laguna Grande y el de caudal del manantial del Molino de los Aguileras. Se incluye la regresión logarítmica calculada entre ambas series de datos. La zona sombreada representa una situación hipotética en la que la superficie de lámina de agua se situaría por debajo de la cota de surgencia del manantial



### 6.3 Registro limnimétrico

Por tanto, existe una relación hidrodinámica entre la laguna Grande y el manantial del Molino de los Aguileras (Fig. 6.7). Además, parece probable que, de continuar la situación de escasez pluviométrica imperante durante los últimos años, el nivel de lámina de agua del humedal siga descendiendo y que el manantial del Molino de los Aguileras disminuya su caudal de manera considerable, como ya ocurrió en 1995 (1 l/s; Tab. 6.2 y Fig. 6.1A), hasta casi su desecación. No obstante, la relación entre los dos puntos de agua no tiene por qué suponer una dependencia directa. Es decir, podría no existir conexión hidrogeológica directa entre la laguna y la surgencia, pero que ambos elementos drenasen el mismo sistema. De ese modo, las variaciones piezométricas del acuífero afectarían tanto a la descarga que se produce a través de manantial del Molino de los Aguileras, como a las variaciones de lámina de agua de la laguna Grande.

## 6.4 HIDROTERMIA

Desde septiembre de 2013 hasta septiembre de 2017, se ha llevado a cabo un control periódico de la temperatura del agua drenada por el manantial del Molino de los Aguileras (MH-1), así como en la salina y el rezume de Fuente Camacho (MH-2 y RH-1, respectivamente), aunque por menor periodo de tiempo (Tab. 6.3). Las medidas se tomaron quincenalmente hasta el final del año 2015/16 y, desde entonces hasta el término de la investigación, cada dos meses. Con objeto de controlar de forma horaria las variaciones de temperatura del agua drenada por el manantial del Molino de los Aguileras, en enero de 2014, se instaló un dispositivo de medida automático. Además, se ha realizado un seguimiento mensual de la temperatura del agua de las lagunas Grande (HH-1) y Chica (HH-2), y se han efectuado medidas esporádicas en el rezume de la laguna Chica (RH-4) y la laguna del Vizcaíno (HH-3), pero dicha información será tratada en el apartado 6.5, sobre hidroquímica, del presente capítulo.

Denominación (Referencia)	Tipo de serie	Periodo de registro	Nº de medidas	Tª max. (°C)	Tª med. (°C)	Tª min. (°C)	Tªmax. - Tªmin.	cv (%)
Molino de los Aguileras (MH-1)	Datos puntuales	Sep 13 - Sep 17	69	17,2	16,9	16,7	0,5	0,6
	Registro continuo	Ene 14 - Sep 17	19.694	17,2	16,9	16,0	1,2	1,4
Salina de Fuente Camacho (MH-2)	Datos puntuales	Oct 14 -Ene 17	36	21,3	17,3	13,2	8,1	12,1
Rezume de Fuente Camacho (RH-1)	Datos puntuales	Oct 13 - Ene 17	63	18,8	17,4	16,4	2,4	3,9

Tabla 6.3. Características de los datos de temperatura del agua de las principales surgencias de agua subterránea del área de Los Hoyos

La temperatura del agua varía entre 13,2°C, y 21,3°C. Ambos datos fueron registrados en el manantial de la salina de Fuente Camacho (Tab. 6.3), en noviembre de 2014 y septiembre de 2016, respectivamente. Los valores medios de temperatura del agua han sido: 16,9°C en el manantial del Molino de los Aguileras, 17,3°C en la salina de Fuente Camacho y 17,4°C en el rezume homónimo (Tab. 6.3), todos ellos próximos a la temperatura media del aire en el área de Los Hoyos, de 16,5°C (Tab. 3.42).

El manantial de la salina de Fuente Camacho es el que presenta mayor variabilidad hidrotérmica, con un coeficiente de variación (**cv**) del 12,1%, así como un rango de

variación más amplio, de 8,1°C (Tab. 6.3). Por el contrario, la serie de datos puntuales de temperatura del agua drenada por el manantial del Molino de los Aguileras, registró las menores diferencias entre los valores máximo y mínimo (0,5°C) y su **cv** es el más bajo (0,6 %). Las cifras aumentan hasta 1,2°C y 1,4% en la serie de registro hidrotérmico continuo (Tab. 6.3).

Las evoluciones temporales de la temperatura del agua drenada por los distintos mananciales y rezume considerados se representan en la figura 6.8, junto con los datos diarios de precipitación y temperatura media del aire. En el caso del manantial del Molino de los Aguileras, además, se incluyen los datos de caudal aforados y las series de registro horario de temperatura y descarga proporcionadas por los equipos automáticos de medida.

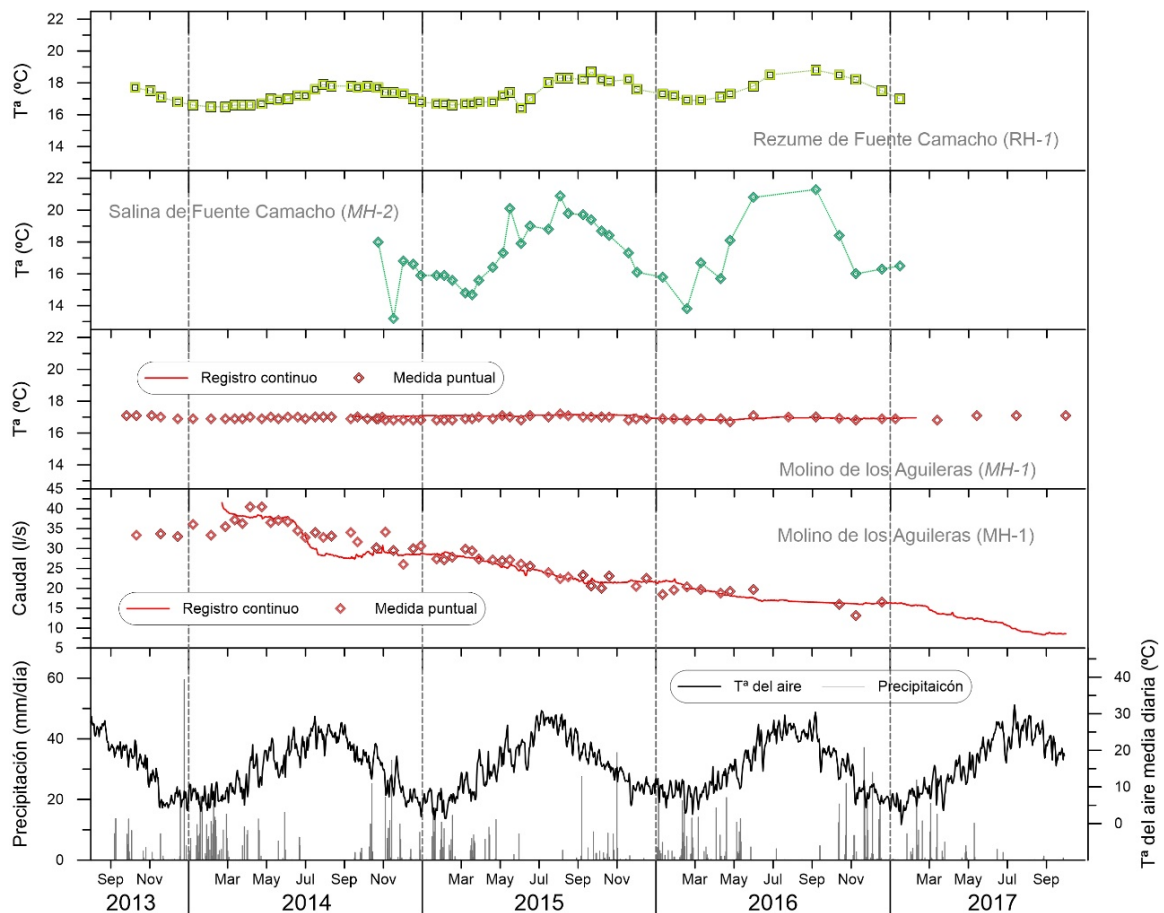


Figura 6.8. Evolución de la temperatura del agua drenada por los mananciales del Molino de los Aguileras y de la salina de Fuente Camacho, y por el rezume de Fuente Camacho durante el periodo de investigación. También se representan las series de datos de caudal del manantial del Molino de los Aguileras y de precipitación diaria y de temperatura media diaria registradas en la estación de Archidona-RAIF

Existen diferencias marcadas en el comportamiento hidrotérmico de los distintos puntos de surgencia (Fig. 6.8). Las aguas del manantial del Molino de los Aguileras (MH-1) son las que presentan una temperatura más estable, que no parece tener relación con su comportamiento hidrodinámico. Las pequeñas variaciones de temperatura del agua registradas en esta surgencia, son análogas a las oscilaciones térmicas del aire, aunque son poco significativas en comparación con las observadas en los otros dos puntos considerados (Tab. 6.3).

Las evoluciones hidrotérmicas del manantial de la salina de Fuente Camacho y del rezume de Fuente Camacho muestran un patrón de variación anual, con valores mínimos de temperatura que se alcanzan en los primeros meses del año y los máximos se registran al comienzo del segundo semestre (Fig. 6.8). Dicho comportamiento se asemeja notablemente al de la temperatura del aire, sobre todo en el caso del manantial de la salina de Fuente Camacho (MH-2), en el que las variaciones hidrotérmicas son de mayor magnitud. Esto último puede deberse a que las medidas no se realizaron en el punto de surgencia, sino en el drenaje que se origina como consecuencia de las fugas de agua que se produce en los conductos de captación de la empresa salinera, lo que habría permitido cierta atemperación de las aguas con la atmósfera.

En las aguas del rezume de Fuente Camacho (RH-1) las variaciones de temperatura han sido más moderadas (Tab. 6.3 y Fig. 6.8) y se han producido con cierto retardo respecto de las oscilaciones térmicas del aire. Así, el agua subterránea drenada a través de la surgencia alcanzó mayor temperatura en los meses de septiembre y octubre, mientras que los meses más cálidos fueron julio y agosto (Figs. 3.69 y 6.8). De igual modo, se observa un desfase de aproximadamente dos meses entre los meses de menor temperatura del aire (diciembre y enero, Figs. 3.69 y 6.8) y el drenaje del agua más fría (febrero y marzo). Todo ello, revela que el sistema tiene cierta capacidad para atenuar su respuesta a los impulsos térmicos de entrada.

## 6.5 HIDROQUÍMICA

### 6.5.1 Caracterización espacial de la composición química de las aguas

Las muestras de agua tomadas en el área de Los Hoyos han sido analizadas en el laboratorio del CEHIUMA. Las composiciones hidroquímicas, derivadas de las determinaciones analíticas, se representan en el diagrama de Piper de la figura 6.9 y en los diagramas de Stiff del mapa hidrogeológico adjunto. Así mismo, en la tabla 6.4 se resume la información estadística relativa a la concentración de los componentes químicos y de los parámetros físico-químicos medidos en campo: conductividad eléctrica (CE), temperatura del agua ( $T^a$ ), pH y oxígeno disuelto (OD).

Se distinguen tres grupos de aguas, de acuerdo con su facies hidroquímicas. En primer lugar, la muestra de agua tomada en la laguna del Vizcaíno (HH-3) es de tipo bicarbonatada cálcica (Fig. 6.9). El grupo más numeroso está formado por las aguas con facies sulfatadas cálcicas, que corresponden a las muestras de agua del manantial del Molino de los Aguileras (MH-1), el rezume de la laguna Chica (RH-4) y las lagunas Grande (HH-1) y Chica (HH-2), aunque el agua de ésta última presenta mayores contenidos de  $Mg^{2+}$  y  $Na^+$  (Fig. 6.9) que las otras. Finalmente, las aguas del manantial de la salina de Fuente Camacho (MH-2) y del rezume de Fuente Camacho (RH-1) son marcadamente cloruradas sódicas (Fig. 6.9).

Los diagramas de Stiff, incluidos en el mapa hidrogeológico adjunto, permiten identificar la existencia de un patrón de distribución espacial de las distintas facies hidroquímicas que guarda relación con la cota de cada punto de agua considerado. Así, se

---

encuentran aguas bicarbonatadas en la zona central del área de estudio, a mayor altitud (>800 m s.n.m.). Se trataría de aguas meteóricas y superficiales, con muy poco recorrido subterráneo. En la zona occidental, en cotas intermedias (780-790 m s.n.m.), aparecen aguas sulfatadas cuya composición química guardaría relación con la disolución del yeso, mineral muy abundante en el área de estudio. Ello sugiere que este tipo de agua está geoquímicamente más evolucionada, y que ha adquirido su mineralización gracias a un mayor tiempo de interacción con los minerales del medio. Finalmente, en la zona oriental de Los Hoyos, a menor altitud (725-750 m s.n.m.), el agua subterránea drenada por las surgencias es de tipo clorurada. La posición relativa de las surgencias y su hidroquímica indican que este tipo de aguas está relacionado con flujos subterráneos de mayor recorrido (mayor tiempo de residencia) que han circulado a través del núcleo salino de la estructura diapiroide de Los Hoyos (Calaforra y Pulido-Bosch, 1993 y 1999).

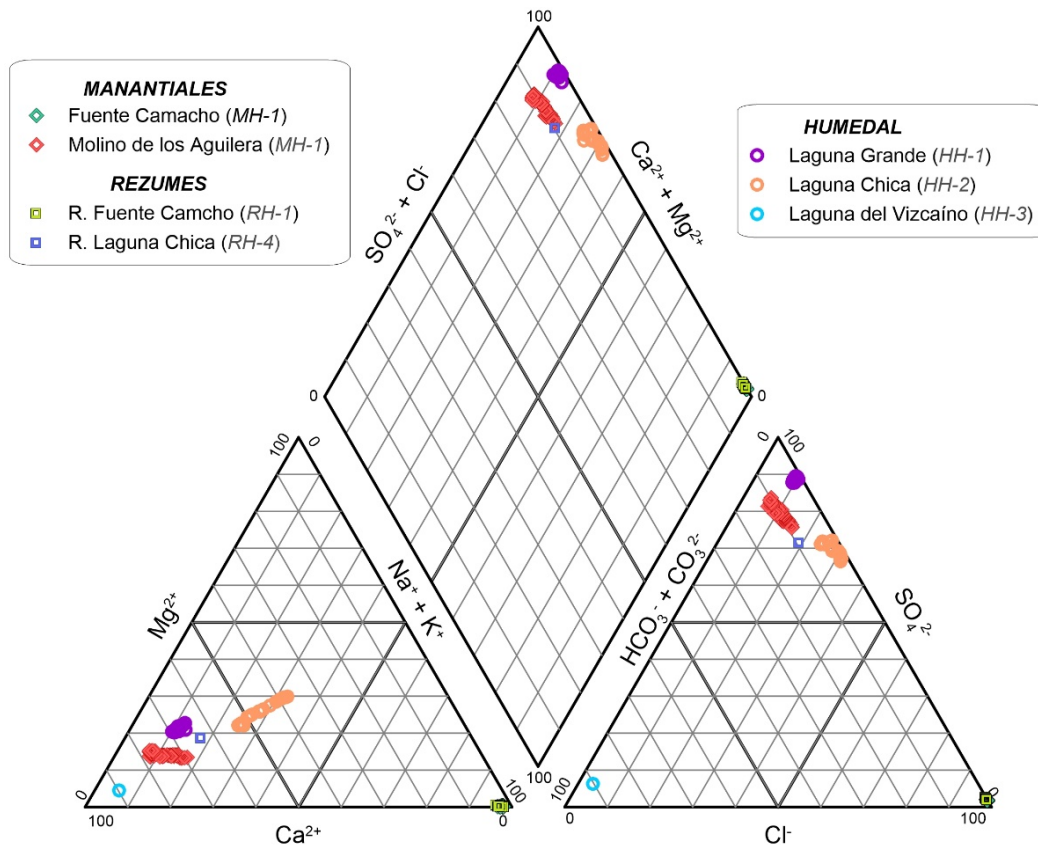


Figura 6.9. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las muestras de agua superficial (humedales) y subterránea (manantiales y rezumes) tomadas en el área de Los Hoyos durante el periodo de investigación

La diversidad de facies encontradas en el área de Los Hoyos favorece la existencia de un amplio rango de valores de conductividad eléctrica -CE- (Tab. 6.4). En la laguna del Vizcaíno (HH-3), cuyas aguas son bicarbonatadas, la CE es de 0,4 mS/cm, mientras que en las que presentan facies cloruradas (sector de Fuente Camacho), los valores superan los 200 mS/cm. Las aguas sulfatadas de las lagunas Grande y Chica (HH-1 y HH-2, respectivamente), del manantial del Molino de los Aguilera (MH-1) y del rezume de la laguna Chica (RH-2), tienen valores medios de CE de entre 2,9 y 5,7 mS/cm, (Tab. 6.4). El aumento de la mineralización, además de guardar relación con la composición química de las aguas, depende de la cota de surgencia, pues existe una tendencia ascendente de la CE hacia altitudes más bajas (Fig. 6.10).

## 6.5 Hidroquímica

Tipo	Punto (Ref.)		CE	T <sup>a</sup>	pH	OD	TOC	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Sr <sup>2+</sup>	
M A N A N T I A L	Molino de los Aguileras (MH-1)	<i>n</i>	69	69	62	55	50	68	-	65	65	63	27	65	65	63	63	65	65	16	
		<i>med</i>	2,9	17,0	7,0	2,4	0,4	276	-	0,4	178	0,6	0,4	15	1.784	668	77	118	3,2	7,1	
		<i>máx</i>	3,2	17,7	7,6	3,3	0,9	285	-	0,5	328	0,9	0,6	19	1.965	890	103	270	5,5	7,6	
		<i>mín</i>	2,6	16,8	6,4	2,0	0,0	265	-	0,3	95	0,3	0,1	13	1.504	587	66	73	1,8	6,5	
	<i>cv</i>	6	1	3	12	43	1	-	11	32	17	23	7	6	5	6	32	32	4		
	Salina de Fuente Camacho (MH-2)	<i>n</i>	37	36	31	25	-	37	-	-	37	37	-	35	37	37	37	37	37	37	9
		<i>med</i>	215,5	17,3	6,1	1,9	-	240	-	-	173.493	56	-	21	4.219	1.966	143	107.341	244	51	
		<i>máx</i>	220,0	21,3	6,7	3,3	-	261	-	-	191.334	64	-	87	4.734	2.903	212	115.617	307	63	
		<i>mín</i>	210,0	13,2	5,4	0,8	-	207	-	-	155.785	45	-	1	3.676	1.729	55	86.801	197	44	
	<i>cv</i>	1	12	4	44	-	5	-	-	6	6	-	88	7	12	35	5	9	12		
	R E Z U M E	Fuente Camacho (RH-1)	<i>n</i>	63	63	55	47	-	62	-	-	60	58	-	55	60	62	62	62	60	17
			<i>med</i>	193,8	17,4	6,2	0,7	-	318	-	-	130.883	46	-	29	3.706	1.815	165	82.478	180	52
<i>máx</i>			203,0	18,8	7,1	2,2	-	362	-	-	150.962	68	-	85	4.408	2.531	254	109.693	264	64	
<i>mín</i>			174,1	16,4	5,7	0,3	-	283	-	-	112.763	32	-	3	3.078	1.627	65	63.720	138	43	
<i>cv</i>	3	4	3	51	-	6	-	-	6	15	-	74	8	10	28	9	13	13			
H U M E D A L	R. Laguna Chica (RH-4)	<i>n</i>	23/02/2016	3,4	14,2	8,1	8,7	1,0	284	-	0,4	337	0,6	1,5	3,5	1.710	644	116	204	3,4	9
		<i>med</i>	25	25	22	19	18	25	5	22	25	25	9	22	23	25	25	25	25	11	
		<i>máx</i>	3,6	18,1	8,7	9,8	6	62	6	0,5	214	0,8	0,3	0,9	2.586	825	157	152	7	12,0	
		<i>mín</i>	4,2	28,7	9,6	11,6	7	90	8	0,7	278	0,9	1,2	2,7	3.124	946	197	192	10	13,5	
	Laguna Grande (HH-1)	<i>n</i>	3,3	7,1	7,8	7,7	5	28	5	0,4	176	0,6	0,1	0,4	2.169	724	130	122	6	10,6	
		<i>med</i>	9	39	6	10	13	31	22	18	14	9	106	65	11	8	12	13	11	8	
		<i>máx</i>	24	24	21	19	20	21	2	20	20	20	4	19	20	21	21	21	21	11	
		<i>mín</i>	5,7	17,7	8,2	9,2	12	118	3,6	0,4	894	1,5	0,7	1,8	2.985	789	287	580	17	15	
	Laguna Chica (HH-2)	<i>n</i>	8,1	30,8	9,2	17,3	20	165	5,8	0,8	1.476	2,3	1,7	3,9	4.337	997	464	920	24	17	
		<i>med</i>	4,2	6,7	7,6	4,7	6	60	1,3	0,2	517	1,0	0,3	0,7	2.041	585	152	333	12	11	
		<i>máx</i>	4,2	6,7	7,6	4,7	6	60	1,3	0,2	517	1,0	0,3	0,7	2.041	585	152	333	12	11	
		<i>mín</i>	22	42	6	31	33	28	88	27	35	28	107	51	23	13	35	35	24	14	
<i>cv</i>	Laguna del Vizcaíno (HH-3)	23/02/2016	0,4	17,4	7,7	-	10	227	-	0,2	5	-	0,4	0,2	12	77	2	3	5	0	

Tabla 6.4. Resumen estadístico (*n*: nº de medidas/determinaciones; *med*: valor medio; *máx*: valor máximo; *mín*: valor mínimo; *cv*: coef. de variación expresado en %) de los parámetros físico-químicos y de los componentes químicos de las muestras de agua tomadas en el área de Los Hoyos. CE expresada en mS/cm, T<sup>a</sup> en °C, pH en unidades de pH y los componentes químicos en mg/l. (-) indica dato no determinado

Las aguas del área de Fuente Camacho (MH-1 y RH-1), además de tener los valores más elevados de CE, cuentan con las mayores concentraciones de Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Br<sup>-</sup> y Sr<sup>2+</sup> (Tab. 6.4). Dichas especies químicas provienen principalmente de la disolución de minerales evaporíticos, que están presentes en los materiales triásicos de facies germano-andaluzas (Sanz de Galdeano, 1983a; Carrasco, 1986; Ortí *et al.*, 1996 y 2014). El aumento de CE hacia cotas de surgencia más bajas está ligado al incremento del contenido de todos los iones disueltos (TDS; *Total Dissolved Solids*), sobre todo de Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup> (Tab. 6.4). La disolución de estas dos especies sigue una progresión de tipo logarítmico (Fig. 6.10), que alcanza concentraciones de hasta 191 g/l de Cl<sup>-</sup> y 115 g/l de Na<sup>+</sup> en el manantial de la salina de Fuente Camacho (Tab. 6.4). Así mismo, aumenta la concentración de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y Ca<sup>2+</sup> hacia cotas de surgencia inferiores, aunque en este caso el tipo de progresión es lineal (Fig. 6.10) y los valores de concentración máximos son 4,7 y 2,9 g/l, respectivamente (Tab. 6.4). También existen mayores contenidos de K<sup>+</sup>, Br<sup>-</sup> y Sr<sup>2+</sup> en los manantiales más salinos, pero su aportación a la mineralización es considerablemente inferior, ya que sus valores máximos son de 307 mg/l de K<sup>+</sup>, 68 mg/l de Br<sup>-</sup> y 64 mg/l de Sr<sup>2+</sup> (Tab. 6.4). Finalmente, no se aprecia ningún patrón de evolución de los contenidos de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> ni Mg<sup>2+</sup> (Fig. 6.10). Todo ello explicaría la diversidad de facies hidroquímicas observadas y podría estar relacionado con el grado de evolución de las aguas subterráneas, de acuerdo con el modelo de flujo regional propuesto por Tóth (1963, 1970). Además, el hecho de que la estructura geológica del sistema estudiado sea

caótica y de tipo diapiroide (Calaforra y Pulido-Bosch, 1999) implica una distribución desigual de las distintas rocas que constituyen el medio. Así, el núcleo de la estructura estaría constituido principalmente por halita y yeso masivo, los materiales más plásticos y más solubles (Fig. 2.11), de forma que los flujos de agua subterránea que los atraviesen disolverían mayores cantidades de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ . Además, la ausencia de halita en superficie propicia que las aguas subterráneas que circulan más próximas a la superficie presenten facies sulfatadas cálcicas.

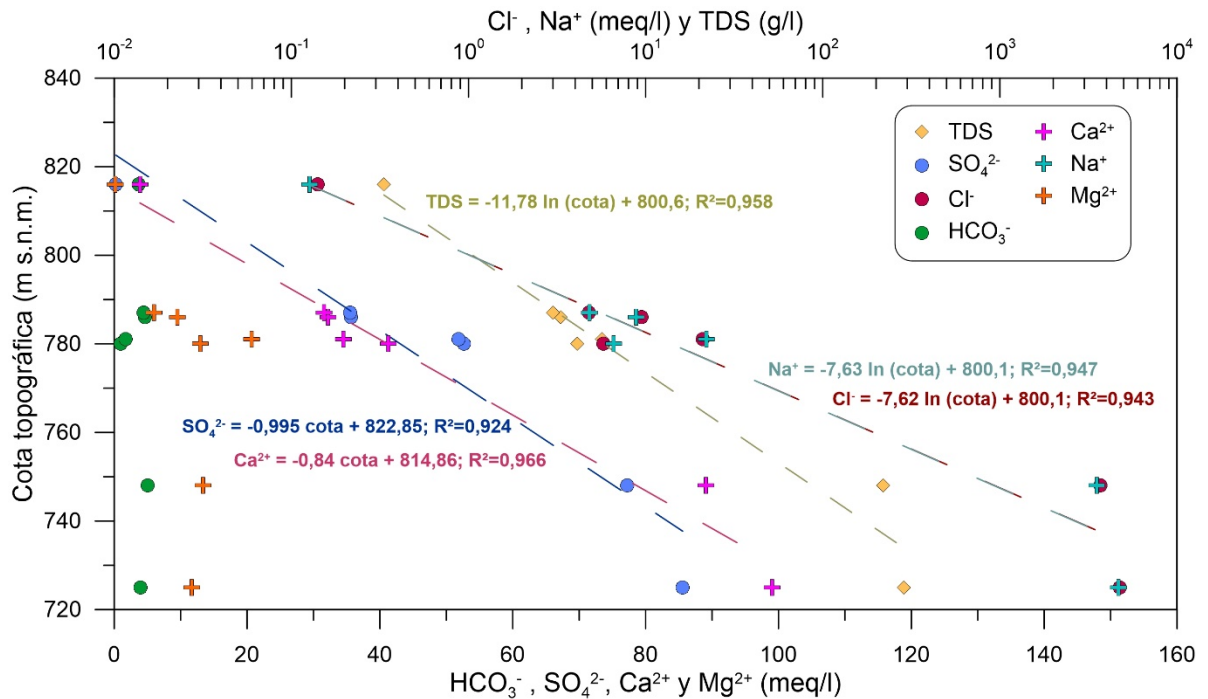


Figura 6.10. Relación entre el total de sólidos disueltos (TDS) y los iones mayoritarios frente a la cota de surgencia de cada punto considerado. Se representa la desviación estándar de cada parámetro (barras horizontales) y las ecuaciones de las rectas de regresión calculadas

La falta de un patrón de evolución del contenido de  $\text{HCO}_3^-$  disuelto se explica porque, a diferencia del resto de especies químicas analizadas, el equilibrio del sistema calco-carbónico se ve condicionado por diversos factores, como el pH, la temperatura del agua o el intercambio gaseoso ( $\text{CO}_2$ ). El mayor contenido en  $\text{HCO}_3^-$  (362 mg/l) ha sido determinado en el rezume de Fuente Camacho (RH-1). Dicho punto es también el que tiene el contenido medio de  $\text{HCO}_3^-$  más elevado (318 mg/l), significativamente superior a los 240 mg/l obtenidos en el agua del manantial de la salina de Fuente Camacho (MH-1), de (Tab. 6.4). La diferencia de valores, junto con los signos de equilibrio con la atmósfera que muestra el agua de la segunda surgencia en el punto de muestreo (véase apartado 6.4), podría indicar que se está produciendo precipitación de carbonatos. Por otra parte, los contenidos medios más bajos de  $\text{HCO}_3^-$  corresponden a las aguas de las lagunas Grande (HH-1) y Chica (HH-2), con 62 y 118 mg/l, respectivamente (Tab. 6.4). Además, en los dos últimos puntos se han determinado  $\text{CO}_3^{2-}$  en algunas de las muestras de agua, aunque siempre en menor proporción que el ion  $\text{HCO}_3^-$  (Tab. 6.4).

El contenido de  $\text{NO}_3^-$  también varía de forma notable en los distintos puntos estudiados, entre 0,2 mg/l, en la laguna del Vizcaíno, y 87 mg/l, en el manantial de la salina de Fuente Camacho (Tab. 6.4). En términos generales, existe un aumento de la concentración de esta especie química hacia cotas inferiores, aunque no es tan marcado

## 6.5 Hidroquímica

---

como en el resto de casos descritos. En parte, ello se debe a que las concentraciones medias de  $\text{NO}_3^-$  en las aguas de las lagunas Grande y Chica (0,9 mg/l y 1,8 mg/l, respectivamente) son inferiores a las determinadas en las aguas del manantial del Molino de los Aguileras, con 15 mg/l de  $\text{NO}_3^-$  (Tab. 6.4).

La amplitud de valores hidrotérmicos es elevada en el área de Los Hoyos, donde se han medido temperaturas mínimas de 6,7°C y máximas de 30,8°C, ambas en la laguna Chica (Tab. 6.4). Sin embargo, no existen diferencias tan marcadas entre los valores medios de temperatura del agua, que comprenden valores desde 17°C, en el manantial del Molino de los Aguileras, hasta 18,1°C, en la laguna Grande (Tab. 6.4). La variabilidad hidrotérmica es mayor las lagunas Grande y Chica, para las cuales el coeficiente de variación (**cv**) de la temperatura del agua es de 39% y 42%, respectivamente, valores bastante superiores a los obtenidos en el agua de los manantiales (Tab. 6.4).

El rango de variación del pH está comprendido entre 5,4, en la salina de Fuente Camacho y 9,6, en la laguna Grande (Tab. 6.4). Por lo general, las aguas de los manantiales presentan valores inferiores, entre 5,4 y 7,6, mientras que en los humedales varían desde 7,6 hasta 9,6 (Tab. 6.4). Dicha diferencia puede guardar relación con la pérdida de  $\text{CO}_2$  desde las aguas de las lagunas hacia la atmósfera, lo que explicaría los menores contenidos de  $\text{HCO}_3^-$  determinados en ellas (Tab. 6.4) como consecuencia de la precipitación de carbonatos, así como la presencia del ion  $\text{CO}_3^{2-}$ , debido al aumento de pH. Por el mismo motivo, el oxígeno disuelto (OD), también está en concentraciones superiores en las aguas de los humedales, con un máximo de 17,3 mg/l (Laguna Chica), mientras que su presencia en las aguas de los manantiales disminuye hasta valores medios de 2,4 mg/l, en el manantial del Molino de los Aguileras, y de 1,9 y 0,7 mg/l en el manantial de la salina de Fuente Camacho y en el rezume de Fuente Camacho, respectivamente (Tab. 6.4).

Con el fin de analizar la variabilidad hidroquímica existente en el área de estudio y determinar el grado de relación entre los distintos parámetros controlados, se ha efectuado un tratamiento estadístico multivariante, consistente en un análisis de componentes principales (ACP). Se han llevado a cabo distintos ACP y el que mayor varianza explicaba fue el realizado con 10 variables (Tab. 6.5) y un total de 158 observaciones.

La matriz de correlación entre las variables hidroquímicas, obtenida a partir del ACP, se representa en la tabla 6.5. En ella se observa el alto grado de relación ( $R^2 > 0,9$ ) que existe entre la CE y los contenidos en  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Ca}^{2+}$ . También hay correlación positiva, aunque en menor grado, entre CE y  $\text{SO}_4^{2-}$  ( $R^2 = 0,884$ ), mientras que CE se relaciona negativamente con pH ( $R^2 = -0,763$ ). En general, existen correlaciones altas entre los contenidos de la mayoría de especies químicas, salvo  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{HCO}_3^-$  (Tab. 6.5). Este último ion se relaciona negativamente con pH ( $R^2 = -0,818$ ).

Los dos factores principales obtenidos a partir del ACP explican un 88,44 % de la varianza hidroquímica existente en el conjunto de las muestras disponibles (Fig. 6.11), aunque la mayor parte del peso estadístico (71,51%) recae sobre el factor 1 (F1). Éste queda definido por la CE y la mayoría de especies químicas consideradas:  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y, en menor medida,  $\text{NO}_3^-$  (Fig. 6.11A). Todas ellas, a excepción de la última, provienen de la disolución de minerales de naturaleza evaporítica, que de forma

---

predominante constituyen las litologías presentes en el medio. Además, la concentración de dichos iones aumenta hacia cotas bajas (Fig. 6.10). F1 también se relaciona, aunque de manera inversa, con el pH, cuyos valores más elevados han sido medidos en las aguas de humedales. Por todo ello, F1 puede considerarse como un factor de evolución geoquímica, que distingue entre las aguas menos mineralizadas y más equilibradas con la atmósfera (mayor pH), de aquellas relativamente más aisladas de ésta (menor pH) y con mayor carga de solutos.

Variables	CE	HCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	pH
CE	1									
HCO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0,460	1								
Cl <sup>-</sup>	0,992	0,425	1							
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,722	0,470	0,717	1						
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,884	0,180	0,893	0,745	1					
Ca <sup>2+</sup>	0,958	0,388	0,949	0,675	0,891	1				
Mg <sup>2+</sup>	0,201	-0,293	0,185	0,316	0,537	0,270	1			
Na <sup>+</sup>	0,991	0,417	0,995	0,695	0,880	0,948	0,169	1		
K <sup>+</sup>	0,983	0,386	0,988	0,664	0,879	0,944	0,181	0,994	1	
pH	-0,763	-0,818	-0,757	-0,616	-0,517	-0,685	0,188	-0,757	-0,734	1

Tabla 6.5. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas muestreadas en el área de Los Hoyos

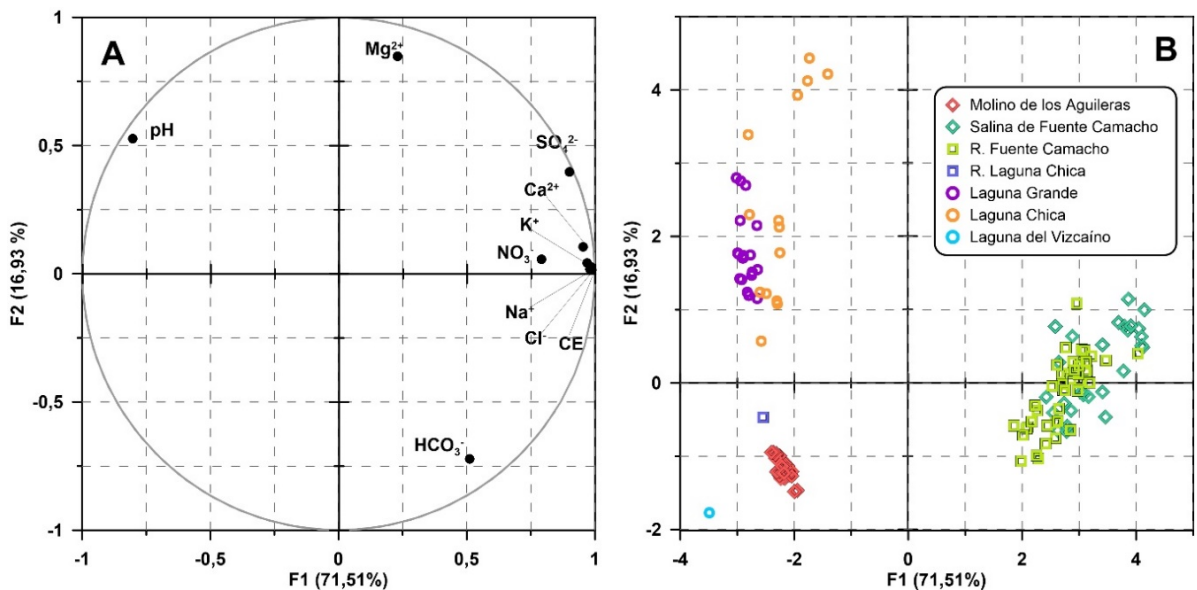


Figura 6.11. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado a partir de los datos hidroquímicos de las muestras de agua tomadas en el área de Los Hoyos

El factor 2 (F2; 16,93%) queda definido por el contenido en Mg<sup>2+</sup> en su parte positiva, mientras que lo hace de forma negativa con HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (Fig. 6.11A). Por tanto, F2 queda definido por algunas variables relacionadas con el equilibrio del sistema calco-carbónico. El hecho de que el Ca<sup>2+</sup> no aparezca relacionado con este factor podría explicarse porque su presencia en el medio es debida principalmente a la disolución de yeso, como se deduce de sus elevadas concentraciones (Tab. 6.4) y no tanto a la disolución de carbonatos.



Las muestras consideradas en el ACP se representan en el espacio factorial formado por F1 y F2 (Fig. 6.11B), donde quedan distribuidas en distintos grupos. Así, en el lado positivo del primer factor se sitúan las muestras de aguas hipersalinas del manantial de la salina de Fuente Camacho y del rezume de Fuente Camacho, con mayores contenidos en todos los iones que se correlacionan con F1 (Fig. 6.11). El resto de observaciones se sitúan en la mitad izquierda del espacio de observaciones, debido a que son aguas menos mineralizadas, y lo hacen a lo largo de F2, lo que permite distinguir dos tipos distintos de aguas. Por un lado, en el cuadrante inferior izquierdo (Fig. 6.11B), están las observaciones correspondientes al manantial del Molino de los Aguileras, al rezume de la laguna Chica y a la laguna del Vizcaíno. Se trata de aguas poco mineralizadas, sobre todo las del último humedal, que presentan un contenido relativamente alto de  $\text{HCO}_3^-$  y valores menores de pH (Tab. 6.4). Por otro lado, las muestras de las lagunas Grande y Chica se sitúan en valores positivos de F2, (Fig. 6.11B), ya que cuentan con pH elevado, así como con las concentraciones más bajas de  $\text{HCO}_3^-$  y las más elevadas de  $\text{Mg}^{2+}$  (Tab. 6.4).

Las observaciones correspondientes a las aguas hipersalinas son las que muestran una mayor dispersión según el factor F1, particularmente las del manantial de la salina de Fuente Camacho (Fig. 6.11B). Las aguas que presentan mayor variabilidad asociada a F2 son las de las lagunas Grande y Chica, sobre todo las de la segunda (Fig. 6.11B)

A partir de los datos hidroquímicos disponibles y del tratamiento estadístico realizado, se puede deducir el patrón de evolución de las aguas en el área de Los Hoyos. Las aguas de reciente infiltración, que estarían representadas por la laguna del Vizcaíno (Fig. 6.11B), han interactuado poco tiempo con la roca, por lo que su mineralización es baja. A medida que se prolonga el tiempo de permanencia del agua subterránea en el medio, se va produciendo una transferencia de solutos hacia ella mediante la disolución de minerales, lo que da lugar a aguas más mineralizadas de facies sulfatadas en los flujos que se dirigen hacia el manantial del Molino de los Aguileras y el rezume la laguna Chica. En el caso de los flujos de agua subterránea cuyo recorrido se dirige hacia el nivel de base del sistema (salina de Fuente Camacho; Fig. 6.11B), la interacción agua-roca es mayor y se originan aguas hipersalinas. La disminución de pH observada (Tab. 6.4 y Fig. 6.11B) es debida al efecto de la fuerza iónica del agua sobre el equilibrio del sistema calcocarbónico, ya que, en aguas salinas, a igual concentración de bicarbonatos disueltos, se reduce la concentración de hidrogeniones (Mook, 2001). Por el contrario, si las aguas emergen a cotas intermedias y quedan expuestas a la atmósfera, como ocurre en los casos de las lagunas Grande y Chica, se produce intercambio gaseoso con el aire, el cual es dependiente de la temperatura, además de los procesos biológicos que ocurren en las aguas (respiración, fotosíntesis). Así, el ascenso térmico reduce la solubilidad de los gases en el agua y en los meses de mayor exposición lumínica aumenta la actividad fotosintética de algas y plantas macrófitas que viven en los humedales, que asimilan parte del  $\text{CO}_2$  disuelto. Todo ello favorece que se retire  $\text{CO}_2$  de la disolución acuosa, lo que da lugar a aumentos de los valores de pH y disminución del contenido en  $\text{HCO}_3^-$ . El aumento de  $\text{Mg}^{2+}$  puede deberse a su reconcentración en las aguas de las lagunas. Esta especie química, a diferencia del  $\text{Ca}^{2+}$ , no se ve afectada por efecto de ion común en presencia de  $\text{SO}_4^{2-}$ . Ello favorece la precipitación de la calcita respecto de la dolomita, lo que promueve la permanencia del  $\text{Mg}^{2+}$  en el medio y su aumento progresivo (Fig. 6.11B).

---

### 6.5.3 Evolución temporal de la composición química de las aguas

#### 6.5.3.1 *Manantial del Molino de los Aguileras*

La CE registrada en el manantial del Molino de los Aguileras sigue un patrón de evolución muy similar al descrito por el caudal de descarga (Fig. 6.12). Se han obtenido unos coeficientes de determinación ( $R^2$ ) elevados al correlacionar las series de datos puntuales y de registro continuo de ambas variables (0,913 y 0,844, respectivamente). Así, al inicio del periodo de observación, la CE del agua se situaba en valores cercanos a 3 mS/cm (Fig. 6.12), pero a partir del mes de febrero de 2014 se produjo un aumento de la descarga, acompañado de una subida de CE, como consecuencia de las precipitaciones ocurridas desde diciembre del año anterior. En abril de 2014, coincidiendo con el pico de crecida (40,5 l/s), se midió el valor máximo de CE de toda la ventana de registro, de 3,19 mS/cm (Fig. 6.12). A partir de dicho momento, y hasta el inicio del año 2015/16, la CE siguió una tendencia descendente, aunque se produjo una estabilización entre febrero y mayo de 2015, debida a la recarga ocurrida en los meses previos. Durante los dos últimos años de observación (2015/16 y 2016/17) la CE se ha estabilizado en valores cercanos a 2,7mS/cm, a diferencia del caudal, que ha continuado descendiendo (Fig. 6.12).

Las variaciones de CE son producidas principalmente por cambios en las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , que evolucionan de forma muy similar a aquélla (Fig. 6.12). Ello es llamativo, dado que las especies químicas mayoritarias en las aguas del Molino de los Aguileras son  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  (Fig. 6.9). La evolución del contenido en estos dos últimos iones, al igual que la de  $\text{Mg}^{2+}$ , presenta una tendencia descendente durante los primeros años de estudio, pero que se invierte en distintos momentos: en noviembre de 2015, en el caso de  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{Ca}^{2+}$ , y en junio de 2016 en el de  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 6.12). De forma paralela al aumento de los contenidos de  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{Ca}^{2+}$ , a partir de 2015/16, se aprecia un leve ascenso de la concentración de  $\text{HCO}_3^-$ .

En general, los cambios de mineralización del agua de manantial se relacionan con especies químicas procedentes de la disolución de rocas evaporíticas (yeso, anhidrita y halita), que constituyen el núcleo de la estructura diapírica de Los Hoyos. Al inicio del periodo de investigación, la superficie piezométrica se encontraría en una posición elevada, como se deduce de los niveles de inundación observados en las lagunas Grande y Chica (Fig. 6.4). En tales circunstancias, la recarga ocurrida en el año 2013/14 produjo un aumento moderado y atenuado del caudal del manantial, acompañado de un ascenso similar de CE y de las especies químicas que principalmente se relacionan con ella ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ ). Sin embargo, a medida que las condiciones hidroclimáticas se fueron haciendo más secas el nivel piezométrico habría ido descendiendo, a la vez que disminuyó la mineralización del agua drenada por la surgencia y se redujo el caudal de descarga. Así, cuando el gradiente hidráulico es lo suficientemente alto, los eventos de recarga son capaces de movilizar el agua previamente almacenada en la zona saturada, con un mayor tiempo de residencia y, por tanto, más mineralizada (contenidos más elevados de  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ ). Ello da lugar a una removilización o efecto de tipo pistón, que se manifiesta en el manantial del Molino de los Aguileras de forma desfasada respecto de la precipitación. Por el contrario, a medida que desciende el caudal, la influencia del efecto pistón

## 6.5 Hidroquímica

desaparece gradualmente. Entonces, el agua subterránea más mineralizada migraría hacia zonas más profundas, debido a su mayor densidad, y se produciría una relativa estratificación del agua según la salinidad en el interior del sistema. En esas circunstancias, el agua drenada a través de la surgencia procedería de zonas más superficiales, con menos tiempo de residencia en el medio, y habría disuelto menos minerales, lo que explica el menor contenido en iones asociados a la disolución de halita en las aguas del manantial durante los últimos años de control.

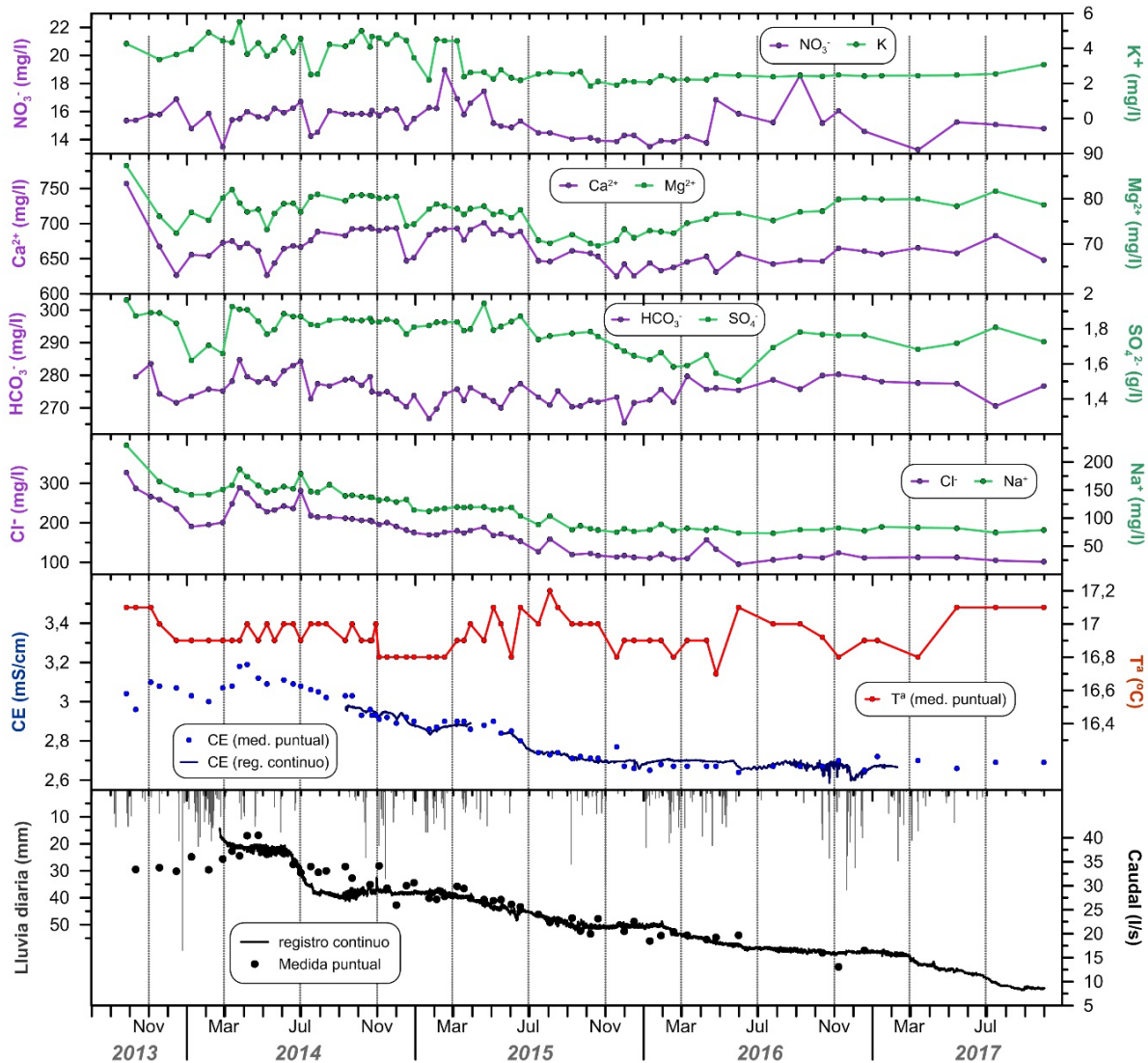


Figura 6.12 Evolución temporal de la composición química del agua del manantial del Molino de los Aguileras (MH-1), junto con las de la CE y temperatura del agua y el caudal de descarga. Se incluyen las series de registro pluviométrico de la estación de Archidona-RAIF

A partir del año 2015/16, las evoluciones temporales de CE y de la concentración de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  se estabilizan (Fig. 6.12). Sin embargo, se aprecia un ascenso de  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y, en menor medida,  $\text{HCO}_3^-$ , que son iones asociados a la dilución de yeso, calcita y dolomita, aunque también, posiblemente, de minerales evaporíticos que contienen magnesio (epsomita, hexahidrita). La ausencia de eventos lluviosos de gran magnitud impide la recuperación de los niveles piezométricos, como evidencia el continuo descenso del caudal drenado por la surgencia (Fig. 6.12) y de la lámina de agua de los humedales (Fig. 6.4). Ello provoca que la recarga ocurrida no sea capaz de movilizar las

aguas más profundas, con más concentración de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , lo que explicaría la disminución en la concentración de ambos iones. Además, los flujos subterráneos más superficiales, que son los que mayor aportación hacen al manantial, se ralentizarían y prolongarían el tiempo de interacción con el medio, de forma que se favorecería la disolución de carbonatos y evaporitas, como evidencia el aumento de  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$  que se ha detectado.

Se ha realizado un análisis de componentes principales (ACP) con el fin de cuantificar el grado de relación existente entre las distintas variables controladas y analizar el peso estadístico de éstas sobre la variabilidad hidroquímica del manantial de Molino de los Aguileras. Se han considerado un total de 10 variables (Tab. 6.6). Los coeficientes de correlación más elevados ( $>0,9$ ) corresponden a las relaciones entre CE,  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ . Dichas variables también se correlacionan con  $\text{K}^+$ , aunque en menor grado. Así mismo se detecta cierta relación entre  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  y entre este último y  $\text{Mg}^{2+}$ .

Variables	CE	$\text{HCO}_3^{2-}$	$\text{Cl}^-$	$\text{NO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	pH
CE	1									
$\text{HCO}_3^{2-}$	0,319	1								
$\text{Cl}^-$	0,959	0,375	1							
$\text{NO}_3^-$	0,281	0,189	0,352	1						
$\text{SO}_4^{2-}$	0,605	0,214	0,656	0,475	1					
$\text{Ca}^{2+}$	0,374	-0,011	0,416	0,403	0,679	1				
$\text{Mg}^{2+}$	0,365	0,318	0,389	0,343	0,485	0,705	1			
$\text{Na}^+$	0,974	0,344	0,976	0,311	0,618	0,431	0,411	1		
$\text{K}^+$	0,699	0,276	0,705	0,410	0,445	0,366	0,445	0,748	1	
pH	-0,187	0,163	-0,175	0,024	-0,167	-0,050	0,057	-0,193	-0,068	1

Tabla 6.6. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las muestras de aguas tomadas en el manantial del Molino de los Aguileras

La varianza explicada conjuntamente por los dos factores principales obtenidos a partir del ACP es del 64,05% (Fig. 6.13). La mayor parte de ella recae sobre el primero de los dos factores (F1; 50,21%), que está definido por variables relacionadas con la mineralización del agua: CE,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y, en menor medida,  $\text{K}^+$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 6.13A). El factor 2 (F2; 13,84%) no se relaciona de forma clara con ninguna variable, aunque sirve para diferenciar dos grupos según presenten valores positivos o negativos de F2. Así, las variables relacionadas con la disolución de halita ( $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ ), de las que depende principalmente la CE (Tab. 6.6), y la silvina ( $\text{K}^+$ ) se sitúan en el lado negativo de F2. Se trata de las especies químicas que se asocian a aguas de mayor tiempo de residencia y quizás también algo más profundas. Por otro lado,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{NO}_3^-$  se encuentran en la parte positiva de F2. Dichas variables están ligadas a la disolución de yeso (y otros minerales sulfatados) y carbonatos, así como a la contaminación agrícola ( $\text{NO}_3^-$ ), que son procesos más relacionados con las aguas subterráneas poco profundas y de menor tiempo de residencia.

En el plano formado por F1 y F2 se han representado todas las muestras de agua tomadas en el manantial del Molino de los Aguileras (Fig. 6.13B). Las observaciones correspondientes al año hidrológico 2013/14 se sitúan principalmente en el cuadrante inferior derecho, ya que se trata de las aguas con mayores valores de CE y contenidos más elevados de  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ . Las muestras de 2014/15 quedan representadas en el cuadrante superior, lo que refleja la disminución de CE y el aumento de la proporción de

## 6.5 Hidroquímica

componentes asociados a aguas de menor tiempo de residencia. En 2015/16 las observaciones se desplazan hacia valores negativos de ambos factores; por tanto, se alcanzan los valores más bajos de mineralización y de concentración de todas las especies químicas. Finalmente, en 2016/17 las muestras quedan en el cuadrante superior izquierdo, en consonancia con el repunte de los contenidos de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{NO}_3^-$ , pero que apenas tienen incidencia sobre la mineralización.

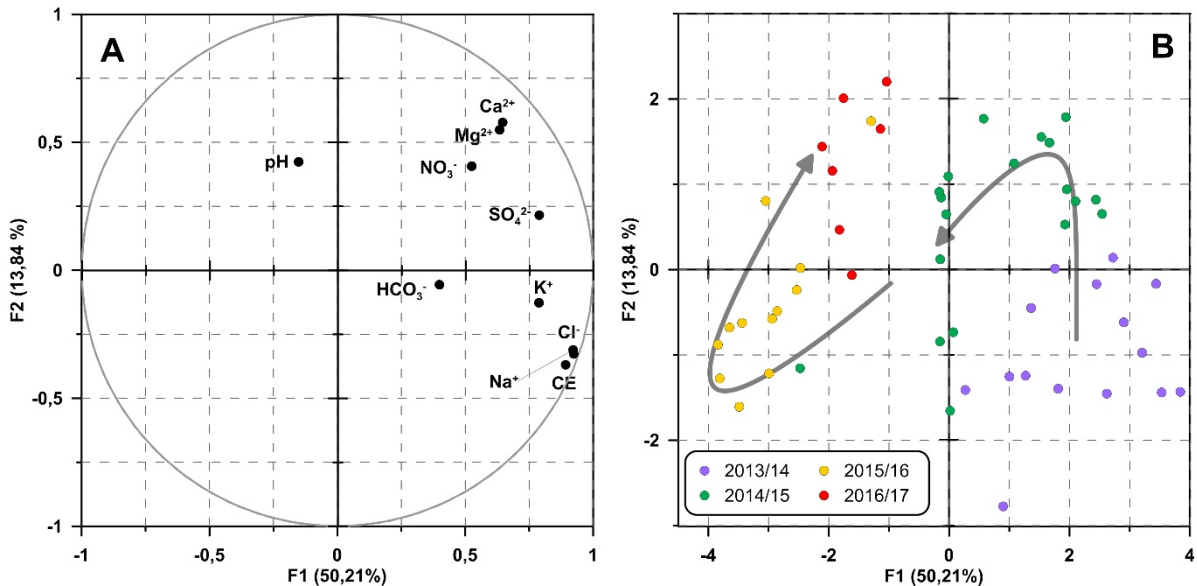


Figura 6.13. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado a partir de los datos hidroquímicos de las muestras de agua tomadas en el manantial del Molino de los Aguileras

La evolución de las aguas drenadas por el manantial del Molino de los Aguileras en el espacio factorial I-II (Fig. 6.13) refuerza la idea de funcionamiento hidrogeológico propuesta a partir del análisis las evoluciones temporales (Fig. 6.12).

### 6.5.3.2 *Resume de Fuente Camacho (RH-1)*

A lo largo de todo el periodo de investigación (2013/14-2016/17) la CE del agua drenada por el resume hipersalino de Fuente Camacho ha presentado una evolución ascendente (Fig. 6.14), en la que los valores han aumentado desde 174,1 mS/cm, en octubre de 2013, hasta 203 mS/cm, en enero de 2017.

La evolución de la CE está relacionada con las variaciones de las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ , que son los componentes mayoritarios de las aguas del resume de Fuente Camacho (Fig. 6.9), y en menor grado, con los contenidos de  $\text{K}^+$  (Fig. 6.14), como se deduce de las similitudes de sus series de registro. Los contenidos de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  varían entre 3 y 4,4 g/l y 1,6 y 2,5 g/l, respectivamente, pero no siguen una tendencia de variación clara, mientras que los de  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{Mg}^{2+}$  muestran una tendencia descendente (Fig. 6.14). Así, la concentración de  $\text{HCO}_3^-$  disminuye desde valores cercanos a 350 mg/l, al inicio del periodo de investigación, hasta aproximadamente 290 mg/l, y la de  $\text{Mg}^{2+}$  se reduce de cerca de 200 mg/l a casi 100 mg/l. El contenido en  $\text{NO}_3^-$  está presente en las aguas de la surgencia, normalmente con valores comprendidos entre 10 y 30 mg/l, aunque se observan picos de hasta 85 mg/l (Fig. 6.14). El origen de esta especie química

debe de estar ligado al uso de fertilizantes agrícolas en los olivares que existen en el área de estudio. La razón de los aumentos de concentración de  $\text{NO}_3^-$  no está del todo clara, pues algunos de los picos han tenido lugar en épocas de recarga (enero-marzo 2015, febrero-abril 2016), mientras que otros han ocurrido en la época estival (septiembre-octubre 2016).

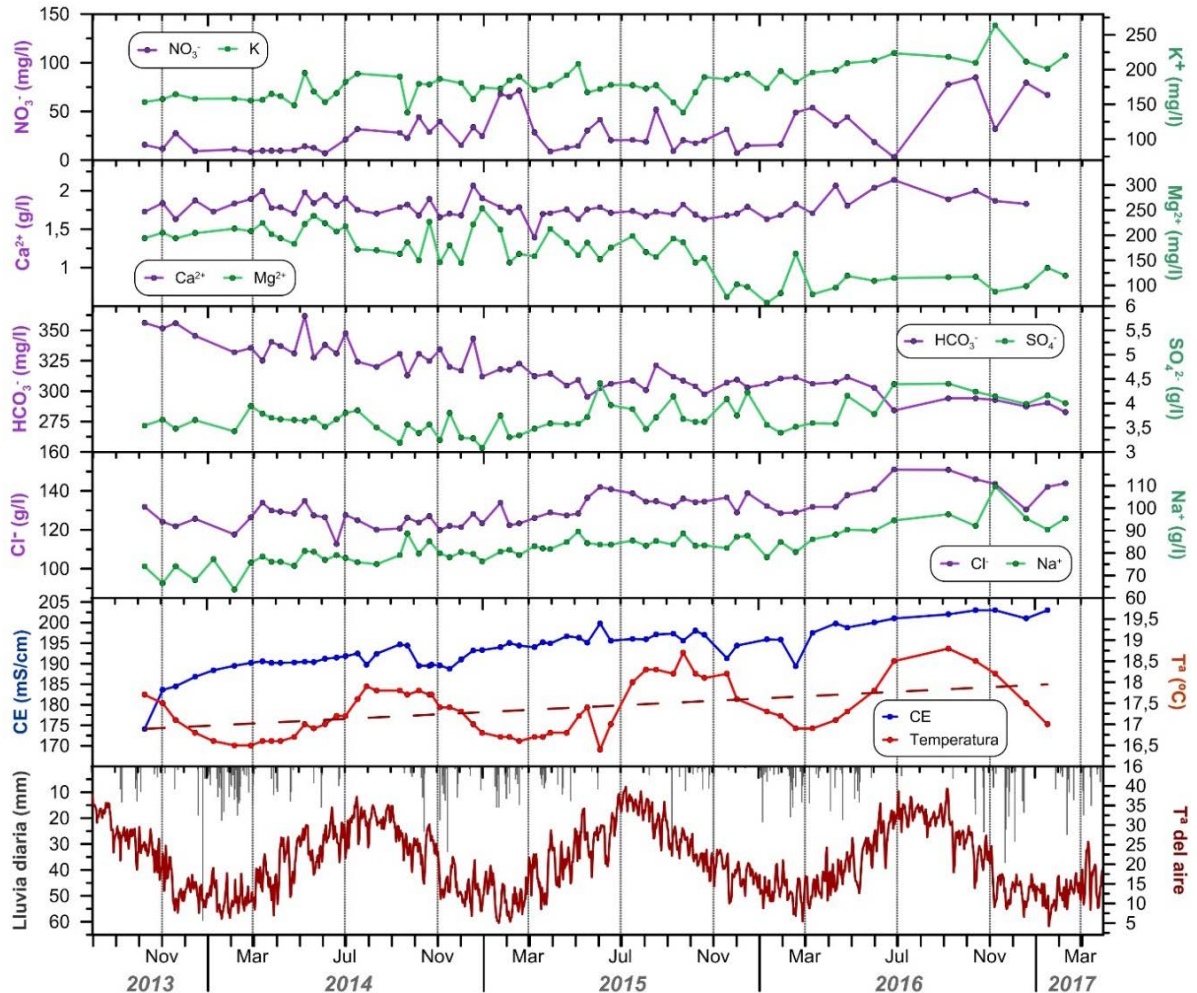


Figura 6.14 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el rezume de Fuente Camacho (RH-1), junto con la CE y la temperatura del agua. Se representa el registro de precipitación y temperatura media diaria de la estación de Archidona-RAIF

La temperatura del agua drenada por el rezume de Fuente Camacho (RH-1) varía de forma similar a la temperatura del aire, aunque muestra un desfase de hasta dos meses respecto a ésta (Fig. 6.14). Ello denota que el sistema cuenta con cierta capacidad de atenuación hidrotérmica. Por otro lado, se observa una tendencia interanual ascendente de los valores de temperatura del agua (Fig. 6.14), a razón de  $0,32^{\circ}\text{C}/\text{año}$ .

Las respuestas hidrotérmica e hidroquímica estarían relacionadas con la escasez de precipitaciones durante el periodo de investigación (2013/14-2016/17), integrado por cuatro años secos (Fig. 3.57). La baja pluviometría habría dado lugar a una disminución de la recarga y, en definitiva, de los flujos subterráneos de reciente infiltración en el caudal de la surgencia. Dichos flujos estarían poco tiempo en el sistema; por lo tanto, habrían disuelto una menor cantidad de minerales. Por esa razón, a medida que se ve reducida la participación de los flujos de infiltración reciente en el caudal de

descarga de la surgencia, se produce un aumento de la mineralización del agua del rezume (Fig. 6.14).

El aumento de los contenidos de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  está relacionado con la disolución de halita ( $\text{NaCl}$ ), presente de forma masiva en el núcleo de la estructura diapírica que constituye el área de Los Hoyos (Calaforra y Pulido-Bosch, 1999), y silvina ( $\text{KCl}$ ), mineral abundante en las formaciones salinas triásicas (Ortí *et al.*, 1996). La disminución de la recarga, favorecería el aumento de la proporción de flujos subterráneos de mayor recorrido y de mayor tiempo de residencia, que han atravesado el núcleo del diapiroide y han disuelto  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$ . La localización en profundidad de las formaciones de halita, junto con la mayor densidad del agua más mineralizada, sugiere que los flujos de mayor mineralización habrían circulado distancias más largas. El aumento de la participación de este tipo de flujos en el drenaje del rezume, debido a la reducción de la recarga, explicaría la tendencia observada en la mineralización del agua.

Las concentraciones de  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  presentes en el agua de la surgencia le confieren una elevada fuerza iónica, que permite una mayor disolución de yeso (Zen, 1965). Sin embargo, una vez que la masa de  $\text{NaCl}$  disuelta supera los 150 g/l, menor que las determinadas en las aguas del rezume de Fuente Camacho, la disolución de yeso se estabiliza (Marshall y Slusher, 1966, Calaforra, 1996). Ello explica la evolución temporal más o menos estable que muestran  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  (Fig. 6.14), aunque con un ligero aumento del primero, hacia el final del periodo de estudio.

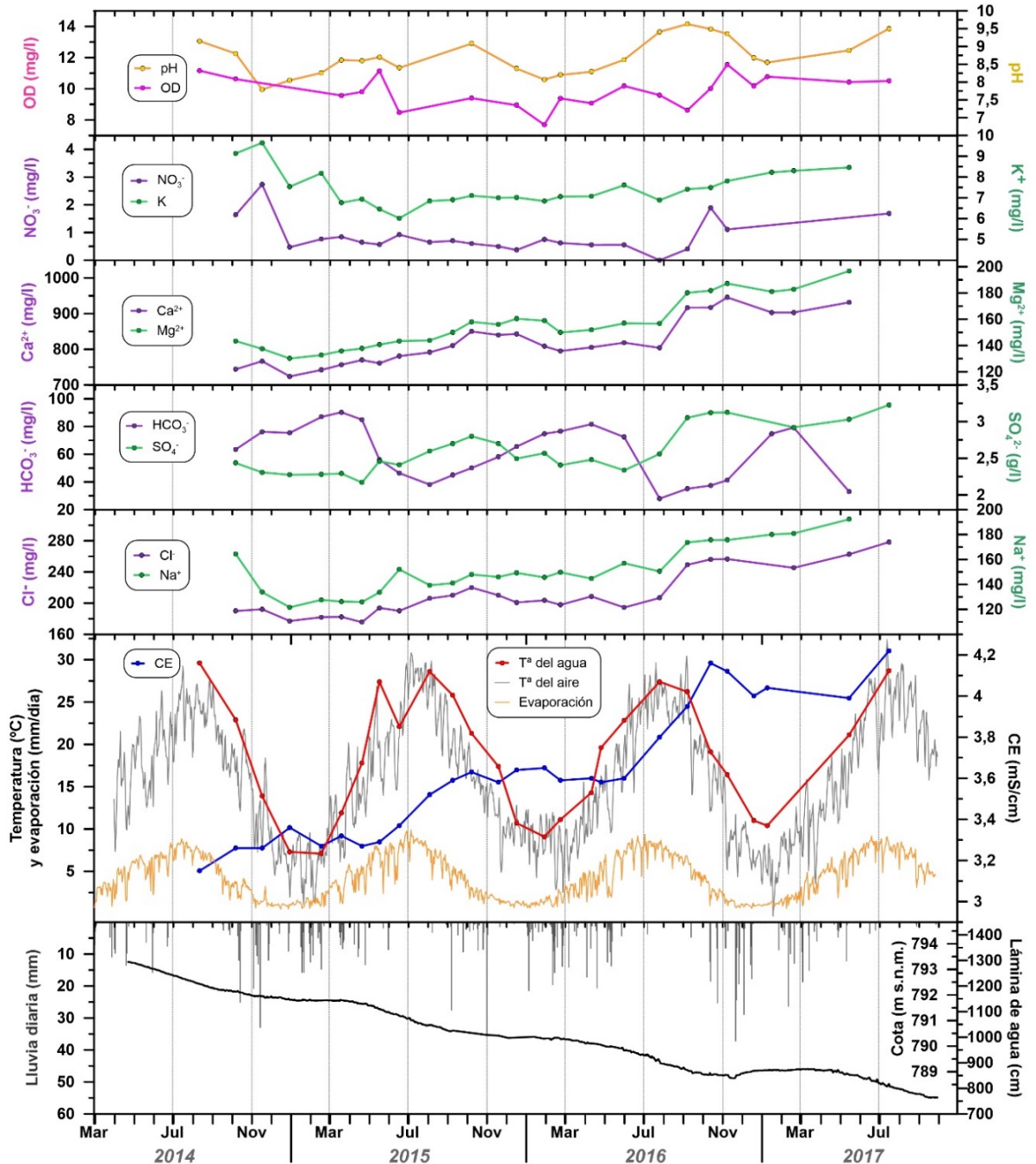
El descenso de los valores de  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{Mg}^{2+}$  podría deberse a la disminución de los flujos de menor recorrido. La infiltración en el área de estudio tendría lugar de forma concentrada, a través de sumideros kársticos, pero también se produciría de forma difusa sobre afloramientos yesíferos y dolomíticos. La recarga ocurrida en este último tipo de formaciones disolvería  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ . La baja pluviometría que ha tenido lugar durante el periodo de investigación determinaría una menor tasa de recarga y, por tanto, el rezume de Fuente Camacho drenaría menor proporción de flujos infiltrados a través de los enclaves dolomíticos.

### 6.5.3.3. Laguna Grande (HH-1)

La evolución temporal de la CE del agua superficial de laguna Grande (HH-1) es opuesta a su comportamiento limnimétrico (Fig. 6.15). Se observa un aumento de más de 1 mS/cm a lo largo de todo el periodo de control (agosto 2014-julio 2017), desde 3,15 mS/cm a 4,22 mS/cm. Dicho aumento se atenúa en los meses más húmedos, coincidiendo con la estabilización de la altura de lámina de agua del humedal, e incluso se produce una dilución en 2016/17 (Fig. 6.15).

Existe similitud entre las evoluciones temporal de la CE y de los contenidos de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{K}^+$  (Fig. 6.15). No obstante, en los meses en los que la lámina de agua y la mineralización se estabilizan, se aprecia una leve disminución de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y, sobre todo, de  $\text{SO}_4^{2-}$ . El aumento de mineralización tiene lugar aproximadamente desde junio hasta octubre y estaría provocado por una concentración de los iones disueltos en el agua por efecto de la evaporación. El hecho de que los valores máximos de dicha variable climática, registrada en la estación de Archidona-RAIF, no coincida con los

mayores aumentos de concentración de los componentes mayoritarios (Fig. 6.15) podría deberse a la existencia de aportes hídricos subterráneos hacia el humedal, menos mineralizados, sobre todo al inicio del estiaje. Ello se deduce de la respuesta limnimétrica desfasada de la laguna frente a la precipitación (véase apartado 6.3) y de la disminución de los contenidos en  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ . Dichas especies químicas son menos abundantes en las aguas del manantial del Molino de los Aguileras que en las de la laguna (Tab. 6.4). Una aportación atenuada de agua subterránea al humedal, con características hidroquímicas similares a las de dicha surgencia, podría explicar la disminución de los citados componentes, así como el desfase entre los picos de evaporación teórica y los mayores incrementos de mineralización.





Las variaciones de  $\text{HCO}_3^-$  no tienen relación con las de la mineralización del agua y presentan un comportamiento cíclico, aunque con una tendencia interanual descendente (Fig. 6.15). Los valores de concentración más bajos se han registrado en verano y los más altos tuvieron lugar en invierno. Dicho patrón responde a los cambios de pH que se producen como consecuencia de las oscilaciones térmicas anuales. Así, cuando la temperatura es más baja, aumenta la solubilidad de  $\text{CO}_2$ , lo que disminuye el pH del agua y eleva la solubilidad de  $\text{HCO}_3^-$ . Por el contrario, en los meses más cálidos, ascienden los valores de pH del agua de la laguna por la pérdida de  $\text{CO}_2$  y, como consecuencia, disminuye la solubilidad de  $\text{HCO}_3^-$ . Ello provoca un descenso de dicho ion debido a la precipitación de calcita y, en ocasiones, la aparición de  $\text{CO}_3^{2-}$ , como consecuencia del aumento de pH. Además, las mayores disminuciones de  $\text{HCO}_3^-$  coinciden con aumentos de  $\text{SO}_4^{2-}$ . Por tanto, el equilibrio químico del sistema calco-carbónico podría verse afectado por el elevado contenido de  $\text{Ca}^{2+}$  en el agua, procedente principalmente de la disolución de yeso. En tales condiciones, se favorece la precipitación de calcita por efecto de ion común (Wigley, 1973b). El aumento progresivo de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  a lo largo de todo el periodo de investigación podría ser el causante de la tendencia descendente del ion  $\text{HCO}_3^-$ .

Las oscilaciones térmicas del agua de la laguna son muy similares a las descritas por la temperatura del aire (Fig. 6.15). Sin embargo, en el año 2016/17, durante los meses de enero y febrero las medidas de temperatura realizadas en el agua del humedal fueron de mayor valor que la temperatura atmosférica. Esto ocurrió a la vez que el ascenso de la lámina de agua y la disminución de la CE (Fig. 6.15). Todo ello podría haber sido producido como consecuencia de un mayor aporte de recursos subterráneos, causado por las precipitaciones registradas en los primeros meses del año hidrológico (266 mm), bastante superior a la ocurrida en el mismo periodo de los dos años previos (Fig. 3.63).

El análisis de las evoluciones temporales de los distintos componentes químicos determinados y de los parámetros físico-químicos controlados, permite hacer una interpretación de los procesos hidrológicos que intervienen en el funcionamiento del humedal. Así, se observa una respuesta desfasada y atenuada, tanto ante la precipitación como ante la evaporación, que sugiere la existencia de aportes hídricos subterráneos, lo que se hace más evidente en la época estival. Dicho comportamiento estaría en consonancia con las conclusiones de otros trabajos realizados en la laguna Grande y su entorno (CMA, 2005; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2007).

### 6.5.3.4 Laguna Chica (HH-2)

La evolución hidroquímica en la superficie de la laguna Chica (HH-2) es bastante similar a la descrita en el caso de la laguna Grande (HH-1). La CE del agua tiene una tendencia ascendente, opuesta a la del registro limnimétrico (Fig. 6.16). Sin embargo, esta última presenta variaciones más atenuadas, sin ascensos, mientras que la CE sí disminuye en algunos momentos, normalmente tras periodos lluviosos.

Las variaciones de CE están relacionadas con los cambios de concentración de la mayoría de especies químicas, pero principalmente de  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  como se deduce de las similitudes entre sus evoluciones temporales (Fig. 6.16). Los aumentos de mineralización se producen sobre todo a partir de junio, aunque se acentúan hacia los

meses de julio, agosto y septiembre, con cierto desfase respecto de la evaporación teórica, cuyo máximo sucede en julio. También se observa que los ascensos de CE se van haciendo más marcados cada año, lo que podría estar relacionado con la disminución de la columna de agua, ya que cuando ésta es menor la evapoconcentración de solutos se acentuaría más. La estratificación de agua en el humedal en la época estival (Rodríguez-Rodríguez, 2002) aumentaría el efecto de la evaporación sobre la mineralización, debido a la formación de una termoclina que impide la mezcla de las aguas superficiales con aguas más profundas.

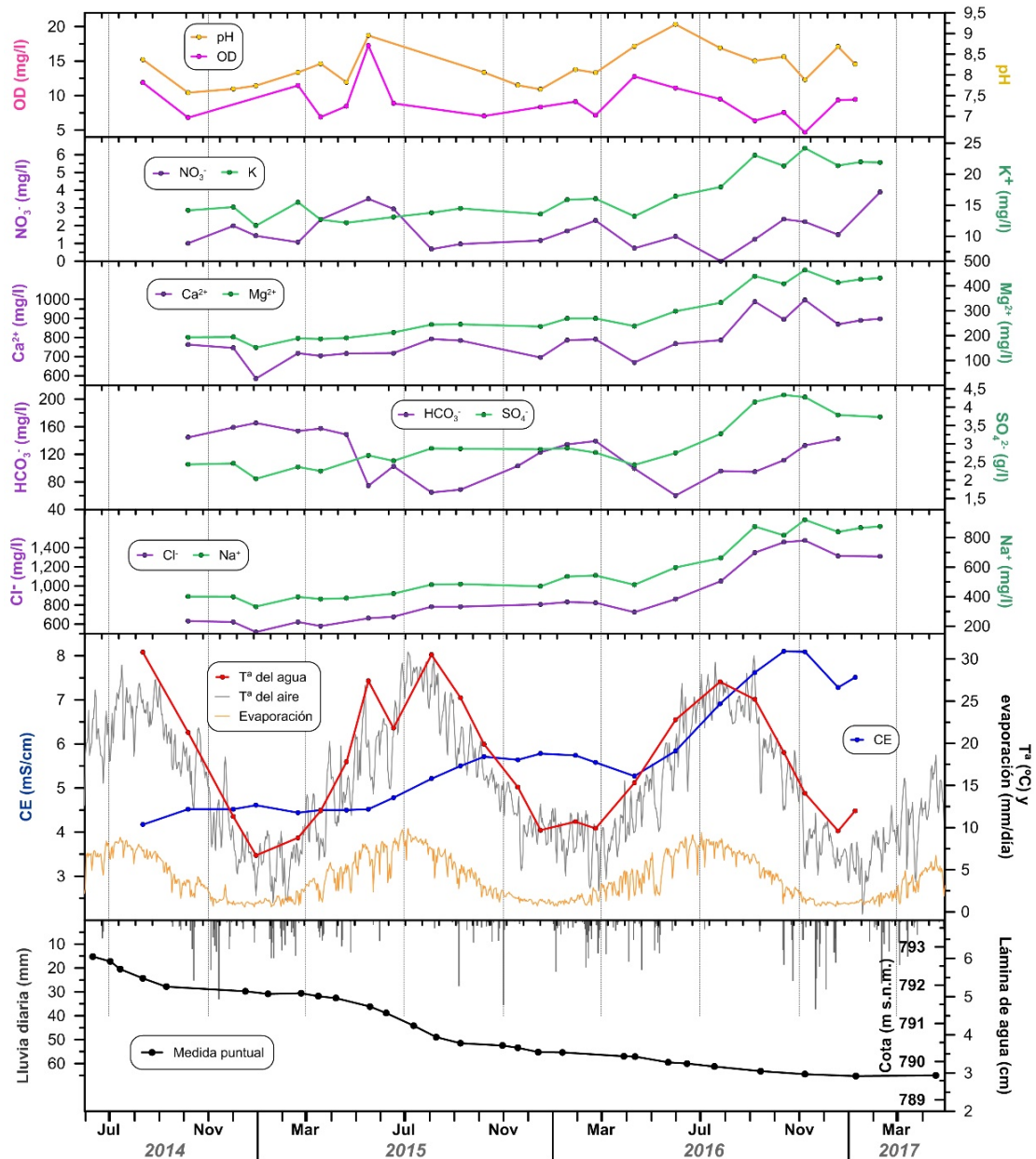


Figura 6.16 Evolución hidroquímica de la laguna Chica (HH-2) durante el periodo de estudio, junto con sus variaciones de altura de lámina de agua y los registros pluviométricos, termométricos y de evaporación diarios de la estación de Archidona-RAIF

La evolución del contenido de  $\text{HCO}_3^-$  (Fig. 6.16) es análoga a la de la laguna Grande (Fig. 6.15), con aumentos en los meses fríos y disminuciones en los cálidos. En este caso, las variaciones también se producen debido al efecto de la temperatura sobre la solubilidad de  $\text{CO}_2$ , que condiciona el pH y, como consecuencia, el estado de equilibrio de

HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Además, la presencia de Ca<sup>2+</sup> procedente de la disolución de yeso también favorece la precipitación de CaCO<sub>3</sub> por efecto de ion común.

### 6.5.4 Caracterización de la materia orgánica disuelta

Se han llevado a cabo medidas de intensidad de fluorescencia natural de las muestras de agua del área de Los Hoyos, relacionada con el contenido y las características de la materia orgánica disuelta en ellas, y se ha determinado sus concentraciones de carbono orgánico total (TOC, *Total Organic Carbon*), salvo en el caso de las muestras de mayor salinidad, el manantial de la salina de Fuente Camacho (MH-2) y el rezume de Fuente Camacho (RH-1), cuyas concentraciones de Cl<sup>-</sup> no eran aptas para ser procesadas en el equipo de determinación utilizado. El resumen de los resultados obtenidos está contenido en la tabla 6.7.

En todos los puntos de agua analizados se han registrado picos de fluorescencia A y C (Tab. 6.7). Además, en algunas muestras del manantial del Molino de los Aguileras (MH-1) y del rezume de Fuente Camacho (RH-1) se ha determinado la presencia de picos T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub> y B, mientras que los dos primeros fluoróforos se han identificado en las de la laguna Grande (HH-1) y el último (pico B) en el manantial de la salina de Fuente Camacho (MH-2). Las concentraciones medias de TOC están comprendidas entre 0,4 mg/l, en el manantial del Molino de los Aguileras (MH-1), y 12,1 mg/l, en la laguna Chica (Tab. 6.7). El valor mínimo de TOC ha sido inferior al límite de detección del equipo (0,1 mg/l), en el manantial del Molino de los Aguileras, y el máximo ha alcanzado 19,7 mg/l, en la laguna Chica (HH-2). Los valores de intensidad de fluorescencia de los picos A y C están comprendidos entre 2,1 U.R y 1 U.R., respectivamente, en el manantial del Molino de los Aguileras, y 96,6 U.R y 29,8 U.R., en la laguna Chica (Tab. 6.7). De forma general, las aguas de los humedales presentan un mayor contenido en materia orgánica que las de las surgencias y, entre las últimas, son las correspondientes a los manantiales salinos las que tienen valores más elevados de fluorescencia natural (Tab. 6.7), en particular, la salina de Fuente Camacho (MH-2).

La correlación entre los valores de intensidad de fluorescencia natural de los picos A y C es buena en todos los casos (Fig. 6.17.1), lo cual se debe a que ambos picos se generan por la presencia de ácidos húmicos y fúlvicos en las aguas. Se trata de sustancias producidas en el suelo a partir de la degradación de la materia orgánica (Coble *et al.*, 1998; Stedmon y Bro, 2008). La laguna Chica destaca sobre el resto de puntos muestreados por los elevados valores de fluorescencia de picos A y B que presentan sus aguas (Fig. 6.17.1), relacionados con sustancias edáficas que habrían sido arrastradas hacia el humedal en los aportes de escorrentía superficial. El hecho de que en la laguna Grande se hayan registrado valores más bajos de fluorescencia podría deberse a un menor aporte de ácidos húmicos, ya que su cuenca hidrológica vertiente es menor que la de la laguna Chica (21 ha y 35,96 ha, respectivamente); a una mayor dilución de éstos, dado que el volumen de agua almacenado en la laguna Grande es superior; o a una mayor aportación de flujos subterráneos, con menor contenido de fluoróforos de origen edáfico.

Se han correlacionado los picos A y C de las muestras de agua del Molino de los Aguileras y las de las lagunas Grande y Chica con sus valores de TOC (Fig. 6.17.2 y 3). Sólo se detecta una relación entre ellos en la laguna Chica, según la cual los valores de

fluorescencia aumentan a medida que lo hace la concentración de TOC. Ello indicaría que parte de la materia orgánica disuelta en el humedal estaría asociada a los aportes de escorrentía superficial, mientras que el aumento de TOC registrado en las aguas de la laguna Grande estaría relacionado con otro tipo de sustancias, posiblemente de producción autógena. Éstas se originarían por la descomposición de materia orgánica y por la actividad biológica de los organismos que habitan en las aguas del humedal, y también tendrían cierta incidencia sobre los contenidos de TOC determinados en el agua de la laguna Chica.

Tipo	Denominación (Ref.)	Estadísticos / Fecha	TOC (mg/l)	Pico A (U.R.)	Pico C (U.R.)	Pico T <sub>1</sub> (U.R.)	Pico T <sub>2</sub> (U.R.)	Pico B (U.R.)
HUMEDALES	Grande (HH-1)	<i>n</i>	17,0	11,0	12,0	2,0	6,0	-
		<i>mín</i>	6,1	11,6	5,1	4,4	11,3	-
		<i>med</i>	4,7	9,5	4,1	4,2	9,7	-
		<i>máx</i>	7,4	12,5	6,4	4,6	13,7	-
		<i>cv (%)</i>	13	7	11	6	14	-
	Chica (HH-2)	<i>n</i>	20,0	13,0	13,0	-	-	-
		<i>mín</i>	6,1	32,0	19,3	-	-	-
		<i>med</i>	12,1	51,8	23,7	-	-	-
		<i>máx</i>	19,7	96,6	29,8	-	-	-
		<i>cv (%)</i>	33	34	14	-	-	-
El Vizcaíno (HH-3)	23/02/2016	10,3	x	x	x	x	x	
SURGENCIAS	Molino de los Aguileras (MH-1)	<i>n</i>	50	43	42	6	13	11
		<i>mín</i>	-	2,1	1,0	1,1	1,6	0,2
		<i>med</i>	0,4	2,7	1,4	3,9	5,4	0,8
		<i>máx</i>	0,9	6,1	2,8	8,7	26,3	3,3
		<i>cv (%)</i>	43	23	22	84	124	112
	Salina de Fuente Camacho (MH-2)	<i>n</i>	x	13	13	-	-	8
		<i>mín</i>	x	11,1	5,1	-	-	0,6
		<i>med</i>	x	12,1	5,4	-	-	1,0
		<i>máx</i>	x	13,2	5,8	-	-	1,6
		<i>cv (%)</i>	x	5	5	-	-	39
Rezume de Fuente Camacho (RH-1)	<i>n</i>	x	29	29	3	7	15	
	<i>mín</i>	x	2,6	1,2	2,4	1,7	0,3	
	<i>med</i>	x	4,4	2,0	2,6	3,0	0,8	
	<i>máx</i>	x	5,6	2,6	3,0	4,2	2,1	
	<i>cv (%)</i>	x	12	13	12	33	61	
Rezume de Laguna Chica (RH-2)	23/02/2016	1,0	x	x	x	x	x	

Tabla 6.7. Parámetros estadísticos (*n*: número de medidas; *mín*: valor mínimo; *máx*: valor máximo, *med*: valor medio; y *cv*: coeficiente de variación) de los valores de TOC (mg/l) y de los picos de máxima intensidad de fluorescencia C, A, T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub> y B (expresada en unidades Raman, U.R.) determinados en las aguas subterráneas y superficiales del área de Los Hoyos. (-) No detectado; (x) Analítica no realizada

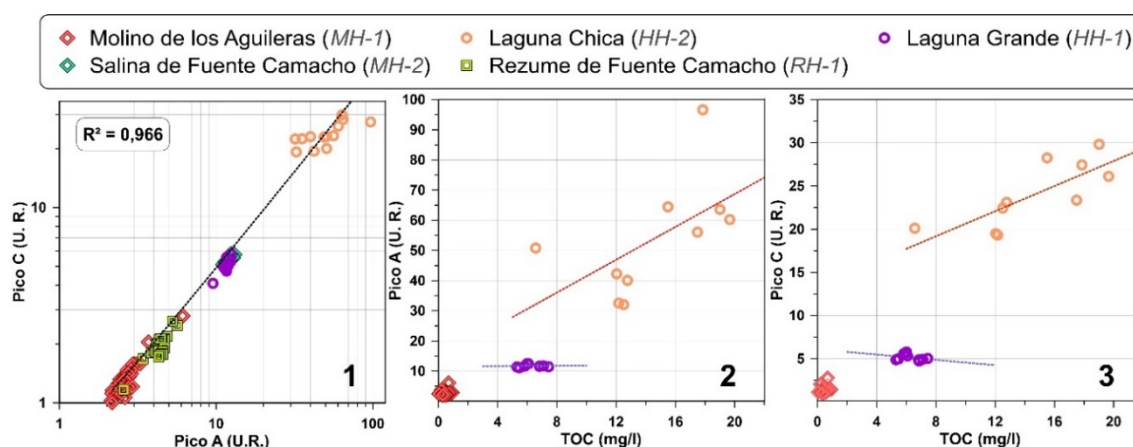


Figura 6.17. Relación entre los picos de máxima intensidad de fluorescencia A y C (1) y de la concentración de TOC frente a los picos A (2) y C (3) de las muestras de agua tomadas en el área de Los Hoyos

## 6.5.5 Hidrogeoquímica

### 6.5.5.1 Relaciones molares características

La representación de los contenidos molares de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  de las muestras de agua tomadas en el área de Los Hoyos (Fig. 6.18A) se ajusta a la línea estequiométrica 1:1 que define la reacción de disolución de la halita ( $\text{NaCl}$ ). Todas las observaciones se sitúan muy próximas a dicha línea, independientemente de las concentraciones, por lo que no existe otro proceso con suficiente entidad como para afectar la relación molar de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ . No obstante, se observa una diferencia clara entre las aguas de la zona de Fuente Camacho (MH-2 y RH-1), con contenidos de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  de varios miles de meq/l, y el resto, con menos de 50 meq/l (Fig. 6.18A). Por tanto, no existe una evolución geoquímica gradual entre un grupo y el resto, aunque ello sí ocurre en las aguas menos mineralizadas.

También se han comparado los contenidos de  $\text{Cl}^-$  con los de  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  (Fig. 6.18B-D). En las gráficas vuelven a diferenciarse los dos grupos mencionados anteriormente. Las muestras de aguas hipersalinas quedan muy alejadas del resto, hacia valores altos de  $\text{Cl}^-$ , y cuentan con contenidos de  $\text{SO}_4^{2-}$  y, sobre todo, de  $\text{Ca}^{2+}$  más elevados que los del grupo de muestras menos mineralizadas (Fig. 6.18B y C). Además, presentan una relación positiva que puede estar asociada al aumento de la tasa de disolución de yeso como consecuencia del incremento de la fuerza iónica, debido a una mayor presencia de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  en la disolución acuosa (Zen, 1965). El resto de muestras quedan representadas en la izquierda de las gráficas y tienen mayor molaridad de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  que de  $\text{Cl}^-$ . En cuanto a la relación entre  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Mg}^{2+}$  (Fig. 6.18D), las aguas hipersalinas presentan contenidos de  $\text{Mg}^{2+}$  similares a los del resto de puntos de agua y, a diferencia de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  (Fig. 6.18B y C), no se aprecia una tendencia de covariación con  $\text{Cl}^-$ .

En el manantial del Molino de los Aguileras (MH-1) se observa un aumento suave de  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y, en menor medida,  $\text{Mg}^{2+}$  conforme aumentan los contenidos de  $\text{Cl}^-$  (Fig. 6.18B-D). Las muestras de agua de lagunas Grande (HH-1) y Chica (HH-2) también se alinean según distintas tendencias de covariación, aunque de mayor pendiente que las del manantial, sobre todo en el caso de la laguna Grande. El ascenso de los valores de  $\text{Ca}^{2+}$  en relación con los de  $\text{Cl}^-$  (Fig. 6.18C) no es tan marcado como lo son los aumentos de concentración de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , lo que podría deberse a la precipitación de calcita en el agua de los humedales. Las líneas de covariación de  $\text{Cl}^-$ - $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ - $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Cl}^-$ - $\text{Mg}^{2+}$  definidas a partir de las muestras de agua de la laguna Grande intersectan en las figuras 6.18B-D a las muestras correspondientes al manantial del Molino de los Aguileras. Ello podría reflejar una relación con aguas subterráneas, de características químicas similares a las de la surgencia, que serían las que inundarían el humedal. Las regresiones realizadas a partir de las relaciones molares de  $\text{Cl}^-$  frente a  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  (Fig. 6.18B y D) de la laguna Grande pasan por el origen, lo que indica que las variaciones de los tres iones son siempre proporcionales; es decir, aunque cambien sus contenidos no lo hacen las relaciones iónicas. La concentración de solutos por efecto de la evaporación podría explicar el patrón de variación observado, que es distinto en el caso de  $\text{Ca}^{2+}$ , posiblemente por la precipitación de calcita.

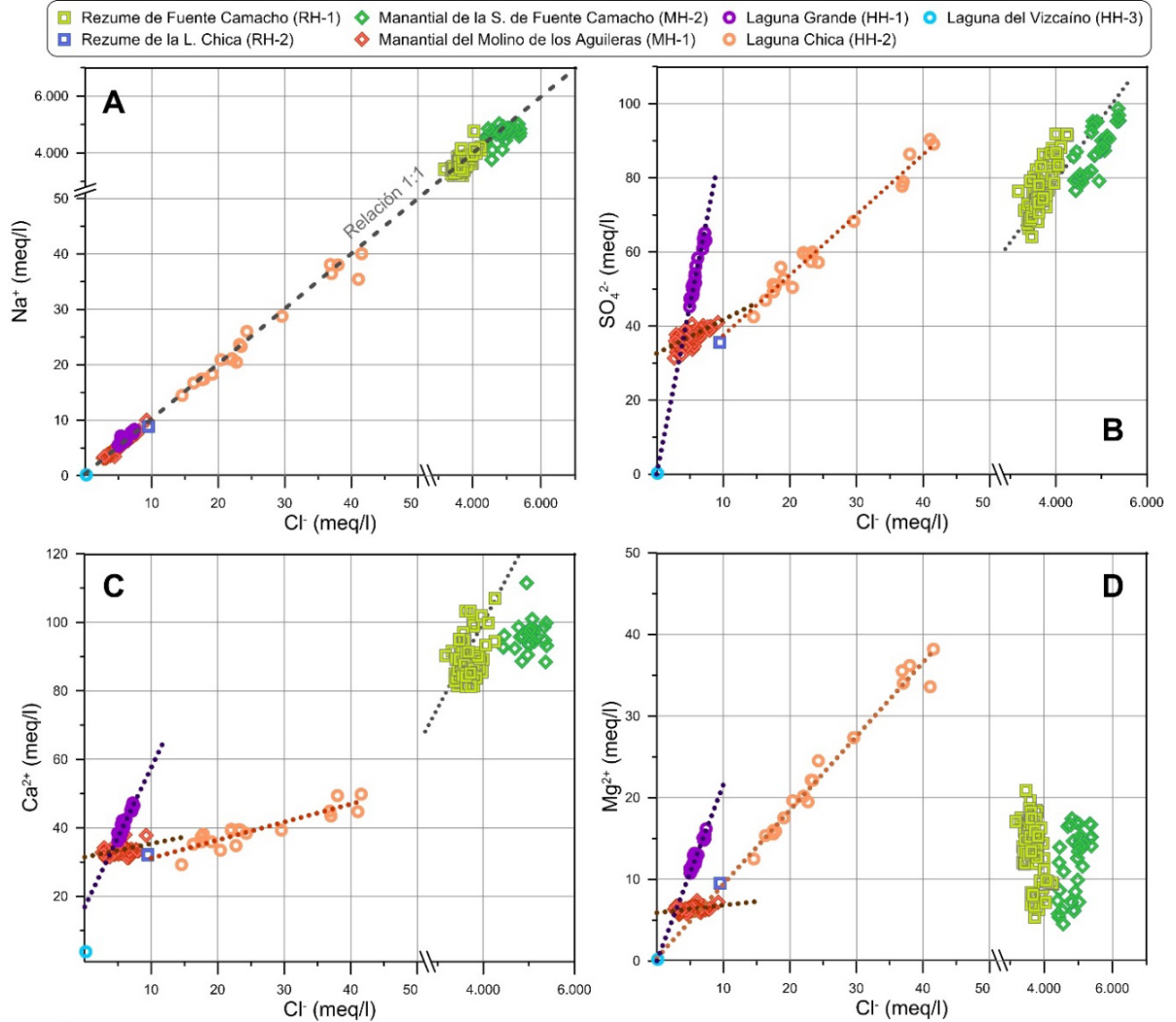


Figura 6.18. Diagramas de dispersión en los que se representan las relaciones iónicas entre  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  (A),  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  (B),  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Ca}^{2+}$  (C), y  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Mg}^{2+}$  (D)

Las muestras de la laguna Chica (HH-2) también siguen líneas de evolución geoquímica a partir de concentraciones iniciales propias de aguas subterráneas, correspondientes a las drenadas por el rezume de la Laguna Chica (RH-2). No obstante, únicamente existe una relación proporcional en el caso de  $\text{Mg}^{2+}$  (Fig. 6.18D) y no de  $\text{Cl}^-$  con  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$ , cuyas líneas de tendencia no pasan por el origen (Fig. 6.18B y C). Ello podría deberse a que en las aguas de la laguna Chica, además de calcita, precipita yeso, de forma que se reduce la proporción de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  a medida que aumenta el contenido de  $\text{Cl}^-$  debido a la evaporación del agua. Por otro lado, el desvío que alcanzan los contenidos molares de las aguas de la laguna Chica respecto los de las aguas subterráneas es notablemente superior al observado en las muestras de la laguna Grande (Fig. 6.18), lo que sugiere que el efecto de la evaporación es mayor sobre la primera.

Con el fin de identificar la posible existencia de procesos de intercambio catiónico que afecten a la composición química de las aguas analizadas, se ha comparado los valores molares de  $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-$  frente a  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{Alk} - \text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 6.19A), donde Alk es la alcalinidad ( $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ ). Ello permite determinar si hay un exceso o defecto de algún catión respecto del contenido teórico que derivaría de la disolución de minerales (Fisher y Mullican, 1997; García *et al.*, 2001). En la figura 6.19A se incluyen todas las muestras de

agua salvo las de carácter hipersalino, ya que la incidencia del intercambio catiónico en aguas con elevada concentración de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  es poco significativa (Yecheili y Wood, 2002). La mayoría de las observaciones no se distribuyen a lo largo de la línea 1:-1, lo que quiere decir que el intercambio catiónico no influye sobre su composición hidroquímica.

En la figura 6.19B se representa el contenido de  $\text{Cl}^-$  frente a la relación  $r\text{Cl}^-/\text{Br}^-$ . Las muestras correspondientes al rezume de Fuente Camacho (RH-2) cuentan con valores de  $r\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  comprendidos entre 4.500 y 7.300, que son típicamente producidos por la disolución de formaciones de halita (Alcalá y Custodio, 2008). El manantial de la salina de Fuente Camacho (MH-2), con agua de contenido en  $\text{Cl}^-$  más elevado, tiene  $r\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  más bajos que en el caso anterior (Fig. 6.19B). La mayor disolución de halita explicaría el aumento del primero, pero no el descenso del segundo. La disminución de  $r\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  normalmente se relaciona con evaporación de las aguas, ya que las sales de  $\text{Cl}^-$  precipitan antes que las de  $\text{Br}^-$  durante dicho proceso. En este caso, la muestra se tomó en las proximidades del punto de surgencia, por lo que no parece probable que la evaporación sea la causante. Sin embargo, existen abundantes precipitados de sal en los alrededores, que indica que el agua está saturada en halita. La precipitación de dicho mineral podría producir una disminución de la relación  $r\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  que justificase los valores observados en la figura. 6.19B. Las muestras del Molino de los Aguileras (MH-1) y de la laguna Grande (HH-1) se representan sobre una línea teórica de mezcla/evolución entre las aguas de recarga y la disolución de halita (o yeso con contenido en halita), aunque están geoquímicamente poco evolucionadas, ya que se encuentran próximas a los valores de  $r\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  que tienen las aguas de infiltración (Fig. 6.19B). La muestra del rezume de la laguna Chica (RH-2), que cuenta con valores más elevados de  $\text{Cl}^-$  y  $r\text{Cl}^-/\text{Br}^-$ , refleja una mayor tasa de disolución de halita. Finalmente, las aguas de la laguna Chica (HH-2) presentan exceso de  $\text{Br}^-$  respecto de la línea de disolución de halita, como se deduce de sus bajos  $r\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  y sus concentraciones de  $\text{Cl}^-$  relativamente elevadas. Ello es indicio de precipitación de halita por efecto de la evaporación. Dicho proceso no se ha identificado en la laguna Grande, al menos no de forma tan marcada, lo que puede deberse a su menor contenido en  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  (Fig. 6.18A) y a una columna de agua más potente, que atenuaría el efecto de la evaporación sobre la concentración de iones.

En la representación de las relaciones molares de  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$  (Alk) frente a  $\text{Ca}^{2+}$  (Fig. 6.19C) únicamente la muestra tomada en la laguna del Vizcaíno (HH-3) se sitúa sobre la línea estequiométrica 1:1 que define la reacción de disolución de calcita. El resto de muestras quedan muy por encima de dicha línea, por lo que sus contenidos en  $\text{Ca}^{2+}$  deben estar relacionados con otros procesos. En la figura 6.19D se muestran la relación entre  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$ . Las aguas de los manantiales y rezumes se representan sobre la línea 1:1, por lo que ambos iones proceden principalmente de la disolución de yeso. No obstante, se aprecia cierto desvío hacia valores de  $\text{Ca}^{2+}$  más elevados en la mayoría de las muestras de las surgencias hipersalinas. Por el contrario, las muestras de las lagunas Chica tienen menos  $\text{Ca}^{2+}$  que  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 6.19D), lo cual se debe a la precipitación de calcita. Dicho proceso geoquímico ya fue deducido a partir de la representación de los contenidos de  $\text{Cl}^-$  frente a los de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 6.18B y C) y también afectaría a algunas de las muestras de la laguna Grande, aunque de forma menos marcada.

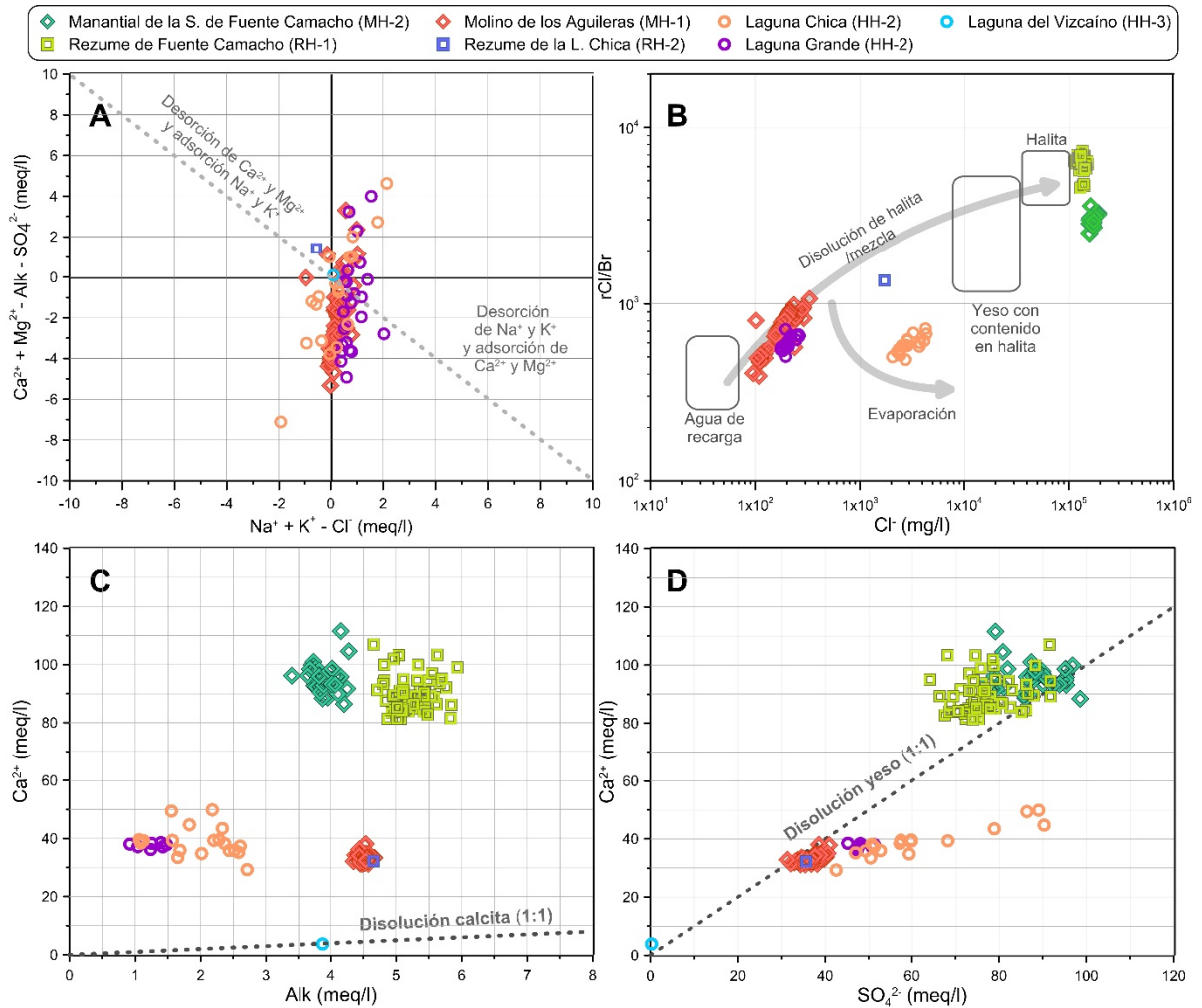


Figura 6.19. Diagramas de dispersión en los que se representan las relaciones iónicas entre  $Na^+ + K^+ - Cl^-$  y  $Ca^{2+} + Mg^{2+} - Alk - SO_4^{2-}$  (A), la concentración de  $Cl^-$  frente a la relación  $rCl/Br$  (B), alcalinidad (Alk) y  $Ca^{2+}$  (C) y  $SO_4^{2-}$  y  $Ca^{2+}$  (D) de las muestras de agua del área de Los Hoyos. En la gráfica B se representan algunos valores típicos de  $rCl/Br$  (Alcalá y Custodio, 2008)

### 6.5.5.2 Índices de saturación en minerales

Se han calculado los índices de saturación (IS) de los principales minerales involucrados en los procesos geoquímicos que afectan a la composición química de las aguas en el área de Los Hoyos (calcita, dolomita, anhidrita, yeso, epsomita, halita y silvina), así como la presión parcial de  $CO_2$ . Dichos parámetros se han obtenido mediante el uso del software PHREEQC (Parhurst y Appelo, 2013), del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), a partir de los resultados de las determinaciones analíticas realizadas. La base de datos termodinámica utilizada fue Pitzer (Plummer *et al.*, 1988), adecuada para disoluciones de fuerza iónica elevada. Los resultados obtenidos se sintetizan en la tabla 6.8.

Los índices de saturación mineral más elevados corresponden a los de dolomita ( $IS_{DOL}$ ) y calcita ( $IS_{CAL}$ ), cuyos respectivos valores máximos son de 3,2, en la laguna Chica, y 1,7, en la laguna Grande (Tab. 6.8). Los estados de saturación más negativos han sido determinados respecto silvina ( $IS_{SIL}$ ) y halita ( $IS_{HAL}$ ), particularmente en las aguas del



## 6.5 Hidroquímica

Molino de los Aguileras (MH-1), en las que se alcanzan valores mínimos de -7,8 y -6,8, respectivamente, y en la laguna del Vizcaíno (HH-3), con  $IS_{SIL}$  de -9,4 e  $IS_{HAL}$  de -8,7. Todas las muestras de agua están claramente subsaturadas en ambas especies minerales (Tab. 6.8), así como en epsomita ( $IS_{EPS} < 0$ ). Lo mismo ocurre con el contenido en  $CO_2$ , aunque los valores máximos de  $pCO_2$  de las surgencias hipersalinas (rezume y salina de Fuente Camacho) se aproximan a la saturación ( $\log_{10} pCO_2 \sim 0$ ). Por el contrario, las aguas de los humedales están claramente subsaturadas en  $CO_2$  (Tab. 6.8), con valores medios de  $\log_{10} pCO_2$  cercanos al equilibrio con la atmósfera (-3,5; Appelo y Postma, 2005), y mínimos de hasta -8,1, en la laguna Grande (HH-1), y -9,9, en la laguna Chica (HH-2). Estos últimos coinciden con aumentos marcados de pH, por encima de 8,4, a partir del cual se hace insoluble el  $CO_2$ . En cuanto a los índices de saturación del yeso ( $IS_{YES}$ ) y anhidrita ( $IS_{ANH}$ ), todos los puntos de agua considerados cuentan con valores próximos a 0, salvo la laguna del Vizcaíno (HH-3), cuya agua está claramente subsaturada en ambos minerales (Tab. 6.8).

Tipo	Punto (Ref.)		$IS_{CAL}$	$IS_{DOL}$	$IS_{EPS}$	$IS_{ANH}$	$IS_{YES}$	$IS_{HAL}$	$IS_{SIL}$	$\log pCO_2$	
M A N A N T I A L	Molino de los Aguileras (MH-1)	<i>n</i>	61	61	61	61	61	61	61	61	
		<i>med</i>	0,4	0,3	-3,3	-0,4	0,1	-6,4	-7,4	-1,6	
		<i>máx</i>	1,0	1,4	-3,3	-0,3	0,1	-5,9	-7,0	-1,0	
		<i>mín</i>	-0,2	-1,0	-3,3	-0,4	0,0	-6,8	-7,8	-2,2	
	<i>cv</i>	n.d.	n.d.	1	5	44	4	3	14		
	Salina de Fuente Camacho (MH-2)	<i>n</i>	37	37	37	37	37	37	37	37	
		<i>med</i>	1,0	1,4	-3,7	0,2	0,4	0,2	-2,3	-1,0	
		<i>máx</i>	1,6	2,8	-3,2	0,5	0,6	0,4	-2,2	-0,2	
		<i>mín</i>	0,5	0,0	-4,1	0,0	0,2	-0,1	-2,5	-1,6	
	<i>cv</i>	24	39	-6	n.d.	30	n.d.	4	27		
	R E Z U M E	Fuente Camacho (RH-1)	<i>n</i>	58	58	58	58	58	58	56	58
			<i>med</i>	0,6	0,5	-3,8	-0,3	0,0	-0,4	-2,7	-0,9
<i>máx</i>			1,4	2,5	-3,5	0,1	0,3	0,0	-2,4	-0,4	
<i>mín</i>			0,2	-0,3	-4,1	-0,4	-0,2	-0,7	-2,9	-1,8	
<i>cv</i>		23	n.d.	4	n.d.	n.d.	75	4	18		
R. Laguna Chica (RH-4)	23/02/2016	1,4	2,3	-3,1	-0,5	0,0	-5,8	-7,1	-2,7		
H U M E D A L	Laguna Grande (HH-1)	<i>n</i>	22	22	22	22	22	22	22	22	
		<i>med</i>	1,2	2,1	-2,9	-0,2	0,2	-6,2	-7,0	-4,5	
		<i>máx</i>	1,7	3,0	-2,8	-0,1	0,3	-6,0	-6,8	-3,0	
		<i>mín</i>	0,6	0,7	-3,1	-0,4	0,1	-6,3	-7,2	-8,1	
	<i>cv</i>	26	32	3	37	23	1	2	36		
	Laguna Chica (HH-2)	<i>n</i>	18	18	18	18	18	18	18	18	
		<i>med</i>	0,9	1,6	-2,7	-0,3	0,2	-5,1	-6,1	-3,6	
		<i>máx</i>	1,6	3,2	-2,4	-0,1	0,3	-4,6	-5,6	-2,0	
		<i>mín</i>	-0,1	-0,3	-2,9	-0,5	0,0	-5,4	-6,3	-9,9	
	<i>cv</i>	n.d.	n.d.	6	41	43	5	4	58		
Laguna del Vizcaíno (HH-3)	23/02/2016	0,4	-0,4	-6,4	-2,8	-2,4	-9,4	-8,7	-2,3		

Tabla 6.8. Resumen estadístico (*n*: nº de medidas/determinaciones; *med*: valor medio; *máx*: valor máximo; *mín*: valor mínimo; *cv*: coef. de variación expresado en %) del logaritmo de la presión parcial del  $CO_2$  y de los índices de saturación de los principales minerales (*IS*) involucrados en los procesos hidrogeoquímicos predominantes en el área de Brujuelo. (n.d.) indica parámetro no determinado

En la figura 6.20A se compara el contenido de  $Cl^-$  de las aguas de Los Hoyos con sus valores de  $IS_{HAL}$ . A medida que aumenta la concentración de  $Cl^-$ , las muestras siguen una tendencia logarítmica hacia la saturación mineral. Así, la aguas con menor contenido en dicha especie química ( $Cl^- < 100$  meq/l) están muy subsaturadas en halita, mientras

que las de carácter hipersalino ( $\text{Cl}^- > 1.000 \text{ meq/l}$ ) alcanzan el estado de equilibrio, e incluso presentan un ligero grado de saturación (Tab. 6.8). Ello explica la precipitación de sal que se ha observado en las surgencias de la zona de Fuente Camacho, particularmente, en el manantial de la salina (MH-2).

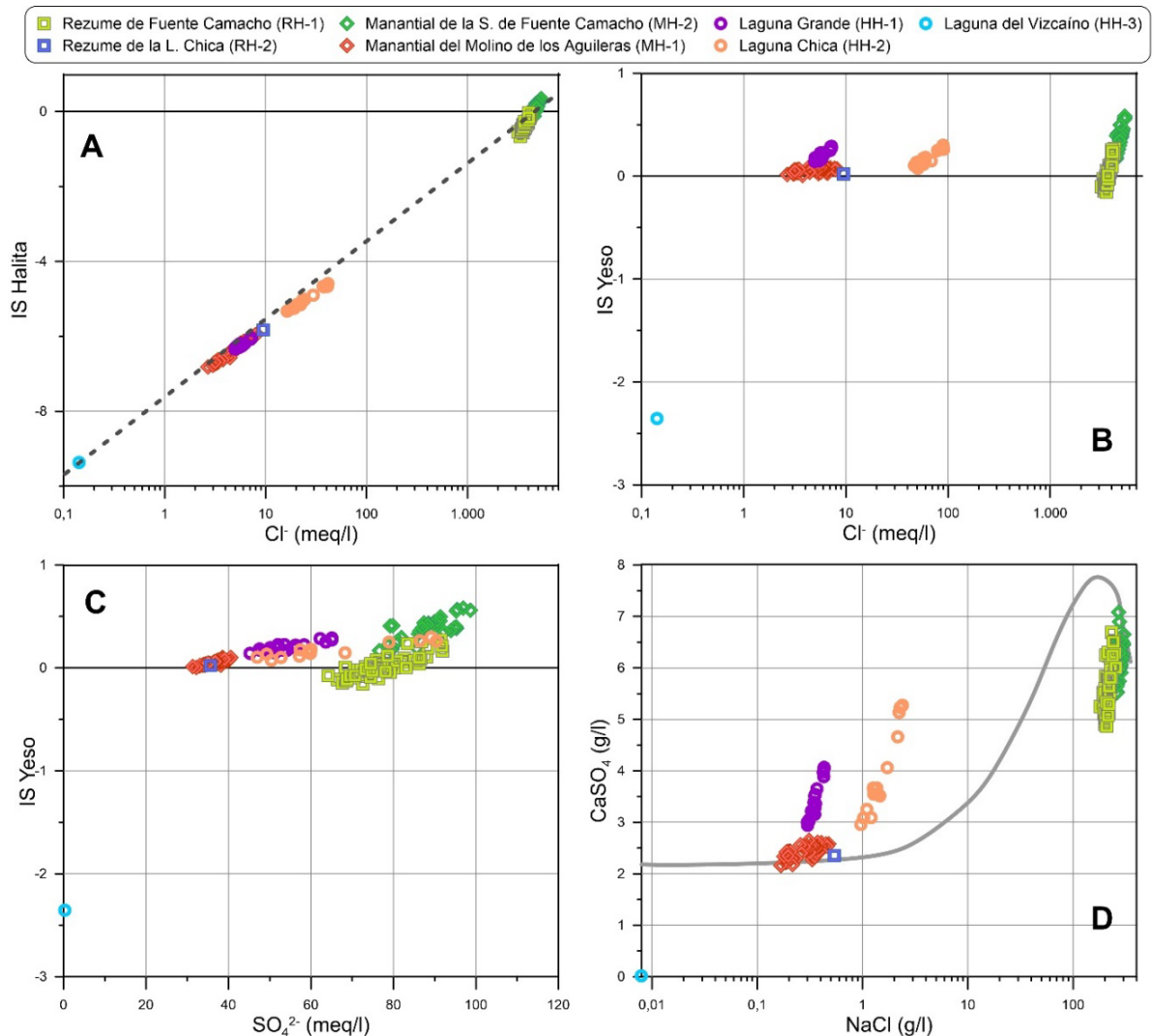


Figura 6.20.  $IS_{HAL}$  frente al contenido de  $\text{Cl}^-$  (A),  $IS_{YES}$  frente a los de  $\text{Cl}^-$  (B), y  $\text{SO}_4^{2-}$  (C) y concentración de  $\text{NaCl}$  disuelta frente a la de  $\text{CaSO}_4$  (D). En el gráfico D se representa la línea de solubilidad de  $\text{CaSO}_4$  en presencia de  $\text{NaCl}$  a  $20^\circ\text{C}$  y  $1 \text{ atm}$  (Marshall y Slusher, 1966)

Las aguas subterráneas drenadas por el manantial del Molino de los Aguileras (MH-1) y el rezume de la Laguna Chica (RH-2) cuentan con  $IS_{YES}$  muy próximos a 0 (Fig. 6.20B y C). En las lagunas Grande (HH-1) y Chica (HH-2), así como en el rezume y el manantial de la salina de Fuente Camacho (RH-1 y MH-2, respectivamente), se observa cierta tendencia hacia la saturación a medida que aumentan los contenidos de  $\text{Cl}^-$  (Fig. 6.20B) y  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 6.20C). No obstante, el ascenso de los valores de  $IS_{YES}$  en relación con las concentraciones de los citados iones es más pronunciado en el caso de las aguas hipersalinas (con valores tanto negativos como positivos), que en las aguas de los humedales, las cuales únicamente cuentan con  $IS_{YES}$  positivos. Así, a igual contenido en  $\text{SO}_4^{2-}$ , las aguas de la laguna Chica están más saturadas en yeso que las del rezume de Fuente Camacho (Fig. 6.20C).

En la figura 6.20D se representa las muestras según los contenidos de NaCl y CaSO<sub>4</sub> junto con la línea de evolución de la solubilidad de CaSO<sub>4</sub> en función de la masa de NaCl disuelta en agua, a 20°C y a 1 atm de presión (Marshall y Slusher, 1966). Se observa que a concentraciones de NaCl inferiores a 2,5 g/l, en el rango que presentan las aguas de los humedales y de las surgencias salobres (HH-1 y RH-2), la solubilidad de CaSO<sub>4</sub> aumenta ligeramente. Sin embargo, a medida que se eleva el contenido de NaCl en la disolución, se produce un ascenso marcado de la solubilidad, hasta superar 7,5 g/l de CaSO<sub>4</sub> para valores de NaCl comprendidos entre 100 y 250 g/l, aproximadamente (Fig. 6.20D). Ello ocurre debido a la elevada fuerza iónica de las aguas salinas que permite mayores tasas de disolución mineral, lo que es más acentuado en el caso del yeso y la anhidrita (Zen, 1965). No obstante, por encima de 250 g/l de NaCl, la solubilidad de CaSO<sub>4</sub> comienza a descender de manera notable.

Las variaciones en el estado de saturación en yeso de las aguas subterráneas del área de Los Hoyos están relacionadas con la disolución de halita. Así, en las muestras tomadas en el manantial del Molino de los Aguileras (MH-1) y en el rezume de la Laguna Chica (RH-2), se han disuelto concentraciones de CaSO<sub>4</sub> próximas a las que teóricamente lo harían si los contenidos de NaCl fueran iguales a los determinados (Fig. 6.20D). Por tanto, se habría alcanzado el equilibrio en yeso (Fig. 6.20B y C) y las aguas no serían capaces de disolver más cantidad de dicho mineral. En las aguas de las lagunas Grande, y sobre todo Chica, existe un exceso de CaSO<sub>4</sub> respecto del esperable por las concentraciones de NaCl registradas (Fig. 6.20D). Ello se debe probablemente a la reconcentración de Ca<sup>2+</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> como consecuencia de la evaporación, que favorece la saturación mineral en yeso (Fig. 6.20B y C). Por tanto, el exceso de CaSO<sub>4</sub> no se debe a un proceso químico que tenga lugar en el subsuelo, sino a un proceso físico que ocurre en superficie. Finalmente, se observa que las aguas hipersalinas, que además son las que presentan mayor cantidad de CaSO<sub>4</sub>, están ligeramente saturadas en yeso (Fig. 6.20B y C). En este caso, los elevados contenidos de halita disuelta han favorecido una mayor transferencia de yeso, desde la fase mineral a la acuosa. Sin embargo, la concentración de NaCl habría llegado a saturar la disolución en halita (Fig. 6.20A) y la solubilidad del yeso habría comenzado a disminuir, lo que explica el estado de saturación observado.

Se han comparado los valores de IS<sub>CaL</sub> con los contenidos en Cl<sup>-</sup> y Ca<sup>2+</sup> (Fig. 6.21A y B, respectivamente). No se aprecian cambios significativos del estado de saturación en calcita relacionados con la concentración de ambos iones en disolución. Sin embargo, se observa que, de forma general, las muestras con mayor contenido en Cl<sup>-</sup> también presentan mayores valores de Ca<sup>2+</sup> en disolución (Figs. 6.18C y 6.21A y B). Ello podría estar igualmente relacionado con el aumento de la fuerza iónica en las aguas salinas, que además de favorecer la disolución de yeso, promueve la de calcita (Mook, 2001). De ese modo, se alcanzan contenidos de Ca<sup>2+</sup> más elevados, pero también de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (Fig. 6.19C y Tab. 6.4), sin que aumenten los valores de IS<sub>CaL</sub> (Fig. 6.21A y B).

Finalmente, se han representado los valores de IS<sub>DOL</sub> de las muestras de agua frente a sus contenidos en Cl<sup>-</sup> y Mg<sup>2+</sup> (Figs. 6.21C y D). El aumento del estado de saturación en dolomita no guarda relación con la concentración de Cl<sup>-</sup>, pero sí se aprecia cierta tendencia ascendente conforme aumenta el contenido de Mg<sup>2+</sup>. Por lo tanto, la solubilidad de la dolomita no es tan dependiente de la fuerza iónica de la disolución como otros minerales considerados, de modo el contenido de Cl<sup>-</sup> no determina los valores de IS<sub>DOL</sub>.

---

sino que es el  $Mg^{2+}$  la especie química más determinante. Ello explica la semejanza de los contenidos en dicha especie química en todas las aguas, independientemente de su concentración de  $Cl^-$ .

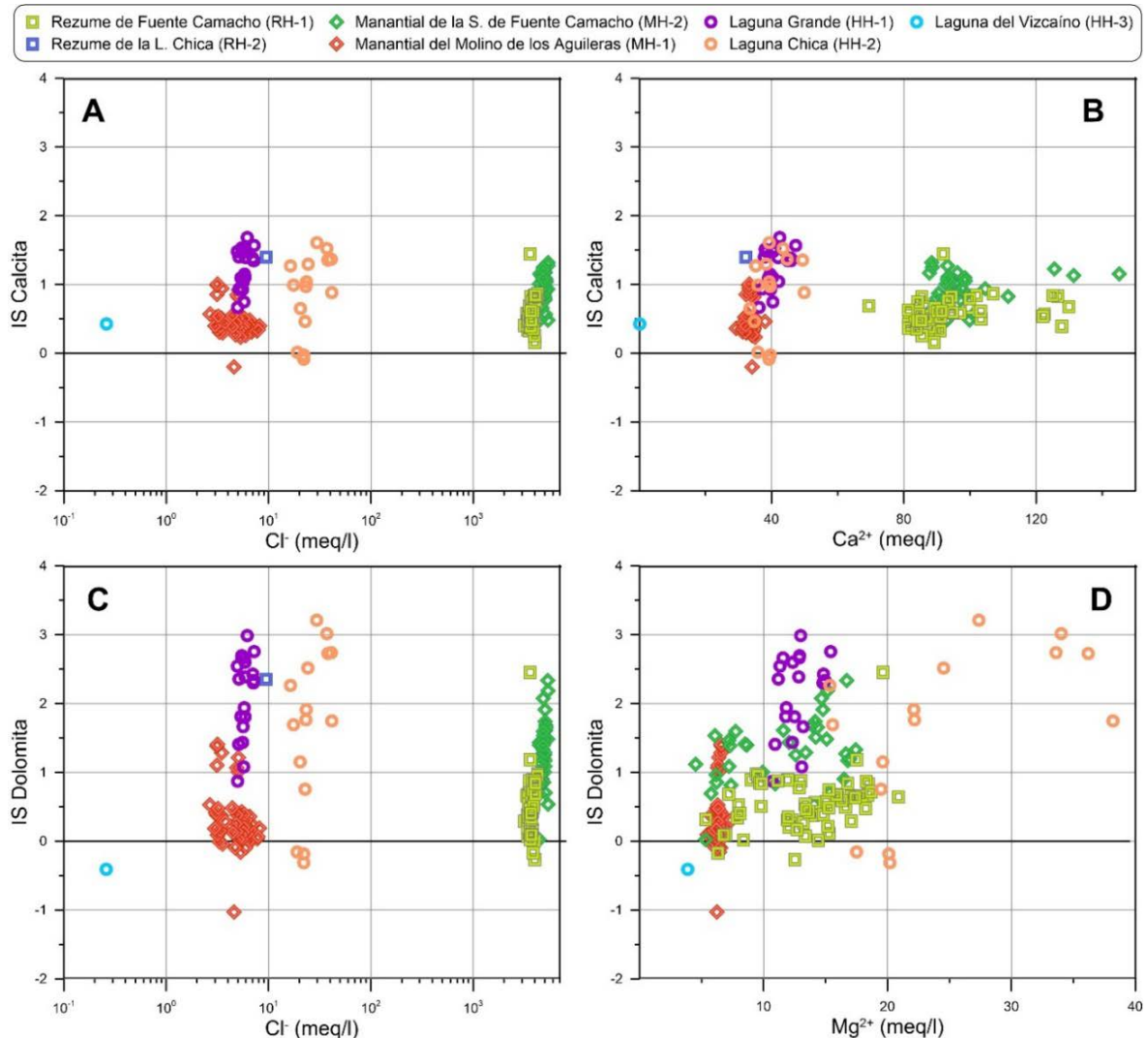


Figura 6.21.  $IS_{CAL}$  frente a contenido de  $Cl^-$  (A) y  $Ca^{2+}$  (B) e  $IS_{DOL}$  frente a  $Cl^-$  (C) y  $Mg^{2+}$  (D)

### 6.5.5.3 Evolución hidrogeoquímica en el área de Los Hoyos

Las relaciones molares entre  $Na^+$  y  $Cl^-$  (Fig. 6.18A) y  $SO_4^{2-}$  y  $Ca^{2+}$  (Fig. 6.19D) de las muestras de agua analizada y sus elevados contenidos en dichos iones (Tab. 6.4), así como la predominancia de facies sulfatadas cálcicas y cloruradas sódicas (Fig. 6.9), evidencian que la disolución de yeso y halita son los procesos hidrogeoquímicos que más incidencia tienen sobre la mineralización de las aguas del área de Los Hoyos. Además, la heterogeneidad litológica existente, junto con la diversidad de puntos de agua controlados, favorece la aparición de otros tipos de procesos físicos y químicos que determinan la evolución geoquímica de las aguas.

En las dolinas de la zona más elevada del área de Los Hoyos, donde se acumula el agua de escorrentía, se produce infiltración; además de a través de sumideros kársticos y de afloramientos de rocas permeables. La laguna del Vizcaíno es una de esas dolinas y

el agua retenida en ella podría ejemplificar la composición química de las aguas de recarga, que suponen el punto de partida para la evolución hidrogeoquímica en el sistema estudiado. La muestra de agua de la laguna del Vizcaíno está muy poco mineralizada en comparación con las del resto de puntos de agua muestreados (Fig. 6.18 y Tab. 6.4). La posición elevada de dicho humedal (816 m s.n.m.), por encima de la superficie piezométrica (véase mapa hidrogeológico adjunto), le impide recibir aportes subterráneos. Ello, además de explicar el hidroperiodo temporal de la laguna, relaciona la mineralización de su agua con los aportes de escorrentía, los cuales habrían disuelto poca cantidad de minerales en su recorrido hacia el humedal, principalmente calcita, como se deduce de la relación molar entre  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{Ca}^{2+}$ , próxima a la estequiométrica (Fig. 6.19C).

Después de infiltrarse, el agua circula hacia cotas más bajas y va disolviendo los minerales disponibles: calcita, dolomita, yeso, anhidrita y halita, entre otros. En el sector occidental del área de Los Hoyos, a cotas comprendida entre 780 y 787 m s.n.m. se produce gran parte de la descarga del sistema, a través del manantial del Molino de los Aguileras, las lagunas Grande y Chica y, en menor medida, el rezume de la Laguna Chica. Las aguas subterráneas en dicho sector, ejemplificadas en el drenaje del manantial del Molino de los Aguileras, han alcanzado la saturación en los mencionados minerales salvo en la halita (Figs. 6.20 y 6.21).

Las lagunas Grande y Chica, recibirían aportes subterráneos con características hidroquímicas muy similares a las del manantial del Molino de los Aguileras. Sin embargo, la evaporación ocurrida desde la lámina de agua de las lagunas favorecería el aumento de la concentración de los iones disueltos. Dicho proceso tendría mayor incidencia en la laguna Chica debido a su menor calado, como ponen de manifiesto las relaciones  $r\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  de sus aguas (Fig. 6.19B) y el mayor aumento de concentración de los distintos iones en disolución (Fig. 6.18). La evapoconcentración de  $\text{Mg}^{2+}$  tiene lugar en ambos humedales de forma continuada (Fig. 6.18D) y produce una mayor saturación en dolomita (Fig. 6.21C y D). La cantidad de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  disueltos se eleva por encima de los valores teóricos de solubilidad en ambos humedales (Fig. 6.20D), lo que provoca un ligero ascenso de los  $\text{IS}_{\text{YES}}$ . En el caso de la laguna Chica, donde la mineralización y el efecto de la evaporación son mayores, el contenido de  $\text{Cl}^-$  aumenta en mayor medida que el de  $\text{SO}_4^{2-}$ ; es decir, mientras que el primero llega a cuadruplicar su concentración el segundo sólo la duplica (Fig. 6.18B). Ello podría deberse a la precipitación de yeso. Finalmente, la concentración de  $\text{Ca}^{2+}$  sufre aumentos moderados en comparación con los de  $\text{Cl}^-$  (Fig. 6.18C) y  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. 6.19D), además de producirse un claro desvío de las muestras respecto de la línea estequiométrica que define la reacción de disolución de yeso. Todo ello sugiere que se está retirando  $\text{Ca}^{2+}$  de la disolución por la precipitación de calcita. Dicho proceso se ve favorecido por la elevada concentración de  $\text{CaSO}_4$  disuelto que promueve una mayor tasa de precipitación de calcita por efecto de ion común (Wigley, 1973b).

Los flujos de agua subterránea que circulan hacia el borde oriental del área de Los Hoyos se dirigen hacia cotas más bajas (725-750 m s.n.m.) y, en su camino, atraviesan el núcleo salino de la estructura diapiroide. Ello permite alcanzar mayores tasas de disolución de yeso, pero sobre todo de halita, como se deduce del aumento de las concentraciones de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  a medida que los puntos de surgencia se sitúan a menor altitud (Fig. 6.10). Las aguas drenadas en el sector de Fuente Camacho presentan

---

valores de  $rCl^-/Br^-$  similares a los derivados de la halita (Fig. 6.19B), lo que pone de manifiesto el elevado grado de evolución geoquímica alcanzado. La mineralización del agua de las surgencias hipersalinas se asocia a fuerzas iónicas altas, que permiten aumentar la solubilidad de yeso (Fig. 6.20D) y disolver contenidos de  $Ca^{2+}$  y  $SO_4^{2-}$  mayores que los determinados en las aguas de las lagunas Grande y Chica (Fig. 6.19D), las cuales ya se encontraban saturadas respecto a dicho mineral (Fig. 6.20C).

## 6.6 ISÓTOPOS ESTABLES

En la tabla 6.9 se resumen los parámetros estadísticos de los valores de  $\delta^{18}O$  y  $\delta^2H$ , así como del exceso en deuterio ( $d$ ) de las aguas del área de Los Hoyos. Además, se incluyen los valores de  $\delta^{13}C$  del carbono inorgánico ( $\delta^{13}C_{DIC}$ ) presente en las aguas menos mineralizadas y, en el caso de los humedales, también del carbono orgánico ( $\delta^{13}C_{TOC}$ ).

Tipo	Punto (Ref.)		$\delta^{18}O$	$\delta^2H$	$d$	$\delta^{13}C_{DIC}$	$\delta^{13}C_{TOC}$
M A N A N T I A L	Molino de los Aguileras (MH-1)	<i>n</i>	46	46	46	49	n.d
		<i>med</i>	-5,8	-40,4	5,9	-10,3	n.d
		<i>máx</i>	-3,0	-33,5	10,6	-6,6	n.d
		<i>mín</i>	-6,7	-42,6	-9,6	-12,9	n.d
		<i>cv</i>	-17	-6	n.d	10	n.d
	Salina de Fuente Camacho (MH-2)	<i>n</i>	8	3	3	n.d	n.d
		<i>med</i>	-7,4	-41,5	21,3	n.d	n.d
		<i>máx</i>	-7,0	-40,5	23,6	n.d	n.d
		<i>mín</i>	-8,0	-43,5	19,7	n.d	n.d
		<i>cv</i>	5	4	9	n.d	n.d
R E Z U M E	Fuente Camacho (RH-1)	<i>n</i>	8	3	3	n.d	n.d
		<i>med</i>	-7,4	-42,2	21,7	n.d	n.d
		<i>máx</i>	-6,9	-40,9	22,6	n.d	n.d
		<i>mín</i>	-8,0	-43,3	20,8	n.d	n.d
	<i>cv</i>	7	3	4	n.d	n.d	
R. Laguna Chica (RH-4)	23/02/2016	-3,2	-26,0	-0,7	n.d	n.d	
H U M E D A L	Laguna Grande (HH-1)	<i>n</i>	20	20	20	15	16
		<i>med</i>	3,5	4,7	-23,2	-10,6	-21,8
		<i>máx</i>	6,4	18,4	-15,2	-2,1	-13,4
		<i>mín</i>	1,1	-7,3	-32,7	-14,5	-26,7
		<i>cv</i>	50	-	25	30	17
	Laguna Chica (HH-2)	<i>n</i>	21	21	21	19	18
		<i>med</i>	5,4	12,7	-30,1	-11,2	-24,4
		<i>máx</i>	9,2	30,8	-19,5	-7,1	-18,5
		<i>mín</i>	2,1	-3,0	-43,0	-14,4	-28,9
		<i>cv</i>	42	n.d	24	22	11
Laguna del Vizcaíno (HH-3)	23/02/2016	-2,1	-9,5	7,6	-6,7	-27,3	

Tabla 6.9. Resumen estadístico (*n*: nº de medidas/determinaciones; *med*: valor medio; *máx*: valor máximo; *mín*: valor mínimo; *cv*: coef. de variación expresado en %) de los valores isotópicos de  $\delta^2H$ ,  $\delta^{13}C$  y  $\delta^{18}O$  y del exceso de deuterio ( $d$ ) de las aguas del área de Los Hoyos, expresados en ‰. "n.d" indica parámetro no determinado

Los valores medios de  $\delta^{18}O$  varían entre -7,4 ‰, en la salina y el rezume de Fuente Camacho (MH-2 y RH-1, respectivamente), y 5,4 ‰, en la laguna Chica (HH-2), mientras que los de  $\delta^2H$  están comprendidos entre -42,2 ‰, en el rezume de Fuente Camacho y 12,7 ‰, en la laguna Chica (Tab. 6.9). Las aguas de los humedales son las que presentan una mayor variabilidad isotópica, con coeficientes de variación en  $\delta^{18}O$  de hasta el 50%, en la laguna Grande (HH-1).

## 6.6 Isótopos estables

---

El exceso en deuterio ( $d$ ) está comprendido entre -43 ‰, en la laguna Chica (HH-2), y 23,6 ‰, en el manantial de la salina de Fuente Camacho (MH-2). Los valores de  $d$  de las surgencias salinas están comprendidos entre 19,7 y 23,6 ‰, que son valores cercanos a los de la Línea Meteorica del Mediterráneo Oriental (LMMeOr;  $d = 22‰$ ). Las aguas de las lagunas Grande y Chica siempre tienen valores negativos de  $d$  (Tab. 6.9), lo cual denota un enriquecimiento en isótopos pesados de oxígeno, que puede atribuirse al fraccionamiento isotópico producido como consecuencia de la evaporación desde una lámina libre de agua (Gonfiantini, 1986). Dicho proceso podría tener también cierta influencia sobre la aguas de la laguna del Vizcaíno (HH-3) y del manantial del Molino de los Aguileras (MH1), que aunque principalmente presentan valores positivos de  $d$  (Tab. 6.9), son inferiores a los de las principales líneas meteoricas (Craig, 1961; Gat y Dansgaard, 1972; Jiménez-Martínez y Custodio, 2008).

Los valores isotópicos medios del carbono inorgánico disuelto ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ) están comprendidos entre -11,2 ‰, en la Laguna Chica, y -10,3 ‰, en el manantial del Molino de los Aguileras (Tab. 6.9). Dichos valores son característicos de aguas subterráneas y de aguas superficiales que derivan de las primeras (Mook, 2001), en las cuales, además de haber  $\text{HCO}_3^-$  procedente de la disolución de calcita ( $\delta^{13}\text{C} \sim 0$ ), existe cierta cantidad de  $\text{CO}_2$  que disminuye los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  (Clark y Fritz, 1997). La variabilidad de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  en las lagunas Grande y Chica, con coeficientes de variación respectivos del 30 y del 22%, es mayor que la determinada en el manantial del Molino de los Aguileras, del 10% (Tab. 6.9). Ello se debe a que la composición de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  de las aguas superficiales se ve afectada por el intercambio de  $\text{CO}_2$  con la atmósfera y el metabolismo (fotosíntesis y respiración) de los organismos que viven en ella (Finlay y Kendall, 2007, Dubois, 2010). Ambos procesos tienen un patrón de recurrencia anual, debido a los cambios estacionales de temperatura y radiación solar.

La composición isotópica del carbono orgánico ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ ) presente en las aguas de las lagunas está comprendida entre -28,9 ‰, en la Laguna Chica (HH-2), y -13,4 ‰, en la laguna Grande (HH-1), y sus valores medios son del -24,4 ‰ y del -21,8 ‰, respectivamente (Tab. 6.9). Dichos valores están en consonancia con los típicamente medidos en algas y en plantas acuáticas continentales (Angradi, 1994; Cloern *et al.*, 2002; Finlay, 2004; Finlay y Kendall, 2007; Karim *et al.*, 2011). Por tanto, gran parte de la materia orgánica presente en el agua de los humedales podría tener su origen en las plantas fanerógamas y algas que en ellos habitan (Ortega *et al.*, 2002; Fanés Treviño *et al.*, 2009).

En la figura 6.22 se han representado los datos isotópicos ( $\delta^{18}\text{O}$  frente a  $\delta^2\text{H}$ ) de las muestras de agua de lluvia, de las surgencias y de los humedales. Se observa que los puntos correspondientes al rezume y al manantial de la salina de Fuente Camacho (RH-1 y MH-2, respectivamente) se sitúan sobre la Línea Meteorica del Mediterráneo Oriental (LMMeOr). Ello no quiere decir necesariamente que la recarga que alimenta el sector drenado por dichas surgencias se produzca sólo por precipitaciones de origen mediterráneo, pues hay que tener en cuenta que el número de muestras disponibles es bajo (6). Por otro lado, la elevada concentración de sales produce un fraccionamiento isotópico hacia valores negativos de  $\delta^{18}\text{O}$  (Taube, 1954) y positivos de  $\delta^2\text{H}$  (Horita, 1989), debido a la formación de esferas de hidratación alrededor de los cationes, con mayor afinidad hacia isótopos pesados. Dicho efecto ha sido corregido mediante la metodología

---

propuesta por Sofer y Gat (1972 y 1975), aunque sería posible que aún existiera cierto desvío respecto de la Línea Meteórica Local (LML) calculada a partir de los datos isotópicos de las muestras de agua de lluvia analizadas (Fig. 6.22).

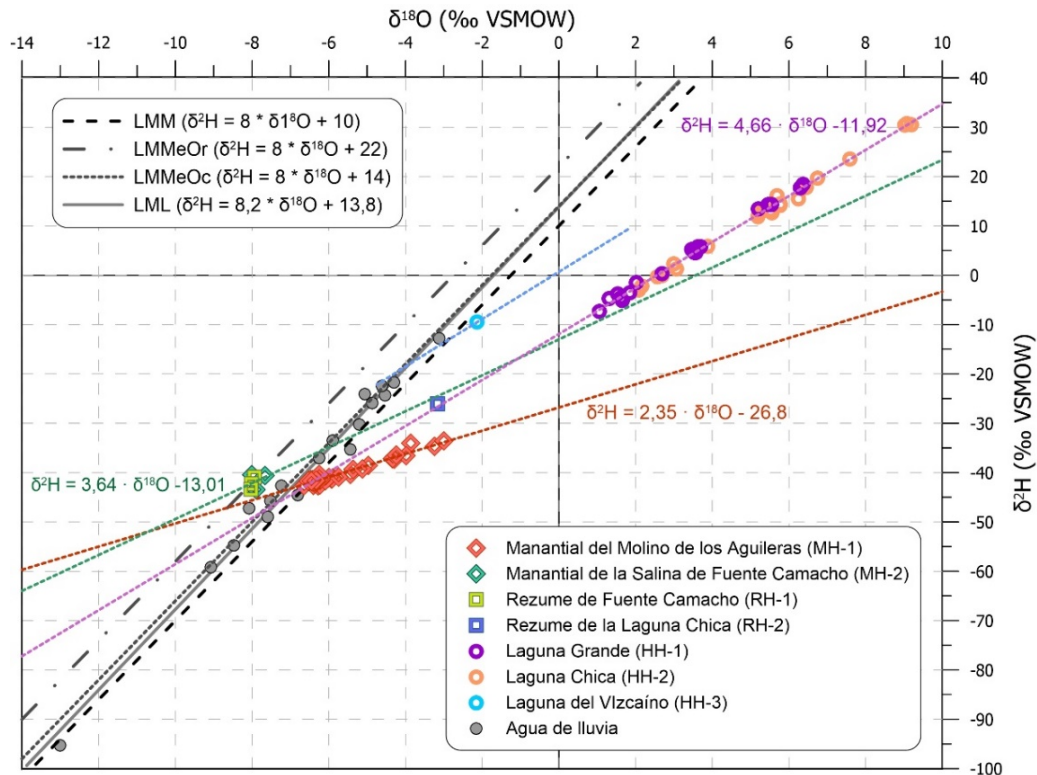


Figura 6.22. Composición isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  frente  $\delta^2\text{H}$  de las muestras de agua tomadas en el área de Los Hoyos. Se representan las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas

Las aguas de las lagunas Grande y Chica se alinean según una recta de pendiente 4,66 (Fig. 6.22), característica de láminas de agua expuestas a la atmósfera y, por tanto, a procesos de evaporación (Mook, 2001). Se aprecia un mayor enriquecimiento en isótopos pesados en las aguas de la laguna Chica, lo que estaría relacionado con su menor columna de agua y con la estratificación permanente de ésta (Rodríguez-Rodríguez, 2002), debido a la existencia de una capa profunda de mayor mineralización (quimiolimnion). La ausencia de mezcla entre las aguas más superficiales, sometidas a evaporación, y las más profundas, no afectadas por ésta, explicaría el mayor grado de fraccionamiento observado (Fig. 6.22). Por el contrario, la laguna Grande tiene un comportamiento monomíctico (Rodríguez-Rodríguez, 2002), es decir, durante los meses de invierno existe una homogeneización de todo el volumen de agua almacenado en su cubeta. Ello produce una disminución en el grado de fraccionamiento isotópico, como consecuencia de la mezcla entre las aguas superficiales y las más profundas. Durante el periodo de investigación se tomaron muestras de agua en la laguna Grande a distintas profundidades. La posterior determinación de su composición isotópica no reveló diferencias significativas respecto de las muestras tomadas en la superficie (Gil-Márquez *et al.*, 2016).

La muestra de agua tomada en la laguna del Vizcaíno queda representada en la figura 6.22 cerca de la Línea Meteórica Mundial (LML), aunque ligeramente desplazada hacia la derecha. El muestreo en dicho humedal se realizó en febrero de 2016, aprovechando el encharcamiento temporal de su cubeta. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  del



## 6.6 Isótopos estables

agua de lluvia que provocó su inundación (-4,30 ‰ y -21,74‰, respectivamente) son más ligeros que los determinados en la laguna, por lo que se deduce que también se produjo fraccionamiento isotópico en sus aguas. Sin embargo, la línea que define dicho proceso es distinta a la definida por las muestras de las lagunas Grande y Chica, aunque paralela a ésta (Fig. 6.22). Ello se debe a que la composición inicial del agua evaporada corresponde a un único evento lluvioso y no a un valor medio de todas las precipitaciones ocurridas, como sucede con las lagunas de carácter permanente (o cuasi permanentes).

Las observaciones correspondientes al manantial del Molino de los Aguileras (MH-1) se distribuyen desde valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  cercanos a la media de la precipitación (-6,5‰ y -39,4‰, respectivamente; Tab. 3.39) hacia composiciones isotópicas más pesadas, sobre todo de oxígeno (Fig. 6.22). El desvío de las muestras respecto de la LML refleja un fraccionamiento isotópico debido a evaporación que, de acuerdo con la pendiente calculada mediante ajuste lineal (2,35), habría tenido lugar en el subsuelo (Geyh et al., 2001). El importante desarrollo epikárstico del área de Los Hoyos sugiere que parte de la infiltración ocurre de forma rápida, a través de los sumideros kársticos, por lo que no se vería afectada por dicho proceso, ya que circularía rápidamente hacia la zona saturada por medio de conductos kársticos. Por el contrario, el agua de recarga infiltrada de forma lenta y difusa, en el fondo de las dolinas o en el resto del área de recarga, podría quedar retenida en el suelo y en el epikarst, donde podría verse sometida a evaporación antes de su incorporación a la zona saturada. Dicho tipo de infiltración ocurriría de forma más recurrente durante los años húmedos, en los que el suelo (generalmente arcilloso) permanece saturado durante más tiempo. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  más elevados corresponden a las muestras tomadas al inicio del periodo de estudio (Fig. 6.23), tras un año considerado como húmedo (2012/13), en el que parte de la recarga habría sido afectada por evaporación cerca de la superficie. En los años sucesivos, el agua drenada por el manantial ha tenido una composición más parecida a las de las aguas meteóricas (Fig. 6.22), de modo que el efecto de la recarga difusa habría sido menor.

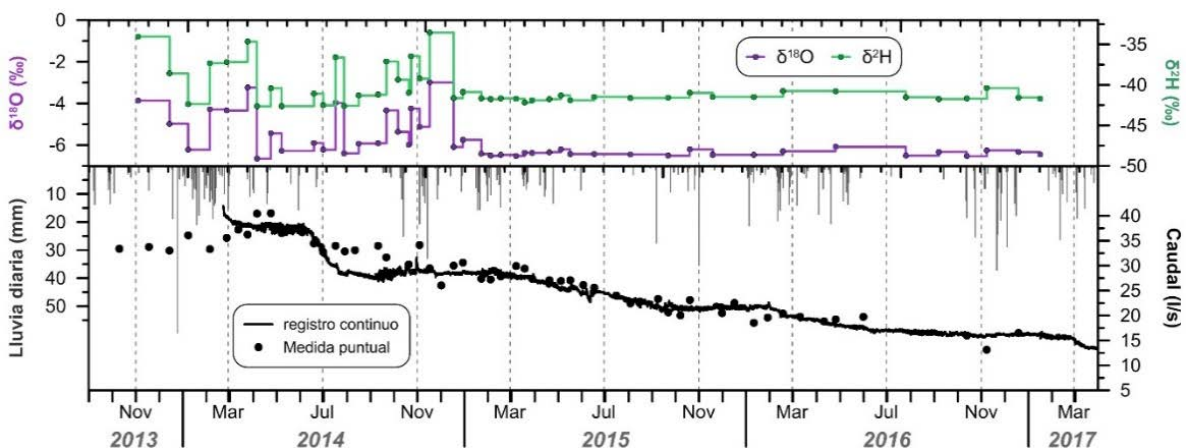


Figura 6.23. Evolución de los valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  del agua del manantial del Molino de los Aguileras (MH-1) junto con las de caudal, CE y temperatura del agua

Con objeto de valorar el efecto de la evaporación sobre la mineralización del agua, se han representado los contenidos en Cl<sup>-</sup> de las distintas muestras, el cual puede considerarse como un elemento conservativo (Appelo y Postma, 2005; Portugal *et al.*, 2005), frente a sus valores isotópicos de  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig. 6.24). Las muestras de las surgencias

hipersalinas (MH-2 y RH-1), así como la mayoría de las del manantial del Molino de los Aguileras (MH-1) se distribuyen alrededor de una línea con una composición de  $\delta^{18}\text{O}$  similar al de la media de la precipitación, del  $-6,5\text{‰}$  (Tab. 3.39), pero con aumentos de mineralización ( $\text{Cl}^-$ ). Por el contrario, las observaciones correspondientes a los humedales, al rezume de la laguna Chica (RH-2) y algunas de las del Molino de los Aguileras cuentan con valores de  $\delta^{18}\text{O}$  marcadamente superiores al  $-6,5\text{‰}$ , así que muestran signos evidentes de evaporación, aunque la variación de la mineralización es más moderada.

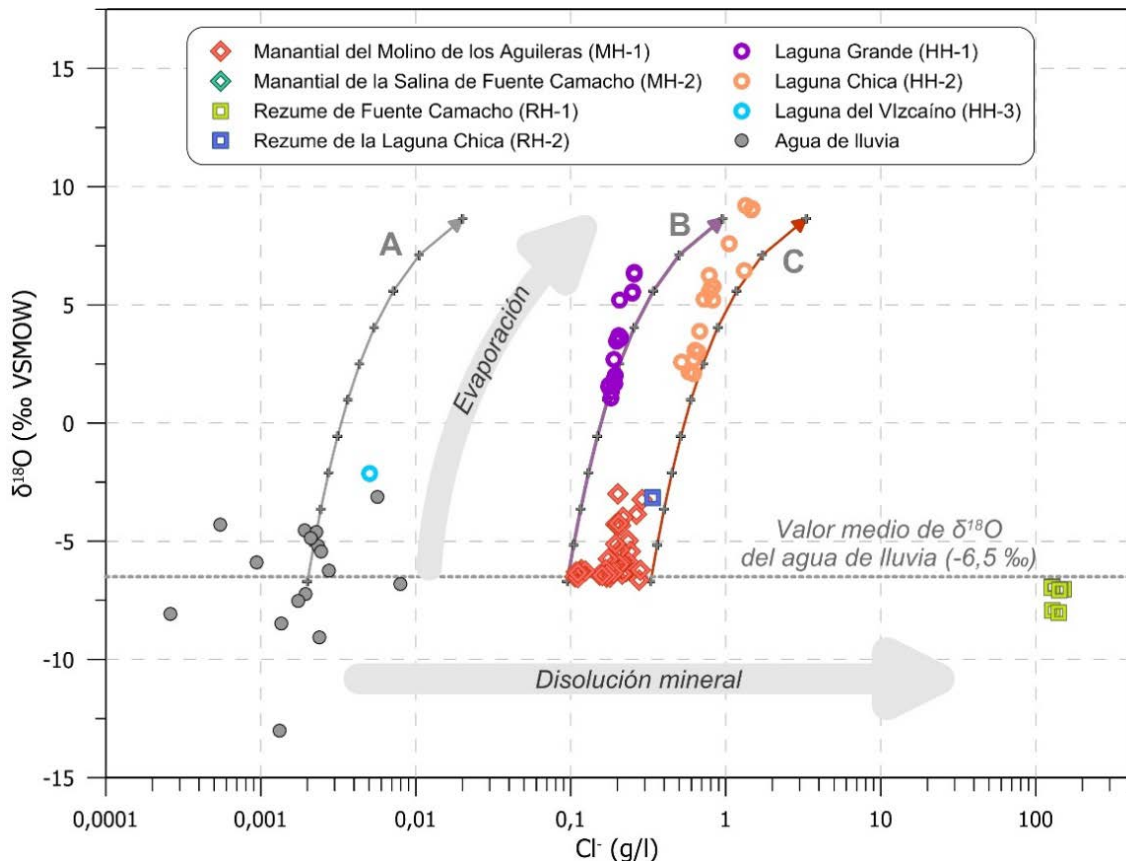


Figura 6.24. Relación entre el contenido de  $\text{Cl}^-$  y los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de las muestras de agua tomadas en el área de Los Hoyos. Se representan las líneas de evolución química e isotópica calculadas (A, B y C)

Mediante la aplicación de la metodología propuesta por Gonfiantini (1986), se ha simulado la evolución química e isotópica teórica que experimentarían el agua de lluvia y las aguas del Molino de los Aguileras a medida que disminuyese su fracción líquida como consecuencia de la evaporación. Para ello, se han considerado 3 disoluciones iniciales (Fig. 6.24): 1 con los valores medios de  $\text{Cl}^-$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de la precipitación (A) y 2 muestras de agua tomadas en la surgencia (la de menor y la de mayor contenido en  $\text{Cl}^-$ ; B y C, respectivamente). Se observa que las muestras correspondientes a las lagunas Grande y Chica quedan representadas cerca de las líneas de evaporación simuladas a partir de las aguas del manantial (B y C, Fig. 6.24). Ello sugiere que el origen del agua almacenada en los humedales podría estar relacionado con aportaciones subterráneas, ya que la evaporación del agua de lluvia (A) únicamente podría explicar la mineralización observada en la laguna del Vizcaíno (HH-3).

### 6.6.1 Evolución de la composición isotópica de $\delta^2\text{H}$ , $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ en las aguas de las lagunas Grande y Chica

Las variaciones isotópicas de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en las aguas de las lagunas Grande y Chica (Figs. 6.25 y 6.26, respectivamente) tienen una clara correspondencia con los cambios de mineralización (CE) y, además, evolucionan de forma más o menos opuesta a la altura de lámina de agua. De forma general, en periodos en los que se producen descensos limnimétricos se registran aumentos de CE, que van acompañados de enriquecimientos isotópicos en  $^2\text{H}$  y  $^{18}\text{O}$ . Todo ello ocurre durante el verano y el inicio del otoño, coincidiendo con el periodo de mayor evaporación, aunque con cierto desfase temporal (Fig. 6.25 y 6.26). Dicha dinámica refleja que las disminuciones del volumen de agua almacenado en las lagunas se producen principalmente por el efecto de la evaporación, la cual genera una reconcentración de solutos y un fraccionamiento isotópico hacia valores más pesados.

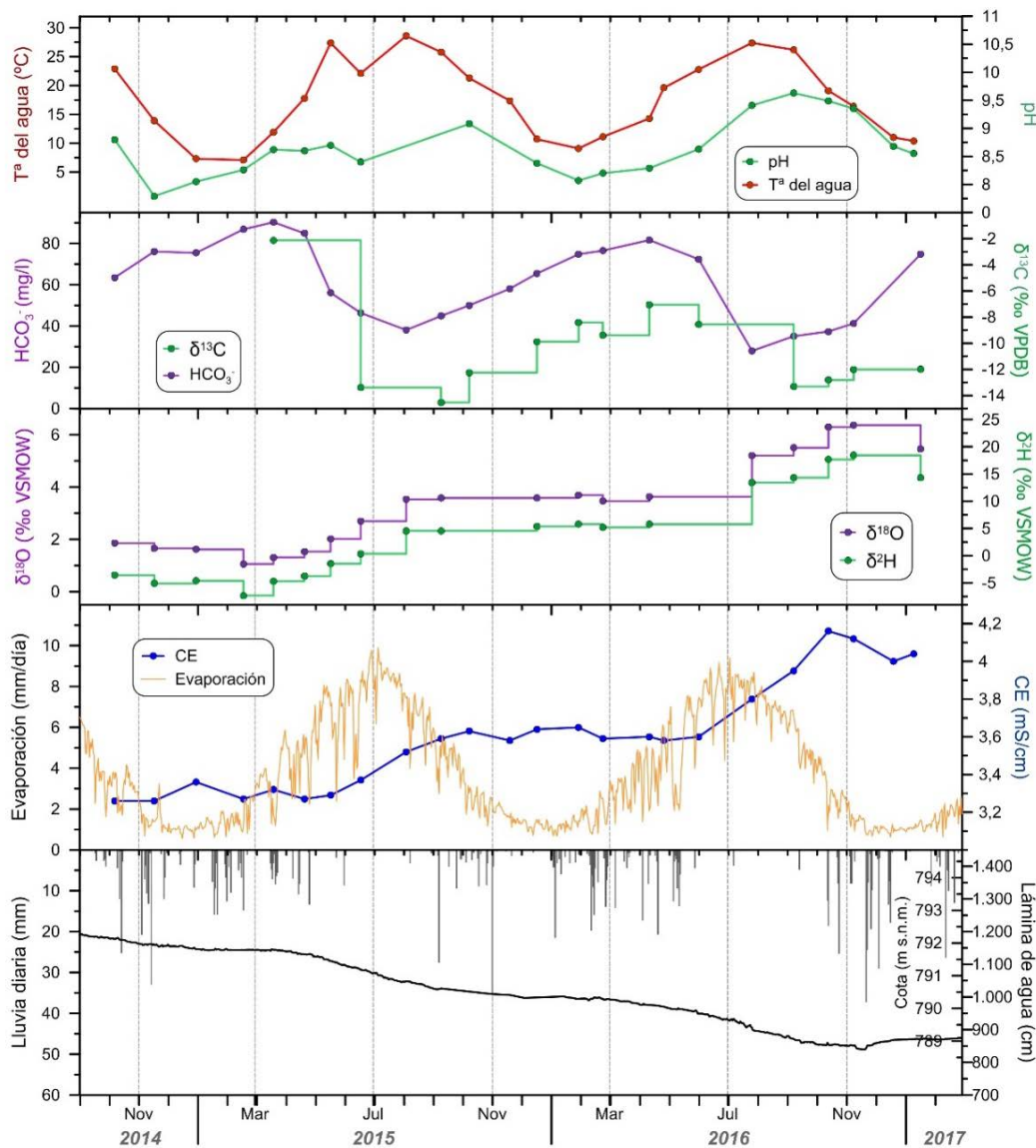


Figura 6.25 Evolución temporal de los valores de  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  determinados en las muestras de agua tomadas en la laguna Grande, junto con su contenido en  $\text{HCO}_3^-$  y valores de pH, CE y temperatura del agua. Se representan los registros limnimétrico y de datos de evaporación obtenidos en la estación de Archidona-RAIF

Durante los meses más lluviosos, en los que las láminas de agua de los humedales muestrean cierta estabilidad, los valores de  $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  sufren ligeros descensos (Figs. 6.25 y 6.26). La CE del agua también disminuye en dichos periodos, aunque lo hace de forma suave y atenuada. Todo ello es más marcado en la laguna Chica (Fig. 6.26), en la que la composición de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  disminuyó 2,62‰ y 12,99 ‰, respectivamente. Tanto las variaciones de la mineralización como las de los valores isotópicos se habrían producido por la mezcla con agua que no estuviera isotópicamente fraccionada por el efecto de la evaporación. El hecho de que dichas variaciones se produzcan con cierto desfase respecto de la precipitación y que, en el caso de la laguna Grande (Fig. 6.25), además se registre un ascenso limnimétrico atenuado, sugiere que se está produciendo aportación de agua subterránea hacia los humedales.

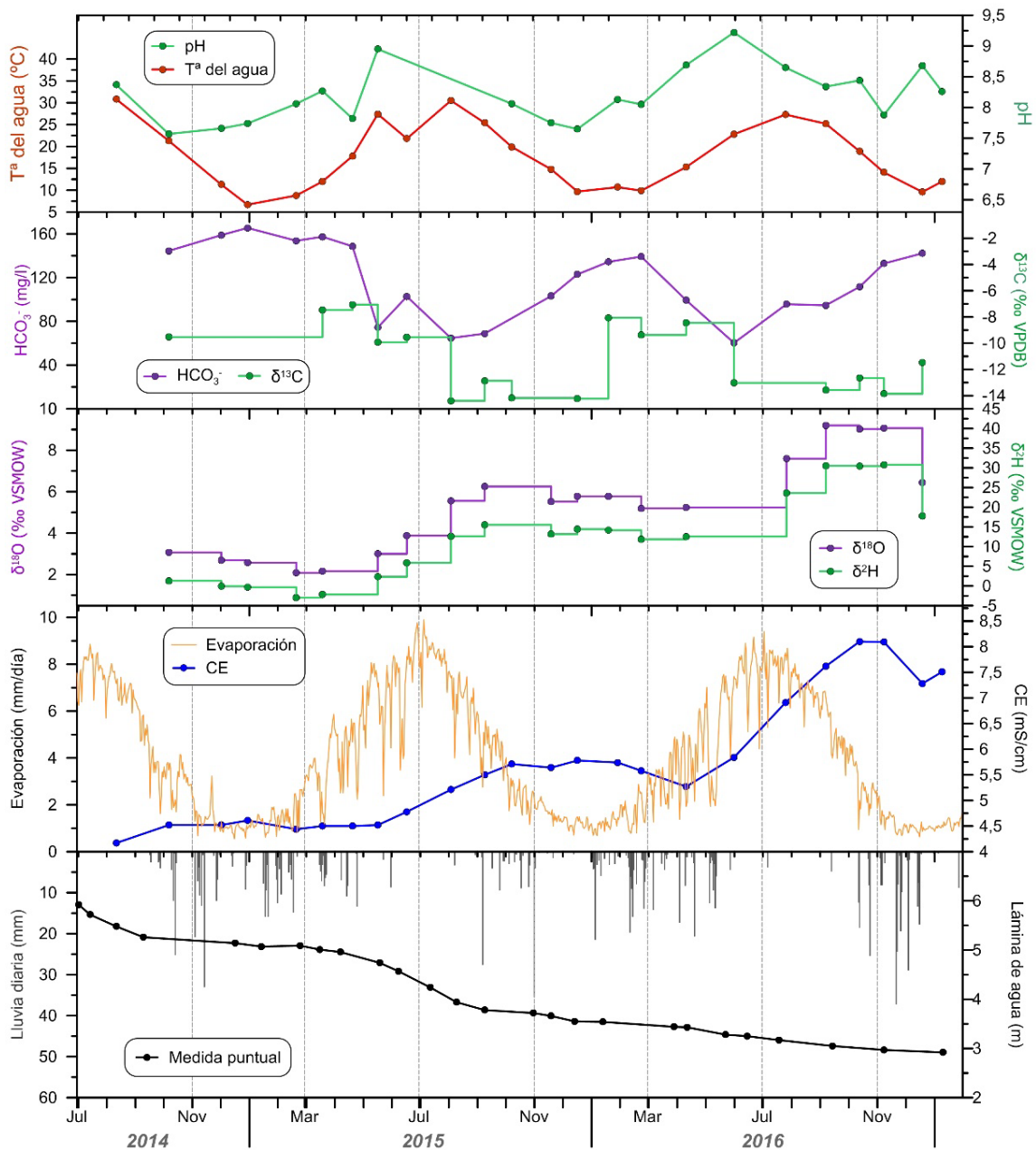


Figura 6.26. Evolución temporal de los valores de  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  determinados en las muestras de agua tomadas en la laguna Chica, junto con su contenido en  $\text{HCO}_3^-$  y las medidas limnimétrica, de pH, CE y temperatura del agua. Se representan las series de precipitación y de evaporación obtenidas en la estación de Archidona (RAIF)

La evolución del  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  presenta en ambos humedales (Figs. 6.25 y 6.26) cierta analogía con las variaciones del contenido en  $\text{HCO}_3^-$  disuelto, aunque resulta más evidente en el caso de la laguna Grande. En los meses de menor temperatura se producen aumentos de la concentración de  $\text{HCO}_3^-$ , que estarían relacionados con la mayor solubilidad del  $\text{CO}_2$ , como evidencia el descenso de pH (Figs. 6.25 y 6.26). Ese mismo proceso favorecería el enriquecimiento del carbono inorgánico disuelto hacia valores más elevados de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ , ya que en el proceso de intercambio de  $\text{CO}_2$  con el aire se liberan las moléculas más ligeras y se disuelven las más pesadas (Zhang *et al.*, 1995). Ello da lugar a que la composición de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  de las aguas más superficiales de los humedales siempre tienda hacia valores próximos al 0 ‰ (Mook, 2001; Karim *et al.*, 2011; Weynell *et al.*, 2016). Sin embargo, las relaciones de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  raramente son tan elevadas, debido a los descensos marcados que tienen lugar entre la primavera y el verano, coincidiendo con el aumento de la temperatura del aire (Figs. 6.25 y 6.26), el cual reduce la solubilidad del  $\text{CO}_2$ . Como consecuencia, se producen aumentos de pH que favorecen la precipitación de calcita y dan lugar a un descenso en la concentración de  $\text{HCO}_3^-$  disuelto. Dicho proceso genera un ligero fraccionamiento isotópico, pero que no explicaría unos descensos de los valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  tan marcados como los registrados (Dandurand *et al.*, 1982; Weynell *et al.*, 2016). Sin embargo, la disminución del contenido de  $\text{HCO}_3^-$  y de la solubilidad del  $\text{CO}_2$  otorga un mayor peso al carbono inorgánico autogénico, de origen orgánico, sobre la composición de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ . Se trataría del  $\text{CO}_2$  generado por la respiración de los organismos que habitan en la laguna y de las raíces de la vegetación hidrofítica, así como por la descomposición de la materia orgánica en el interior de la laguna (Dubois, 2010; Schulte, 2011).

# 7 DATACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS EN LAS ÁREAS DE ESTUDIO

## 7.1 CONSIDERACIONES PREVIAS

Se entiende como “edad del agua subterránea” al tiempo transcurrido entre el momento en el que el agua infiltrada durante un evento de recarga entra en la zona saturada, aislándose de la atmósfera, y el momento de la toma de la muestra en una localización específica (Torgersen, *et al.*, 2013). De forma general, esta descripción hace referencia a la “edad aparente”, término que parte de la suposición de que la concentración del trazador utilizado para la datación no se ha visto afectado por procesos de mezcla de aguas en el acuífero, asumiendo un flujo subterráneo de tipo pistón (Plummer y Busenberg, 2006a). Sin embargo, en condiciones naturales es frecuente que exista mezcla de distintas componentes de flujo (“aguas viejas” y “aguas jóvenes”), además de la aparición de procesos físico-químicos que pueden modificar la edad aparente de las aguas subterráneas, tales como sorción, difusión, dispersión o degradación del trazador (IAEA, 2006). Por todo ello, se utilizan comúnmente los términos “edad del trazador”, para referirse a la edad calculada mediante un método de datación específico, o “edad media”, cuando se estima la edad de una muestra de agua compuesta por moléculas con distinto recorrido dentro del sistema y, por tanto, con diferente tiempo de residencia en el medio (Purtschert, 2008).

Los trazadores ambientales utilizados en las dataciones habitualmente se encuentran en las aguas subterráneas en bajas concentraciones, debido a su escasa abundancia en la atmósfera y a sus bajas solubilidades (Labasque *et al.*, 2014b). Ello implica el uso de protocolos de muestreo y almacenamiento de muestras muy rigurosos y de técnicas analíticas de elevada sensibilidad, en las que se evita en todo momento el intercambio gaseoso de la muestra con la atmósfera. Además, en el caso de las aguas salinas, la solubilidad de los trazadores utilizados en la datación puede ser incluso inferior (Weis, 1971; Warner y Weiss, 1985). Ello determina que su abundancia sea menor en las muestras de agua de éste tipo que en las de aguas dulces, además de verse favorecida su desgasificación al entrar en contacto con la atmósfera.

Las diversas metodologías de datación de aguas subterráneas que se han ido desarrollando a lo largo de las últimas décadas, se basan en trazadores ambientales que únicamente son capaces de evaluar ciertos rangos de edad, inferiores a los que potencialmente pueden llegar a tener las aguas subterráneas (Fig. 7.1). Por esa razón, es frecuente que la utilización de técnicas de datación basadas en diferentes trazadores dé como resultado distintas edades medias de infiltración (Waugh *et al.*, 2003). No obstante, la clara diferenciación entre trazadores que sirven para estimar la edad de las componentes de flujo moderno de aquellos utilizados en la datación de componentes de aguas viejas (Fig. 7.1), permite evaluar la existencia de ambos tipos de aguas subterránea en un mismo sistema hidrogeológico (Le Gal La Salle *et al.*, 2001; Cartwright *et al.*, 2007;

## 7.1 Consideraciones previas

Ma *et al.*, 2008; Varsányi *et al.*, 2011; Samborska *et al.*, 2013). Ello es aún más frecuente en manantiales, donde convergen numerosas líneas de flujo, cada una con distintas concentraciones de trazadores (Thomas *et al.*, 2003; Stolp *et al.*, 2010; Delbart *et al.*, 2014; Suckow, 2014). Por todo ello, en la actualidad existe una tendencia hacia el desarrollo de metodologías de trabajo centradas en la valoración de la proporción (%) de aguas de distintas edades que existen en una muestra de agua determinada (Visser *et al.*, 2013; Gleeson *et al.*, 2015; Jasechko, 2016; Jasechko *et al.*, 2017).

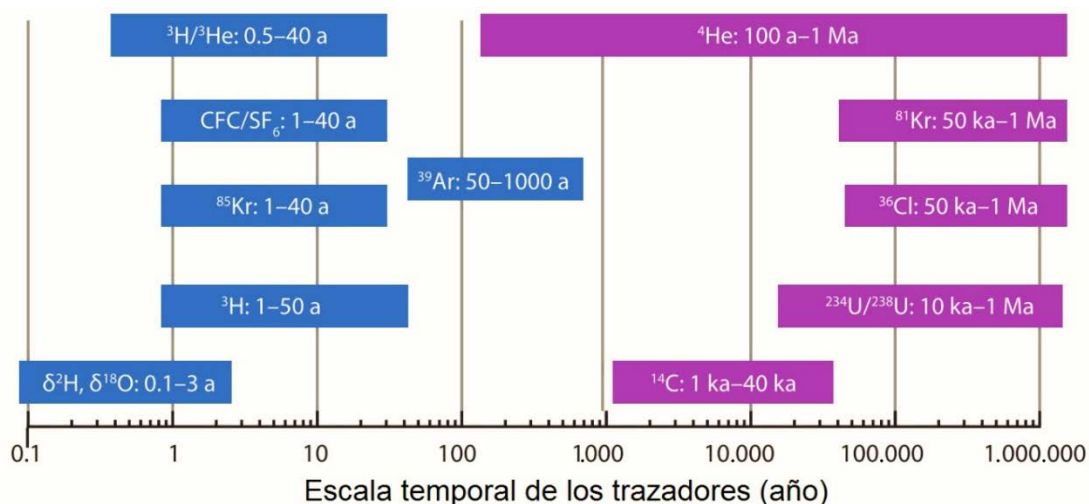


Figura 7.1. Distribución potencial de las edades de los trazadores químicos e isotópicos utilizados en la datación de aguas subterráneas. En azul se indican los trazadores de “aguas jóvenes” y en morado los de “aguas viejas”. Tomado de IAEA (2013)

Dadas las incertidumbres existentes al aplicar las técnicas de datación de agua subterránea, es cada vez más frecuente abordar la cuestión combinando en un mismo estudio la determinación de distintos trazadores naturales. Ello permite llegar a estimaciones de “edad media” más próximas a la realidad o, incluso, establecer la edad absoluta de los distintos componentes de mezcla (Corcho Alvarado *et al.*, 2007; Althaus *et al.*, 2009; Sültenfuß *et al.*, 2011; Yager *et al.*, 2013). Así, en el presente trabajo se han considerado diferentes trazadores químicos (CFC y SF<sub>6</sub>) e isotópicos ( $^3\text{H}$ ,  $^3\text{He}$ ,  $^4\text{He}$ ,  $^{14}\text{C}$ ). Éstos, de forma combinada, pueden ayudar a precisar la edad media del agua drenada por los manantiales de las áreas de estudio y la de las diversas componentes de flujo subterráneo (aguas jóvenes y viejas) que convergen en los puntos de surgencia controlados, así como a cuantificar la proporción de cada una de ellas en la mezcla.

## 7.2 DATACIÓN CON TRITIO ( $^3\text{H}$ )

### 7.2.1 Fundamentos metodológicos

El tritio ( $^3\text{H}$ ) es el isótopo radioactivo del hidrogeno y se origina de manera natural en la atmósfera, mediante la reacción nuclear entre el nitrógeno y los neutrones térmicos procedentes de la radiación cósmica ( $^{14}\text{N} + n \rightarrow ^{12}\text{C} + ^3\text{H}$ ; Libby, 1946). La posterior oxidación del  $^3\text{H}$  en la atmósfera genera una molécula de agua formada por un átomo de hidrógeno estable y otro radioactivo ( $^1\text{H}^3\text{HO}$ ), que se integra en el ciclo hidrológico por medio de la precipitación (Mook, 2001). Su presencia en el subsuelo procede

principalmente de la infiltración del agua de lluvia y es el único isótopo que sirve para realizar dataciones directas de las aguas subterráneas, debido a que forma parte de la molécula del agua (Clark y Fitz, 1997). Por esa razón, a diferencia de otros trazadores ambientales, el  $^3\text{H}$  no se ve afectado por procesos de degradación química ni biológica ni por mecanismo físico de retardo, como la sorción (Han *et al.*, 2006)

El periodo de semidesintegración ( $t_{1/2}$ ) del  $^3\text{H}$  es de 12,32 años (Lucas y Unterweger, 2000) y su actividad se expresa en unidades de tritio (UT), que corresponde a una relación  $^3\text{H}/^1\text{H}$  de  $10^{-18}$  ( $1 \text{ UT} = 3,21 \text{ pCi/l} = 0,119 \text{ Bq/l}$ ). La desintegración del  $^3\text{H}$  emite radiación beta y produce un átomo de helio estable ( $^3\text{H} \rightarrow ^3\text{He} + \beta^-$ ). La concentración de  $^3\text{H}$  en la precipitación, en condiciones de equilibrio natural, es inferior a la decena de UT (Roether, 1967). Sin embargo, desde 1952 hasta mediados de la década de 1960, tuvo lugar una liberación de grandes cantidades de  $^3\text{H}$  a la atmósfera, procedentes de la detonación experimental de bombas termonucleares (Solomon *et al.*, 1993). Como consecuencia, se produjo un aumento exponencial de los contenidos de dicho isótopo en la precipitación, de hasta 3 órdenes de magnitud, especialmente en el hemisferio norte (Fig. 7.2), donde se alcanzaron las mayores concentraciones de  $^3\text{H}$  en 1963 (Solomon y Cook, 2000). A partir de ese momento, su abundancia atmosférica ha ido disminuyendo debido a su desintegración radioactiva, a su incorporación al ciclo hidrológico a través de la precipitación y al intercambio molecular de agua entre el aire y el océano (Lipps y Helmer, 1992). En la actualidad, la abundancia atmosférica del tritio es similar a la existente con anterioridad a los ensayos nucleares (Mook *et al.*, 2001; Han *et al.*, 2006).

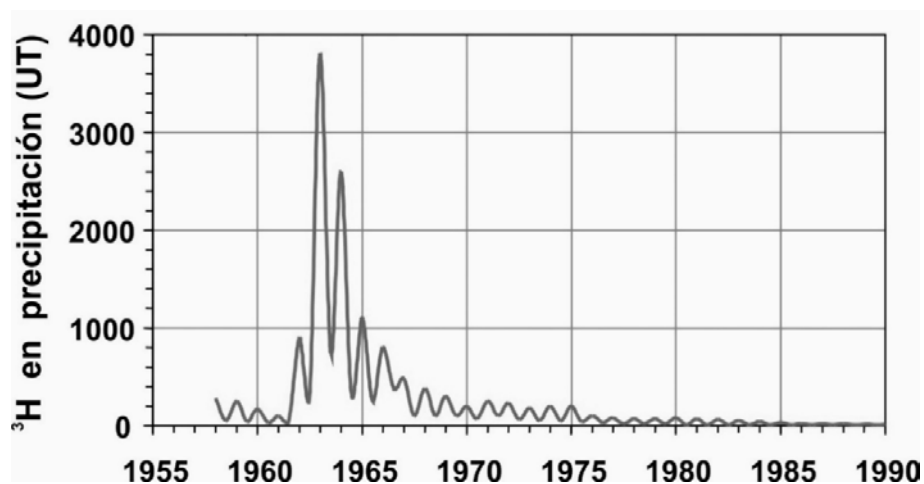


Figura 7.2. Evolución del contenido medio en tritio en la precipitación ocurrida sobre la superficie continental del hemisferio norte. Tomado de Mook (2006)

Libby (1953) propuso el uso del  $^3\text{H}$  para la datación de las aguas subterráneas, tomando en consideración la abundancia natural de este isótopo en la precipitación ( $N_0$ ), más o menos invariable hasta el inicio de la década de 1950, y su constante radioactiva ( $\lambda$ ), de acuerdo con la ley universal de la desintegración radioactiva ( $N_t = N_0 e^{-\lambda t}$ ). Así, la determinación de un contenido de  $^3\text{H}$  en una muestra de agua subterránea ( $N_t$ ), permitiría estimar el tiempo transcurrido desde que se produjo la recarga, hasta que el momento en el que se tomó la muestra ( $t$ ). Sin embargo, la emisión de  $^3\text{H}$  no natural a partir de 1953 modificó el estado natural de equilibrio, de forma que el contenido de tritio



## 7.2 Datación con tritio ( $^3\text{H}$ )

---

en el agua de recarga ( $N_0$ ) dejó de ser casi constante (Fig. 7.2). La mezcla de aguas infiltradas con posterioridad a dicho año con otras más antiguas impide aplicar la metodología propuesta por Libby (Mook, 2006). No obstante, el conocimiento de la evolución temporal del  $^3\text{H}$  en la precipitación puede ser utilizado como función de entrada para estimar tiempos de residencia medios, mediante la aplicación de modelos numéricos que se basan en el mismo principio físico (Clark y Fritz, 1997; Geyh, 2001).

La red global de control de isótopos en la precipitación (*Global Network of Isotopes in Precipitation*, GNIP), dependiente de la Agencia Internacional de la Energía Atómica (*International Atomic Energy Agency*, IAEA), ha controlado el contenido en  $^3\text{H}$  del agua de lluvia en estaciones distribuidas por todo el mundo, desde 1953 hasta la actualidad (IAEA/WMO, 2017). Sin embargo, la duración de las series de registro y la continuidad temporal de las mismas no son iguales en todos los casos. Las variaciones espaciales del contenido en tritio del agua de lluvia, derivadas de procesos meteorológicos y factores como la latitud y la continentalidad (Rozanski *et al.*, 1991), obligan a utilizar series de evolución locales para poder interpretar datos de  $^3\text{H}$  en las aguas subterráneas en una región determinada. Dichas series raramente son representativas de todo el periodo posterior a 1953, por lo que es necesario crear evoluciones artificiales, a partir de la correlación de datos locales, con los procedentes de las estaciones en las que los registros son más extensos: Ottawa (Canadá), desde 1953, y en Europa, Viena (Austria), desde 1960.

Las variaciones estacionales, e incluso interanuales, que se observan en la evolución del contenido del  $^3\text{H}$  en la precipitación (Fig. 7.2) son producidas principalmente como consecuencia del intercambio de masas de aire entre la troposfera y la estratosfera (Newel, 1963; Gat *et al.*, 2001). La forma irregular de la evolución resultante, utilizada como función de entrada para la estimación de la edad del agua subterránea según el contenido de  $^3\text{H}$  de una muestra, dificulta la determinación de una edad concreta para la misma. Además, la disminución de dicho isótopo en la precipitación desde mediados de la década de 1970 coincide aproximadamente con su tasa de desintegración radioactiva, por lo que el agua subterránea que ha sido infiltrada desde entonces contiene una abundancia de  $^3\text{H}$  similar a la de la precipitación actual (Fig. 7.3).

Por todo ello, la aplicabilidad de técnicas de datación basadas únicamente en el contenido en  $^3\text{H}$  del agua subterránea es bastante limitada. En todo caso, este isótopo puede ser utilizado como un trazador cualitativo según su presencia o ausencia en las aguas subterráneas, lo que permite diferenciar entre aquellas cuya infiltración se produjo con posterioridad a 1953, tras las primeras detonaciones nucleares, y otras más antiguas, libres de tritio ( $<1$  UT; Mook *et al.*, 2001). Además, el uso combinado del  $^3\text{H}$  junto con otros trazadores de aguas modernas, como lo son los clorofluorocarbonos, el  $\text{SF}_6$  o el  $^{85}\text{Kr}$  (Fig. 7.1), puede ser de gran utilidad para contrastar los resultados derivados de las dataciones obtenidas mediante estos últimos trazadores, o para precisar la edad media de las aguas subterráneas aplicando modelos de mezcla (Dunkle, 1993; Geyh, 2001; Bayari, 2002; Böhlke, 2004). Finalmente, la determinación de  $^3\text{H}$  de forma conjunta con  $^3\text{He}$ , su producto de desintegración, es la base de partida para aplicar una de las técnicas de datación de aguas jóvenes más precisas, que será discutida en el apartado 7.3.

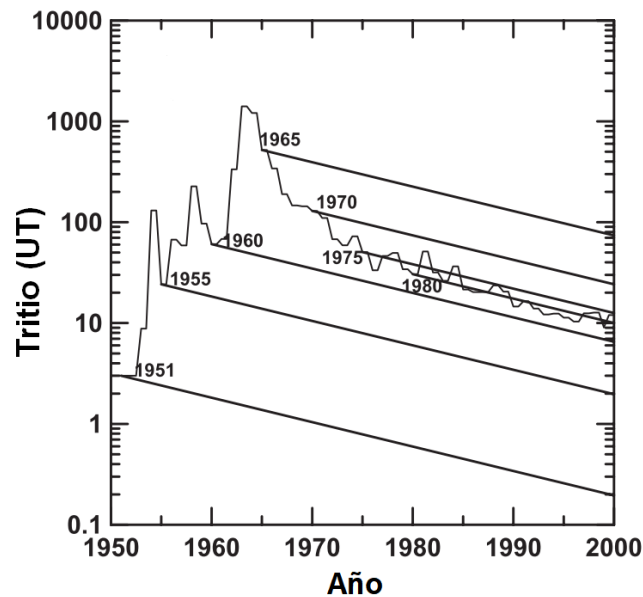


Figura 7.3. Ejemplo de series de registro de  $^3\text{H}$  en la precipitación, sobre la que se representa la progresiva desintegración del  $^3\text{H}$  (líneas paralelas) de la recarga producida por la lluvia ocurrida en los años 1951, 1955, 1960, 1965, 1970, 1975 y 1980. Tomado de Gat et al. (2001)

## 7.2.2 Resultados de las dataciones con $^3\text{H}$

Se han realizado un total de 26 determinaciones de  $^3\text{H}$ , en 12 puntos de muestreo repartidos por las tres áreas de estudio, de los cuales 9 corresponden a aguas subterráneas, 1 a un humedal, y 2 a estaciones meteorológicas en las que se recoge agua de lluvia (Tab. 7.1):

- Área de Jarales: manantiales del Anzur Bajo (MJ-1) y del Anzur Alto (MJ-2), laguna de Los Jarales (HJ-2) y agua de lluvia de la estación de Jarales (CEHIUMA-1)
- Área de Brujuelo: manantiales de las salinas de San Carlos (MB-1), Brujuelo (MB-2) y Don Benito (MB-3) y agua de lluvia de la estación de Brujuelo (CEHIUMA-2)
- Área de Los Hoyos manantiales del Molino de los Aguileras (MH-1) y de la salina de Fuente Camacho (MH-2) y el rezume de Fuente Camacho (RH-2). En ésta última área de estudio, se contó con la colaboración de la empresa explotadora de la salina de Fuente Camacho para tomar una muestra en el punto de surgencia, que normalmente no es accesible. Dicho punto es referido como pozo de la salina de Fuente Camacho (MH-2.2).

El muestreo se realizó principalmente en 3 campañas: en septiembre de 2014, hacia el final del periodo estival del año hidrológico 2013/14, un mes después (octubre de 2014), tras las primeras lluvias del año 2014/15, y verano de 2015 (julio-septiembre). Adicionalmente, se han tomado 2 muestras en el manantial del Anzur Bajo durante dos crecidas. La primera de ellas se efectuó el 5 de abril de 2016, coincidiendo con una respuesta de (efecto) tipo pistón, mientras que la segunda, tomada el 11 de diciembre de ese mismo año, se realizó durante una dilución hidroquímica (Fig. 4.26).

Todas las muestras analizadas contenían  $^3\text{H}$  (Tab. 7.1), por lo que al menos parte del agua drenada por los manantiales fue infiltrada con posterioridad a 1953. La concentración de  $^3\text{H}$  del agua de los manantiales está comprendida entre 1,1 UT, en el

## 7.2 Datación con tritio ( $^3\text{H}$ )

Anzur Bajo (MJ-1), y 3,06 UT, en la salina de Brujuelo (MB-2), y se sitúan en un rango de valores similar al del agua de lluvia (1,76 UT-3,23 UT). En la laguna de Los Jarales (HJ-2) se ha medido un contenido de 3,06 UT (Tab. 7.1).

	Punto (Ref.)	Fecha	Tritio (UT)	Error (UT)
<b>ÁREA DE JARALES</b>	Anzur Bajo (MJ-1)	22/09/2014	2,18	± 0,17
		24/10/2014	2,31	± 0,05
		07/09/2015	1,10	± 0,20
		05/04/2016 <sup>p</sup>	1,95	± 0,04
		11/12/2016 <sup>d</sup>	2,59	± 0,05
	Anzur Alto (MJ-2)	22/09/2014	2,42	± 0,06
		24/10/2014	2,50	± 0,05
Laguna de Los Jarales (HJ-2)	22/09/2014	3,06	± 0,06	
<b>ÁREA DE BRUJUELO</b>	Salina de San Carlos (MB-1)	30/09/2014	2,46	± 0,05
		30/09/2014	2,83	± 0,17
	Salina de Brujuelo (MB-2)	23/10/2014	3,06	± 0,06
		30/09/2014	1,92	± 0,04
	Salina de Don Benito (MB-3)	23/10/2014	2,03	± 0,05
		23/09/2015	1,73	± 0,13
		22/09/2014	1,98	± 0,04
<b>ÁREA DE LOS HOYOS</b>	Molino de los Aguileras (MH-1)	24/10/2014	1,96	± 0,04
		04/06/2015	1,89	± 0,20
		22/09/2015	1,89	± 0,20
	Salina de Fuente Camacho (MH-2)	24/10/2014	1,68	± 0,04
	Pozo de la salina de Fte. Camacho (MH-2.2)	07/11/2015	1,5	± 0,89
	Rezume de Fuente Camacho (RH-1)	21/10/2014	1,33	± 0,03
24/10/2014		1,37	± 0,03	
<b>AGUA DE LLUVIA</b>	Estación de Jarales (CEHIUMA-1)	24/10/2014	1,76	± 0,13
		01/06/2015	3,23	± 0,27
		26/04/2016	2,55	± 0,35
	Estación de Brujuelo (CEHIUMA-2)	23/10/2014	2,21	± 0,05

Tabla 7.1. Resultados de la determinación de  $^3\text{H}$  en las muestras de agua tomadas en los principales manantiales de las tres áreas de estudio y en la laguna de Los Jarales (HJ-2), así como en algunas muestras de agua de lluvia. Anzur Bajo:(p) efecto pistón; (d) dilución

Con objeto de poder comparar los valores de  $^3\text{H}$  determinados en las aguas subterráneas y los de la recarga ocurrida durante las últimas décadas, se ha creado una función de entrada de  $^3\text{H}$  para el S de España. Para ello, se ha calculado el valor medio de cada año (línea roja, Fig. 7.4), a partir de los datos mensuales de  $^3\text{H}$  en el agua de lluvia ponderado por la cantidad de precipitación registrados en las estaciones de la GNIP (IAEA/WMO, 2017) que se ubican en la mitad sur de la Península Ibérica (Tab. 7.2), además de los correspondientes a las muestras de agua de lluvia analizadas durante el desarrollo de la presente investigación (Tab. 7.1 y Fig. 7.4). Debido a que no se dispone de información anterior a 1960 en ningún punto de control de España (ni Europa), los valores anteriores a dicho año han sido completados mediante correlación lineal con los de la estación de Ottawa (Canadá), la más antigua del mundo. Finalmente, la función de entrada ha sido escalada a fecha de 2016, es decir, se ha calculado la concentración de  $^3\text{H}$  que tendría la precipitación caída a lo largo de toda la serie de registro en dicho año como consecuencia de su desintegración radioactiva (línea gris, Fig. 7.4).

Dado que la descarga de agua por los manantiales suele producirse como consecuencia de la convergencia de flujos subterráneos de distintas edades, la datación

de las muestras de agua debe ser referida a un periodo medio de residencia, o edad aparente, y no a una edad absoluta atribuible a un flujo pistón ideal (Stolp *et al.*, 2010; Suckow, 2014; Akesson *et al.*, 2015). Con el fin de eliminar las variaciones puntuales de mayor magnitud existentes en la función de entrada obtenida para el S de España (Fig. 7.4), las cuales pueden desvirtuar la interpretación de los resultados, se ha llevado a cabo un suavizado de la función de entrada original consistente en la aplicación de una media móvil ponderada (MMP) de 5, 10 y 20 años, con una distribución de pesos cuasinormal (Fig. 7.5). Dicho tratamiento se ha realizado, asumiendo que cada porción de agua subterránea se compone de la recarga ocurrida durante varios años consecutivos, pero con mayor contribución de los años centrales y menor hacia los extremos (Clark y Fritz, 1997).

Estación	Periodo de muestreo	nº muestras
Almería-Aeropuerto	2000-2016	173
Cáceres	2000-2015	179
Charches (Valle del Zalabi), Granada	2013-2015	36
Ciudad Real	2000-2015	182
Gibraltar	1961-2016	318
Madrid-Retiro	1970-2015	360
Málaga	1974-1978	21
Morón de la Frontera (Cádiz)	2000-2015	156
Murcia	2000-2015	173
Valencia	2000-2015	121

Tabla 7.2. Estaciones de control mensual de isótopos ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $^3\text{H}$ ) en la precipitación de la GNIP en el S de España y Gibraltar, con indicación del periodo de actividad y el número de datos de  $^3\text{H}$  disponibles

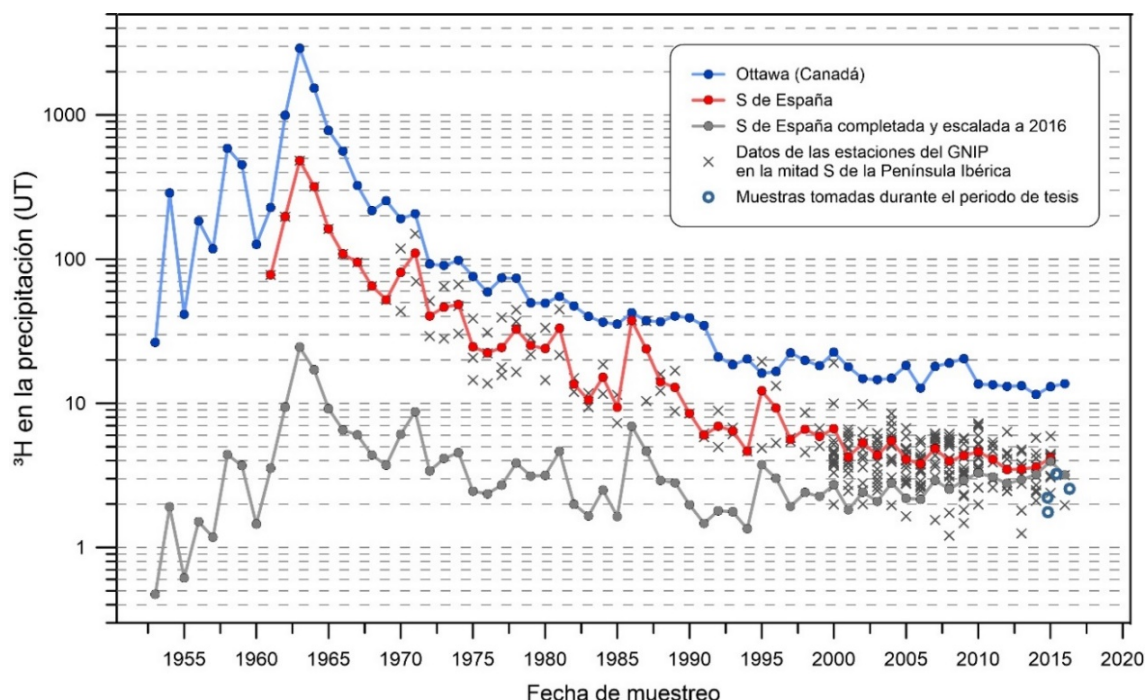


Figura 7.4. Concentración anual media de  $^3\text{H}$  en el agua de lluvia ponderada por la cantidad de precipitación registrada en las estaciones del GNIP del S de la Península Ibérica y en Ottawa (Canadá), y contenido en  $^3\text{H}$  de las muestras de agua de lluvia tomadas durante el periodo de investigación. Se representa la evolución media del contenido en  $^3\text{H}$  de la precipitación del S de España, desde 1960 a 2016, calculada a partir de los datos disponibles. Se incluye dicha serie completada mediante correlación lineal con la de Ottawa y escalada a concentración de 2016

## 7.2 Datación con tritio ( $^3\text{H}$ )

En la figura 7.5 se representan los contenidos de  $^3\text{H}$  de todas las muestras analizadas, ordenadas según la fecha de muestreo, junto con las distintas funciones de entrada calculadas. El punto correspondiente a la laguna de Los Jarales (HJ-2) se sitúa en las proximidades de éstas (Fig. 7.5). Dicho humedal permaneció inundado de forma continuada desde noviembre de 2009 (Fig. 4.13), de modo que el tritio que se ha determinado en la muestra de agua que se tomó en septiembre de 2014 es fruto de la precipitación ocurrida en 5 años anteriores.

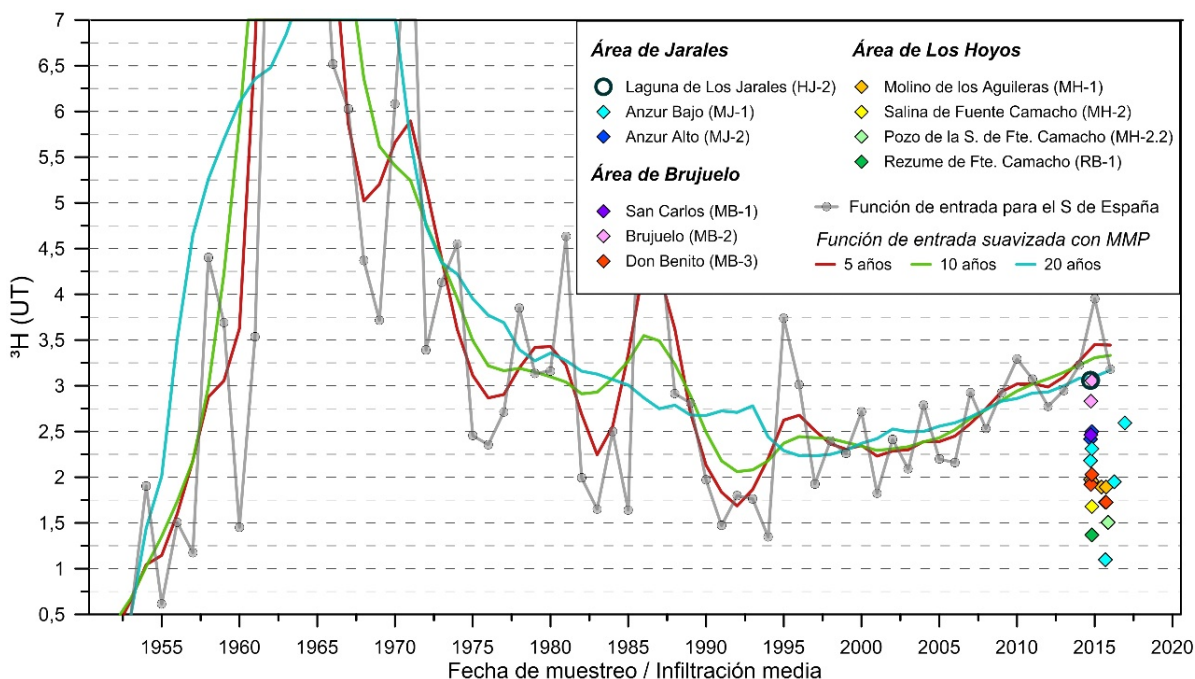


Figura 7.5. Contenido en  $^3\text{H}$  de las muestras de agua analizadas y fecha de muestreo. Se incluyen 3 funciones de entradas suavizadas mediante media móvil ponderada (MMP) de 5, 10 y 20 años, calculadas a partir de la evolución de  $^3\text{H}$  en la precipitación obtenida para el S de España (Fig. 7.4)

Todas las muestras de agua subterránea analizadas quedan representadas por debajo de las funciones de entrada (Fig. 7.5), por lo que el agua drenada por los manantiales no ha sido infiltrada, al menos en su totalidad, durante los años inmediatamente anteriores. El contenido en  $^3\text{H}$  del agua de las surgencias puede ser explicado asumiendo mezcla entre componente de flujo de distintas edades. No obstante, las muestras que quedan representadas más próximas a las funciones de entrada (Brujuelo, Anzur Alto, San Carlos, Don Benito, Molino de los Aguileras) pueden ser explicadas a partir de las concentraciones del agua que fue infiltrada con posterioridad a la década de 1990 (Fig. 7.5). Por el contrario, el contenido de las observaciones más alejadas de las funciones de entrada (rezume y pozo de la salina de Fte. Camacho) únicamente podría producirse a partir de la mezcla de aguas modernas (posteriores a 1953) con aguas viejas (anteriores a 1953) o, en todo caso, con aguas cuya infiltración media ocurrió al final de la década de 1950. Finalmente, el manantial del Molino del Anzur Bajo muestra una gran variabilidad de contenidos en  $^3\text{H}$  (Fig. 7.5), lo que refleja un funcionamiento más complejo, en el que la participación de los flujos subterráneos de distintas edades varía de forma notable según el momento del muestreo.

Se ha comparado el contenido en  $^3\text{H}$  de las muestras de agua con su CE y se ha comprobado que, en el caso de los manantiales hipersalinos ( $>100$  mS/cm) existe una

tendencia a la disminución de dicho isótopo a medida que aumenta la mineralización del agua (Fig. 7.6). La relación inversa entre CE y contenido de  $^3\text{H}$  también se observa en las distintas áreas de estudio de forma individual o en los manantiales del Anzur Bajo (MJ-1) y de la salina de Don Benito (MB-3), en los que se ha tomado un mayor número de muestras (Tab. 7.1). La relación negativa entre CE y el contenido en  $^3\text{H}$  podría indicar que las muestras más mineralizadas cuentan con mayores aportes de flujos subterráneos infiltrados con anterioridad a 1953 (libres de  $^3\text{H}$ ). Se trataría de aguas que habrían permanecido más tiempo en el medio y que, por tanto, habrían disuelto una mayor cantidad de minerales. Por el contrario, las aguas de más reciente infiltración (con  $^3\text{H}$ ) tendrían menos carga de solutos. El hecho de que no se obtenga presenten un alto grado de correlación (Fig. 7.6) podría deberse a numerosos factores, como el bajo número de puntos considerados, la complejidad de la función de entrada del  $^3\text{H}$  (distintos valores para diferentes fechas de infiltración), y la heterogeneidad litológica e hidrogeológica de los sistemas estudiados.

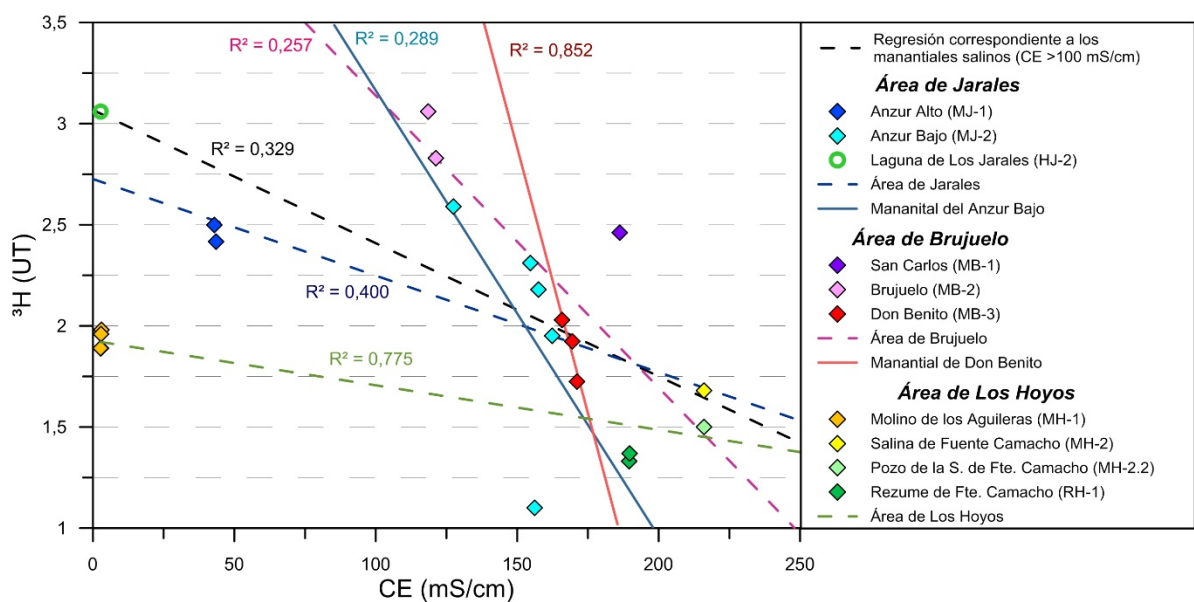


Figura 7.6. Relación entre CE y contenido en  $^3\text{H}$  de las muestras de agua. Se incluyen las regresiones lineales calculadas a partir de los datos de cada una de las áreas de estudio, los del conjunto de manantiales salinos y los de las surgencias que presentan mayor variabilidad hidroquímica (Anzur Bajo y Don Benito)

El análisis de la información hidrodinámica, hidrotérmica e hidroquímica relativa al manantial del Anzur Bajo, así como el ensayo con trazadores artificiales realizado en el área de Jarales, ha puesto en evidencia el comportamiento marcadamente kárstico del sistema drenado por dicha surgencia, que muestra una rápida respuesta natural a los eventos de recarga, en la cual participan distintas componentes de flujo subterráneo. El estudio de las variaciones del contenido en  $^3\text{H}$  de las aguas de manantiales kársticos, no sirve únicamente para su datación, sino también para profundizar en su funcionamiento hidrogeológico (Siegenthaler *et al.*, 1984; Andreo, 1997; Kattan, 1997; Stewart y Thomas, 2008; Delbart *et al.*, 2014). Se han comparado la concentración de  $^3\text{H}$  de las 5 muestras de agua tomadas en el manantial Anzur Bajo con sus valores de caudal y temperatura del agua (Fig. 7.7). De forma general, se han determinado valores más elevados de  $^3\text{H}$  cuando el caudal de descarga era mayor y el agua presentaba menor temperatura, aunque la relación entre temperatura y contenido en  $^3\text{H}$  es más marcada (Fig. 7.7B).

## 7.2 Datación con tritio ( $^3\text{H}$ )

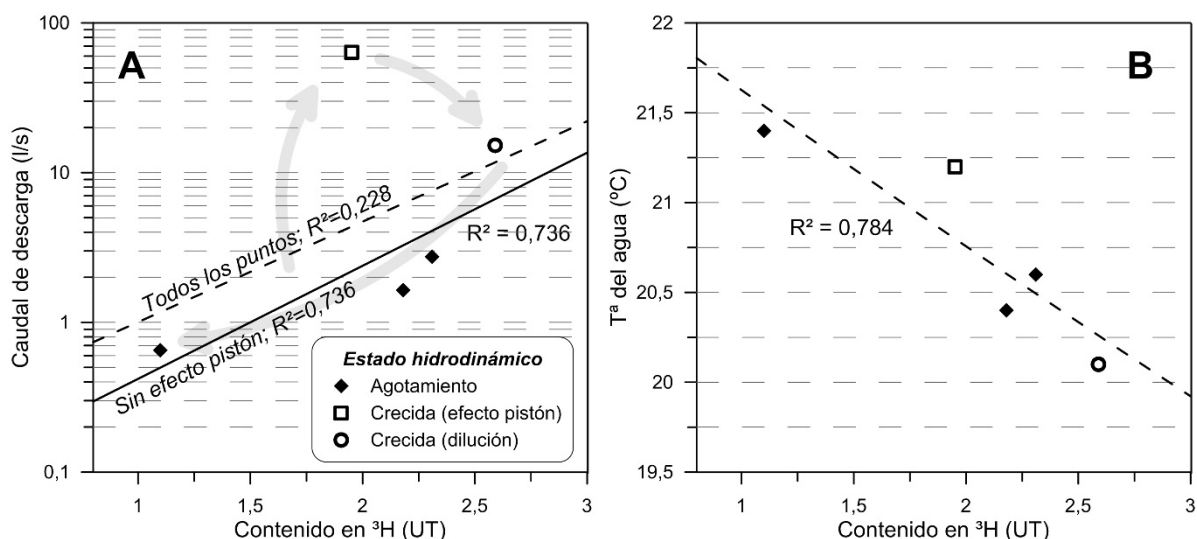


Figura 7.7. Contenido en  $^3\text{H}$  de las muestras de agua tomadas en el manantial del Anzur Bajo (MJ-1) frente a su caudal (A) y temperatura (B) en el momento del muestreo. Las flechas indican la evolución teórica de contenido en  $^3\text{H}$  y caudal durante un ciclo de crecida-agotamiento

Atendiendo al estado hidrodinámico del sistema, se observa que el mayor valor de  $^3\text{H}$  (2,59 UT; Tab. 7.1), ha sido determinado en la muestra de agua tomada durante la crecida en la que se produjo dilución química (11/12/16), coincidiendo con la menor temperatura del agua. Ello refleja la influencia de la recarga sobre la respuesta natural del manantial, en el que se produce un enfriamiento y una disminución de la mineralización como consecuencia de la llegada de agua infiltrada a través de los sumideros kársticos, además de un aumento de su contenido en  $^3\text{H}$ , hacia valores más cercanos a los de la función de entrada (Fig. 7.5). Por otro lado, la muestra de la crecida de abril de 2016 fue tomada coincidiendo con un efecto pistón, en el que se registró un aumento hidrotérmico y el segundo valor más bajo de  $^3\text{H}$ , de 1,95 UT (Tab. 7.1). Dicho efecto se habría generado por la movilización de flujos más profundos, debido al empuje producido por la recarga. Ello indicaría que las aguas situadas a mayor profundidad tendrían menos contenido en  $^3\text{H}$  (o ausencia del mismo) y que, por tanto, se tratarían de aguas de mayor edad media. La existencia del efecto pistón impide la buena correlación entre caudal y contenido en  $^3\text{H}$ ; sin embargo, la recesión del sistema, desde la dilución al agotamiento, sí llevaría asociado un descenso progresivo del valor de  $^3\text{H}$  (Fig. 7.7A).

## 7.3 DATACIÓN A PARTIR DE LA RELACIÓN $^3\text{H}/^3\text{He}$

### 7.3.1 Fundamentos metodológicos

Tolstikhin y Kamensky (1969) fueron los primeros en proponer un método de datación de aguas subterráneas basado en la relación del  $^3\text{H}$  con su producto de desintegración, el  $^3\text{He}$ , un isótopo estable del helio, más ligero y escaso que el  $^4\text{He}$ . Sin embargo, no fue hasta algunos años más tarde cuando dicha metodología se aplicó en hidrogeología de campo (Torgersen *et al.* 1979; Takaoka y Mizutani, 1987; Poreda *et al.*, 1988; Schlosser *et al.*, 1988).

La edad aparente según la relación  ${}^3\text{H}/{}^3\text{He}$  ( $\tau$ ), definida como el tiempo transcurrido entre el último contacto de un agua subterránea con la atmósfera y el momento de su muestreo, se calcula de la siguiente forma:

$$\tau = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left( 1 + \frac{{}^3\text{He}_{\text{trit}}}{{}^3\text{H}} \right)$$

donde  $\lambda = \ln(2)/t_{1/2}$  es la constante de desintegración del  ${}^3\text{H}$  y  $t_{1/2}$  representa el periodo de semidesintegración del  ${}^3\text{H}$  (12,32 años; Lucas y Unterweger, 2000).  ${}^3\text{He}_{\text{trit}}$  hace referencia al helio tritogénico, es decir, el generado como producto de la desintegración radioactiva del  ${}^3\text{H}$ , que debe ser diferenciado del  ${}^3\text{He}$  que existe en las aguas subterráneas procedente de otras fuentes, las cuales se enumeran a continuación.

- ${}^3\text{He}_{\text{eq}}$ : es la concentración de  ${}^3\text{He}$  en el agua en condiciones de equilibrio con la atmósfera. Se calcula con las ecuaciones de solubilidad de Weiss (1971), en función de la temperatura, salinidad y presión atmosférica que se asumen en el momento de la infiltración.
- ${}^3\text{He}_{\text{ex}}$ : representa el exceso de  ${}^3\text{He}$  en el agua subterránea. Se produce por la sobresaturación en gases que tiene lugar en el suelo, como consecuencia de la disolución parcial de burbujas de aire que se acumulan en él. El tanto por ciento de exceso de los componentes gaseosos disueltos en la muestra (incluido el  ${}^3\text{He}$ ) puede estimarse a partir del exceso de Neón ( $\Delta\text{Ne}$ ), ya que en el agua subterránea no existe ninguna fuente adicional de dicho gas distinta de la atmosférica y de la de exceso (Aeschbach-Hertig *et al.*, 1999).  $\Delta\text{Ne}$  se calcula como la desviación de la concentración de Ne determinada en la muestra respecto de la concentración teórica calculada para condiciones de equilibrio con la atmósfera ( $\text{Ne}_{\text{eq}}$ ):

$$\Delta\text{Ne} = \left( \frac{\text{Ne}_{\text{muestra}}}{\text{Ne}_{\text{eq}}} - 1 \right) \cdot 100$$

Cuando se obtienen valores de  $\Delta\text{Ne}$  negativos, se ha producido una pérdida de gases en el agua muestreada, bien sea en el medio natural o durante la recogida o el procesado de la muestra.

- ${}^3\text{He}_{\text{rad}}$ : se trata del  ${}^3\text{He}$  radiogénico o terrigénico, el cual se forma en la corteza terrestre mediante la reacción  ${}^6\text{Li} + n \rightarrow {}^3\text{He} + {}^4\text{He}$ . Las concentraciones de  ${}^3\text{He}_{\text{rad}}$  son generalmente bajas y pueden ser estimadas a partir de las de  ${}^4\text{He}$  radiogénico ( ${}^4\text{He}_{\text{rad}}$ ), ya que la relación  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  en las aguas subterráneas es de aproximadamente  $2 \cdot 10^{-8}$  (Clarke *et al.*, 1976; Mamyurin and Tolstikhin 1984), aunque puede variar entre  $1 \cdot 10^{-8}$  (Akesson *et al.*, 2015) y  $1 \cdot 10^{-7}$  (Visser *et al.*, 2014).

De acuerdo con todo lo expuesto, la concentración de  ${}^3\text{He}$  tritogénico se calcula del siguiente modo:

$${}^3\text{He}_{\text{trit}} = {}^3\text{He}_{\text{muestra}} - {}^3\text{He}_{\text{eq}} - {}^3\text{He}_{\text{ex}} - {}^3\text{He}_{\text{rad}}$$



### 7.3 Datación a partir de la relación $^3\text{H}/^3\text{He}$

---

De forma similar, el cálculo de la concentración del  $^4\text{He}$  radiogénico ( $^4\text{He}_{\text{rad}}$ ), cuyo conocimiento es necesario para la estimación del  $^3\text{He}_{\text{rad}}$ , se realiza a partir de la concentración de  $^4\text{He}$  determinada en la muestra ( $^4\text{He}_{\text{muestra}}$ ), la de equilibrio teórico con la atmósfera ( $^4\text{He}_{\text{eq}}$ ), obtenida al aplicar las ecuaciones de solubilidad de Weiss (1971), y la de exceso ( $^4\text{He}_{\text{ex}}$ ), derivada de  $\Delta\text{Ne}$ :

$$^4\text{He}_{\text{rad}} = ^4\text{He}_{\text{muestra}} - ^4\text{He}_{\text{eq}} - ^4\text{He}_{\text{ex}}$$

La existencia de  $^4\text{He}$  en las aguas subterráneas con un origen distinto a los mencionados (véase el apartado 7.4), y que no se haya considerado, puede producir una sobreestimación del valor del  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  y, como consecuencia una infravaloración del  $^3\text{He}_{\text{tri}}$  y de la edad del  $^3\text{H}/^3\text{He}$ .

La ventaja principal que ofrece el método de datación del  $^3\text{H}/^3\text{He}$  es que no es dependiente de la función de entrada del  $^3\text{H}$ . Además, permite datar con un margen del 10% las aguas infiltradas con posterioridad a 1990, lo que no es posible con otros trazadores de aguas jóvenes, como los cluorofluorocarbonos (Han *et al.*, 2006). Por lo general, la abundancia de  $^3\text{H}$  y  $^3\text{He}$  en las aguas subterráneas depende casi exclusivamente de la recarga ocurrida en las últimas 6 décadas, siempre y cuando no exista un aporte de  $^3\text{He}_{\text{rad}}$  por parte de las aguas más viejas en un orden de magnitud próximo al  $^3\text{He}$  de origen tritogénico. Por tanto, la relación  $^3\text{H}/^3\text{He}$ , utilizada en el cálculo de la edad de la fracción joven del agua subterránea (posterior a 1953), raramente se ve afectada por procesos de mezcla con aguas viejas (anteriores a 1953) y, consecuentemente, tampoco lo hace la edad aparente estimada a partir de dicha relación (Kamensky *et al.*, 1991; Cook y Solomon, 1997). Otra de las ventajas que ofrece esta técnica de datación, es que las fuentes de contaminación de  $^3\text{H}$  de origen antropogénico distintas a la atmosférica, poco frecuentes, no modifican el cálculo de su fecha de infiltración (Althaus *et al.*, 2009). Ninguno de los dos isótopos se ven afectados por procesos de degradación química ni biológica, ni por mecanismos físicos de sorción, lo que lo convierte en uno de los métodos de datación de mayor fiabilidad (Han *et al.*, 2006).

La elección de los valores de temperatura y presión atmosférica en el momento de la recarga, utilizados para el cálculo del  $^3\text{He}_{\text{eq}}$  y la estimación del exceso de aire, pueden afectar a los cálculos de la relación  $^3\text{H}/^3\text{He}$  (Ballentine y Hall, 1999; Visser *et al.*, 2014). La sensibilidad de la edad del  $^3\text{H}/^3\text{He}$  a la temperatura de recarga es de 0,5 años/ $^{\circ}\text{C}$  y de -0,25 años/ $\text{cm}^3\text{kg}^{-1}$  para el exceso de aire, aunque en aguas muy jóvenes puede llegar a 5 años/ $\text{cm}^3\text{kg}^{-1}$  (Cook y Solomon, 1997). No obstante, el conocimiento de las áreas de infiltración y de las condiciones en las que ésta se produce contribuye a reducir el error metodológico.

Otras de las incertidumbres asociadas a esta técnica se debe a que los coeficientes de difusión en el agua del  $^3\text{H}$  y el  $^3\text{He}$  son distintos (Wang *et al.*, 1951 y Jänhe *et al.*, 1987), de modo que la relación  $^3\text{H}/^3\text{He}$  en el punto de muestreo puede variar ligeramente de la que sería esperable en un flujo pistón ideal. Además, en acuíferos libres, la posible pérdida de  $^3\text{He}$  hacia la atmósfera también modifica dicha relación, lo que induce a una subestimación de la edad del agua subterránea (Schlosser *et al.*, 1989). Finalmente, hay que tener en cuenta que la desintegración radioactiva del  $^3\text{H}$  comienza en la zona no saturada (ZNS), pero el  $^3\text{He}_{\text{tri}}$  no se preserva hasta que el agua infiltrada alcanza la zona

---

saturada (ZS). Por ello, en medios en los que el nivel piezométrico es profundo, o en los que el flujo hacia la ZS es lento, la edad del  $^3\text{H}/^3\text{He}$  será inferior a la del agua subterránea, tanto como el tiempo de tránsito a través de la ZNS (Cook *et al.*, 1996; Cook y Solomon, 1997).

### 7.3.2 Resultados de las dataciones con $^3\text{H}/^3\text{He}$

En total se han recogido 11 muestras de agua para su datación mediante el método de  $^3\text{H}/^3\text{He}$ , repartidas entre las 3 áreas de estudio (Tab. 7.3). Se muestrearon los manantiales del Anzur Bajo (MJ-1) y del Anzur Alto (MJ-2), en el área de Jarales, los de las salinas de Brujuelo (MB-2) y de Don Benito (MB-3), en el área de Brujuelo, y los del Molino de los Aguileras (MH-1), la salina de Fuente Camacho (MH-2) y el rezume de Fuente Camacho (RH-1), en el área de Los Hoyos. La primera campaña de muestreo se realizó en todos los puntos a finales de octubre de 2014, tras las primeras lluvias del año hidrológico, aunque la muestra tomada en el Molino de los Aguileras no pudo ser procesada por motivos técnicos. Por ello, en junio de 2015 se volvió a muestrear dicho punto de surgencia. Adicionalmente, en septiembre de este mismo año volvieron a tomarse muestras en los manantiales del Anzur Bajo, salina de Don Benito y Molino de los Aguileras, y en noviembre se tomó una muestra de agua desde del pozo de la salina de Fuente Camacho (MH-2.2).

	Punto (Ref.)	Fecha	Tritio (UT)	$\Delta\text{Ne}$ (%)	$^3\text{He}_{\text{trit}}$ (UT)	$^4\text{He}_{\text{rad}}$ ( $\text{cm}^3\text{STP/kg}$ )	$^3\text{He}/^4\text{He}$	Ne/He	Edad $^3\text{H}/^3\text{He}$ (años)
ÁREA DE JARALES	Anzur Bajo (MJ-1)	24/10/2014	2,31	-46	15,10	$3,40 \cdot 10^{-4}$	$2,69 \cdot 10^{-7}$	0,48	35,9
		07/09/2015	1,10	-40	7,00	$2,07 \cdot 10^{-4}$	$3,21 \cdot 10^{-7}$	0,73	35,5
	Anzur Alto (MJ-2)	24/10/2014	2,50	-38,1	31,20	$1,09 \cdot 10^{-3}$	$1,40 \cdot 10^{-7}$	0,16	46,2
ÁREA DE JARALES	Salina de Brujuelo (MB-2)	23/10/2014	3,06	-61	4,20	$7,00 \cdot 10^{-4}$	$1,10 \cdot 10^{-7}$	0,24	15,3
	Salina de Don Benito (MB-3)	23/10/2014	2,03	-65	0,90	$2,35 \cdot 10^{-3}$	$4,36 \cdot 10^{-8}$	0,08	6,5
		23/09/2015	1,73	-45	-	$7,7 \cdot 10^{-4}$	$4,74 \cdot 10^{-8}$	0,14	17,3
ÁREA DE LOS HOYOS	Molino de los Aguileras (MH-1)	04/06/2015	1,89	-16	4,20	$1,02 \cdot 10^{-5}$	$1,30 \cdot 10^{-6}$	3,39	20,9
		22/09/2015	1,89	2	2,50	$8,01 \cdot 10^{-6}$	$1,27 \cdot 10^{-6}$	3,54	14,8
	Salina de Fuente Camacho (MH-2)	24/10/2014	1,68	-94	109,00	$3,68 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-7}$	0,04	74,4
	Pozo de la S. de Fte. Camacho (MH-2.2)	07/11/2015	1,5	-24	39,90	$1,35 \cdot 10^{-3}$	$1,31 \cdot 10^{-7}$	0,13	45,6
	Rezume de Fte. Camacho (RH-1)	24/10/2014	1,37	-61	51,40	$1,60 \cdot 10^{-3}$	$1,29 \cdot 10^{-7}$	0,10	51,8

Tabla. 7.3 Resultados de las dataciones con  $^3\text{H}$  y  $^3\text{He}$ . Se incluyen los datos de gases nobles que se han utilizado para el cálculo de las edades de  $^3\text{H}/^3\text{He}$

Las concentraciones de Ne determinadas son inferiores a su concentración de equilibrio ( $\Delta\text{Ne} < 0\%$ ), salvo en una de las muestras tomadas en el Molino de los Aguileras (Tab. 7.3). Ello refleja una desgasificación de las aguas muestreadas, comprendida entre el -16% y el -94% de  $\Delta\text{Ne}$ . Se tomaron entre 2 y 3 réplicas de cada muestra y los valores de  $\Delta\text{Ne}$  fueron similares en todas ellas, de forma que se descarta que la desgasificación haya tenido lugar durante el proceso de la toma de muestra. Para calcular el contenido de  $^3\text{He}_{\text{trit}}$ , las correspondientes edades de  $^3\text{H}/^3\text{He}$ , y la proporción de  $^4\text{He}$  de origen terrigénico ( $^4\text{He}_{\text{rad}}$ ) es necesario evaluar en qué momento, entre la recarga y el muestreo, se ha producido la pérdida de gases.

### 7.3 Datación a partir de la relación $^3\text{H}/^3\text{He}$

---

En la figura 7.8 se muestra la relación entre los contenidos de  $^4\text{He}$  y Ne en aguas equilibradas con la atmósfera a distintas temperaturas ambientes, las cuales serían representativas de condiciones de infiltración. Únicamente la muestra del Molino de los Aguileras, que cuenta con mayor  $\Delta\text{Ne}$ , queda representada cerca del equilibrio atmosférico. El resto de muestras presentan menores contenido en Ne (Fig. 7.8), y por tanto desgasificación. Dicho proceso físico podría ser atribuible a la reducción de la solubilidad de los gases en el agua como consecuencia del aumento de su salinidad. Se han calculado las concentraciones de He y Ne en equilibrio de las muestras analizadas, según su contenido en  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  disueltos, mediante la aplicación de las ecuaciones de Weiss (1971). Aunque algunas de las observaciones presentan un contenido de Ne similar al calculado (Anzur Alto, salina de Don Benito, Rezume de Fuente Camacho), no ocurre lo mismo con el He, que está presente en concentraciones marcadamente superiores (Fig. 7.8). Esto último ocurre también con el resto de muestras, lo cual es atribuible a una producción de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$ , que se acumula en el agua subterránea una vez que ésta ha alcanzado la zona saturada (ZS). La relación de concentraciones de He y Ne determinadas en las muestras de agua podrían haberse producido por medio de dos vías distintas:

- (1) Representado mediante flechas azules en la figura 7.8. El agua de recarga, equilibrada con la atmósfera, entra en la ZS y deja de producirse intercambio gaseoso con el aire. A lo largo de su recorrido en el acuífero, el agua subterránea va acumulando  $^4\text{He}_{\text{rad}}$ , mientras que el contenido de Ne permanece constante. Finalmente, en el punto de afloramiento, o en las cercanías de éste, las aguas entran en contacto con la atmósfera y se establece un nuevo equilibrio gaseoso, según las condiciones de temperatura, presión y salinidad alcanzadas, el cual llevaría asociado una pérdida de gases.
- (2) Representado mediante flechas rojas en la figura 7.8. El agua de reciente infiltración va disolviendo minerales a través de su recorrido por la zona no saturada (ZNS) y alcanzaría concentraciones de NaCl próximas a las determinadas en los manantiales antes de su incorporación a la ZS, donde aumentaría su contenido en  $^4\text{He}$ .

En el entorno de la salina de Fuente Camacho, en el área de Los Hoyos (véase mapa hidrogeológico adjunto), se observa un comportamiento que se ajustaría al primero de los dos supuestos. Así, se observa una disminución progresiva de los contenidos de  $^4\text{He}$  y Ne, desde el pozo de la salina de Fuente Camacho, hasta el manantial principal, pasando por el rezume homónimo (Fig. 7.8). Dicha evolución sería indicativa de una desgasificación proporcional de  $^4\text{He}$  y Ne, desde unas mismas concentraciones de partida (Sültenfuß *et al.*, 2011). Por otro lado, los resultados derivados del tratamiento hidroquímico realizados con motivo de la presente investigación, así como los publicados en algunos estudios previos (Carrasco, 1986; Calaforra y Pulido-Bosch, 1999, Andreo *et al.*, 2016) han puesto de manifiesto que la salinidad de los manantiales está relacionada con la presencia de halita en profundidad, de modo que difícilmente podría llegar a disolverse en la ZNS la cantidad necesaria de NaCl para producir los  $\Delta\text{Ne}$  determinados. Por todo ello, se ha considerado que el supuesto número 1 es el que más debe de corresponder a la realidad.

Las concentraciones de gases nobles referidas en la tabla 7.3 han sido calculadas a partir de los valores determinados en las muestras de agua analizadas y sus  $\Delta\text{Ne}$ , asumiendo que la desgasificación es proporcional a los últimos y que ha sido producida en el punto de surgencia (o próxima a éste).

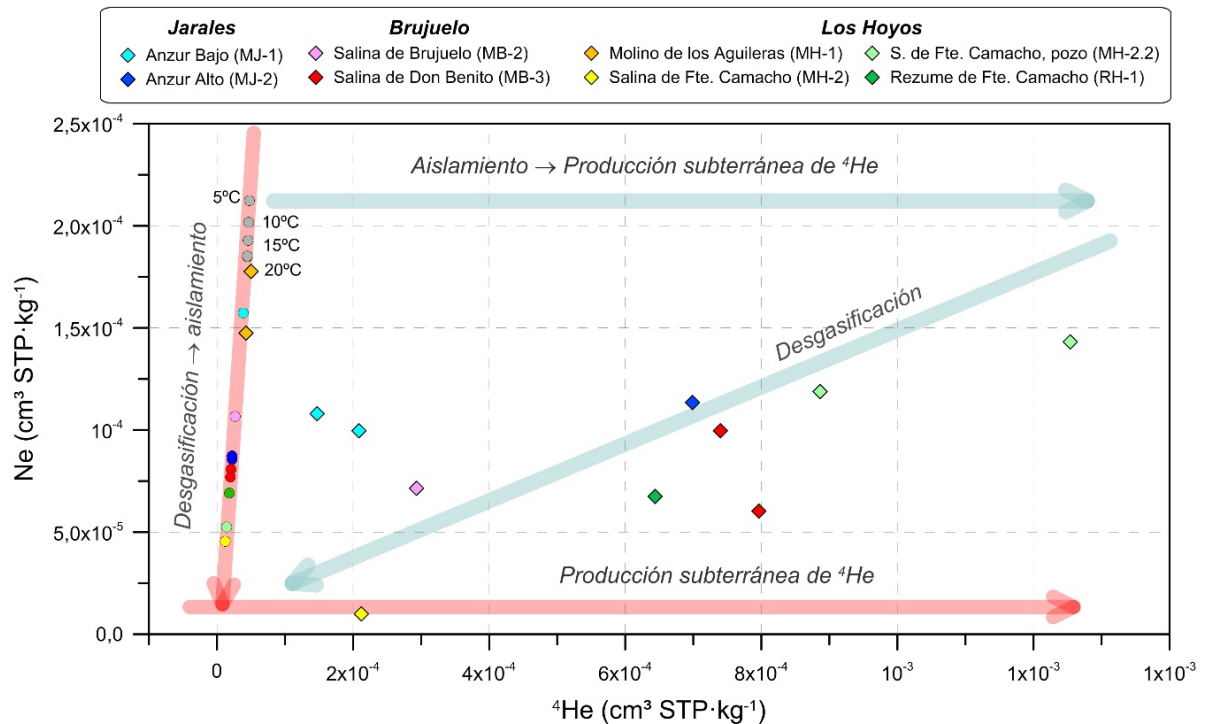


Figura.7.8 Relación entre el contenido de  $^4\text{He}$  y Ne determinado en las muestras de aguas. Se indican las concentraciones de equilibrio atmosférico de dichos gases en agua dulce a 0, 5, 10, 15 y 20°C de temperatura (círculos grises) y de agua con contenido en NaCl igual al de las muestras (círculos de colores) a 20°C de temperatura

Con objeto de determinar si existen distintas fuentes de isótopos de He, se han comparado las relaciones Ne/He frente a las de  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (Fig. 7.9), lo que permite realizar una distinción preliminar entre aguas jóvenes y viejas (Mayer *et al.*, 2014; Akesson *et al.*, 2015). Las relaciones isotópicas de las muestras de mayor tiempo de residencia, en las que se ha generado He radiogénico, evolucionan a lo largo de una línea que se extiende desde las relaciones de equilibrio hasta valores de  $^3\text{He}/^4\text{He}$  comprendidos entre  $2 \cdot 10^{-8}$  (Ballentine y Burnard, 2002) y  $1 \cdot 10^{-7}$  (Akesson *et al.*, 2015) cuando Ne/He se acerca a 0 (He tiende a  $\infty$ ). La generación de  $^3\text{He}$  como producto de la desintegración radioactiva del  $^3\text{H}$ , presente en las aguas más modernas, da lugar a un desplazamiento vertical de las muestras, desde valores de equilibrio hacia relaciones  $^3\text{He}/^4\text{He}$  mayores. La mezcla entre  $^3\text{He}_{\text{trit}}$  y  $^3\text{He}_{\text{rad}}$  se detecta en aquellas muestras que se desvían por encima de la línea de producción de He radiogénico.

Ninguna de las muestras representadas en la figura 7.9 tiene valores de  $^3\text{He}/^4\text{He}$  superiores a los de equilibrio, de modo que no se han identificado aguas netamente jóvenes. Sólo las muestras del Molino de los Aguileras tienen un claro indicio de producción tritigénica, aunque presentan cierto grado de evolución terrigénica. Por el contrario, el resto de las muestras quedan representadas muy próximas a la línea de producción radiogénica, con valores de Ne/He inferiores a 1, lo que es indicativo de

### 7.3 Datación a partir de la relación $^3\text{H}/^3\text{He}$

largos periodos de residencia en el medio. Habitualmente, no se encuentra  $^3\text{He}$  en muestras de agua con dichas relaciones de  $\text{Ne}/\text{He}$  y  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , por lo que se tratarían de aguas íntegramente infiltradas antes de 1953 que no pueden ser datadas con el método de  $^3\text{H}/^3\text{He}$  (Schlosser *et al.*, 1989; Massmann *et al.*, 2008; Sültenfuß *et al.*, 2011; Mayer *et al.*, 2014). Sin embargo, este caso es excepcional, ya que se ha determinado  $^3\text{He}$  en todas las muestras de agua analizadas, incluso en aquellas con elevado contenido de  $^4\text{He}$  (Tab. 7.3). La utilización de la relación  $^3\text{H}/^3\text{He}$  para la datación de este tipo particular de aguas subterráneas tiene varios inconvenientes asociados. En primer lugar, la elección de la regresión que define la producción terrigénica de He puede ser fuente de error, ya que de ella depende la cuantificación del  $^3\text{He}_{\text{rad}}$ . Este hecho no tiene apenas incidencia en aguas con valores de  $\text{Ne}/\text{He}$  elevados, en las que ambas líneas están próximas entre sí, pero puede dar lugar a discrepancias importantes hacia las relaciones de  $\text{Ne}/\text{He}$  de las muestras consideradas en este caso (Fig. 7.9). Además, los valores de  $^3\text{He}_{\text{rad}}$  determinados son muy superiores a los de  $^3\text{He}_{\text{trit}}$ , hasta varios órdenes de magnitud, de forma que el error se acumula en el cálculo de éste último. Finalmente, hay que tener en cuenta que todos los cálculos se han realizado a partir de muestras claramente desgasificadas, lo que añade aún más incertidumbre a la datación con  $^3\text{H}/^3\text{He}$ , ya que las concentraciones iniciales han tenido que ser estimadas. Por todo ello, se ha de concluir que dicha metodología no es la más apropiada para el tipo de muestras estudiadas, hipersalinas y con un elevado contenido de  $^4\text{He}$ .

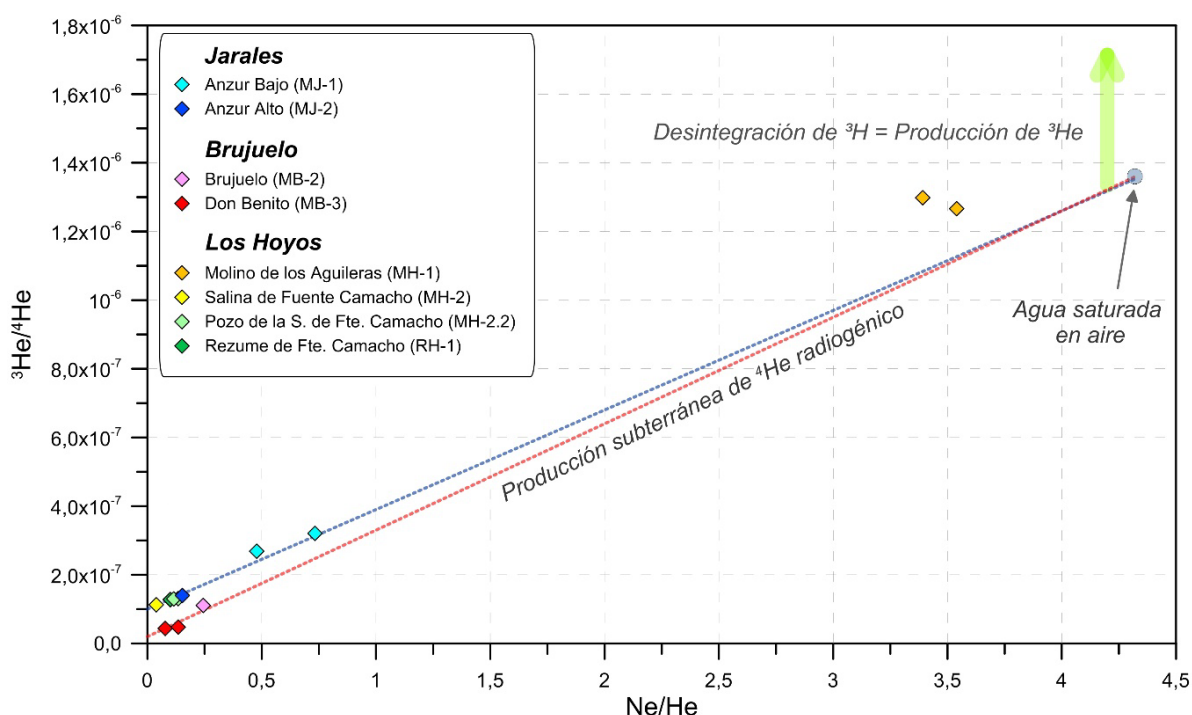


Figura.7.9. Relación de  $\text{Ne}/\text{He}$  frente a la de  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , con indicación de los principales procesos que las afectan. Las líneas de producción de He radiogénico han sido dibujadas desde valores de equilibrio hasta relaciones de  $^3\text{He}/^4\text{He}$  de  $2 \cdot 10^{-8}$  (Ballentine y Burnard, 2002) y  $1 \cdot 10^{-7}$  (Akesson *et al.*, 2015) para valores infinitos de He radiogénico (líneas roja y azul, respectivamente)

A pesar de lo anteriormente expuesto, se han calculado las edades de  $^3\text{H}/^3\text{He}$  de las muestras de agua (Tab. 7.3) para su consideración de forma orientativa. La relación de  $^3\text{He}/^4\text{He}$  considerada ha sido de  $2 \cdot 10^{-8}$  (línea roja en Fig. 7.9), ya que los contenidos en

gases nobles de las muestras del área de Brujuelo (Brujuelo y Don Benito) no se explicarían con relaciones superiores.

Las muestras del manantial del Molino de los Aguileras (MH-1), que son las que tienen asociado un menor error en la datación, presentan edades de  $^3\text{H}/\text{He}$  de entre 14,8 y 20,9 años (Tab. 7.3), similares a las determinadas en el área de Brujuelo, comprendidas entre 6,5 y 17,3 años, ambas en el manantial de Don Benito (MB-3). Las aguas más viejas, de acuerdo con la metodología empleada, serían las del entorno de Fuente Camacho, en el área de Los Hoyos, cuyas edades varían entre 45,6, en el pozo de la salina de Fuente Camacho (MH-2.2), y 74,4 años, en el manantial homónimo (MH-2). Finalmente, las edades de las muestras del área de Jarales se situarían en una posición intermedia, comprendidas entre 35,5 años, en el manantial del Anzur Bajo (MJ-1) y 46,2, en el del Anzur Alto (MJ-2).

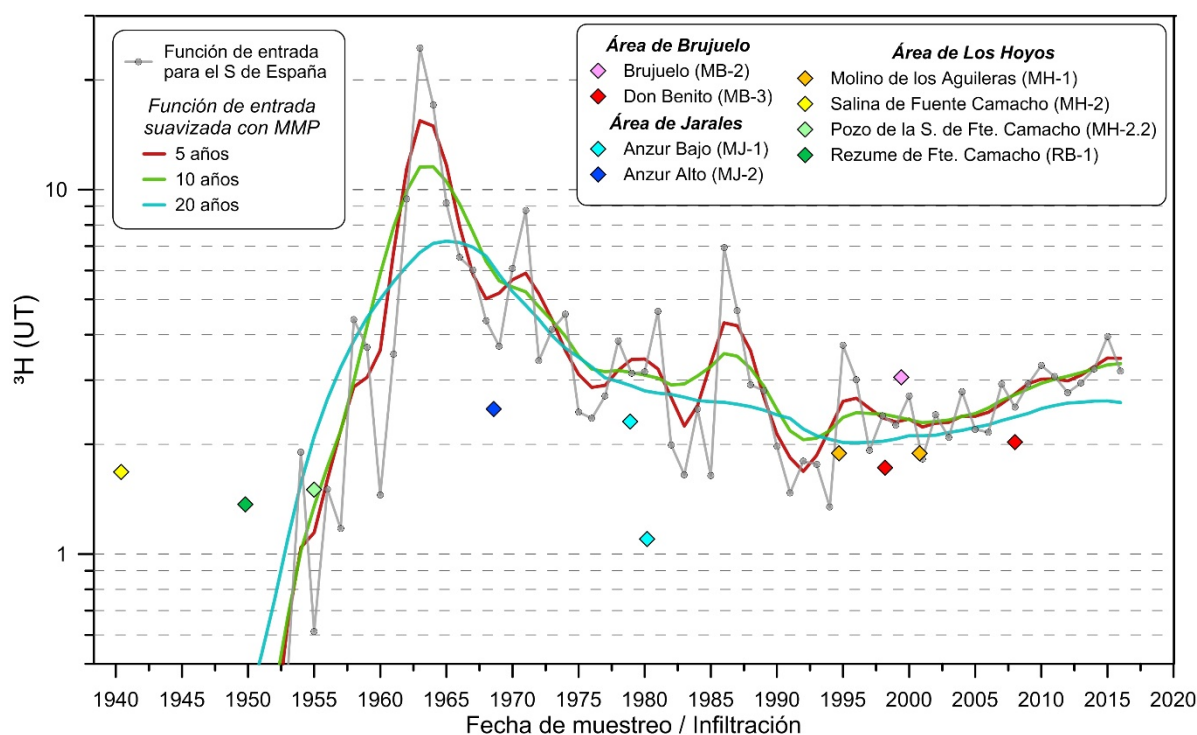


Figura.7.10. Edad según la relación  $^3\text{H}/^3\text{He}$  determinadas frente a su contenido en  $^3\text{H}$ . Se incluye la función anual de entrada de  $^3\text{H}$  en el S de España realizada con datos anuales y suavizada con medias móviles ponderadas (MPP) aplicadas a periodos de 5, 10 y 20 años

En la figura 7.10 se ha representado las edades de acuerdo con la relación  $^3\text{H}/^3\text{He}$  de las muestras frente a su contenido en  $^3\text{H}$ , junto con las funciones de entrada calculadas en el apartado 7.2. En general, las muestras de más reciente infiltración tienen contenidos de  $^3\text{H}$  acordes con su edad, aunque ligeramente inferiores en el caso del manantial de Don Benito, y superiores en el de Brujuelo. En el primer caso podría deberse a la mezcla con aguas más antiguas, como denotan sus valores de  $\text{Ne}/\text{He}$  (Fig. 7.9), y en el segundo, además, existiría mezcla con aguas modernas pero infiltradas en algún periodo más próximo al pico de  $^3\text{H}$  atmosférico. Las muestras del área de Jarales quedan claramente por debajo de las funciones de entrada (Fig. 7.10), lo que reflejaría una aportación importante de aguas más antiguas que 1953. Ello es más marcado en la muestra del Anzur Bajo (MJ-1) que tiene menor contenido en  $^3\text{He}$ . Dicha muestra fue tomada en septiembre de 2015, al final de la época estival, en estado de agotamiento, de forma que la aportación

de flujos de mayor tiempo de residencia (libres de  $^3\text{H}$ ) habría sido mayor. Ello provocaría una dilución del contenido de  $^3\text{H}$ , pero no de la relación  $^3\text{H}/^3\text{He}$ , ya que ambos isótopos tienen un origen moderno. La otra muestra fue tomada en octubre de 2014, tras las primeras lluvias del año 2014/15. La recarga ocurrida habría provocado el ascenso de los valores de  $^3\text{H}$ . Finalmente, las fechas de infiltración determinadas en las surgencias del entorno de Fuente Camacho son en algunos casos anteriores a la liberación de  $^3\text{H}$  a la atmósfera (Fig. 7.10), de forma que el resultado de la datación, al menos en dichos casos, es un artificio matemático sin sentido físico real, que sería fruto de las incertidumbres discutidas previamente.

## 7.4 USO DE $^4\text{He}$ EN LA DATACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

### 7.4.1 Fundamentos metodológicos

El  $^4\text{He}$  se genera de manera natural en el interior de la corteza terrestre, como producto de la desintegración radioactiva del U y el Th ( $^4\text{He}_{\text{rad}}$ ). Debido a que el periodo de semidesintegración de los isótopos radioactivos de dichos elementos es del orden de  $10^7$ - $10^9$  años, el  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  ha sido utilizado para datar aguas antiguas, de entre  $10^3$  y  $10^8$  años (Marine, 1979; Andrews y Lee 1979; Torgersen y Clarke, 1985). Esta técnica de datación se basa en el fundamento de que los minerales que contienen U y Th liberan  $^4\text{He}$ , producido internamente, hacia el agua subterránea, de forma que cuanto más prolongado sea el contacto entre éstas y las formaciones ricas en dichos elementos químicos, mayor será su contenido en  $^4\text{He}$  (Solomon, 2000). La acumulación de  $^4\text{He}$  a lo largo de una línea de flujo de agua subterránea puede ser utilizada como herramienta para su datación, siempre y cuando, las aportaciones de  $^4\text{He}$  de fuentes distintas a la radiogénica sean insignificantes en comparación a ésta (Torgersen y Stute, 2013).

La datación cuantitativa de las aguas subterráneas a partir de la determinación de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  parte de la premisa de que, independientemente de la capacidad de los minerales para la retención parcial de  $^4\text{He}$  generado por desintegración  $\alpha$  del U y Th, después de un tiempo prolongado se alcanza un estado de equilibrio, en el que la tasa de desintegración radioactiva es igual a la tasa de liberación del isótopo (Marine, 1979). Para estimar el valor de dicha tasa es necesario conocer la densidad de la roca y la fracción del peso que representan  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$  (Pearson *et al.*, 1991). Además, la porosidad del medio y la existencia de distintos mecanismos de liberación de  $^4\text{He}$  internamente producido hacia la fase fluida, pueden generar desviaciones sustanciales en los resultados (Torgersen, 1980). En bibliografía, los valores de acumulación anual de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  en las aguas subterráneas determinados están comprendidos entre  $2,0 \cdot 10^{-11}$  y  $1,9 \cdot 10^{-9}$  Nml por gramo de agua (Schlosser *et al.*, 1989; Solomon *et al.*, 1996; Beyerle *et al.*, 1999; Lehman *et al.*, 2003; Mayer *et al.*, 2014).

Por otro lado, es necesario diferenciar las distintas componentes de  $^4\text{He}$  en las muestras analizadas. Además, del  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  y del  $^4\text{He}$  introducido en el sistema durante la infiltración ( $^4\text{He}_{\text{eq}}$  y  $^4\text{He}_{\text{ex}}$ ), también es posible encontrar  $^4\text{He}$  procedente del manto terrestre ( $^4\text{He}_{\text{man}}$ ). Generalmente, la proporción de  $^4\text{He}_{\text{man}}$  en la muestra suele ser

despreciable, aunque debe tomarse en consideración en áreas tectónicamente activas (Torgersen y Stute, 2013). Las distintas relaciones de  $^3\text{He}/^4\text{He}$  de cada uno de las posibles fuentes de  $^4\text{He}$  en las aguas subterráneas pueden ser utilizadas para conocer si las aportaciones de éstas son significativas. Así, cuando en la muestra de agua el  $^4\text{He}$  es principalmente  $^4\text{He}_{eq}$  y  $^4\text{He}_{ex}$ , la relación  $^3\text{He}/^4\text{He}$  será próxima al valor atmosférico de  $1,384 \cdot 10^{-6}$  (Clarke *et al.*, 1976). Cuanto mayor es el contacto entre el agua subterránea y la roca, dicha relación va disminuyendo y aproximándose a la derivada de la liberación de  $\text{He}_{rad}$ , con un valor aproximado de  $2 \cdot 10^{-8}$  (Ballentine y Burnard, 2002). Finalmente, si el agua subterránea ha recibido aportes de  $^4\text{He}_{man}$  la relación  $^3\text{He}/^4\text{He}$  sufrirá un ascenso notable, hasta  $1,4 \cdot 10^{-5}$  (Ozima y Podosek, 1983).

Hay que tener en cuenta que la difusión gaseosa puede modificar la concentración de  $^4\text{He}_{rad}$  en las aguas subterráneas y, por tanto, constituyen una fuente de error considerable (Torgersen y Stute, 2013). También es posible determinar  $\text{He}_{rad}$  en aguas relativamente jóvenes ( $10$ - $10^3$  años) si el acuífero está constituido por protolitos procedentes de la erosión de formaciones antiguas (paleozoico). El  $\text{He}_{rad}$  generado en dichas formaciones suele liberarse durante la erosión y el depósito de los sedimentos que conforman el acuífero, pero parte puede quedar retenida en los granos. Su posterior liberación da lugar a contenidos de  $\text{He}_{rad}$  hasta 300 veces superiores a los explicables a partir de la generación *in situ* (Solomon *et al.* 1996).

El uso del  $^4\text{He}$  como herramienta de datación puede ser complejo, debido al detallado conocimiento necesario de las características físicas del medio y al resto de factores que hay que tomar en consideración, la técnica ha sido aplicada con relativa eficacia en algunos casos. En la mayoría de ellos se ha observado un desvío respecto a la edad obtenida con otros trazadores (Andrews y Lee, 1979; Torgersen y Clarke, 1985; Lippmann *et al.*, 2003; Berger, 2008). Sin embargo, su aplicación como trazador puede ser útil en determinadas ocasiones, incluso sin conocer las tasas de producción y liberación (Solomon, 2000). Entre sus posibles aplicaciones está la identificación, e incluso cuantificación, de flujos profundos de carácter regional (Gascoyne *et al.*, 1993; Gascoyne y Sheppard, 1993) y la datación cualitativa de las aguas subterráneas. Así mismo, asumiendo que la acumulación de  $^4\text{He}$  es equiparable en cualquier punto del sistema,  $\text{He}_{rad}$  puede ser utilizado para clasificar la edad de distintas líneas de flujo (Süeltenfuß *et al.*, 2011; Gardner y Heilweil, 2014).

## 7.4.2 Resultados de las dataciones con $^4\text{He}$

La determinación de  $^4\text{He}_{rad}$  fue realizada como parte del procedimiento para la datación con  $^3\text{H}/^3\text{He}$ , de forma que el número de muestras (11) y los manantiales muestreados son los mismos que los del apartado anterior. Se ha determinado presencia de  $^4\text{He}_{rad}$  en todas las muestras analizadas (Tab. 7.4), dentro de una horquilla de valores comprendida entre  $8,01 \cdot 10^{-6}$   $\text{cm}^3\text{STP/kg}$ , en el manantial del Molino de los Aguileras (MH-1), y  $3,68 \cdot 10^{-3}$   $\text{cm}^3\text{STP/kg}$ , en el de la salina de Fuente Camacho (MH-2). Las relaciones de  $^3\text{He}/^4\text{He}$  varían entre  $4,36 \cdot 10^{-8}$ , en el manantial de Don Benito, y  $1,30 \cdot 10^{-6}$ , en el Molino de los Aguileras (Tab. 7.4). La presencia de  $^4\text{He}$  procedente del manto puede ser descartada, ya que ello elevaría dicha relación hasta valores de  $1,4 \cdot 10^{-5}$  (Ozima y Podosek, 1983), muy superiores a los determinados.



## 7.4 Uso de $^4\text{He}$ en la datación de las aguas subterráneas

La ausencia de información referente al contenido de U y Th de las formaciones que constituyen los sistemas estudiados, así como de su porosidad, impide establecer una tasa de acumulación de  $^4\text{He}$  en las aguas subterráneas de las áreas de estudio. No obstante, se han aplicado los valores máximo y mínimo que se han encontrados en bibliografía con objeto de valorar el rango de edades de  $^4\text{He}$  en el que se incluirían las muestras analizadas. La mayor tasa de acumulación de la que se tiene constancia es de  $1,9 \cdot 10^{-9}$  Nml/g·año (Beyerle *et al.*, 1999). Las edades calculadas al multiplicar dicho valor por las concentraciones de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  determinadas varían entre 4 años, en el Molino de los Aguileras, y casi 2.000, en la salina de Fuente Camacho (Tab. 7.4). Se ha realizado la misma operación utilizando la menor tasa de acumulación de  $^4\text{He}$  encontrada en bibliografía, de  $0,2 \cdot 10^{-10}$  Nml/g·año (Lehmann *et al.*, 2003), con la que la horquilla de valores aumenta dos órdenes de magnitud, desde 401 años hasta de 184.140 (Tab. 7.4).

	Punto (Ref.)	Fecha	$^4\text{He}_{\text{rad}}$ ( $\text{cm}^3\text{STP/kg}$ )	$^3\text{He}/^4\text{He}$	$\Delta\text{Ne}$ (%)	Edad de $^4\text{He}$ (años)		
						Mínima	Máxima	Propuesta
ÁREA DE JARALES	Anzur Bajo (MJ-1)	24/10/2014	$3,40 \cdot 10^{-4}$	$2,69 \cdot 10^{-7}$	-46	179	17.025	716
		07/09/2015	$2,07 \cdot 10^{-4}$	$3,21 \cdot 10^{-7}$	-40	109	10.352	436
	Anzur Alto (MJ-2)	24/10/2014	$1,09 \cdot 10^{-3}$	$1,40 \cdot 10^{-7}$	-38,1	571	54.306	2.284
ÁREA DE JARALES	Salina de Brujuelo (MB-2)	23/10/2014	$7,00 \cdot 10^{-4}$	$1,10 \cdot 10^{-7}$	-61	368	34.994	1.472
	Salina de Don Benito (MB-3)	23/10/2014	$2,35 \cdot 10^{-3}$	$4,36 \cdot 10^{-8}$	-65	1.235	117.355	4.940
		23/09/2015	$7,70 \cdot 10^{-4}$	$4,74 \cdot 10^{-8}$	-45	405	38.500	1.620
ÁREA DE LOS HOYOS	Molino de los Aguileras (MH-1)	04/06/2015	$1,02 \cdot 10^{-5}$	$1,30 \cdot 10^{-6}$	-16	5	509	20
		22/09/2015	$8,01 \cdot 10^{-6}$	$1,27 \cdot 10^{-6}$	2	4	401	16
	Salina de Fuente Camacho (MH-2)	24/10/2014	$3,68 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-7}$	-94	1.938	184.140	7.752
	Pozo de la S. de Fte. Camacho (MH-2.2)	07/11/2015	$1,35 \cdot 10^{-3}$	$1,31 \cdot 10^{-7}$	-24	711	62.503	2.844
	Rezume de Fte. Camacho (RH-1)	24/10/2014	$1,60 \cdot 10^{-3}$	$1,29 \cdot 10^{-7}$	-61	842	80.000	3.368

Tabla. 7.4 Resultados de las dataciones con  $^4\text{He}$ , considerando tasas acumulación de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  en agua subterránea de  $1,9 \cdot 10^{-9}$  Nml/g·año (edad de  $^4\text{He}$  mínima; Beyerle *et al.*, 1999),  $0,2 \cdot 10^{-10}$  Nml/g·año (edad de  $^4\text{He}$  máxima; Lehmann *et al.*, 2003) y  $7,6 \cdot 10^{-9}$  Nml/g·año (edad de  $^4\text{He}$  propuesta)

Se debe tener en cuenta que los valores de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  aplicados han sido estimados asumiendo que las aguas analizadas han experimentado una desgasificación en el punto de surgencia, o en sus inmediaciones, que es proporcional a  $\Delta\text{Ne}$  (véase apartado 7.3). Así la incertidumbre en el cálculo de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  y, por ende, de las edades de  $^4\text{He}$  asciende a medida que aumentan los valores de  $\Delta\text{Ne}$ . Ello quiere decir que existe más probabilidad de sobreestimar o infravalorar la edad del trazador en los manantiales de la salina de Brujuelo (MB-2), Don Benito (MB-3), y la salina y el Rezume de Fuente Camacho (MH-2 y RH-1, respectivamente), cuyos  $\Delta\text{Ne}$  superan el 50% (Tab. 7.4). La muestra tomada en la salina de Fuente Camacho es la más desgasificada ( $\Delta\text{Ne} = -94\%$ ) y las edades de  $^4\text{He}$  estimadas en ella son considerablemente más elevadas que las calculadas en el pozo y el rezume de Fuente Camacho (Tab. 7.4), situados a escasos metros de distancia. Por lo tanto, los resultados derivados de dicha surgencia no se tomarán en consideración en los siguientes apartados.

La datación a partir de la relación  $^3\text{H}/^3\text{He}$  ha revelado que el manantial del Molino de los Aguileras (MH-1) drena el agua con menor aportación de He radiogénico de todos los manantiales estudiados (Fig. 7.9) y sus valores de  $^3\text{H}$  son acordes con la edad de  $^3\text{H}/^3\text{He}$  determinada (Fig. 7.10), por lo que el grado de mezcla de aguas de distintas edades en el punto de surgencia debe ser bajo. Además, la estimación de su contenido en  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  tiene menor error asociado, dado que sus aguas son las menos desgasificadas (Tab. 7.4). Por todo ello, el manantial del Molino de los Aguileras es el más idóneo para valorar la adecuación de las tasas de producción de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  seleccionadas a las áreas de estudio. Sus edades estimadas de  $^3\text{H}/^3\text{He}$  están aproximadamente comprendidas entre 15 y 21 años (Tab. 7.3), muy inferiores a las edades máximas calculadas con  $^4\text{He}$ , del orden de 400-500 años, pero cercanas a las calculadas a partir de la mayor tasa de acumulación, de 4-5 años. Para poder alcanzar los contenidos de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  determinados en el manantial del Molino de los Aguileras en un tiempo de tránsito similar al de sus edades de  $^3\text{H}/^3\text{He}$  sería necesaria una tasa de acumulación de  $^4\text{He}$  cercana a  $7,6 \cdot 10^{-9}$  Nml/kg, cuatro veces mayor que la calculada por Beyerle *et al.* (1999).

Las edades derivadas del  $^4\text{He}$ , obtenidas con la tasa de acumulación propuesta ( $7,6 \cdot 10^{-9}$  Nml/kg), varían entre un mínimo de 16 años y un máximo cercano a 5.000 años (Tab. 7.4), obviando el resultado de la salina de Fuente Camacho. Se debe tener en cuenta que este tipo de datación hace referencia a la edad media del trazador ( $^4\text{He}_{\text{rad}}$ ), cuya abundancia en las aguas del manantial dependerá de las contribuciones de distintas líneas de flujo. La presencia de  $^3\text{H}$  en todas las muestras analizadas evidencia que el drenaje de las surgencias estudiadas recibe aportes de aguas infiltradas con posterioridad a 1953, las cuales habrán adquirido concentraciones de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  muy bajas, similares a las determinadas en el manantial del Molino de los Aguileras. Por lo tanto, el contenido de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  y la edad absoluta de las componentes de flujo subterráneo más antiguas ha de ser superior a los presentados en la tabla 7.4.

Si se asume una mezcla binaria entre aguas con presencia de  $^3\text{H}$  y contenidos muy bajos de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$ , con un agua libre de  $^3\text{H}$  y valores de concentración de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  muy elevados, en la que la aportación del último componente fuese de alrededor del 10%, las edades estimadas aumentarían un orden de magnitud. Así, las aguas más antiguas drenadas por los manantiales estudiados tendrían edades del orden de  $10^4$  años, si se aplica la tasa de acumulación de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  propuesta, aunque podría llegar a  $10^6$  años, si se considera una velocidad de aportación de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  menor, como la reportada por Lehmann *et al.* (2003), de  $0,2 \cdot 10^{-10}$  Nml/kg. En cualquier caso, las edades máximas barajadas quedarían dentro del periodo geológico Cuaternario.

Se ha realizado una comparación de los contenidos de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  y las edades de  $^4\text{He}$  propuestas con los valores de CE de las muestras y se ha comprobado que existe cierta relación entre ellas (Fig. 7.11), opuesta a la que se constató entre el  $^3\text{H}$  y la CE (Fig. 7.6). Ello sugiere que las aguas de mayor mineralización tendrían, por lo general, contenidos más elevados de  $^4\text{He}_{\text{rad}}$  y más bajos de  $^3\text{H}$  que las menos mineralizadas. Por lo tanto, el grado de salinidad de las aguas podría tener cierta relación con el tiempo de residencia en el medio, de forma que los manantiales que drenan aguas con mayor contenido en sales disueltas podrían ser puntos de descarga de flujos subterráneos de mayor tiempo de permanencia en el medio.

## 7.4 Uso de $^4\text{He}$ en la datación de las aguas subterráneas

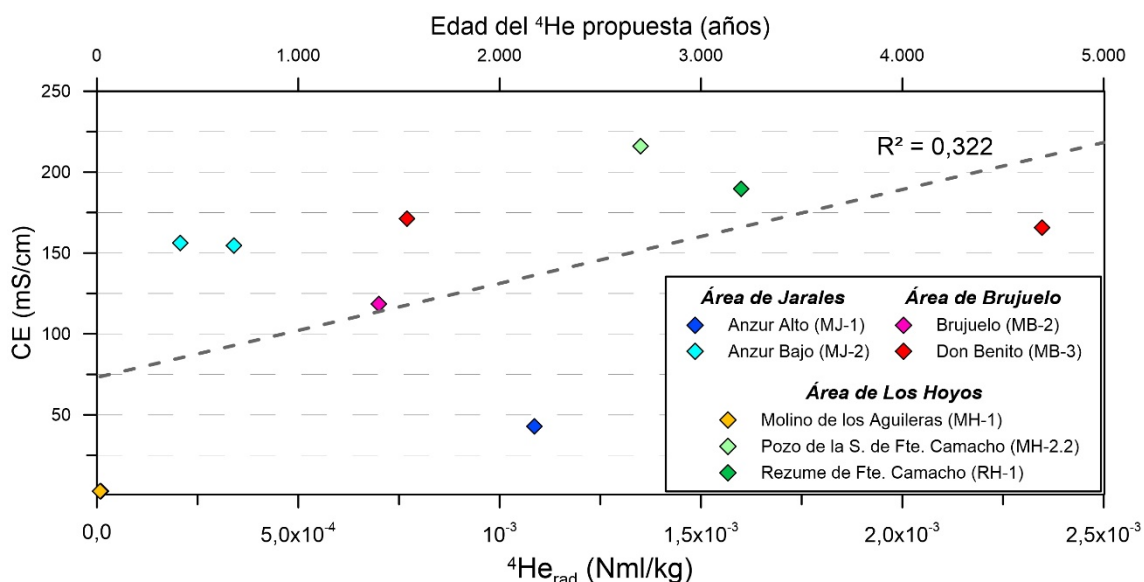


Figura.7.11. Relación entre la CE del agua y su contenido en  $^4\text{He}$ , con indicación de la edad media del  $^4\text{He}$ , calculada a partir de una tasa de producción de  $7,6 \cdot 10^{-9} \text{Nml/gH}_2\text{O} \cdot \text{año}$

## 7.5 DATACIÓN CON CLOROFLUOROCARBONOS (CFC) Y HEXAFLUORURO DE AZUFRE ( $\text{SF}_6$ )

### 7.5.1 Fundamentos metodológicos

Los clorofluorocarbonos (CFC) o halocarbonos son compuestos orgánicos volátiles que fueron usados como refrigerantes y propelentes de aerosoles a lo largo del siglo pasado, sobre todo a partir de las décadas de 1950 y 1960, cuando su uso industrial se generalizó, particularmente en el hemisferio norte. Ello provocó que las concentraciones de CFC en la atmósfera fueran aumentando progresivamente, hasta que, debido a los efectos adversos que estas sustancias producen sobre la capa de ozono (Molina y Rowland, 1974), se firmó el protocolo de Montreal de 1987. Dicho tratado internacional prohibió el uso de los CFC, por lo que su emisión se fue reduciendo de forma gradual (Fig. 7.12). Como consecuencia, durante la década de 1990 se alcanzaron los picos de máxima concentración de CFC en la atmósfera (Plummer y Busenberg, 2006b), tras los que se produjo una estabilización de sus valores, con tendencia a una lenta disminución (Fig. 7.12). La prohibición del uso de los clorofluorocarbonos favoreció la utilización de otros gases halogenados, tales como el hexafluoruro de azufre ( $\text{SF}_6$ ), cuya concentración sigue una evolución ascendente en la actualidad (Fig. 7.12).

La datación de las aguas subterráneas basada en la determinación de sustancias halogenadas se fundamenta en la ley de Henry (Henry, 1803), que establece que la concentración de cualquier gas disuelto en agua es proporcional a la presión parcial de dicho gas en el aire. Así, la concentración de CFC y  $\text{SF}_6$  en las aguas subterránea es dependiente de su concentración en el aire del suelo durante la recarga, que se supone similar a la de la atmósfera en ese mismo momento (Labasque *et al.*, 2014b). A partir de lo anterior, la concentración del trazador determinada en las muestras de agua

subterránea se puede convertir en valores atmosféricos en función de las condiciones teóricas de recarga (temperatura, presión y salinidad), aplicando los coeficientes calculados por Warner y Weiss (1985), para los CFC, y por Wanninkhof *et al.* (1991), para el SF<sub>6</sub>. La posterior comparación entre la concentración del trazado calculada y la evolución del registro histórico de concentraciones atmosféricas de CFC y SF<sub>6</sub> (Fig. 7.12) permite estimar la fecha aparente en la que se produjo la recarga (Plummer *et al.* 2006a). La influencia de la elección de la temperatura de recarga sobre la edad de los CFC-12 (CF<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub>) y CFC-113 (C<sub>2</sub>Cl<sub>3</sub>F<sub>3</sub>) es de 2 años/°C, en el caso del CFC-11 (CCl<sub>3</sub>F) es de 1 año/°C (Cook y Solomon, 1997) e inferior a 0,5°C para el SF<sub>6</sub> (Busenberg y Plummer, 2000).

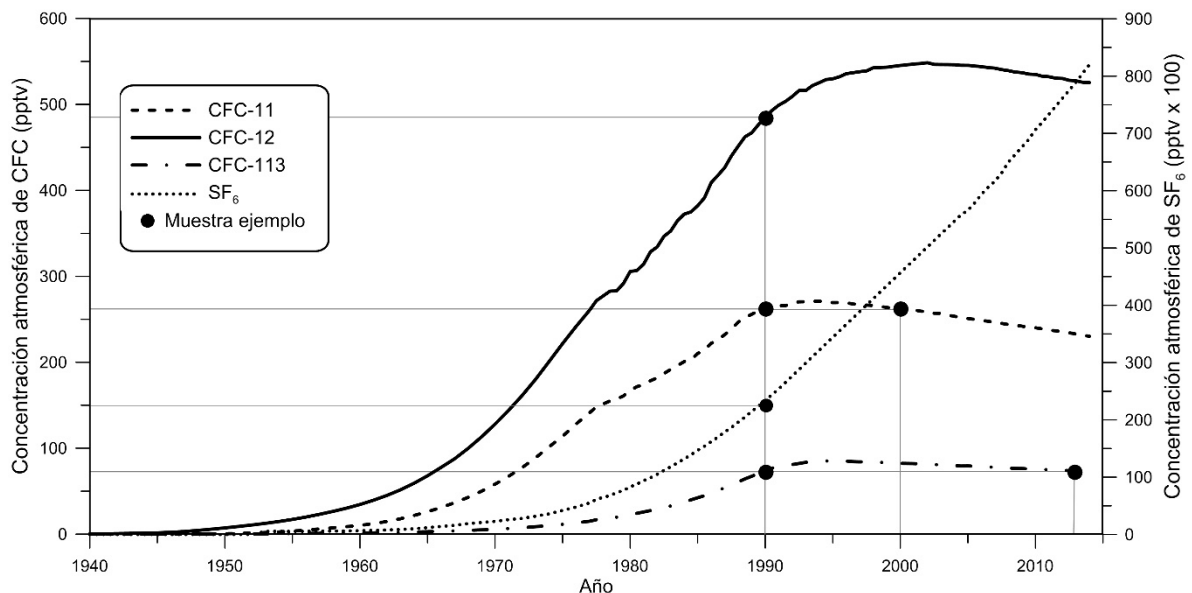


Figura 7.12. Evolución de las concentraciones de CFC-11, CFC-12 y CFC-113 y en SF<sub>6</sub> en la atmósfera del hemisferio norte. Se representa las edades de los trazadores determinadas a partir del análisis de una hipotética muestra de agua infiltrada en 1990. Datos de las funciones de entrada tomados de USGS (2017)

La concentración atmosférica de CFC-11 y CFC-12 ha sido controlada en el Pacífico Norte y el Polo Sur desde 1975 (Rasmussen y Khalil, 1986). En 1978 comenzó a funcionar la ALE (*Atmospheric Lifetime Experiment*), una red mundial de observación de clorofluorocarbonos en el aire, con estaciones en Irlanda, Estados Unidos, Barbados, Samoa y Australia (Prinn *et al.*, 1983). Las diferencias entre las concentraciones medias registradas en los distintos puntos de control son del 10% (Cunnold *et al.*, 1994), lo que supone una ventaja respecto a las enormes variaciones espaciales de la función de entrada del <sup>3</sup>H (Cook y Solomon, 1997). Las curvas de evolución atmosférica de los CFC han sido reconstruidas, a partir de las series de datos de producción y emisión de AFEAS (*Advanced Global Atmospheric Gases Experiment*) y normalizadas con determinadas localizaciones para fechas anteriores a 1975 (McCarthy, 1997; Cunnold *et al.*, 1986). Gracias a ello, se dispone de funciones de entrada de CFC-11, 12 y 13 y de SF<sub>6</sub>, desde 1940 hasta la actualidad.

Al igual que ocurre con el resto de técnicas de datación que utilizan gases como trazadores (<sup>3</sup>H, <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He, <sup>4</sup>He y otras), es necesario estimar el exceso de aire que se genera en las aguas subterráneas, como consecuencia del intercambio gaseoso que tiene lugar

en el suelo durante su infiltración. En general, dicho mecanismo tiene una influencia mayor cuando la temperatura de recarga es elevada, e interviene más sobre las concentraciones de SF<sub>6</sub> y CFC-12 que en las de CFC-11 y 113 (Cook *et al.*, 2006). La sensibilidad del exceso de aire sobre los resultados es de aproximadamente 1 año/cm<sup>3</sup>·kg<sup>-1</sup>, en los dos primeros casos, y de sólo 0,05 año/cm<sup>3</sup>·kg<sup>-1</sup>, en los dos restantes (Busenberg y Plummer, 2000; Cook *et al.*, 2006).

Una de las ventajas de la utilización de CFC y el SF<sub>6</sub> como trazadores es que su dispersividad en las aguas subterráneas es inferior a las del <sup>3</sup>H y el He, por lo que el efecto de ésta sobre el cálculo de las edades aparentes también es menor (Cook y Solomon 1996; Han *et al.*, 2006). Únicamente en aquellas aguas con más de 20 años los mecanismos de dispersión tienen un efecto significativo sobre la concentración de los halocarbonos, aunque la desviación del cálculo de la edad es inferior a 3 años para aguas infiltradas desde 1953 (Ekwurzel *et al.*, 1994).

Otro aspecto positivo de la datación con CFC, es que no existe producción terrigénica de los mismos, de modo que el origen de dichas sustancias siempre se encuentra en superficie. Además de los aportes atmosféricos, puede haber contaminación de CFC en las aguas subterráneas asociadas a otras fuentes antropogénicas, como vertederos o aguas residuales (Kjeldsen y Christophersen, 2001). Así mismo, se ha constatado que el aire de zonas próximas a núcleos de población extensos o a áreas industriales presenta una abundancia de CFC en torno a un 10% superior a la media (Oster *et al.* 1996, Ho *et al.*, 1998). Además, durante la toma de muestras también es posible contaminar el agua, bien sea mediante el contacto de ésta con polímeros plásticos y grasas presentes en el envase o en los tubos y bombas utilizadas en el muestreo, o por el intercambio gaseoso que se produce como consecuencia de la exposición del agua a la atmósfera (Reynolds *et al.*, 1990; Dunkle *et al.*, 1993). Por ello, es necesario que los procedimientos de toma de muestra sean meticulosos y se deben emplear materiales adecuados (vitón, nylon, cobre, aluminio), con el fin de evitar la contaminación del agua muestreada. Las mismas precauciones han de ser tomadas con el SF<sub>6</sub>, sobre todo con idea de impedir la entrada de aire en el recipiente de muestreo (Cook *et al.*, 2006). No se ha constatado que las actividades humanas generen exceso de ésta última sustancia en las aguas subterráneas (Han *et al.*, 2006). Por el contrario, sí que existe producción terrigénica de SF<sub>6</sub>, sobre todo en rocas ígneas y metamórficas, aunque también se ha comprobado la liberación de este gas en mármoles, dolomías y halita (Busenberg y Plummer, 2000). El uso de SF<sub>6</sub> para la datación de aguas subterráneas no está indicado en medio constituidos por rocas volcánicas y plutónicas, ya que la liberación de dicho gas hacia las aguas almacenadas en ellos es significativamente superior que las concentraciones derivadas del agua infiltrada en las últimas décadas (Busenberg y Plummer, 2006).

Las principales incertidumbres asociadas al uso de CFC se relacionan con procesos de sorción sobre las fases sólidas del acuífero, particularmente en aquellos en los que existe un elevado contenido en materia orgánica (Cook *et al.*, 2006). El efecto es mayor en los casos del CFC-113 y, en menor medida, CFC-11, mientras que la sorción del CFC-12 es muy poco significativa (Cook y Busenberg, 1997). También se ha documentado degradación microbiana de los CFC en aguas subterráneas bajo condiciones anaeróbicas (OD < 0,5 mg/l), sobre todo de CFC-11 y CFC-113 (Cook y Solomon, 1996), pero en

---

condiciones aeróbicas los 3 compuestos son altamente estables (Dunkle *et al.*, 1993; Szabo *et al.*, 1996). En los distintos estudios en los que el SF<sub>6</sub> ha sido determinado en aguas subterráneas, no se han observado signos evidentes de degradación ni sorción (Busenberg y Plummer *et al.*, 2000; Han *et al.*, 2006).

En ocasiones, al considerar distintos tipos de CFC en las dataciones de aguas subterráneas, las concentraciones determinadas se asocian con diferentes edades de recarga, al contrario de lo que se deduce de la figura 7.12. Dicha disparidad puede deberse a que las funciones de entrada de cada uno de los CFC son distintas entre sí y a que éstas no han variado de forma proporcional a lo largo de la serie histórica (Fig. 7.12). Por ello, la mezcla de aguas jóvenes -contienen CFC- con otras más viejas -libres de CFC- en el punto de muestreo, donde convergen diferentes líneas de flujo, puede dar lugar a tales diferencias. Este fenómeno se observa frecuentemente en manantiales que drenan sistemas de flujo difuso (Plummer *et al.*, 2006b). La comparación gráfica de la evolución de las concentraciones atmosféricas de dos CFC distintos (o de un CFC y el SF<sub>6</sub>) permite valorar la hipotética existencia de procesos de mezcla (binaria o exponencial) y estimar una edad media para la muestra (Fig. 7.13). Estas estarían constituidas por aguas jóvenes y viejas cuando quedan representadas sobre una línea de mezcla, trazadas entre valores de concentración de trazador atribuibles a una fecha concreta en la función de entrada y el origen (agua infiltrada antes de 1940)

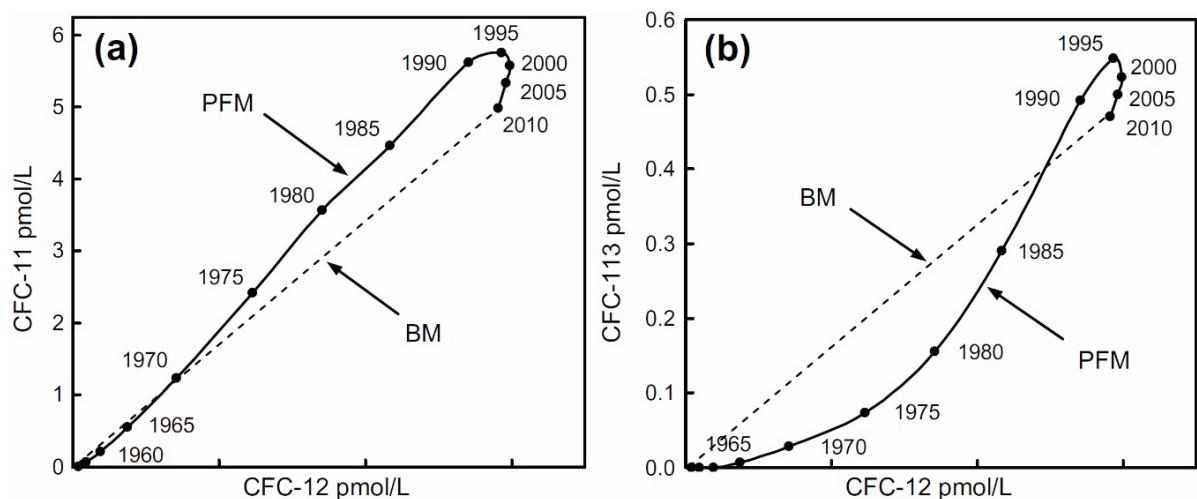


Figura 7.13. Funciones de entrada conjuntas de los CFC-11 y 12 (A) y de los CFC-113 y 12 en ausencia de mezcla de aguas (flujo pistón; PFM). Se representan las líneas de mezcla binaria (BM) entre aguas modernas (2010) y aguas viejas (anteriores a 1940), libres de CFC. Tomado de Darling *et al.* (2012)

El descenso de las emisiones de CFC ha provocado que sus concentraciones atmosféricas hayan descendido en los últimos años hasta valores similares a los que existían hace algunas décadas (Fig. 7.12). Por lo tanto, las edades aparentes que proporcionan las determinaciones de CFC pueden ser relacionadas, en ocasiones, con dos fechas de recarga distintas, como ocurre con las edades de CFC-11 y 113 en la figura 7.12. Sin embargo, el hecho de que la función de entrada del SF<sub>6</sub> presente una evolución continua ascendente, permite establecer una única edad para cada muestra de agua analizada. Ello convierte al SF<sub>6</sub> en un excelente trazador de aguas jóvenes, con fechas de infiltración posteriores a 1993 (Busenberg y Plummer, 2000; Bauer *et al.*, 2001). Además, el uso del SF<sub>6</sub> combinado con los CFC también resulta útil para establecer la edad de aguas

de las últimas décadas (Busenberg y Plummer 2006), ya que la evolución atmosférica de las relaciones de SF<sub>6</sub>/CFC no inducen a errores de datación para aguas de infiltración posterior a 1990 (Fig. 7.14). De esa forma, dichas ratios pueden ser utilizadas para contrastar los resultados obtenidos al aplicar el SF<sub>6</sub> de forma individual.

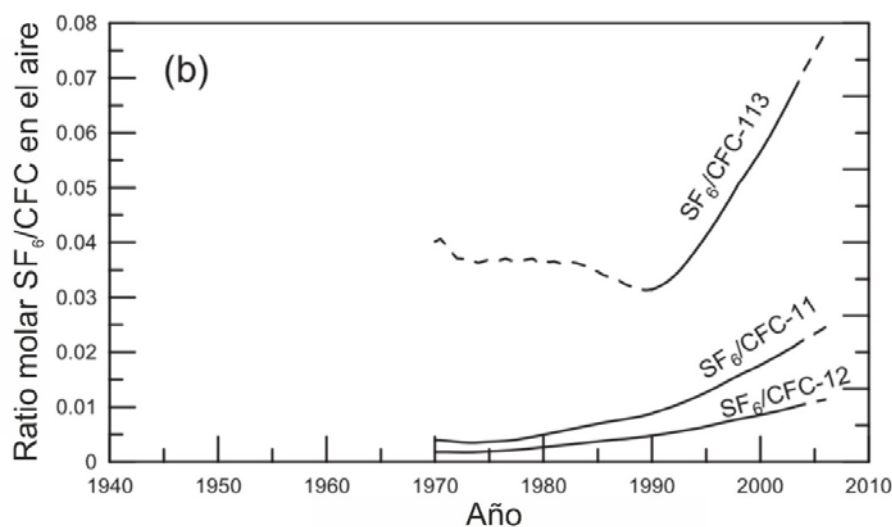


Figura 7.14. Evolución histórica de la relación de SF<sub>6</sub> respecto CFC-11, CFC-12 y CFC-113 en la atmósfera de América del Norte. Tomado de Busenberg y Plummer (2006)

## 7.5.2 Resultados derivados de las dataciones con CFC-11, CFC-12 y SF<sub>6</sub>

Se han tomado 7 muestras para la determinación de halocarbonos y SF<sub>6</sub> (Tab. 7.5). La primera de ellas corresponde al manantial del Molino de los Aguileras (abril 2015), en la que se determinó el contenido en CFC-11 y CFC-12. Entre abril y junio de 2016 se muestrearon los manantiales del Anzur Bajo (MJ-1), Anzur Alto (MJ-2), Brujuelo (MB-2), Don Benito (MB-3) y el rezume de Fuente Camacho (RH-1) para la determinación de CFC-12 y SF<sub>6</sub>. En todos ellos se tomó una muestra en condiciones de aguas bajas y, además, en el manantial del Anzur Bajo se efectuó un muestreo durante una crecida (abril 2016), coincidiendo con un efecto de tipo pistón.

Las concentraciones determinadas en las muestras de agua fueron transformadas a concentración atmosférica mediante las ecuaciones de Warner y Weiss (1985) y Wanninkhof *et al.* (1991), asumiendo una temperatura de recarga de 15°C y una presión atmosférica acorde con la elevación de cada área de estudio: 400 m s.n.m. en el área de Jarales, 500 m s.n.m. en la de Brujuelo y 850 m s.n.m. en la Los Hoyos. Al igual que con el tratamiento realizado en el caso de los gases nobles, se ha considerado que la mineralización de las aguas subterráneas es consecuencia mayoritariamente de la disolución de sales en la zona saturada, por lo que salinidad del agua de recarga se ha equiparado al 0‰. De acuerdo con los contenidos de Ne determinados, la mayoría de las surgencias estudiadas drenan aguas con cierto grado de desgasificación. Por esa razón, se ha estimado las concentraciones teóricas de CFC y SF<sub>6</sub> en muestras con  $\Delta\text{Ne}=0$ , a partir de las cuales se ha realizado el mismo procedimiento de datación descrito. Los resultados obtenidos se representan en la tabla 7.5.

Todas las muestras analizadas tenían presencia de CFC y SF<sub>6</sub> (Tab. 7.5). Los contenidos de CFC-12 están comprendidos entre 0,1 pmol/kg, en la salina de Don Benito (MB-3) y 1,3·pmol/kg, en el Manantial del Molino de los Aguileras (MH-1), equiparables a concentraciones atmosféricas de 27,7 y 313,9 pptv, respectivamente. El SF<sub>6</sub> de las muestras varía entre 0,28 fmol/kg, en la salina de Brujuelo (MB-2), y 14 fmol/kg, en el manantial del Anzur Bajo, cuyos respectivos valores de concentración atmosférica equivalentes son 0,9 y 44 pptv. El contenido en CFC-11 medido en el agua del manantial del Molino de los Aguileras (MH-1) es de 1,5 pmol/kg, igual a 100,2 pptv (Tab. 7.5).

Punto (Ref.)		Anzur Bajo (MJ-1)	Anzur Alto (MJ-2)	Salina de Brujuelo (MB-2)	Salina de Don Benito (MB-3)	Molino de los Aguileras (MH-1)	Rezume de Fuente Camacho (RH-1)			
<b>Fecha</b>		5-4-16	13-6-16	13-6-16	25-4-16	25-4-16	6-4-15	26-4-16		
Datos originales	Concentración en agua (mol/kg)	CFC-11					1,5·10 <sup>-12</sup>			
		CFC-12	8,8·10 <sup>-13</sup>	4,4·10 <sup>-13</sup>	5,4·10 <sup>-13</sup>	2,9·10 <sup>-13</sup>	1,0·10 <sup>-13</sup>	1,3·10 <sup>-12</sup>	2,5·10 <sup>-13</sup>	
		SF <sub>6</sub>	1,4·10 <sup>-14</sup>	1,1·10 <sup>-15</sup>	6,2·10 <sup>-15</sup>	2,8·10 <sup>-16</sup>	3,1·10 <sup>-15</sup>		1,4·10 <sup>-15</sup>	
	Concentración atmosférica (pptv)	CFC-11						100,2		
		CFC-12	228,6	103,7	138,8	77,6	27,7	313,9	69,4	
		SF <sub>6</sub>	44,8	3,7	20,3	0,9	10,4		4,7	
	Fecha de infiltración del trazador	CFC-11						1973,5		
		CFC-12	1975,0	1968,0	1970,5	1965,0	1957,5	1980,5	1965,0	
		SF <sub>6</sub>	-	1996,0	-	1980,5	-		2000,5	
	Edad del trazador	CFC-11						42		
		CFC-12	41	49	46	51	59	35	51	
		SF <sub>6</sub>	-	21	-	35	-		15	
	Datos corregidos con ΔNe	Concentración en agua (mol/kg)	CFC-11					1,6·10 <sup>-12</sup>		
			CFC-12	1,6·10 <sup>-12</sup>	7,7·10 <sup>-13</sup>	8,7·10 <sup>-13</sup>	7,4·10 <sup>-13</sup>	2,1·10 <sup>-13</sup>	1,4·10 <sup>-12</sup>	6,4·10 <sup>-13</sup>
			SF <sub>6</sub>	2,4·10 <sup>-14</sup>	2,0·10 <sup>-15</sup>	1,0·10 <sup>-14</sup>	7,3·10 <sup>-16</sup>	6,3·10 <sup>-15</sup>		3,5·10 <sup>-15</sup>
		Concentración atmosférica (pptv)	CFC-11						107,7	
			CFC-12	401	181,9	223,8	196,5	55,4	337,6	178,4
			SF <sub>6</sub>	78,5	6,5	32,8	2,4	20,7		12,0
Fecha de infiltración del trazador		CFC-11						1975,5		
		CFC-12	1986	1973	1975	1974	1963,5	1982	1973	
		SF <sub>6</sub>	-	2008	-	1990	-		-	
Edad del trazador		CFC-11						40		
		CFC-12	30	44	42	42	53	33	43	
		SF <sub>6</sub>	-	9	-	26	-		-	

Tabla. 7.5. Resultados de la datación con CFC-11, CFC-12 y SF<sub>6</sub>. (-) Valor de fecha incongruente

Las correcciones realizadas a partir de los ΔNe modifican de forma considerable los valores de concentración de SF<sub>6</sub> y CFC-12, salvo en el caso del manantial del Molino de los Aguileras (Tab. 7.5), que apenas presenta signos de desgasificación. Así, los contenidos de CFC-12 aumentan hasta una horquilla de entre 0,21 y 1,6 pmol/kg, y los de SF<sub>6</sub> se sitúan en un rango de valores comprendidos entre 0,73 y 10 fmol/kg. Dichos valores equivalen a concentraciones atmosféricas de 55,7 y 401 pptv, en el caso del CFC-12, y de 2,4 y 78,5 pptv, en el del SF<sub>6</sub> (Tab. 7.5).

La edad de infiltración de los trazadores ha sido determinada mediante la comparación de las concentraciones atmosféricas estimadas a partir del contenido de trazador en cada muestra (Fig. 7.15) con las funciones de entrada de CFC y SF<sub>6</sub> del hemisferio norte (USGS, 2017), referidas a la escala SIO-2005 (Bullister y Tanhua, 2010). Las fechas de infiltración de CFC-12 están comprendidas entre 1957, en el caso de la



salina de Don Benito (MB-3) y 1980, en el del manantial del Molino de los Aguileras (MH-1). La datación con los valores de muestra corregidos según su  $\Delta N_e$  ofrece edades algo más modernas, con aguas infiltradas entre 1963, en el manantial de Don Benito, y 1986, en la muestra de agua tomada durante la crecida de abril de 2016, en el del Anzur Bajo (MJ-1). Así, la edad media del CFC-12 de las muestras podría variar entre 30 y 59 años (Tab. 7.5).

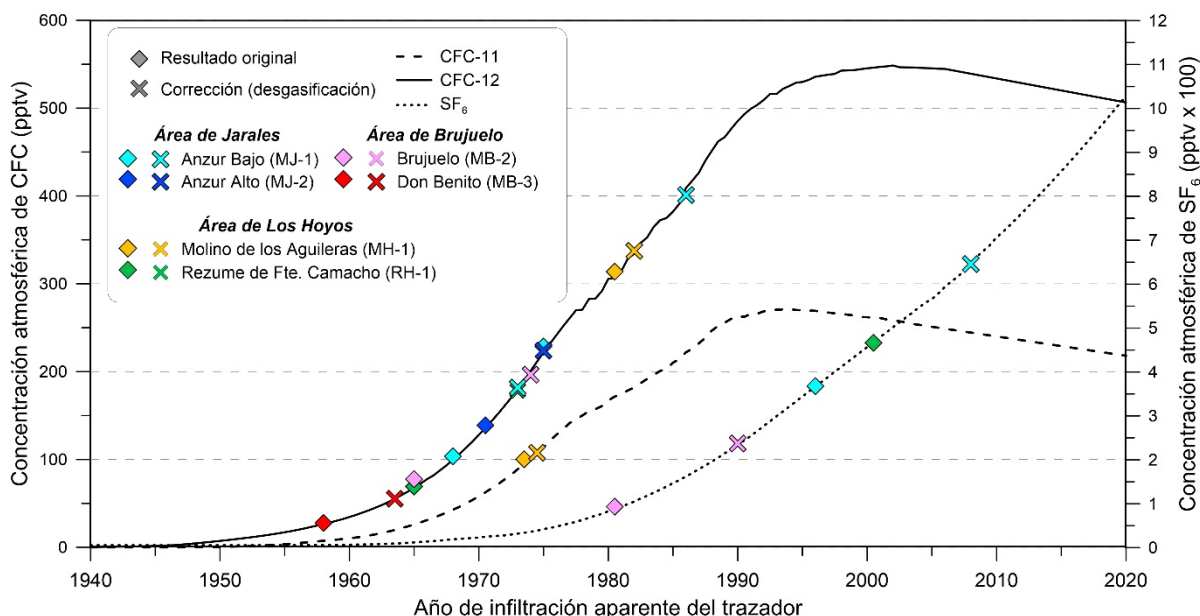


Figura 7.15. Resultados de la datación con CFC-11, CFC-12 y SF<sub>6</sub>. Datos de las funciones de entrada tomados de USGS (2017)

La datación con SF<sub>6</sub> sólo proporciona fechas de infiltración coherentes en los manantiales de Brujuelo y del Anzur Bajo, y en el rezume de Fuente Camacho (Tab. 7.5 y Fig. 7.15), mientras que en el resto de puntos analizados las concentraciones de trazador son muy superiores a los valores de la función de entrada atmosférica. Las fechas de infiltración determinadas a partir de los contenidos de SF<sub>6</sub> (1980-2000), son más modernas que las de CFC-12 (Fig. 7.15). Las dataciones realizadas con los contenidos de SF<sub>6</sub> corregidos a partir de su  $\Delta N_e$  aportan edades aún más recientes, de hasta 9 años (Tab 7.5 y Fig. 7.15), aunque sólo para los manantiales del Anzur Bajo y Brujuelo.

Las edades de CFC-11 determinadas en el manantial del Molino de los Aguileras (MH-1) son de 35 años, en la muestra sin corregir, y de 33, en la muestra corregida (Tab 7.5 y Fig. 7.15). Al contrario que lo ocurrido con el SF<sub>6</sub>, las dataciones con CFC-11 ofrecen fechas de infiltración más antiguas que las calculadas a partir de los contenidos de CFC-12 (Fig. 7.15).

La diferencia de edades obtenidas según el trazador utilizado puede ser debida a procesos de mezcla de diferentes componentes de flujo con distintas edades (Plummer *et al.*, 2006b), a la degradación o retención en el medio de algunas de las sustancias consideradas, o a la existencia de otras fuentes de trazador además de la atmosférica (Cook *et al.*, 2006). Con objeto de identificar qué procesos son los que modifican las edades aparentes de los trazadores, se han representado gráficamente los contenidos de CFC-12 de las muestras frente a los de SF<sub>6</sub> y CFC-11, junto con las líneas que definen la evolución de las relaciones de sus contenidos en la atmósfera (función de entrada;

Fig. 7.16). Así mismo, se han dibujado las líneas de mezcla binaria entre las aguas más modernas, infiltradas en 2016 (517,4 pptv de CFC-12, 226,9 pptv de CFC-11 y 71,6 pptv de SF<sub>6</sub>), y las aguas subterráneas cuya recarga se produjo con anterioridad a 1940, libres de CFC y con un contenido de SF<sub>6</sub> aproximado de 0,054pptv.

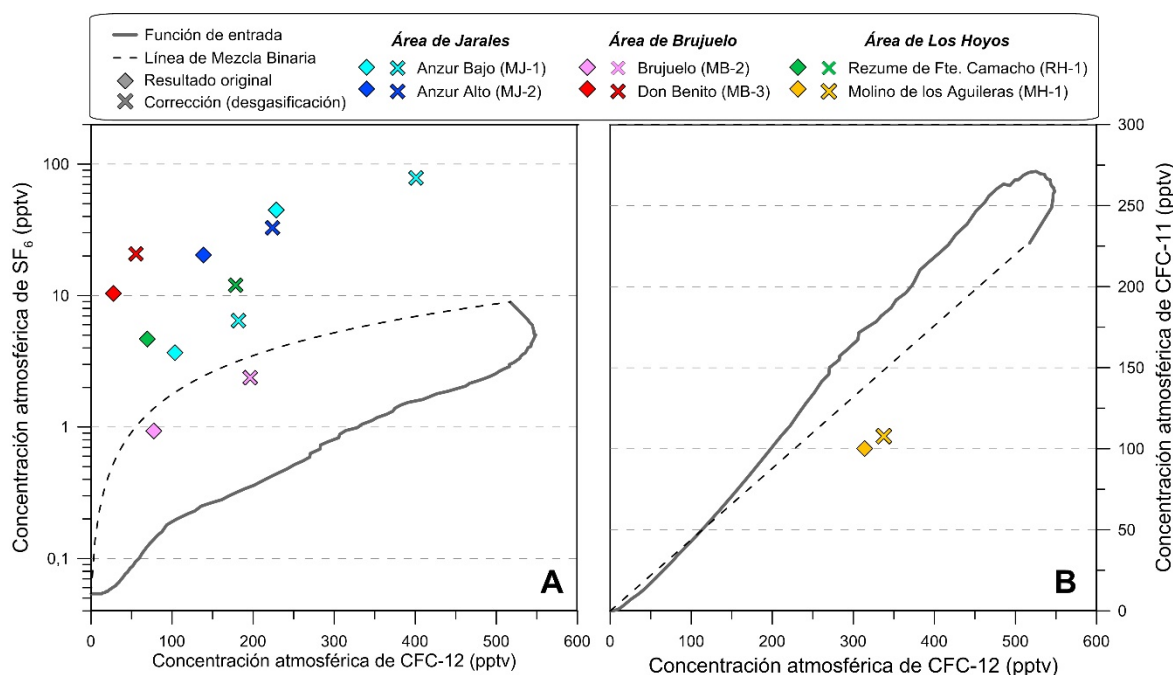


Figura 7.16. Relación de las concentraciones atmosféricas de CFC-12 de las muestras de agua analizadas frente a las de SF<sub>6</sub> (A) y CFC-11 (B). Se incluyen las funciones de entradas (USGS, 2017) y las líneas de mezcla binaria entre la recarga ocurrida en 2016 y la que tuvo lugar con anterioridad a 1940

En la figura 7.16A se observa que todas las muestras analizadas presentan un exceso de SF<sub>6</sub> respecto de la función de entrada. Las muestras de la salina de Brujuelo (MB-2) quedan representadas entre la línea de mezcla binaria dibujada y la función de entrada. Por lo tanto, los contenidos de SF<sub>6</sub> y CFC-12 determinados en el agua de dicha surgencia pueden ser fruto de la mezcla de líneas de flujo con distintas edades. Por el contrario, el resto de muestras tienen valores de concentración de SF<sub>6</sub> notablemente superiores (hasta de un orden de magnitud) a los que serían consistentes con la mezcla de aguas subterráneas modernas y viejas (Fig. 7.16A). Ello podría ser debido a la degradación y/o retención del CFC-12 en el medio, o a la presencia de aportes de SF<sub>6</sub> adicionales a los atmosféricos. La sorción de CFC-12 es por lo general poco significativa (Cook y Busenberg, 1997), pero la degradación microbiana es posible en condiciones anaeróbicas, por lo que sería razonable pensar que dicho proceso tuviese alguna incidencia sobre la concentración del trazador, ya que las aguas de las surgencias estudiadas tienen un bajo contenido en oxígeno disuelto (Tabs. 4.8; 5.4 y 6.4). No obstante, las concentraciones de CFC-12 determinadas en las muestras son relativamente altas y, dado que su degradación microbiana es menos frecuente que la de otros CFC (Cook y Solomon, 1996), no se puede afirmar con certeza que exista una reducción del contenido de CFC-12 en el medio. Por el contrario, sí parece probable que exista una fuente de SF<sub>6</sub> adicional a la atmosférica, ya que sus concentraciones exceden ampliamente los valores de la función de entrada (Fig. 7.16A). Aunque no existen fuentes antropogénicas de SF<sub>6</sub> que de forma local puedan aumentar su concentración (Han *et al.*,

2006), investigaciones previas han revelado que algunos tipos de rocas pueden producir y liberar dicho gas hacia las aguas subterráneas, entre ellas la dolomía y la halita (Busenberg y Plummer, 2000), presentes en las formaciones investigadas. Por ello, el SF<sub>6</sub> no puede ser utilizado para la datación de las aguas subterránea de las áreas de estudio.

Los valores de CFC-11 de la muestra del manantial del Molino de los Aguileras (MH-1), en comparación con los de CFC-12, son inferiores a los que se esperarían en un flujo pistón ideal (función de entrada) o en una mezcla binaria (Fig. 7.16B). En este caso, es probable que exista una retirada de CFC-11 en el medio, ya que dicho gas se ve afectado por procesos de sorción (Cook y Busenberg, 1997; Cook *et al.*, 2006) y, además, puede ser degradado por bacterias anaeróbicas (Cook y Solomon, 1996).

El CFC-12 es el único de los tres trazadores utilizados cuya concentración no se ha visto, *a priori*, modificada por factores externos. No obstante, hay que tener en cuenta que las edades de trazador determinadas no corresponden con la edad absoluta del agua, ya que se trata de una sustancia que sólo está presente en aguas modernas. Así, la mezcla de aguas infiltradas recientemente con otras más antiguas, libres de CFC-12, pueden reducir su concentración en el punto de muestro. El uso de otras técnicas de datación (<sup>3</sup>H, <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He, <sup>4</sup>He) ha revelado que en los manantiales estudiados se produce convergencia de flujos de distinto tiempo de residencia, algunos de los cuales podrían llegar a contar con más de centenares o miles de años. Por consiguiente, los resultados de la datación con CFC-12 solamente pueden ser considerados de forma orientativa, y la comparación de los distintos puntos es posible, siempre y cuando se asuma que la proporción de mezcla entre aguas jóvenes y viejas es igual en todos los casos.

## 7.6 APLICACIÓN DEL RADIOCARBONO (<sup>14</sup>C) A LA DATACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

### 7.6.1 Fundamentos metodológicos

La datación de aguas subterráneas puede realizarse a partir de la estimación de la actividad del <sup>14</sup>C en el carbono inorgánico disuelto en una muestra. Este isótopo radioactivo, conocido como radiocarbono, ha sido ampliamente utilizado en la datación de carbono orgánico de origen biológico, desde que su uso fuera propuesto por Libby *et al.* (1949). El <sup>14</sup>C se origina en las capas altas de la atmósfera como producto de la reacción nuclear de neutrones termales con el nitrógeno ( $^{14}\text{N} + n \rightarrow ^{14}\text{C} + p$ ), por efecto de los rayos cósmicos. La actividad radioactiva del <sup>14</sup>C en la atmósfera en estado de equilibrio es referida como 100% carbono moderno (pmC; *percentage of modern carbon*), que es igual a 0,23 Bq/g<sub>c</sub> (Kalin, 1999). El <sup>14</sup>C generado a partir del <sup>14</sup>N es oxidado a CO<sub>2</sub>, difundido hacia las capas bajas de la atmósfera, e incorporado a los ciclos biológicos por medio de la fotosíntesis. Tanto el CO<sub>2</sub> de origen atmosférico como el carbono orgánico procedente del suelo, ambos con 100 pmC, se disuelven en el agua que se infiltra hacia el subsuelo. Se puede asumir que ésa es la única fuente de <sup>14</sup>C en las aguas subterráneas, debido a que su vida media ( $\tau$ ), de 5730 ± 40 años (Godwin, 1962), es mucho menor que la edad del carbono inorgánico que conforma los minerales de las rocas y a que la producción de <sup>14</sup>C en el subsuelo es despreciable, salvo en afloramientos de rocas con un elevado contenido

en U (Clark y Fritz, 1997). Por tanto, el radiocarbono que se introduce en el sistema durante la recarga puede servir como referencia para datar las aguas subterráneas, con base en la ley universal de desintegración radioactiva:

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t}$$

donde la  $A$  es la actividad del  $^{14}\text{C}$  en la muestra,  $A_0$  es la actividad en equilibrio con la atmósfera (100 pmC),  $\lambda$  es la constante de desintegración del  $^{14}\text{C}$  ( $\ln 2/\tau$ ) y  $t$  es el tiempo transcurrido entre la infiltración del agua y la toma de la muestra. El resultado obtenido al despejar  $t$  y resolver la ecuación es la edad del agua subterránea.

No obstante, se debe tener en cuenta que la concentración atmosférica de  $^{14}\text{C}$  no es estable, ya que depende del flujo de neutrones de las radiaciones cósmicas, el cual no es constante. De hecho, a lo largo de los últimos 50.000 años se han producido importantes variaciones en la actividad del radiocarbono atmosférico, como pone de manifiesto la reconstrucción de su evolución temporal (Fig. 7.17), efectuada a partir de las determinaciones de actividad radioactiva llevadas a cabo en anillos de árboles y en restos de fauna marina (Reimer *et al.*, 2013). Las mayores concentraciones de  $^{14}\text{C}$  (~170 %) tuvieron lugar hace 30-40 mil años, mientras que valores próximos 100 pmC sólo se han producido hacia el final del Holoceno (Fig. 7.17). Por ello, las edades calculadas a partir de la actividad estandarizada de  $^{14}\text{C}$  en la atmósfera en el año 1950 (100 pmC), deben ser referenciada en años convencionales de  $^{14}\text{C}$ , los cuales pueden diferir sustancialmente de los años absolutos (Plummer y Glynn, 2013).

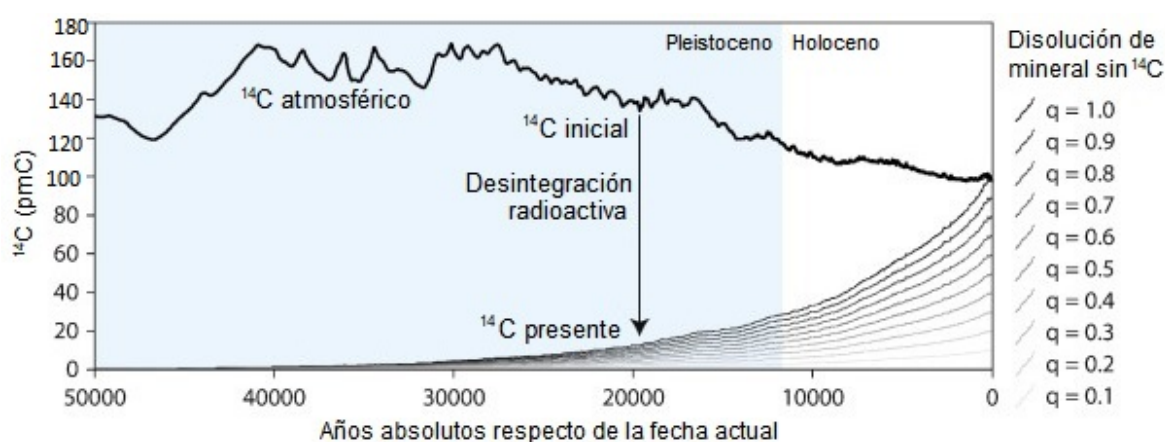


Figura 7.17. Evolución del  $^{14}\text{C}$  en la atmósfera durante los últimos 50.000 años de acuerdo con los datos de Reimer *et al.* (2013). Se representan distintos escenarios de desintegración radioactiva en función de la mezcla con carbono procedente de la disolución mineral (sin  $^{14}\text{C}$ ). El coeficiente  $q$  representa el efecto de dicho proceso sobre la actividad de  $^{14}\text{C}$  determinada en la muestra, desde 0 ( $q = 1$ ) hacia escenarios en los que la disolución de minerales sin  $^{14}\text{C}$  adquiere mayor importancia ( $q < 1$ ). Tomado de Jasechko (2016)

Desde la década de 1950 los ensayos con bombas nucleares y las plantas de producción de energía nuclear han liberado flujos de neutrones que han producido un aumento del  $^{14}\text{C}$  atmosférico, con un máximo de aproximadamente 200 pmC, en 1963 (Clark y Fritz, 1997). No obstante, el  $^{14}\text{C}$  de origen antropogénico tiene poca influencia en aguas subterráneas viejas (infiltradas con anterioridad a 1953), aunque pueden estar presente en muestras de aguas jóvenes o en mezclas de distintas componentes de flujo, lo que puede afectar a la datación realizada con radiocarbono

## 7.6 Aplicación del $^{14}\text{C}$ a la datación de aguas subterráneas

---

La principal problemática de la aplicación de esta metodología es la estimación de las condiciones de actividad iniciales ( $A_0$ ). Münnich (1957, 1968), se basó en las reacciones del sistema calco-carbónico para definir el valor de  $A_0$ . El  $^{14}\text{C}$  presente en las aguas subterráneas en forma inorgánica (principalmente  $\text{HCO}_3^-$ ; pero también  $\text{CO}_2$  y  $\text{CO}_3^{2-}$ ) procede de la respiración de las raíces y de la mineralización y descomposición de la materia orgánica del suelo. Durante el proceso de infiltración, el agua disuelve este tipo de carbono, con actividad de  $^{14}\text{C}$  100 pmC y  $\delta^{13}\text{C}$  de -25‰. Sin embargo, una vez que el agua entra en contacto con el sustrato rocoso, comienza a incorporar carbono inorgánico mediante la disolución de carbonatos, con actividad de  $^{14}\text{C}$  0 pmC y  $\delta^{13}\text{C}$  de -0‰. Como resultado, antes de que el agua sea incorporada a la zona saturada, se alcanza un equilibrio en el que la  $A_0$  de  $^{14}\text{C}$  se sitúa, normalmente, entre 55 y 65pmC (Geyh, 2001).  $A_0$  puede estimarse a partir de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  determinados en la muestra, los cuales, a diferencia del  $^{14}\text{C}$ , no se ven afectados por la desintegración radioactiva. Para ello se emplean distintas metodologías (Ingerson y Pearson, 1964; Mook, 1972; Tamers, 1975; Evans *et al.*, 1979; Fontes y Garnier, 1979; Eichinger, 1983; Fontes, 1983, 1992; Kalin, 1999) que, además de la disolución de los carbonatos, toman en consideración otras reacciones que ocurren como parte de la evolución geoquímica de las aguas subterráneas, tales como la disolución de la dolomita y el yeso, el equilibrio bicarbonato-calcita, el intercambio iónico y la disolución de  $\text{CO}_2$ .

Una de las metodologías más utilizadas para el cálculo de  $A_0$ , en parte por su sencillez, es la propuesta por Pearson (1965) y Pearson y Hanshaw (1970). Dicho método utiliza un coeficiente de dilución ( $q$ ), comprendido entre 0 y 1 (Fig. 7.17), que transforma el valor de  $^{14}\text{C}$  en el suelo (100 pmC) de acuerdo con la reducción que éste experimenta como consecuencia de la disolución de carbonatos con 0pmC:

$$A = q \cdot A_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t}$$

Cualquier proceso geoquímico que añada, elimine, o intercambie carbono inorgánico en el agua subterránea, no sólo alterará la concentración de  $^{14}\text{C}$ , sino también la del  $^{13}\text{C}$ . Por ello, el valor de  $q$  puede ser estimado a partir del balance isotópico del  $^{13}\text{C}$  (Pearson y Hanshaw, 1970; Clark y Fritz, 1997):

$$q = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}}{\delta^{13}\text{C}_{\text{rec}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{Carb}}}$$

donde  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  es el valor de  $\delta^{13}\text{C}$  determinado en la muestra de agua subterránea y  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  y  $\delta^{13}\text{C}_{\text{rec}}$  son las relaciones isotópicas de  $\delta^{13}\text{C}$  de la calcita y del agua subterránea en el momento de la recarga, respectivamente. Se asume que la proporción de  $^{13}\text{C}$  en las formaciones carbonáticas es similar al del estándar VPDB, por lo que  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  es  $\approx 0$ ‰. La aproximación al  $\delta^{13}\text{C}_{\text{rec}}$  está rodeada de mayor incertidumbre, ya que depende de las condiciones de infiltración (tipo de suelo, pH, temperatura), aunque su valor medio se sitúa en -14.3‰ (Jasechko, 2016).

Además, existen otros procesos químicos y físicos que pueden afectar al contenido de  $^{14}\text{C}$  y, por tanto, a la interpretación de la edad del radiocarbono. Entre los procesos geoquímicos que mayor influencia tienen se encuentran las reacciones redox, en especial aquellas que afectan al carbono orgánico y la metanogénesis (McMahon y Chapelle, 2008;

---

Sültenfuß *et al.*, 2011), la dedolomitización (Plummer *et al.*, 1990) o la disolución de carbonatos, yeso o halita (Plummer y Glynn, 2013). La mezcla entre aguas jóvenes y viejas, la dispersión hidrodinámica a lo largo de las líneas de flujos, la difusión a través de la matriz, la infiltración procedente de otros acuíferos o de aguas superficiales y, la producción terrigénica, son los mecanismos físicos que pueden afectar a la concentración de  $^{14}\text{C}$  en las aguas subterráneas.

### 7.6.3 Resultados de las dataciones con $^{14}\text{C}$

Se han tomado un total de 5 muestras de agua para su datación con radiocarbono, todas ellas en el verano de 2016 (Tab. 7.6). Los manantiales muestreados son aquellos que, de acuerdo con las determinaciones de gases nobles,  $^3\text{H}$  y CFC, podrían recibir mayores aportaciones de flujos de largo tiempo de residencia en el medio: Anzur Bajo (MJ-1), Anzur Alto (MJ-2), salina de San Carlos (MB-1), salina de Don Benito (MB-3) y rezume de Fuente Camacho (RH-1).

	Punto (Ref.)	Fecha	$^{14}\text{C}$ (pmC)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	q	Edad $^{14}\text{C}$ (años)
ÁREA DE JARALES	Anzur Bajo (MJ-1)	29/08/2016	47,7	-9,3	0,65	2.563
	Anzur Alto (MJ-2)	29/08/2016	55,5	-7,6	0,53	-
ÁREA DE BRUJUELO	Salina de San Carlos (MB-1)	29/08/2016	19,0	-5,7	0,4	6.125
	Salina de Don Benito (MB-3)	29/08/2016	22,9	-5,2	0,36	3.823
ÁREA DE LOS HOYOS	Rezume de Fuente Camacho (RH-1)	07/09/2016	57,0	-9,4	0,66	1.179

Tabla.7.6. Resultados de la determinación de  $^{14}\text{C}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ , junto con la edad de  $^{14}\text{C}$  y el coeficiente de dilución (q) utilizado para su cálculo

El contenido de  $^{14}\text{C}$  de las muestras está comprendido entre 19 pmC, en la salina de San Carlos y 57 pmC, en el rezume de Fuente Camacho (Tab. 7.6). Los valores de  $^{14}\text{C}$  determinados en el área de Brujuelo son bajos (19 y 22,9 pmC), lo que sugeriría que se trata de aguas más viejas que las del resto de manantiales considerados, cuyas aguas tiene actividad de  $^{14}\text{C}$  de en torno a 55 pmC (Tab. 7.6), valor característico de equilibrio entre el carbono atmosférico y el del suelo antes de su incorporación a la zona saturada (Geyh, 2001). Los  $\delta^{13}\text{C}$  varían entre -9,4‰, en el rezume de Fuente Camacho, y -5,2‰, en la salina de Don Benito, por lo que el agua de todas las surgencias tiene valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  menos negativos que los que típicamente tienen las aguas de recarga (-14,3‰, Jasechko, 2016). De forma general, se aprecia que las aguas con valores de  $^{14}\text{C}$  más bajos son las que presentan los mayores  $\delta^{13}\text{C}$  (Tab. 7.6). Dicho enriquecimiento isotópico se debe a la disolución de carbonatos y denota mayor grado de interacción con la roca cuanto más próximo a 0‰ es el valor de  $\delta^{13}\text{C}$  (Clark y Fritz, 1997).

La datación con  $^{14}\text{C}$  se ha realizado mediante la metodología propuesta por Pearson (1965) y Pearson y Hanshaw (1970). Para ello, se han calculado los coeficientes de dilución (q) a partir de la composición isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  ‰ de las muestras de agua, la de los carbonatos y la del agua de recarga, asumiendo que las dos últimas son 0‰ y -14,3 ‰, respectivamente (Jasechko, 2016). Los valores de q varían entre 0,36, en la salina de Don Benito, y 0,66, en el rezume de Fuente Camacho (Tab. 7.6). Las edades

obtenidas con  $^{14}\text{C}$  de las muestras de agua y calculadas con dichos coeficientes de dilución varían entre 1.179 años, en el rezume de Fuente Camacho (RH-1) y 6.125 años, en la salina de San Carlos (MB-1). No se ha obtenido resultado de datación con  $^{14}\text{C}$  para el manantial del Anzur Alto (Tab. 7.6). Ello se debe a que el resultado de multiplicar su coeficiente de dilución por la concentración de  $^{14}\text{C}$  atmosférico ( $0,53 \cdot 100 \text{ pmC} = 53 \text{ pmC}$ ) es menor que el valor de  $^{14}\text{C}$  determinado en sus aguas (55,5 pmC). No obstante, la diferencia no es elevada, y podría ser indicativo de que el agua drenada a través del manantial es fundamentalmente moderna.

Las aguas del área de Brujuelo tienen mayor edad de  $^{14}\text{C}$  que los puntos de surgencia del resto de áreas de estudio (Tab. 7.6). Además, sus valores de  $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$  y  $^{14}\text{C}$  sugieren que se trata de aguas con un mayor grado de interacción con las rocas que constituyen el sistema. Dentro del área de Brujuelo, el manantial de la salina de San Carlos, que está situado a cota más baja, es el que drena agua subterránea con tiempo de residencia en el medio más prolongado. Eso mismo ocurre en el área de Jarales, en la que el manantial del Anzur Bajo drena aguas de cierta edad, mientras que la descarga ocurrida a través de la surgencia del Anzur Alto sería fundamentalmente de origen moderno. Ello recuerda al modelo de flujo regional propuesto por Tóth (1963; 1970), en el que existe una jerarquización de flujos subterráneos. En dicho planteamiento, las aguas de mayor recorrido y tiempo de residencia son drenadas en los puntos de surgencia situados a menores cotas.

## 7.7 INTEGRACIÓN DE LAS DISTINTAS TÉCNICAS DE DATACIÓN

### 7.7.1 CFC-12 y $^3\text{H}$

Las edades obtenidas a partir de distintas técnicas de datación pueden diferir como consecuencia de procesos de mezcla, ya que las funciones de entrada de cada trazador son distintas a las del resto (Plummer y Busenberg, 2006a). No obstante, los resultados derivados de dichas dataciones pueden ser de utilidad cuando se analizan de forma conjunta. Una de los enfoques más utilizados es el de la mezcla binaria, que asume que la muestra analizada está constituida por una fracción de agua con una determinada concentración de trazador y otra libre de éste. La comparación gráfica de los contenidos de distintos trazadores permite visualizar de forma rápida los porcentajes potenciales de mezcla (Böhlke y Denver, 1995; Lehmann *et al.*, 2003; Solomon *et al.*, 2010; Visser *et al.*, 2013; Delbart *et al.*, 2014).

A partir de la determinación de la fracción de muestra libre de trazador o fracción antigua ( $F_a$ ) se puede determinar su contenido en la fracción moderna ( $F_m = 1 - F_a$ ) de la siguiente forma (Plummer *et al.*, 2006b):

$$[T]_{\text{mezcla}} = (1 - F_a) \cdot [T]_m$$

donde  $[T]_{\text{mezcla}}$  y  $[T]_m$  son la concentración del trazador en la muestra y en la fracción de agua que aporta dicha sustancia a la mezcla ( $F_m$ ), respectivamente. La comparación de

$[T]_m$  con su correspondiente función de entrada permite determinar la edad aparente de  $F_m$ .

Entre los trazadores de aguas jóvenes empleados en la presente investigación, los que mejores resultados han proporcionado son el  $^3\text{H}$  y el CFC-12, ya que los cálculos realizados en la técnica de  $^3\text{H}/^3\text{He}$  estuvieron rodeados de numerosas incertidumbres (desgasificación, separación de componentes), los contenidos de  $\text{SF}_6$  mostraron indicios de aportes terrigénicos y los de CFC-11 se vieron afectados por degradación y/o sorción. El uso combinado de  $^3\text{H}$  y CFC-12 ha sido aplicado de manera exitosa en diversas áreas de estudio (Dunkle *et al.*, 1993, Plummer *et al.*, 1998; Han *et al.*, 2006; Akesson *et al.*, 2015), pues se trata de dos de los trazadores de aguas modernas cuyas concentraciones se ven menos afectadas por los procesos físicos y químicos que puedan ocurrir en el medio (Cook y Solomon, 1997; Cook *et al.*, 2006; Han *et al.*, 2006)

En las figuras 7.18, 7.19 y 7.20 se han representado los contenidos de CFC-12 de las muestras de agua subterránea frente a los de  $^3\text{H}$ , ambos corregidos con  $\Delta\text{Ne}$ , y se han comparado con la función de entrada conjunta de ambos trazadores, escalada a 2016. Con el fin de simplificar dichas funciones, se les ha aplicado una media móvil ponderada (MMP), con una distribución de pesos cuasinormal y periodos de 5 (MMP-5; Fig. 7.18), 10 (MMP-10; Fig. 7.19) y 20 años (MMP-20; Fig. 7.20). Las funciones resultantes son equiparables a la evolución del contenido de los trazadores en aguas subterráneas no mezcladas ( $F_m = 100\%$ ), con fechas de infiltración medias comprendidas entre 1953 y 2016, asumiendo que la recarga que las origino ocurrió en periodos de 5, 10 y 20 años, aunque con mayor aportación de los años centrales (Clark y Fritz, 1997).

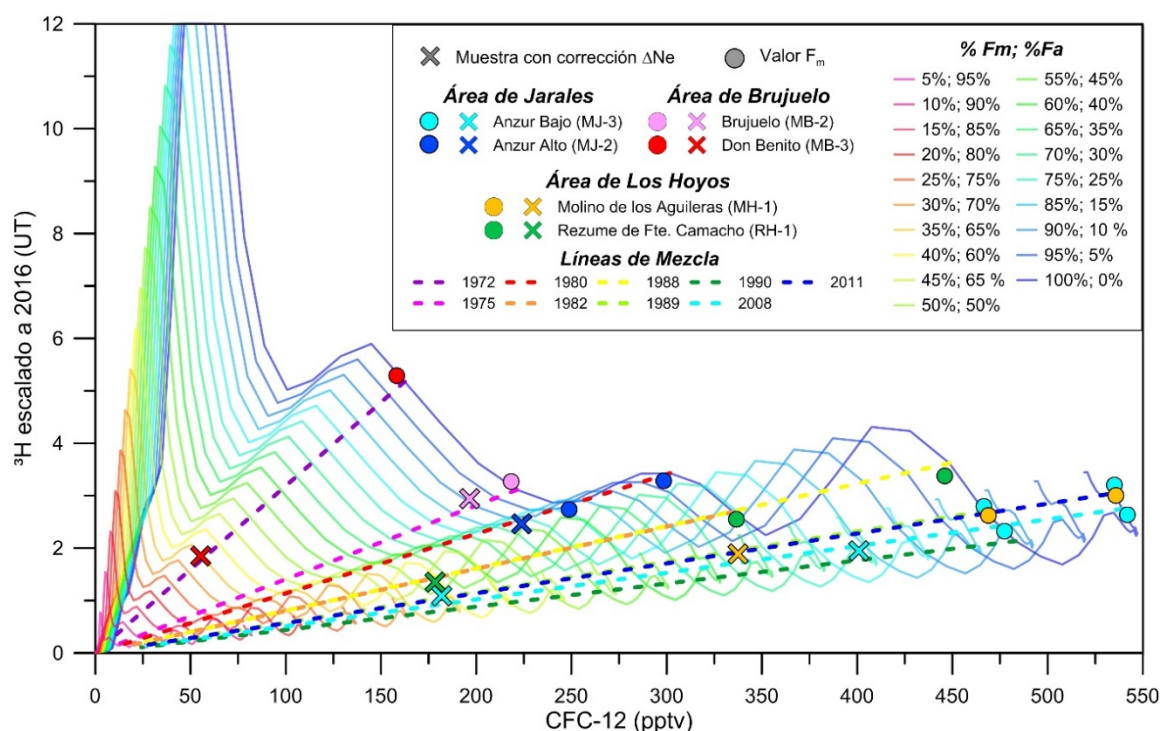


Figura 7.18 Función de entrada de CFC-12 frente a  $^3\text{H}$  escalado a 2016, suavizada mediante media móvil ponderada a intervalos de 5 años (MMP-5) y mezclada con distintas fracciones de aguas antiguas ( $F_a$ ), libres de trazador. Se representan las muestras analizadas, corregidas con  $\Delta\text{Ne}$ , los contenidos de CFC-12 y  $^3\text{H}$  medios de sus fracciones modernas ( $F_m$ ) y las líneas de mezcla que las unen



## 7.7 Integración de las distintas técnicas de datación

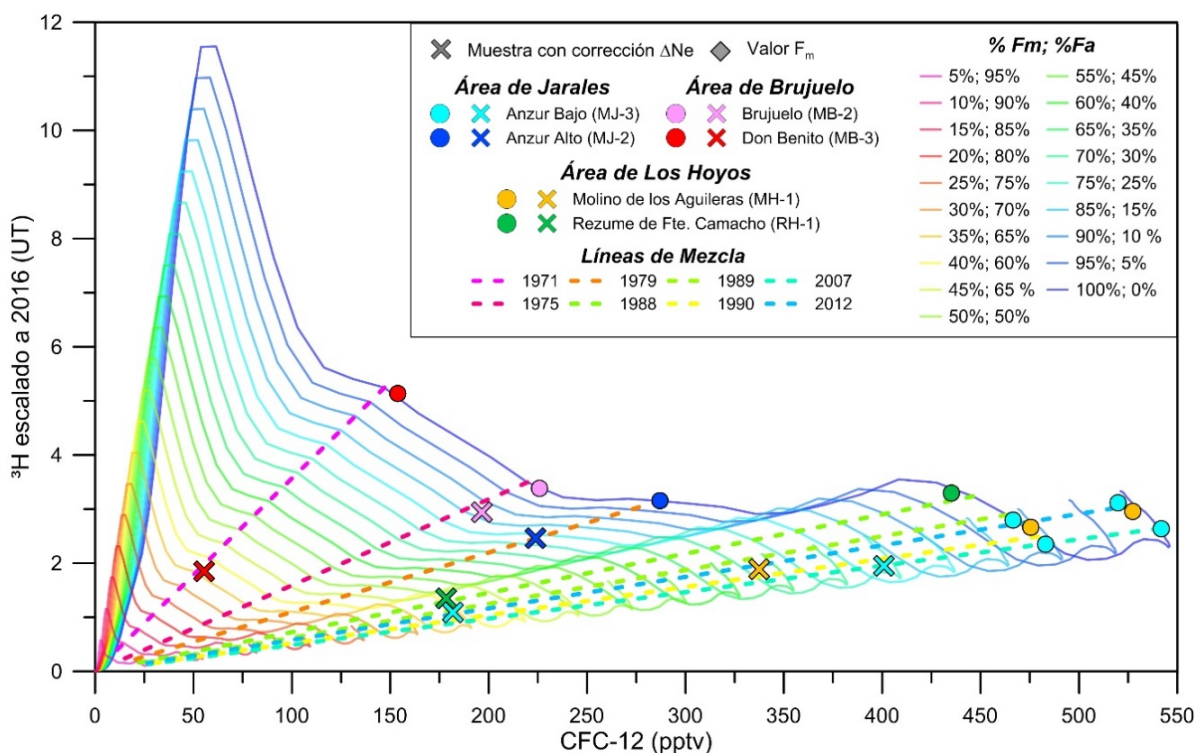


Figura 7.19 Función de entrada de CFC-12 frente a  $^3\text{H}$  escalado a 2016, suavizada mediante media móvil ponderada a intervalos de 10 años (MMP-10) y mezclada con distintas fracciones de aguas antiguas ( $F_a$ ), libres de trazador. Se representan las muestras analizadas, corregidas con  $\Delta\text{Ne}$ , los contenidos de CFC-12 y  $^3\text{H}$  medios de sus fracciones modernas ( $F_m$ ) y las líneas de mezcla que las unen

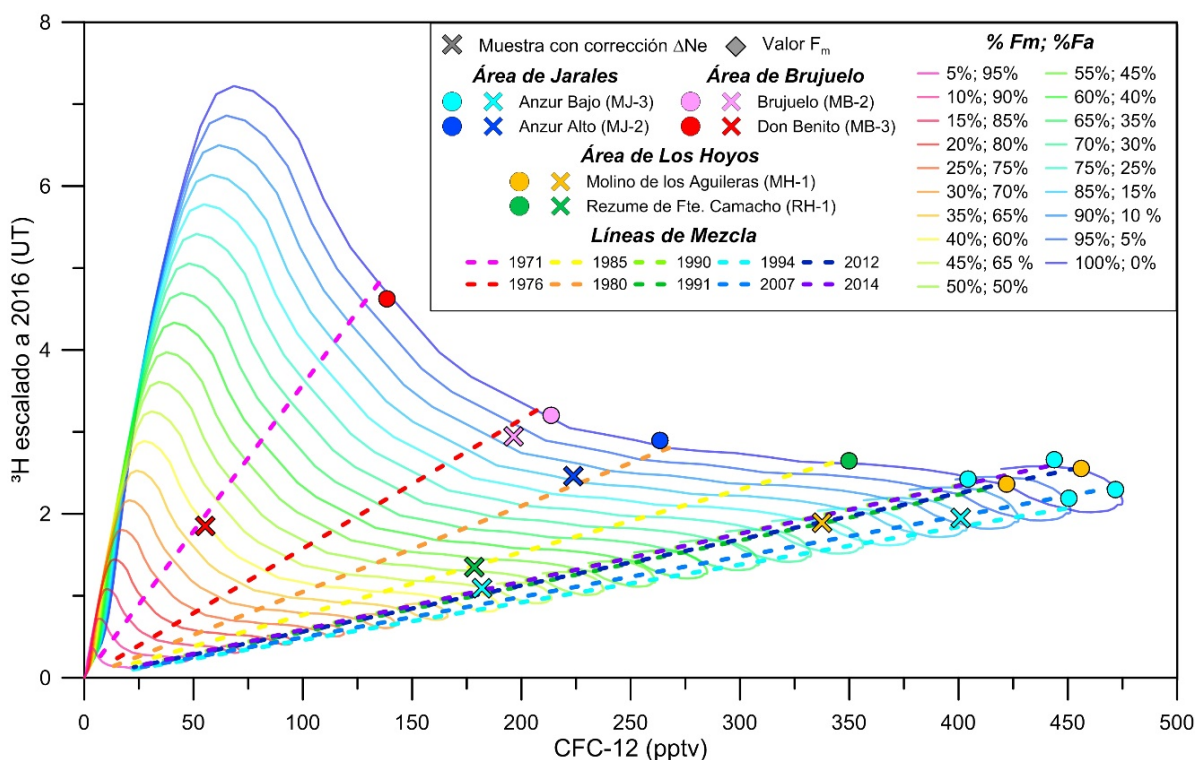


Figura 7.20 Función de entrada de CFC-12 frente a  $^3\text{H}$  escalado a 2016, suavizada mediante media móvil ponderada a intervalos de 20 años (MMP-10) y mezclada con distintas fracciones de aguas antiguas ( $F_a$ ), libres de trazador. Se representan las muestras analizadas, corregidas con  $\Delta\text{Ne}$ , los contenidos de CFC-12 y  $^3\text{H}$  medios de sus fracciones modernas ( $F_m$ ) y las líneas de mezcla que las unen

Todas las muestras consideradas quedan representadas por debajo de las funciones de entrada con 100%  $F_m$  (Figs. 7.18-20), por lo que no son fruto de un flujo pistón ideal, sino que están constituidas por distintas fracciones de diferentes edades. Cuanto más próxima se encuentre a la línea de 100%  $F_m$ , mayor será la aportación de las aguas subterráneas modernas. Así, las muestras correspondientes a los manantiales de la salina de Brujuelo (MB-2), del Anzur Alto (MJ-2), del Molino de los Aguileras (MH-1) y una de las del Anzur Bajo (MJ-1), que coincide con la crecida de abril de 2016, quedarían constituidos en su mayoría por aguas con trazador, infiltradas entre 1953 y 2016 (Figs. 7.18-20). Por el contrario, el agua subterránea drenada por la surgencia de la salina de Don Benito (MB-3), el rezume de Fuente Camacho (RB-1) y por el manantial del Anzur Bajo en época de recesión, contarían con al menos un 50% de aguas libres de trazador ( $F_a$ ).

Con objeto de determinar los valores de  $F_m$  y  $F_a$  que explican la concentración de trazadores de cada muestra, se han trazado líneas de mezcla entre el punto de origen, que representa  $F_a$ , y distintos puntos en la líneas 100%  $F_m$  (Figs. 7.18-20), los cuales se asocian con la recarga ocurrida en una determinada fecha, caracterizada por un contenido medio de  $^3\text{H}$  y CFC-12 específico. Dicho procedimiento ha permitido definir los componentes de la mezcla binaria y estimar la fecha de infiltración aparente de la fracción de agua subterránea que contiene trazador ( $F_m$ ). Debido a la estabilización de la función de entrada del  $^3\text{H}$  (escalado a fecha actual) desde finales de la década de 1970 (Figs. 7.3 y 7.4) es frecuente encontrar varias líneas de mezcla capaces de explicar las concentraciones de trazador de algunas de las muestras (Fig. 7.18). Ello se evita parcialmente con las funciones de entrada suavizadas, sobre todo con la MMP-20 (Fig. 7.20), aunque se mantiene el solapamiento entre líneas de mezcla con fecha de infiltración media de  $F_m$  posterior a 1990, ya que en dicha década se produjo la estabilización de la función de entrada del CFC-12 (Fig. 7.12).

En la tabla 7.7 se recogen los resultados derivados del tratamiento conjunto de  $^3\text{H}$  y CFC-12. Se aprecia que con el uso de la función de entrada MMP-5 se obtienen un mayor número de dobles determinaciones que en el caso de las funciones MMP-10 y MMP-20. Así mismo, se observa que los porcentajes de  $F_m$  suelen ser superiores al aplicar MMP-20, pero la elección de la función de entrada no parece tener un efecto muy significativo sobre la estimación de la fecha de infiltración aparente (Tab. 7.7).

El manantial con un mayor porcentaje de agua libre de trazador ( $F_a=60-65\%$ ) es el de la salina de Don Benito (MB-3), en el que la  $F_m$  tendría una fecha de infiltración media de 1971-1972 (Tab. 7.7). Por el contrario, la mayor parte (87-92%) del agua drenada por la salina de Brujuelo (MB-2) es moderna, aunque la recarga que la originó también habría tenido lugar en la década de 1970 (1975-76). Ambos puntos de surgencia se ubican en el área de Brujuelo y muestran diferencias de mineralización evidentes, con valores de CE medios de 120,9 mS/cm, en el manantial de Brujuelo, y 170,2 mS/cm, en el de Don Benito (Tab. 5.4). El mayor porcentaje de aportes de flujos subterráneos libres de trazador en el segundo punto de surgencia podría ser el causante de dicha diferencia, pues habrían estado más tiempo interaccionando con los minerales del medio, disolviendo más cantidad de sales. Dicho planteamiento no es aplicable a la fracción moderna, pues en ambos casos tendría una edad similar.

## 7.7 Integración de las distintas técnicas de datación

Punto (Ref)	Muestra		MMP-5					MMP-10					MMP-20				
	<sup>3</sup> H	CFC-12	F <sub>m</sub>	F <sub>a</sub>	Inf.	<sup>3</sup> H	CFC-12	F <sub>m</sub>	F <sub>a</sub>	Inf.	<sup>3</sup> H	CFC-12	F <sub>m</sub>	F <sub>a</sub>	Inf.	<sup>3</sup> H	CFC-12
			(%)	(%)	F <sub>m</sub>	F <sub>m</sub>	F <sub>m</sub>	(%)	(%)	F <sub>m</sub>	F <sub>m</sub>	F <sub>m</sub>	(%)	(%)	F <sub>m</sub>	F <sub>m</sub>	F <sub>m</sub>
Salina de Don Benito (MB-3)	1,85	55	35	65	1972	5,29	158	36	64	1971	5,14	154	40	60	1971	4,63	139
Salina de Brujuelo (MB-2)	2,94	196	90	10	1975	3,27	218	87	13	1975	3,38	226	92	8	1976	3,20	214
Rezume de Fte. Camacho (RH1)	1,35	178	40	47	1982	2,55	336	41	59	1988	3,29	435	51	49	1985	2,65	350
Molino de los Aguileras (MH-1)	1,89	338	63	28	1989	2,63	469	64	29	1990	2,66	475	74	20	1991	2,36	422
Anzur Bajo (MJ-1); recesión	1,09	182	34	51	1989	2,79	466	35	61	1989	2,79	467	41	55	1990	2,42	404
Azur Bajo (MJ-1); Efecto pistón	1,95	401	74	16	1990	2,32	477	74	17	1990	2,35	483	85	11	1994	2,19	451
Anzur Alto (MJ-2)	2,46	224	75	10	1980	2,73	249	78	22	1979	3,15	287	85	15	1980	2,89	263
			90	25		3,28	298										

Tabla 7.7 Concentración de <sup>3</sup>H (UT) y de CFC-12 (pptv), de las muestras analizadas y resultados de la datación conjunta con ambos trazadores. (F<sub>m</sub>) fracción moderna; (F<sub>a</sub>) fracción antigua; (Inf.) fecha de infiltración media de F<sub>m</sub>

En el área de Los Hoyos existen diferencias tanto en el porcentaje de peso de cada fracción en las muestras como en la determinación de la edad de infiltración de F<sub>m</sub>. Así, mientras que en el rezume de Fuente Camacho (RH-1) las aportaciones de F<sub>a</sub> son aproximadamente la mitad o ligeramente superiores (47-60%), en el manantial del Molino de los Aguileras la componente antigua representa entre el 20% y el 37% (Tab. 7.7). Las fechas de infiltración media de F<sub>m</sub> están comprendidas entre 1982 y 1988, en el primer caso, y entre 1989 y 2012, en el segundo. En ésta área de estudio las diferencias hidroquímicas de las aguas subterráneas podrían estar debidas tanto a los distintos porcentajes de contribución de aguas viejas como a la diferencia de fecha de infiltración de F<sub>m</sub>.

Finalmente, en el área de Jarales, las fechas de infiltración aparente de F<sub>m</sub> del manantial del Anzur Alto (MJ-2), el menos salino de los considerados, son más antiguas (1979-1980) que las de la surgencia del Anzur Bajo (MJ-1), cuyas aguas, de mayor salinidad, cuentan con una F<sub>m</sub> más reciente, infiltrada entre 1989 y 2014 (Tab. 7.7). La diferencia de mineralización vendría provocada porque el porcentaje de aportes de aguas antiguas al drenaje del manantial del Anzur Bajo durante la recesión (F<sub>a</sub>=51-66%) es superior al determinado en el del Anzur Alto (F<sub>a</sub>=10-25%). Sin embargo, en la muestra de agua tomada en el Anzur Bajo durante una crecida, coincidiendo con un efecto pistón, F<sub>a</sub> disminuye hasta valores similares a los del Anzur Alto (11-26%). Ello indicaría que en el flujo pistón existiría una movilización de flujos profundos y mineralizados que no estarían libres de trazador. Así mismo, no se podría descartar que el aumento del porcentaje de su F<sub>m</sub> se debiera, al menos en parte, a la llegada de flujos de reciente infiltración, aunque éstos no serían suficientes como para provocar una dilución durante el efecto pistón. En cualquier caso, el manantial del Anzur Bajo drena un sistema kárstico muy dinámico y sus respuestas naturales presentan una gran variabilidad hidrodinámica, hidrotérmica e hidroquímica, por lo que no se pueden extraer conclusiones definitivas con sólo dos muestras.

## 7.7.2 CFC-12, $^3\text{H}$ y $^{14}\text{C}$

Con frecuencia, los resultados de dataciones de aguas subterráneas realizados con distintas técnicas pueden llegar a variar hasta varios ordenes de magnitud, debido a que cada trazador únicamente es útil para examinar una parte de la distribución total de edades que potencialmente puede tener una muestra (Waugh *et al.*, 2003; Corcho Alvarado *et al.* 2007; Solomon *et al.*, 2010; Sültenfuß, 2011; Mažeika *et al.*, 2013; Kralik *et al.*, 2014). Ello puede ser problemático en sistemas en los que existe mezcla de aguas subterráneas de reciente infiltración con otras mucho más antiguas, lo que suele ocurrir con mayor frecuencia en las áreas de los acuíferos más próximas a la superficie, así como en los puntos de descarga natural (Le Gal La Salle *et al.*, 2001; Chen *et al.*, 2003; Thomas *et al.*, 2003; Cartwright *et al.*, 2007; Von Rohden *et al.*, 2010; Samborska *et al.*, 2013; Jasechko *et al.*, 2017). La combinación de componentes de edades muy dispares en una misma muestra de agua subterránea dificulta su datación mediante la aplicación de modelos de mezcla agregados, que en tales circunstancias raramente son efectivos (Stanton *et al.*, 2007, Solomon *et al.*, 2010) y no consiguen estimar la distribución de edad de las distintas fracciones de agua que constituyen la muestra (Torgersen *et al.*, 2013).

Recientemente, Jasechko (2016) ha propuesto una metodología para cuantificar en cada muestra la fracción que fue infiltrada con posterioridad a 1953 ( $F_{\text{post-1953}}$ ) y la que lo ha hecho a lo largo de todo el Holoceno ( $F_{\text{Hol}}$ ), es decir, desde hace aproximadamente 11.700 años hasta nuestros días. Dicha metodología considera que la muestra de agua tiene una distribución de edades multimodal e irregular, al contrario que los modelos de mezcla agregados, que habitualmente se basan en distribuciones de edades de tipo pistón o exponenciales, así como en fórmulas de dispersión (Lehman, *et al.*, 2003; Solomon *et al.*, 2006; Stolp *et al.*, 2010; Suckow, 2014; Akesson *et al.*, 2015).

$F_{\text{post-1953}}$  se calcula a partir del contenido de  $^3\text{H}$  determinado en la muestra de agua ( $^3\text{H}_{\text{muestra}}$ ) y su concentración media en el agua subterránea infiltrada con anterioridad y posterioridad a 1953 ( $^3\text{H}_{\text{pre-1953}}$  y  $^3\text{H}_{\text{post-1953}}$ , respectivamente):

$$F_{\text{post-1953}} = \frac{{}^3\text{H}_{\text{muestra}} - {}^3\text{H}_{\text{pre-1953}}}{{}^3\text{H}_{\text{post-1953}} - {}^3\text{H}_{\text{pre-1953}}}$$

El valor de  $^3\text{H}_{\text{post-1953}}$  debe ser estimado a partir de la serie de registro de  $^3\text{H}$  en la precipitación del área de estudio (original o reconstruida), escalada a la fecha del muestreo.  $^3\text{H}_{\text{pre-1953}}$  se obtendría evaluando la desintegración teórica del  $^3\text{H}$  de la recarga ocurrida con anterioridad a los ensayos nucleares. En la práctica  $^3\text{H}_{\text{pre-1953}}$  puede ser equiparado a 0, debido a que el periodo de semidesintegración del  $^3\text{H}$  es de 12,32 años (Lucas y Unterweger, 2000), sus contenidos naturales en la precipitación antes de 1953 eran bajos, y la mezcla potencial con aguas de varios miles de años (como sugieren los resultados de datación con  $^4\text{He}$  y  $^{14}\text{C}$ ), diluirían los contenidos aún no desintegrados hasta valores indetectables.

El cálculo de  $F_{\text{Hol}}$  se basa en la serie de evolución de la actividad del  $^{14}\text{C}$  atmosférico (Reimer *et al.*, 2013) y en su desintegración radioactiva. A diferencia del  $^3\text{H}$ , el  $^{14}\text{C}$  no forma parte de la molécula de agua y sus concentraciones se ven afectadas por la disolución de carbonatos, por lo que se deberían de tomar en consideración las distintas concentraciones de carbono inorgánico que potencialmente tendrían las aguas del

## 7.7 Integración de las distintas técnicas de datación

Holoceno y las infiltradas con anterioridad a éste ( $[DIC]_{Hol}$  y  $[DIC]_{pre-Hol}$ , respectivamente). Así, la ecuación para determinar  $F_{Hol}$  sería la siguiente:

$$F_{Hol} = \frac{[DIC]_{muestra} {}^{14}C_{muestra} - [DIC]_{pre-Hol} {}^{14}C_{pre-Hol}}{[DIC]_{Hol} {}^{14}C_{Hol} - [DIC]_{pre-Hol} {}^{14}C_{pre-Hol}}$$

en la que  $[DIC]_{muestra}$  y  ${}^{14}C_{muestra}$  son la concentración de carbono inorgánico disuelto y  ${}^{14}C$  en la muestra analizada y  ${}^{14}C_{Hol}$  y  ${}^{14}C_{pre-Hol}$  son la actividad de  ${}^{14}C$  en las fracciones de agua subterránea infiltradas durante y antes del Holoceno, respectivamente, escaladas a la concentración actual ( ${}^{14}C_{escalado}$ ) mediante la aplicación de la fórmula de desintegración radioactiva a la serie de  ${}^{14}C$  en la precipitación (Reimer *et al.*, 2013):

$${}^{14}C_{escalado} = (q {}^{14}C_{precip(t)} e^{-\ln(2)(t_m-t)/(5730 \text{ años})})$$

donde  ${}^{14}C_{precip(t)}$  es la actividad del  ${}^{14}C$  en un tiempo (t),  $t_m$  es la fecha de muestreo, y  $q$  es el coeficiente de dilución de la muestra (véase apartado 7.6.1).  ${}^{14}C_{Hol}$  se obtiene como el valor promedio de la función de entrada de  ${}^{14}C$  de los últimos 11.700 años, y  ${}^{14}C_{pre-Hol}$  es la media de las actividades de  ${}^{14}C$  desde el inicio de la serie reconstruida (hace 50.000 años), hasta el inicio del Holoceno.

La estimación de  $F_{post-1953}$  puede ser aplicada para calcular la fracción de agua infiltrada durante el Holoceno, pero con anterioridad a 1953 ( $F_{pre-1953/Hol}$ ):

$$F_{pre-1953/Hol} = \frac{[DIC]_{muestra} {}^{14}C_{muestra} - [DIC]_{pre-Hol} {}^{14}C_{pre-Hol} - F_{post-1953} ([DIC]_{post-1953} {}^{14}C_{post-1953})}{[DIC]_{pre-1953/Hol} {}^{14}C_{pre-1953/Hol} - [DIC]_{pre-Hol} {}^{14}C_{pre-Hol}}$$

Esta última ecuación reduce el error que se cometería al calcular  $F_{pre-1953/Hol}$  como la diferencia entre  $F_{Hol}$  y  $F_{post-1953}$ , pues hay que tener en cuenta que con anterioridad a 1953 la actividad atmosférica del  ${}^{14}C$  era aproximadamente de 100 pmC, mientras que a partir de dicho año se produjo un pico de concentración (150-200 pmC) como consecuencia de los ensayos termonucleares (Clark y Fritz, 1997).

Finalmente, si la suma  $F_{post-1953}$  y  $F_{pre-1953/Hol}$  es menor que el 100%, la fracción restante sería atribuible a la infiltrada con anterioridad al Holoceno ( $F_{pre-Hol}$ )

La metodología aquí explicada ha sido empleada en el estudio de numerosos acuíferos en los que predominan las paleoaguas (infiltradas con anterioridad al Holoceno), pero en los que también se han determinado trazadores de aguas recientes, donde ha demostrado ser útil para valorar la vulnerabilidad a la contaminación de las aguas subterráneas (Jasechko *et al.*, 2017). Sin embargo, para su utilización se deben aceptar algunas premisas que, aunque asumibles con el fin de facilitar su aplicabilidad, podrían ser mejoradas.

En primer lugar, Jasechko (2016) asume que las concentraciones de carbonato disuelto de cada una de las fracciones consideradas son equiparables a las de la muestra. Dar por válida dicha premisa supone asumir un error de cálculo considerable. No obstante, su aceptación es necesaria a no ser que se disponga de información hidroquímica de distintos puntos de un acuífero en los que no se evidencie mezcla de aguas de distintas edades.

La segunda suposición que se realiza en la metodología es que cada fracción de agua se caracteriza por tener un contenido en trazador ( $^3\text{H}$  o  $^{14}\text{C}$ ) equivalente al valor promedio de la función de entrada durante el periodo que constituye la fracción. Dicha premisa se aleja bastante de la realidad, ya que no toma en cuenta la dispersividad de los radioisótopos ni la potencial mezcla de aguas de una misma fracción. No obstante, es posible precisar la concentración de un determinado trazador en una fracción concreta si se dispone de otros trazadores que proporcionen información sobre el mismo rango de edad. En el caso que nos ocupa, se ha realizado un modelo de mezcla binario (MMB) a partir de los datos de  $^3\text{H}$  y CFC-12 (véase apartado 7.7.1), aunque el problema podría también abordarse aplicando un modelo de mezcla agregado o de dispersión. En el caso de las aguas de mayor edad, se ha determinado  $^4\text{He}$  además de  $^{14}\text{C}$ ; sin embargo, no se ha realizado ningún modelo de mezcla con ambos trazadores debido a que existen ciertas incertidumbres asociadas al primero de ellos (véase apartado 7.4.2).

Con objeto de identificar la existencia de las 3 fracciones mencionadas ( $F_{\text{post-1953}}$ ,  $F_{\text{pre-1953/Hol}}$ , y  $F_{\text{pre-Hol}}$ ) y de cuantificar su proporción en cada una de las muestras de aguas, se ha aplicado la metodología original propuesta por Jasechko (S1). Además, con idea de precisar los resultados a partir de la información derivada del MMB realizado con  $^3\text{H}$  y CFC-12, se ha repetido el procedimiento en dos ocasiones más, modificando de dos maneras distintas la forma de calcular  $F_{\text{post-1953}}$ : (S2) equiparando  $F_{\text{post-1953}}$  a la fracción moderna ( $F_m$ ) derivada del MMB y (S3) utilizado el contenido de  $^3\text{H}$  determinado en  $F_m$  (Tab. 7.7) en lugar de su valor medio en la precipitación desde 1953 hasta el momento de la toma de muestra. En los dos últimos supuestos (S2 y S3) se han tenido en cuenta las mismas funciones de mezcla que las utilizadas en el MMB: MMP-5 (Fig. 7.18), MMP-10 (Fig. 7.19) y MMP-20 (Fig. 7.20). Así mismo, en las muestras en las que se identificaron dos líneas de mezcla posibles se han utilizado las dos fracciones modernas resultantes ( $F_m$  y  $F_{m.\text{bis}}$ ), además de sus respectivos valores de  $^3\text{H}$ .

Se han tomado en consideración todos los resultados de las determinaciones de  $^3\text{H}$  (Tab. 7.1), CFC-12 (Tab. 7.5) y  $^{14}\text{C}$  (Tab. 7.6) realizadas en los manantiales de las salinas de San Carlos (MB-1), Brujuelo (MB-2) y Don Benito (MB-3), en el área de Brujuelo; del manantial del Molino de los Aguileras (MH-1) y del rezume de Fuente Camacho (RH-1), en el área de Los Hoyos; y de los manantiales del Anzur Alto (MJ-2) y del Anzur Bajo (MJ-1), en el área de Jarales. Por lo general, las muestras tomadas para la determinación de cada trazador no fueron simultáneas, por lo que sólo se han comparado aquellas que se tomaron en circunstancias hidroclimáticas similares, normalmente en periodos de aguas bajas. Aunque no se ha determinado el  $^{14}\text{C}$  en las aguas drenadas por el rezume de Fuente Camacho, el manantial del Molino de los Aguileras, ni en las del manantial del Anzur Bajo durante el efecto pistón, se han utilizado sus contenidos de CFC-12 y  $^3\text{H}$ , así como el MMB realizados con ellos, para calcular la fracción de agua infiltrada con posterioridad a 1953 ( $F_{\text{post-1953}}$ ), con objeto de comparar las distintas metodologías empleadas (Tab. 7.8).

El valor de  $^3\text{H}_{\text{post-1953}}$  se ha estimado en 3,73 UT, a partir de los datos de su función de entrada reconstruida para el S de España y escalada a fecha de muestreo (Fig. 7.4). El  $^3\text{H}$  derivado de  $F_m$  de cada muestra está comprendido entre 2,19 UT y 5,29 UT y el valor promedio es de 3,01 UT, menor que el de  $^3\text{H}_{\text{post-1953}}$ . Dicha diferencia lleva asociados cambios importantes en el cálculo de  $F_{\text{post-1953}}$ , que tiende hacia valores más bajos cuando

## 7.7 Integración de las distintas técnicas de datación

se utiliza  $^3\text{H}_{\text{post-1953}}$  (S1, Fig. 7.21 y Tab. 7.8). El grado de correlación entre  $F_m$  (S2) y  $F_{\text{post-1953}}$  es mayor cuando el segundo ha sido calculado con los valores de  $^3\text{H}$  derivados del MMB (S3), más aún cuando este último se ha realizado con la función de entrada MMP-20 (Fig. 7.21).

Área de estudio	Punto (Ref.)	Fracción	S1	MMP-5				MMP-10				MMP-20			
				S2. $F_m$	S2. $F_{m,\text{bis}}$	S3. $F_m$	S3. $F_{m,\text{bis}}$	S2. $F_m$	S2. $F_{m,\text{bis}}$	S3. $F_m$	S3. $F_{m,\text{bis}}$	S2. $F_m$	S2. $F_{m,\text{bis}}$	S3. $F_m$	S3. $F_{m,\text{bis}}$
Jarales	Anzur Bajo, recesión (MJ-1)	$F_{\text{post-1953}}$	20,7	34,0	39,0	24,6	28,8	35,0	39,0	25,5	28,9	41,0	45,0	30,5	34,2
		$F_{\text{pre-1950 / Hol}}$	91,6	57,2	44,3	81,7	70,7	54,6	44,3	79,3	70,5	39,1	28,7	66,2	56,8
		$F_{\text{pre-Hol}}$	-	8,8	16,7	-	0,5	10,4	16,7	-	0,6	19,9	26,3	3,3	9,0
	Anzur Bajo, efecto pistón (MJ-1)	$F_{\text{post-1953}}$	46,6	74,0	84,0	69,5	80,7	75,0	83,0	69,5	79,5	85,0	89,0	82,7	86,6
		$F_{\text{pre-1953}}$	53,4	26,0	16,0	30,5	19,3	25,0	17,0	30,5	20,5	15,0	11,0	17,3	13,4
	Anzur Alto (MJ-2)	$F_{\text{post-1953}}$	61,9	75,0	90,0	71,5	88,3	78,0	-	74,9	-	85,0	-	82,7	-
$F_{\text{pre-1950 / Hol}}$		50,9	16,8	-	25,8	-	9,1	-	17,1	-	-	-	-	-	
$F_{\text{pre-Hol}}$		-	8,2	10,0	2,6	11,7	12,9	-	8,0	-	15,0	-	17,3	-	
Brujuelo	Salina de San Carlos (MB-1)	$F_{\text{post-1953}}$	61,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		$F_{\text{pre-1950 / Hol}}$	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		$F_{\text{pre-Hol}}$	45,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Salina de Brujuelo (MB-2)	$F_{\text{post-1953}}$	76,4	90,0	-	88,6	-	87,0	-	85,4	-	92,0	-	90,9	-
		$F_{\text{pre-1953}}$	23,6	10,0	-	11,4	-	13,0	-	14,6	-	8,0	-	9,1	-
	Salina de Don Benito (MB-3)	$F_{\text{post-1953}}$	43,5	35,0	-	29,7	-	36,0	-	30,6	-	40,0	-	34,3	-
$F_{\text{pre-1950 / Hol}}$		10,8	32,9	-	46,8	-	30,3	-	44,4	-	20,0	-	34,8	-	
$F_{\text{pre-Hol}}$		45,6	32,1	-	23,6	-	33,7	-	25,1	-	40,0	-	30,9	-	
Los Hoyos	Molino de los Aguileras (MH-1)	$F_{\text{post-1953}}$	46,0	63,0	72,0	58,9	68,8	64,0	71,0	60,0	67,7	74,0	80,0	71,1	78,1
		$F_{\text{pre-1953}}$	54,0	37,0	28,0	41,1	31,2	36,0	29,0	40,0	32,3	26,0	20,0	28,9	21,9
	Rezume de Fte. Camacho (RH-1)	$F_{\text{post-1953}}$	28,5	40,0	53,0	31,9	44,2	41,0	-	32,9	-	51,0	-	42,2	-
		$F_{\text{pre-1950 / Hol}}$	99,4	69,7	36,0	90,5	58,8	67,1	-	88,1	-	41,2	-	63,0	-
		$F_{\text{pre-Hol}}$	-	-	11,0	-	0,0	-	-	-	-	7,8	-	-	-

Tabla 7.8. Porcentajes calculados de las distintas fracciones de agua subterránea consideradas ( $F_{\text{post-1953}}$ ,  $F_{\text{pre-1953/Hol}}$  y  $F_{\text{pre-Hol}}$ ) según el supuesto considerado. En los casos en los que no se disponía de información de  $^{14}\text{C}$  se han agrupado  $F_{\text{pre-1953/Hol}}$  y  $F_{\text{pre-Hol}}$  en  $F_{\text{pre-1953}}$  (-) indica resultado incongruente

$^{14}\text{C}_{\text{post-1953}}$ ,  $^{14}\text{C}_{\text{Hol}}$  y  $^{14}\text{C}_{\text{pre-Hol}}$  han sido estimados a partir de la serie de actividad de  $^{14}\text{C}$  en la precipitación (Fig. 7.17; Reimer *et al.*, 2013). Los promedios escalados de cada periodo son de 123,8 pmC entre 1953-2016, 51,7 pmC durante el Holoceno y 3,9 con anterioridad a éste. Finalmente, los valores de  $^{14}\text{C}_{\text{post-1953}}$ ,  $^{14}\text{C}_{\text{Hol}}$  y  $^{14}\text{C}_{\text{pre-Hol}}$  se han obtenido al multiplicar dichos valores por el coeficiente de dilución de cada muestra considerada (Tab. 7.6).

Los resultados del cálculo de las fracciones de agua subterránea de distintas edades que constituyen las muestras analizadas se incluyen en la tabla 7.8 y sus porcentajes acumulados se representan en la figura 7.22. Se ha identificado la presencia de aguas infiltradas con anterioridad al Holoceno ( $F_{\text{pre-Hol}}$ ) en los manantiales del Anzur Bajo (MJ-1), durante la recesión, y del Anzur Alto (MJ-2), ambos en el área de Jarales; la salina de San Carlos (MB-1) y de Don Benito (MB-3), en el área de Brujuelo; y el rezume de Fuente Camacho (RH-1), en el área de Los Hoyos. Entre todos ellos, las salinas de Don Benito y San Carlos son las que cuenta con mayor  $F_{\text{pre-Hol}}$  (23,6-45,6% y 45,3%, respectivamente), aunque en el último caso sólo se ha podido realizar la estimación mediante uno de los procedimientos (S1; Tab. 7.8 y Fig. 7.22). Los puntos con menores porcentajes de  $F_{\text{pre-Hol}}$  son el rezume de Fuente Camacho (0-11%) y el manantial del Anzur Alto (8-17,3%).

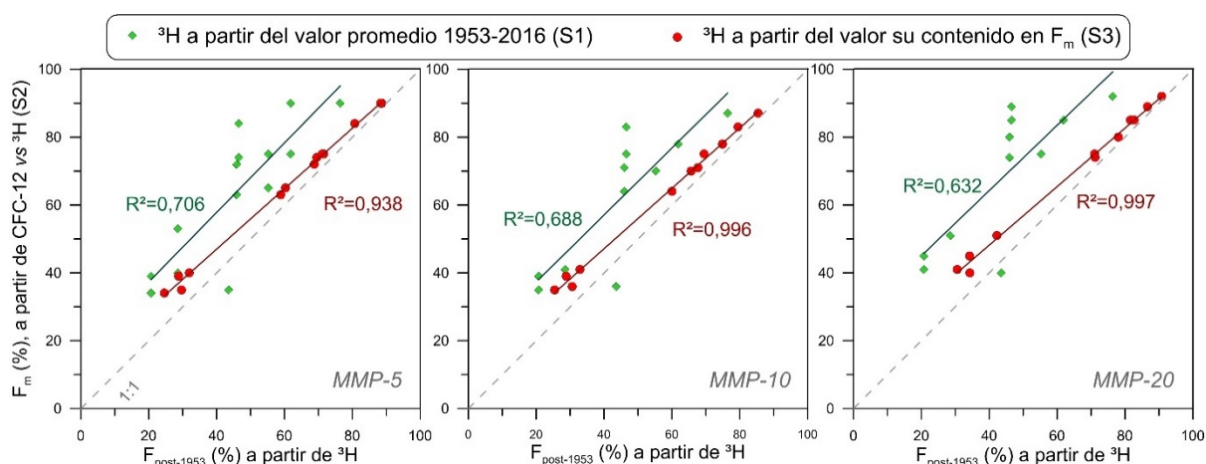


Figura 7.21. Comparación de los porcentajes de  $F_{post-1953}$  calculados a partir del valor promedio de la función de entrada de  $^3H$  escalado entre 1953 y 2016 (S1) y de los obtenidos con los valores de  $^3H$  en  $F_m$  de cada muestra (S3) frente al porcentaje de  $F_m$  derivado del MMB (S2).

En cada una de las muestras consideradas, las fracciones calculadas según el método S1 suponen el porcentaje más alto o más bajo en comparación con el resto de supuestos (Fig. 7.22). Además, sus valores acumulados superan el 100% de la composición total de la muestra hasta en tres de los manantiales y en mayor proporción que S2 y S3. La comparación entre los distintos resultados realizados según los métodos S2 y S3 refleja que existe una mayor tendencia a sobreestimar las fracciones de cada componente en el segundo caso, que sobrepasa el 100% en dos ocasiones, frente a una de S2 (Fig. 7.22). En ambos casos, el exceso de las fracciones más antiguas es mayor al aplicar las funciones de entrada MMP-5 y, en menor medida, MMP-10. Finalmente, existe menos sobreestimación con S2 cuando se utiliza la mayor de las fracciones modernas ( $F_{m.bis}$ ) derivadas del MMB. De igual modo, el uso de  $^3H$  de  $F_{m.bis}$  para la aplicación de S3 proporciona menores porcentajes acumulados del total de fracciones que utilizando el  $^3H$  de  $F_m$ .

Con el fin de contrastar la eficiencia de cada uno de los cálculos realizados se han simulado los contenidos de  $^3H$ , CFC-12 y  $^{14}C$  de cada muestra analizada a partir de las distintas fracciones de agua subterránea obtenidas. Para ello, se ha considerado que las concentraciones tipo de los trazadores de aguas modernas ( $[CFC-12]_{tipo}$  y  $[^3H]_{tipo}$ ) son iguales a las de su  $F_m$ , estimadas mediante el modelo de mezcla binario realizado. Así, las concentraciones estimadas de CFC-12 y  $^3H$  ( $[CFC-12]_{est}$  y  $[^3H]_{est}$ ) pueden ser obtenidas de la siguiente forma:

$$[CFC - 12]_{est} = [CFC - 12]_{tipo} \cdot F_{post-1953}$$

$$[^3H]_{est} = [^3H]_{tipo} \cdot F_{post-1953}$$

Para la estimación del contenido de  $^{14}C$  en la muestra de agua ( $[^{14}C]_{est}$ ) se han considerado las mismas actividades tipo que las utilizadas para la obtención de  $F_{Hol}$  y  $F_{post-1953/Hol}$  ( $^{14}C_{post-1953} = 123,8$  pmC;  $^{14}C_{Hol} = 51$  pmC; y  $^{14}C_{pre-Hol} = 3,9$  pmC) y se han multiplicado por el coeficiente de dilución de cada muestra ( $q$ , Tab. 7.6):

$$[^{14}C]_{est} = q(^{14}C_{post-1953} \cdot F_{post-1953} + ^{14}C_{pre-1953/Hol} \cdot F_{pre-1953/Hol} + ^{14}C_{pre-Hol} \cdot F_{pre-Hol})$$



## 7.7 Integración de las distintas técnicas de datación

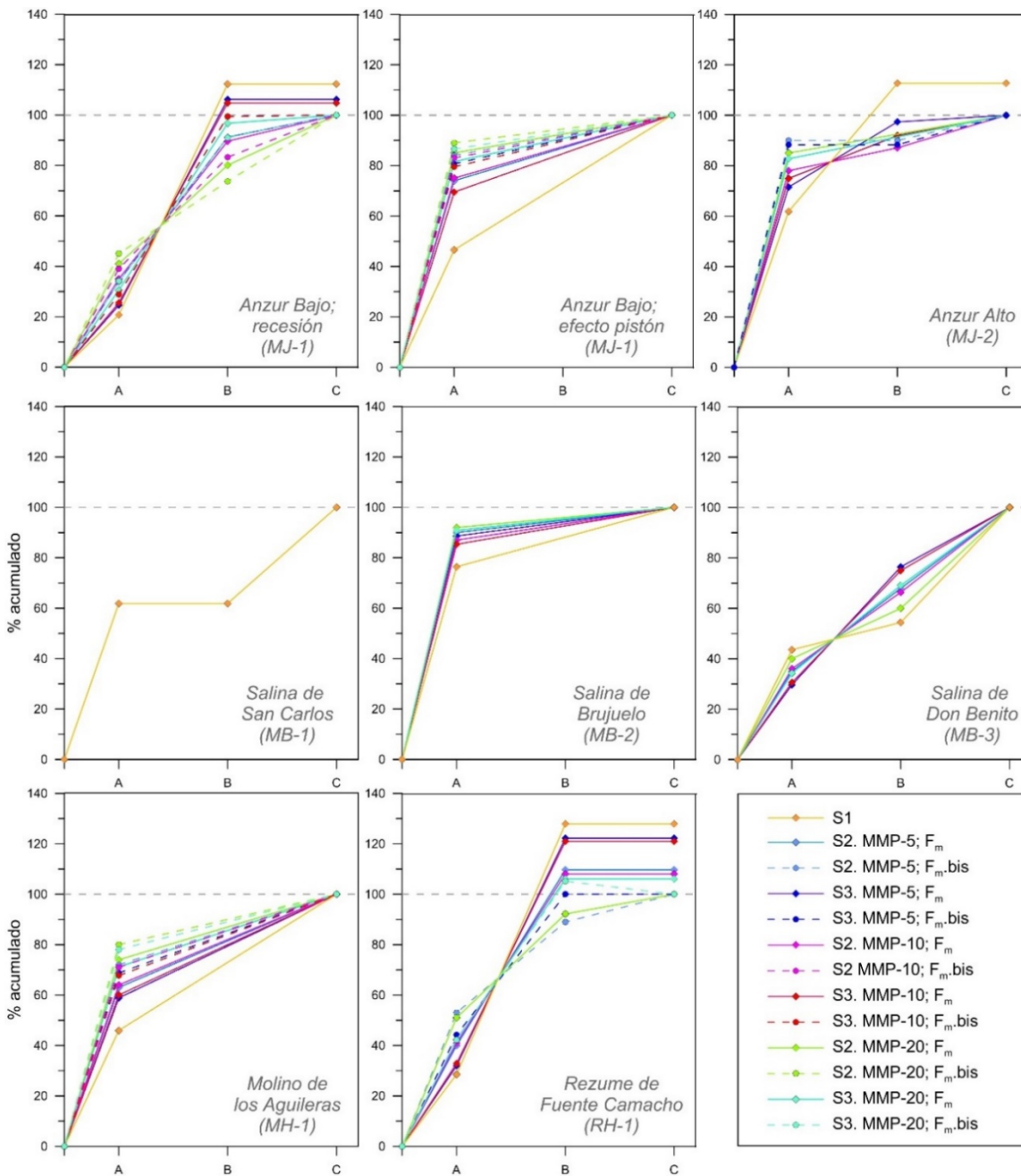


Figura 7.22. Porcentajes acumulados de las fracciones de agua subterránea de distintas edades que componen las muestras analizadas ( $F_{post-1953}$ ,  $F_{pre-1953/Hol}$  y  $F_{pre-Hol}$ ), calculados mediante la metodología propuesta por Jasechko (2016) en tres supuestos distintos: (S1) el procedimiento original; (S2) equiparando  $F_{post-1953}$  a  $F_m$  (derivado del análisis CFC vs.  $^3H$ ); (S3) y estimando  $F_{post-1953}$  a partir del  $^3H$  de  $F_m$ . El tratamiento en los dos últimos supuestos se ha efectuado teniendo en cuenta distintas funciones de entrada (MMP-5, MMP-10 y MMP-20) y, en su caso, las dos  $F_m$  obtenidas en el análisis CFC vs.  $^3H$ . A=  $F_{post-1953}$ ; B=  $F_{pre-1953/Hol}$ ; C=  $F_{pre-Hol}/F_{post-1953}$

En la figura 7.23 se comparan los valores de trazador medidos en las muestras frente al calculado, según el supuesto considerado, con indicación de los coeficientes de correlación ( $R^2$ ) y las raíces de los errores cuadráticos medios (RSME, *Root of the Mean Square Error*). Hay que tener en cuenta que el buen ajuste de los valores de CFC-12 en las gráficas correspondientes a S2. MMP-10 y S2. MMP-20 se debe a que  $F_{post-1953}$  en dichos casos es igual a  $F_m$  del MMB, de donde se toma la [CFC-12]<sub>tipo</sub> utilizada.

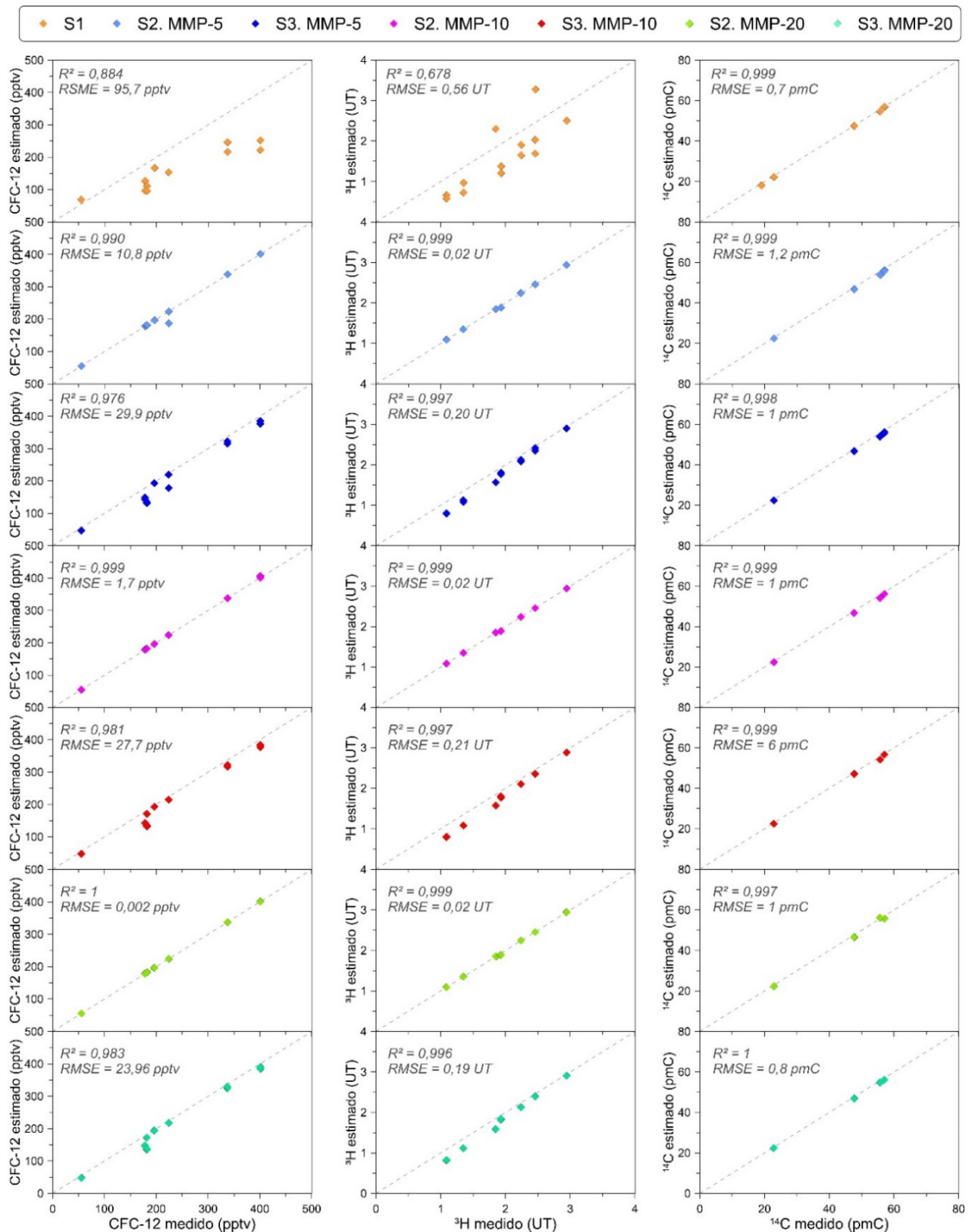


Figura 7.23. Comparación entre los contenidos de CFC-12,  $^3\text{H}$  y  $^{14}\text{C}$  medidos en las muestras de agua y los estimados a partir de los porcentajes de las distintas fracciones de aguas que se han obtenido y de sus concentraciones tipo, en cada uno de los 7 supuestos considerados: S1, S2. PPM-5, S3. PPM-5, S2. PPM-10, S3. PPM-10, S2. PPM-20 y S3. PPM20

De forma general, en el caso de los trazadores de aguas modernas ( $^3\text{H}$  y CFC-12), los peores ajustes son los obtenidos con S1, que presenta los mayores RMSE de sus respectivas columnas y valores de  $R^2$  inferiores a 0,9 (Fig. 7.23). El método que mejores resultados proporciona es S2, no sólo en el caso de CFC-12 sino también en el del  $^3\text{H}$ . El

ajuste mejora al emplear los datos provenientes de los MMB realizados con las funciones de entrada MMP-10 y, sobre todo, MMP-20. Los ajustes relativos al  $^{14}\text{C}$  son similares en todos los supuestos, con  $R^2$  elevados y valores de RMSE bajos. No obstante, el número de determinaciones de  $^{14}\text{C}$  (5) es inferior al de los otros dos trazadores considerados (12-14).

Por todo ello, se considera que el mejor método de los empleados es el S2, realizado a partir de la función de entrada MMP-20. En dicha metodología  $F_{\text{post-1953}}$  se ha equiparado a la fracción moderna ( $F_m$ ) derivada del modelo de mezcla binario (MMB) realizado con la función de entrada de  $^3\text{H}$  y CFC-12 en la precipitación, suavizada con una media móvil ponderada de 20 años, aunque los resultados también son satisfactorios aplicando medias móviles de menor tiempo (5 y 10 años).

El tratamiento realizado con los resultados derivados de las dataciones con  $^3\text{H}$ , CFC-12 y  $^{14}\text{C}$  indica que es recomendable precisar la fracción de aguas jóvenes que componen la muestra mediante un modelo de mezcla y a partir de ella determinar las fracciones de aguas más antiguas. Aunque en este caso el modelo utilizado para el cálculo de  $F_m$  ha sido el de mezcla binaria, la utilización de otro tipo de modelo de mayor complejidad, como los de mezcla exponencial o de dispersión, podría ser igualmente válida o incluso más aproximada a la realidad, como han demostrado numerosos autores (Corcho-Alvarado *et al.*, 2007; Yager *et al.*, 2010; Visser *et al.*, 2013; Suckow, 2014; Akesson *et al.*, 2015; Lamontagne *et al.*, 2015). De cualquier manera, la comparativa realizada ha tomado en cuenta un número de muestras escaso, por lo que sería recomendable repetir el procedimiento con más determinaciones que las aquí utilizadas, con objeto de confirmar las conclusiones extraídas.

### 7.7.3 Implicaciones de los resultados de las dataciones en el funcionamiento hidrogeológico de las áreas de estudio

Los dos manantiales estudiados en el área de Jarales, los del Anzur Bajo (MJ-1) y Anzur Alto (MJ-2), presentan importantes diferencias en cuanto a su funcionamiento hidrogeológico y a sus características hidroquímicas. El primero de ellos está situado a menor cota (247 m s.n.m.), drena aguas muy mineralizadas ( $\sim 120\text{-}168$  mS/cm) y tiene un comportamiento marcadamente kárstico, con variaciones de caudal acentuadas ( $<1\text{-}100$  l/s) así como de la temperatura y composición química e isotópica de sus aguas. El manantial del Anzur Alto se sitúa a mayor cota (300 m s.n.m.) y, aunque drena aguas salinas, su CE ( $\sim 40\text{-}50$  mS/cm) es menor que las del Anzur Bajo. Las respuestas naturales registradas en el manantial del Anzur Alto son inerciales y desfasadas y sus variaciones hidroquímicas e hidrodinámicas son de menor magnitud que las registradas en la otra surgencia.

En ambos casos se ha determinado la presencia de trazadores de aguas jóvenes ( $^3\text{H}$  y CFC-12) y viejas ( $^4\text{H}$  y  $^{14}\text{C}$ ), aunque en distinta proporción. De forma general, los menores contenidos de  $^3\text{H}$ , CFC-12 y  $^{14}\text{C}$  corresponden al manantial del Anzur Bajo, lo que indicaría que dicha surgencia drena aguas de mayor edad media que el Anzur Alto. Ello no ha sido posible confirmarlo con el uso de  $^4\text{He}$ , debido a que sus contenidos en las aguas del Anzur Bajo eran inferiores a los del Anzur Alto, al contrario de lo que cabría esperar. No obstante, se debe recordar que el primero de los dos manantiales nace de una

pequeña cavidad, por lo que es probable que gran parte del  $^4\text{He}$  se hubiese desgasificado antes del muestreo, más incluso de lo que se habría tenido en cuenta en los cálculos realizados, debido a su gran volatilidad. El manantial del Anzur Bajo también es el que cuenta con un porcentaje mayor de aguas antiguas, libres de  $^3\text{H}$  y CFC-12, que serían las causantes de su mayor salinidad, sobre todo en periodo de agotamiento, como sugiere la comparación de sus datos de caudal, CE y temperatura del agua con los de contenido en  $^3\text{H}$ . No obstante, la edad de infiltración aparente de la fracción moderna del agua del Anzur Alto es más antigua (1980) que la del Anzur Bajo (1989-2014), lo cual podría estar relacionado con el funcionamiento kárstico del segundo. Así, en dicha surgencia confluirían componentes de flujo de distintas edades: aguas muy antiguas (libres de  $^3\text{H}$  y CFC-12), aguas infiltradas durante las últimas décadas y aguas de la recarga ocurrida a través de los sumideros kársticos. Aunque estas últimas son drenadas rápidamente a través del sistema de conductos, parte podría incorporarse a la zona saturada y fluir hacia el manantial más lentamente. Ello contribuiría a reducir la edad aparente de la fracción moderna respecto a las del Anzur Alto, en la que el drenaje no es kárstico.

En el área de Brujuelo se ha determinado la existencia de dos líneas de flujo principales, en las que los puntos finales de descarga son los manantiales de las salinas de San Carlos (MB-1), situada a 375 m s.n.m., y la de Don Benito (MB-3), a 425 m s.n.m. Dichos manantiales presentan las mayores mineralizaciones de toda el área, con valores de CE media de 195,5 y 170,2 mS/cm, respectivamente (Tab. 5.4). El manantial de la salina de Brujuelo (MB-2) se localiza en la línea de flujo que termina en la salina de San Carlos, a una cota de 425 m s.n.m., y sus aguas presentan menor CE (~121 mS/cm). Todas las surgencias muestran respuestas naturales desfasadas y atenuadas.

Las aguas de la salina de Don Benito son las que tienen menor contenido de  $^3\text{H}$  y CFC-12, por lo que se trata del punto de surgencia con la menor aportación de aguas jóvenes, al contrario del de la salina de Brujuelo (MB-2), en la que se han determinado los valores más elevados de dichos trazadores. La mayor actividad de  $^{14}\text{C}$  se ha medido en las aguas de la salina de San Carlos (MB-1), lo que indicaría que se trata del manantial que recibe más aportación de aguas de mayor edad. Finalmente, el agua de la salina de Don Benito presenta un contenido en  $^4\text{He}$  más elevado que la de Brujuelo, de modo que recibiría mayor contribución de flujos subterráneos de más tiempo de residencia en el medio. La cuantificación de cada una de las fracciones de distintas edades que constituyen las muestras de agua analizadas (Tab. 7.8) verifica todo lo anterior y confirma el modelo hidrogeológico-hidrogeoquímico conceptual propuesto para la línea de flujo subterráneo en la que se encuentran las salinas de Brujuelo y San Carlos (Fig. 5.21).

Finalmente, en el área de Los Hoyos es donde existe más diferencias hidroquímicas entre los principales puntos de surgencia. El manantial del Molino de los Aguileras (MH-1), situado a 787 m s.n.m., drena aguas salobres, de alrededor de 2,9 mS/cm (Tab. 6.4), mientras que las surgencias del área de Fuente Camacho (MH-2, RH-1 y MH-2.2), se ubican a menor cota (725-750 m s.n.m.) y sus aguas son de carácter hipersalino, con valores de CE de 174-220 mS/cm. Las diferencias hidroquímicas están relacionadas con la edad de los flujos subterráneos, como evidencian las dataciones realizadas.

Así, el agua del manantial del Molino de los Aguileras presenta mayor contenido en  $^3\text{H}$  y CFC-12 que la de los puntos de surgencia del área de Fuente Camacho, lo que indica la mayor contribución de aguas modernas en el primer caso. Los contenidos de  $^4\text{He}$  son considerablemente más elevados en las aguas de las surgencias salinas, de forma que su edad media debe de ser mucho mayor que la del Molino de los Aguileras. Todo ello ha quedado confirmado al cuantificar el porcentaje de aportes de cada una de las fracciones de edad de agua subterránea considerada (Tab. 7.8). Las fechas de infiltración calculadas para las fracciones modernas son más antiguas en el caso del Rezume de Fuente Camacho que en el manantial del Molino de los Aguileras. Por lo tanto, en las surgencias hipersalinas no sólo se produce mayor contribución de flujos antiguos, sino que la fracción moderna está constituida mayoritariamente por aguas de hace varias décadas. En el manantial del Molino de los Aguileras la recarga ocurrida en fechas recientes sí tiene mayor protagonismo, como denota su evolución hidroquímica e hidrodinámica, que se produce de forma suave y desfasada, pero muestra cierta relación con las condiciones hidroclimáticas existentes en los años inmediatamente anteriores. El grado de participación de las fracciones de distinta edad sería el principal causante de las diferencias de mineralización señaladas. En la zona de Fuente Camacho convergerían flujos modernos, con otros mucho más antiguos, los cuales habrían estado más tiempo en el medio y habrían circulado a más profundidad que los que llegan al Molino de los Aguileras, lo que habría permitido la disolución de sales, debido a que la línea de flujo podría haber atravesado el núcleo de la estructura diapírica, pero también a un mayor tiempo de interacción entre el agua y la roca. Por el contrario, en el manantial del Molino de los Aguileras el recorrido de los flujos habría sido más corto en el tiempo y en el espacio y, posiblemente, serían más superficiales.

De forma general, se observa que, en las distintas áreas, los manantiales con aguas más mineralizadas se sitúan a cotas más bajas que aquellos que drenan aguas menos salinas. Así mismo, existe cierta relación entre el porcentaje de muestra que está constituido por aguas antiguas y su contenido en sales disueltas y, además, algunas de las surgencias de las áreas de Brujuelo y Jarales presentan cierto grado de termalismo. Todo ello podría explicarse según un modelo de flujo regional conducido por gravedad (GDRGF; *Gravity-Driven Regional Groundwater FLOW*) similar al propuesto por Tóth (1963, 1970). Así, los puntos de surgencia situados a cotas más elevadas estarían relacionados con flujo superficiales de poco recorrido y, por tanto, con aguas poco mineralizadas, las cuales presentan contenidos elevados de  $^3\text{H}$ , CFC y  $^{14}\text{C}$  (Fig. 7.24). Por el contrario, en las posiciones más bajas se encuentran los manantiales hipersalinos, en los que convergen aguas de largo recorrido y tiempo de residencia en el medio, con otras infiltradas más recientemente; es decir, en estas aguas se mezclan aguas con los trazadores de edad joven ya mencionados y otras libres de ellos, pero con una concentración elevada de  $^4\text{He}$  (Fig. 7.24). En posiciones intermedias se emplazarían los manantiales con mineralización alta (aunque no tanto como la de los situados a cotas inferiores) a través de los que descargan flujos de longitudes intermedias. Además, de manera local, en las zonas en las que existe un mayor desarrollo de conductos kársticos, puede producirse drenaje subterráneo a través de éstos, independientemente de la posición en la que se encuentre el punto de surgencia (Fig. 7.24). Dicho tipo de flujo estaría compuesto por aguas de muy reciente infiltración y provocarían diluciones en las aguas de las surgencias.

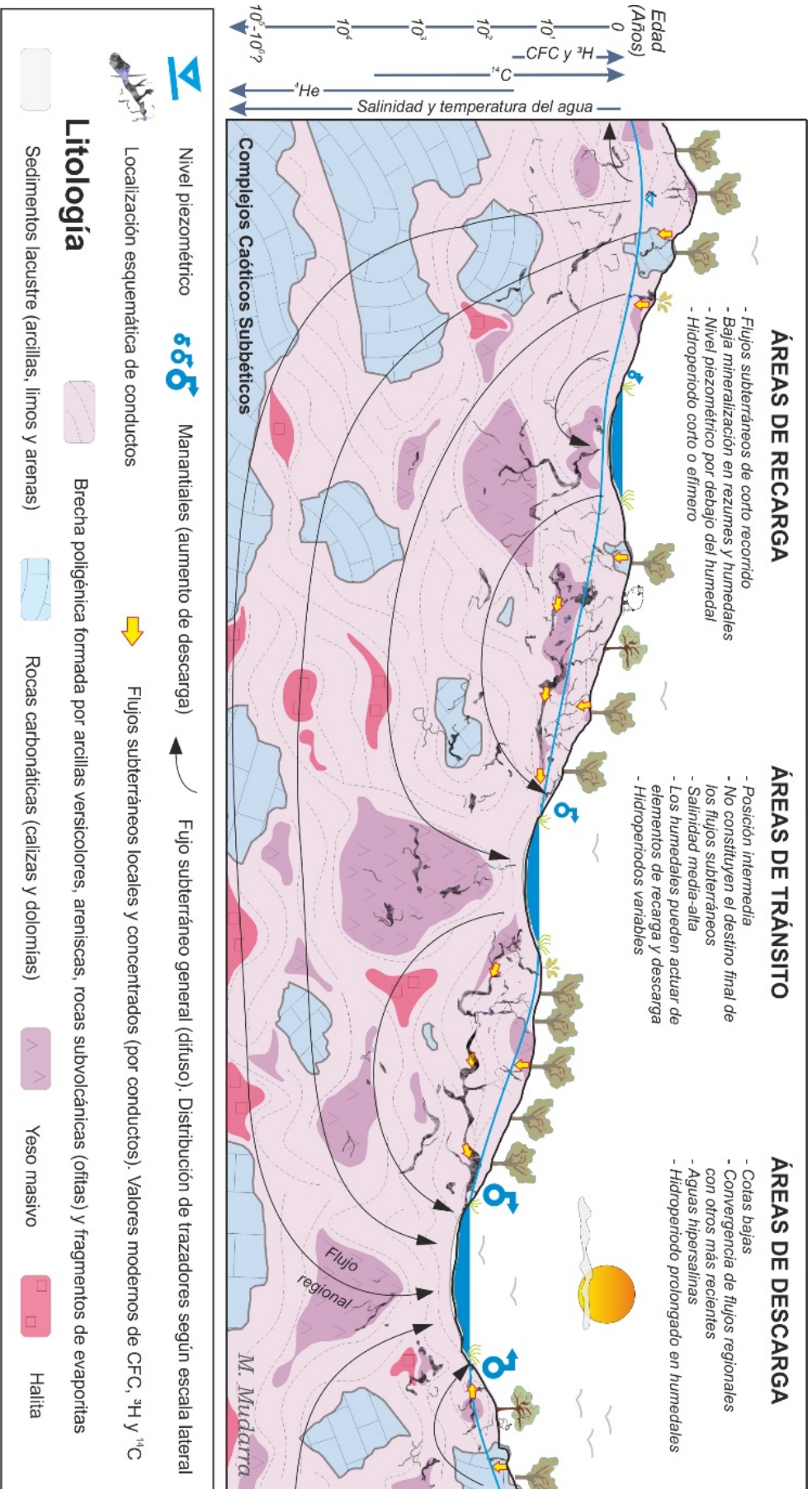


Figura 7.24. Modelo conceptual del funcionamiento hidrogeológico general de los Complejos Caóticos Subbéticos. Modificado de Andreo et al. (2016).

## 7.7 Integración de las distintas técnicas de datación

---

Los modelos GDRGF también sirven para explicar la diversidad hidroquímica y de hidroperiodo de los humedales (Winter, 1999), por lo que también podrían ser incorporados al modelo hidrogeológico propuesto, como ya plantearon Andreo *et al.*, (2016). En general, se observa que aquellos humedales ubicados a cotas altas y que se sitúan por encima del nivel piezométrico, constituyen elementos de recarga de los acuíferos; sus aguas están poco mineralizadas y sus hidroperiodos son cortos; se tratarían de lagunas “de recarga” (Fig. 7.24). En el lado opuesto, se encontrarían las lagunas hipersalinas de hidroperiodo prolongado que estarían situadas en zonas de descargas, a cotas bajas; por tanto, serían lagunas de “descarga”. Finalmente, habría un tercer tipo de lagunas, denominadas “de tránsito”, que estarían localizadas en una posición intermedia entre las zonas de recarga y descarga del acuífero y que no constituirían el destino final de las aguas subterráneas (Fig. 7.24).

Recientemente, Höbig *et al.*, (2016) han realizado un estudio paleohidrológico en la cuenca de la laguna de Fuente de Piedra, un humedal definido como “de descarga” (Linares, 1990; Kohfahl *et al.*, 2008; Heredia *et al.*, 2009; Montalván *et al.*, 2017). En dicho trabajo, se ha determinado mediante  $^{14}\text{C}$  que la edad máxima de las aguas subterráneas hipersalinas que alimenta la laguna es de 27.000 años. La presencia en un área de descarga de flujos subterráneos con un tiempo de residencia tan prolongado está en consonancia con el modelo genético-funcional propuesto.

## 8 ANÁLISIS CUANTITATIVO DE LOS ELEMENTOS DEL BALANCE DE HUMEDALES

### 8.1 INTRODUCCIÓN. FUNDAMENTOS METODOLÓGICOS

Las variaciones del volumen de agua almacenado en el humedal ( $\Delta V$ ) pueden cuantificarse mediante la siguiente ecuación:

$$\Delta V = P + Es + G_E - Ev - G_S$$

en la que los elementos de entrada son la precipitación caída directamente sobre la lámina de agua ( $P$ ), la escorrentía superficial generada en la cuenca vertientes ( $Es$ ) y las aportaciones atribuibles a las aguas subterráneas ( $G_E$ ). Los elementos de salida son la evaporación ocurrida en el humedal ( $Ev$ ) y la infiltración que pueda tener lugar hacia el subsuelo ( $G_S$ ).

Mientras que los elementos superficiales considerados en el balance del humedal ( $P$ ,  $Es$ ,  $Ev$ ) pueden ser determinados de forma más o menos sencilla, el cálculo del intercambio de agua entre el humedal y el subsuelo resulta algo más complejo. Algunas de las técnicas empleadas para su cuantificación están basadas en las ecuaciones de flujo de Darcy (Kelly y Murdoch, 2003; Rosenberry *et al.*, 2008), en la medición directa de la filtración de agua en el lecho del humedal (Lee, 1977; Rosenberry y Morin, 2004) o en la monitorización del flujo calórico entre las aguas superficiales y subterráneas (Stallman, 1965; Gordon *et al.*, 2003). Sin embargo, la aplicación de dichos métodos es a menudo poco representativa del humedal en su conjunto (Rosenberry y Hayashi, 2013). En lugares donde la medición directa es difícil, se puede determinar el grado de contribución de las aguas subterráneas a partir del balance hídrico del humedal (Hood *et al.*, 2006). Así, el intercambio neto con el subsuelo ( $\Delta G = G_E - G_S$ ), puede calcularse mediante la siguiente ecuación:

$$\Delta G = \Delta V - P + Ev - Es$$

Por lo tanto, para estimar el valor de  $\Delta G$  es necesario controlar las variaciones del volumen de agua almacenado en el humedal. Dichas variaciones ( $\Delta V$ ) pueden ser aproximadas a partir de la siguiente ecuación:

$$\Delta V \cong \Delta h \left( A + \frac{\Delta A}{2} \right)$$

en la que  $\Delta h$  representa los cambios de altura de lámina de agua,  $A$  es el área inundada y  $\Delta A$  son sus variaciones. Así, el volumen de agua almacenado en el humedal, la superficie ocupada por éste y su altura de lámina de agua son variables interrelacionadas, en función de la morfología del humedal (Hayashi and Van der Kamp, 2000).



Para poder determinar el volumen ( $V$ ) de agua almacenado en el humedal en cada momento es necesario disponer de una curva de llenado ( $rV/h$ ) que lo relacione con la altura de lámina de agua ( $h$ ) registrada mediante lecturas puntuales o dispositivos automáticos de medida (Hayashi and Van der Kamp, 2000; Castañeda y García Vera, 2008). El área inundada también varía en función de  $h$ , de forma que puede ser igualmente estimada mediante ecuaciones matemáticas. Todo ello es necesario con objeto de precisar los cambios de volumen producidos por las aportaciones de precipitación y escorrentía y las salidas por evaporación. Dado que la superficie del humedal varía con  $h$ , la entrada por precipitación en un tiempo  $t$  ( $P_t$ ) sería igual a la suma del volumen correspondiente a la altura registrada en el tiempo  $t-1$  ( $h_{t-1}$ ) más la precipitación en el tiempo  $t$  ( $p_t$ ), menos el volumen almacenado en  $h_{t-1}$ :

$$P_t = [rV/(h_{t-1} + p_t)] - [rV/(h_{t-1})]$$

De forma similar, las salidas por evaporación en un tiempo  $t$  ( $Ev_t$ ) equivaldrían al volumen almacenado en  $h_{t-1}$  menos el calculado a partir de la diferencia de la altura registrada en el tiempo  $t-1$  ( $h_{t-1}$ ) y la evaporación en el tiempo  $t$  ( $ev_t$ ):

$$Ev_t = [rV/(h_{t-1})] - [rV/(h_{t-1} - ev_t)]$$

El volumen de entrada por escorrentía superficial ( $Es$ ) depende principalmente de las dimensiones de la cuenca vertiente ( $CV$ ) y de la escorrentía generada en un evento pluviométrico ( $es$ ). Sin embargo, en humedales cuyas áreas vertientes son reducidas se debe tener también en cuenta las variaciones de la superficie ocupada por el humedal, ya que la lluvia caída sobre ella no genera escorrentía, sino que se contabiliza como entrada directa por precipitación. La estimación del área inundada puede realizarse a partir de su relación con el registro limnimétrico, mediante el ajuste matemático de la curva hipsométrica de la cubeta del humedal ( $rA/h$ ), de forma que la superficie inundada ( $A$ ) sea dependiente de  $h$ . Las entradas por escorrentía superficial en un tiempo  $t$  ( $Es_t$ ) pueden ser calculadas como el producto de  $CV$  menos el área ocupada por la lámina de agua en el tiempo  $t-1$  y el valor de  $es$  en el tiempo  $t$  ( $es_t$ ):

$$Es_t = \{CV - [rA/(h_{t-1})]\} \cdot es_t$$

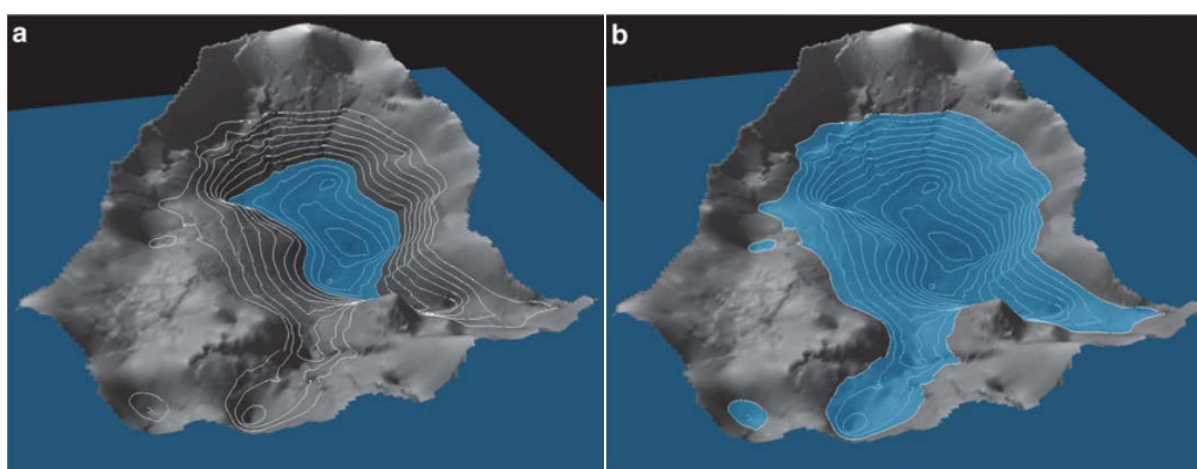
Por lo tanto, para cuantificar el balance hídrico de un humedal y estimar su relación neta con las aguas subterráneas es necesario precisar la morfometría del humedal y las dimensiones de su cuenca vertiente, además de disponer de un registro climático representativo que permita calcular la precipitación y la evaporación, así como la escorrentía superficial que se produce hacia el humedal.

## 8.2 MORFOMETRÍA DE LOS HUMEDALES

La realización de una caracterización morfométrica adecuada de la cubeta de un humedal es fundamental para precisar el balance hídrico del mismo, ya que su morfología determina la capacidad de almacenamiento hídrico (Los Huertos y Smith, 2013) y, además, juega un papel importante en el intercambio de recursos entre los humedales y las aguas subterráneas (Poole et al. 2006). La necesidad de disponer de información batimétrica precisa es aún mayor en aquellas cubetas con el fondo más plano y vertientes

---

de las cubetas menos inclinadas, en las que pequeñas variaciones limnimétricas pueden dar lugar a cambios significativos del área inundada (Hayashi y Van der Kamp, 2000). En la actualidad, existen métodos topográficos de elevada resolución, como los basados en la tecnología de toma de datos LiDAR (Los Huertos y Smtih, 2013; Rosenberry y Hayashi, 2013). Dicha técnica consiste en la emisión de pulsos láser hacia un objeto o superficie y en la posterior recepción del mismo tras haber sido reflejado, midiendo el tiempo de retardo, lo que permite obtener la distancia desde el emisor hasta el receptor. Ello genera nubes de puntos georreferenciados tridimensionalmente, a partir de los que se pueden crear modelos digitales del terreno (MDT) de alta resolución. El posterior tratamiento de los MDT mediante el uso de herramientas integradas en Sistemas de Información Geográfica (SIG) permite trazar líneas de igual valor de calado (isobatas), definir el área que ocupa la lámina de agua al alcanzar cada uno de dichas líneas y delimitar la superficie máxima de inundación (Fig. 8.1), así como los límites de su cuenca vertiente.



*Figura 8.1 Ejemplo visualización tridimensional del modelo digital del terreno de alta precisión de la cubeta de un humedal, basado en tecnología LiDAR, a partir del cual se pueden definir líneas isobatas y cuantificar el volumen de agua almacenado y el área inundada según el calado del humedal. Tomado de Los Huertos y Smith (2013)*

En el presente trabajo se ha manejado información LiDAR del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA, 2016) del Instituto Geográfico Nacional (IGN), tomada en el año 2015 en las áreas de Jarales y Brujuelo, y la ofrecida por la Consejería de Medio Ambiente para las cuencas hidrográficas de los ríos Guadalhorce y Guadiaro (CMA, 2008a) en el área de Los Hoyos, obtenida en 2008. Estos datos cuentan con un error cuadrático medio en las medidas verticales inferior a 10 cm y una densidad nominal de la nube de puntos de 0,5 punto/m<sup>2</sup> (PNOA, 2016) y 1 punto/m<sup>2</sup> (CMA, 2008a), respectivamente. Con el fin de eliminar la información topográfica referida a elementos elevados por encima del suelo (árboles, edificios, postes, etc), se aplicó un filtro del terreno, y posteriormente se generó un MDT, con un tamaño del píxel resultante de 0,5 x 0,5 m.

Los vuelos en los que se efectuaron los barridos LiDAR utilizados tuvieron lugar en periodos secos, coincidiendo con momentos en los que las lagunas de Los Jarales y Brujuelo estaban secas y el nivel de inundación de la laguna Grande era excepcionalmente bajo (Fig. 6.4). Gracias a ello, se ha podido caracterizar la morfología completa de las dos primeras. En el caso de la laguna Grande, la altura de lámina de agua se encontraba a una

cota de 787,7 m s.n.m. en el momento del vuelo de toma de datos LiDAR (verano 2008), inferior a las ocupadas durante el periodo de estudio (Fig. 6.6). Gracias a ello ha sido posible precisar la morfología de la cubeta en el rango que afecta a las variaciones volumétricas ocurridas durante el desarrollo de la investigación. El volumen almacenado por debajo de la cota registrada en el vuelo LiDAR ha sido tomado de los resultados derivados de las catas batimétricas realizadas por Rodríguez-Rodríguez *et al.* (2001). Los datos LiDAR relativos a la laguna Amarga fueron obtenidos a mediación del periodo de investigación, aproximadamente, por lo que no ofrecen información aplicable a toda la serie de registro limnimétrico obtenida. No obstante, Aljibe-Consultores (2005) realizó un modelo tridimensional de la su cubeta, a partir de los datos batimétricos publicados por García-Ferrer *et al.* (1983), del cual se extrajeron las curvas de llenado  $-rV/h-$  y la curva hipsométrica del humedal  $-rA/h-$  (Fig. 8.2C y D).

A partir de los MDT de las lagunas de Los Jarales, Brujuelo y Grande se ha calculado el área de inundación correspondiente a distintas alturas de lámina de agua, para intervalos de 0,25 m, en el caso de la laguna de Brujuelo, y 0,5 m, en los otros dos humedales. Dichos valores han sido elegidos en función de las variaciones limnimétricas registradas en los distintos humedales durante el desarrollo de la investigación. El volumen almacenado entre dos intervalos de altura de lámina de agua,  $h_1$  y  $h_2$ , ha sido calculado de la siguiente forma:

$$V_{h_1-h_2} = \frac{A_1 - A_2}{2} \cdot (h_1 - h_2)$$

donde  $A_1$  y  $A_2$  son las áreas ocupadas por el humedal en  $h_1$  y  $h_2$ , respectivamente.

En la figura 8.2 se muestran las gráficas que relacionan cada una de las alturas de lámina de agua consideradas con sus correspondientes volúmenes y áreas de inundación. Se han calculado las ecuaciones que mejor definen las curvas hipsométricas y de llenado de cada humedal (Fig. 8.2) mediante el uso del programa informático *CurveExpert*, salvo en el caso de la laguna Amarga, para la que ya existían dichas ecuaciones (Aljibe-Consultores, 2005).

En general, el grado de ajuste de las ecuaciones obtenidas es bueno, con coeficientes de correlación ( $R^2$ ) superiores a 0,99. Únicamente la curva hipsométrica de la laguna de Brujuelo (Fig. 8.2F) presenta un ajuste menor ( $R^2=0,984$ ). Ello es debido, en parte, al desvío respecto a la curva hipsométrica del dato de superficie inundada correspondiente a altura de lámina de agua de 0,25 m, cuyo valor de  $A$  es inferior al esperable. En este caso se ha comprobado que la densidad nominal de la nube de puntos LiDAR sobre la cubeta de dicha laguna es inferior a la del resto de la capa utilizada, lo que conlleva un mayor error asociado en el MDT creado. Además, durante el periodo de investigación, la altura de lámina de agua de la laguna de Brujuelo no ha superado los 0,5 m en ningún momento, de forma que las variaciones limnimétricas ocurridas están próximas a la región de la curva hipsométrica en la que existe mayor error residual.

Las cuencas hidrográficas vertientes a las lagunas también han sido delimitadas a partir de los MDT creados con la información LiDAR. Para ello, se han utilizado herramientas integradas en el programa ArcGIS, la cuales ejecutan algoritmos para definir líneas de direcciones de flujo superficial (*Flow Direction*) e identificar los puntos

---

de acumulación de flujo (*Flow Accumulation*). Finalmente se han definido las áreas vertientes a cada punto de acumulación de flujo mediante el comando *Watershed* y se han contrastado los resultados mediante la observación en campo. Además, en el caso de la laguna Grande se llevaron a cabo algunas medidas topográficas (véase apartado 6.3) Las superficies (expresadas en ha) de las cuencas vertientes son: 90,4 ha (laguna de Los Jarales), 256,9 (laguna Amarga), 40,8 (Laguna de Brujuelo) y 21,1 (Laguna Grande).

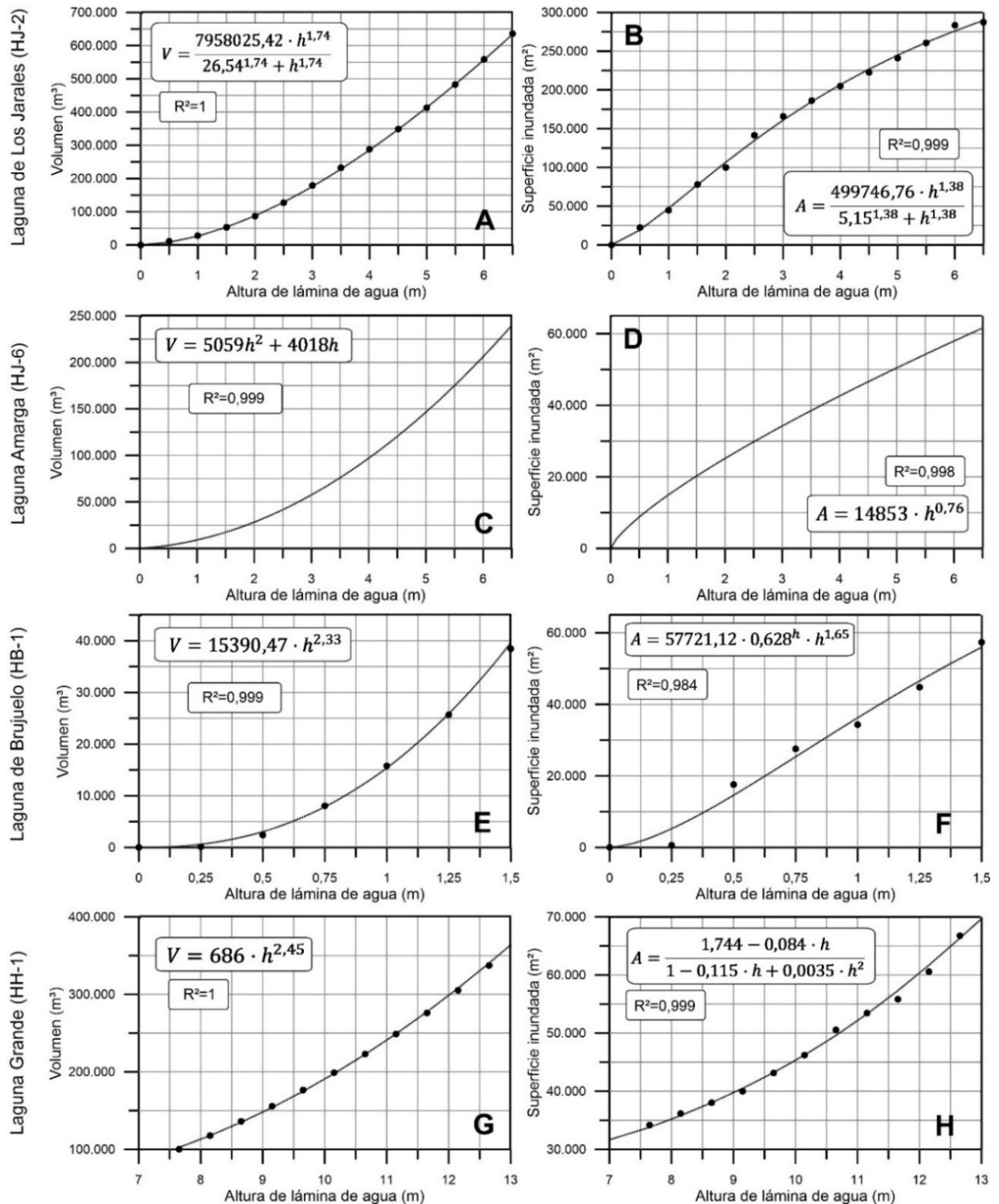


Figura 8.2 Relación de la altura de lámina de agua ( $h$ ) con el volumen de agua almacenado ( $V$ ) y la superficie inundada ( $A$ ) en las lagunas de Los Jarales (A y B), Amarga (C y D), de Brujuelo (E y F) y Grande (G y H). Se representan las ecuaciones que relacionan  $h$  con  $V$  ( $rV/h$ ), o curva de llenado, y  $h$  con  $A$  ( $rA/h$ )

### 8.3 CÁLCULO DE LA ESCORRENTÍA Y LA EVAPORACIÓN

En humedales en los que no existe aportación a través de flujos de agua permanente las entradas por escorrentía superficial difusa pueden suponer un elemento de entrada al balance significativo, al menos de forma temporal (Brooks, 2009; Rosenberry y Hayashi, 2013). En los casos estudiados no existe una red de drenaje claramente definida, por lo que las aportaciones superficiales ocurren principalmente de forma difusa.

Con objeto de calcular la escorrentía que diariamente se produce en las cuencas vertientes de las lagunas consideradas, se han aplicado dos metodologías ampliamente utilizadas en los balances hídricos de humedales: el método del número de curva del *Soil Conservation Service* (SCS) de los EEUU (Fomchenko, 1998; McKillop *et al.*, 1999; Gurrieri y Furniss, 2004 Voldseth *et al.*, 2007; Miller *et al.*, 2017) y el balance de agua en el suelo (Linares, 1990; Konyha, *et al.*, 1995; Krasnostein *et al.*, 2004; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2007; Moral *et al.*, 2013).

El método del número de curva (CN) o del SCS (Mockus, 1964) es una de las técnicas más usadas para cuantificar la escorrentía que se produce en cuencas pequeñas como consecuencia de un determinado evento de precipitación. En dicha metodología se tiene en cuenta las principales características de la cuenca vertiente que pueden afectar a la escorrentía que en ella se origina: litología, uso del suelo, densidad forestal o de cultivo y pendiente (Mishra y Sing, 2003). El método SCS considera que cuando un evento lluvioso excede un determinado valor umbral comienza a producirse escorrentía superficial, independientemente de que el suelo esté saturado o no. La escorrentía generada se calcula a partir de la precipitación registrada ( $P$ ) y del umbral de escorrentía ( $P_0$ ):

$$Es = \frac{(P - P_0)^2}{P + 4P_0}$$

El valor de  $P_0$  puede ser calculado, aunque en la práctica se toma de una tabla (MOPU, 1987) en función del uso del terreno, del porcentaje de pendiente y del tipo de suelo. De forma general,  $P_0$  se aproxima a 0 cuanto menos permeable sea el suelo, menos densa sea la vegetación y mayor sea la pendiente. Por el contrario, cuanto más desfavorables sean las condiciones para generar escorrentía,  $P_0$  tomará valores cercanos a 100. Debido a que las cuencas vertientes a los humedales están en su mayoría ocupadas por olivar (o vegetación natural poco densa) y a que cuentan con pendientes moderadas y suelos arcillosos o franco-arcillosos, los valores de  $P_0$  considerados son relativamente bajos, y están comprendidos entre 10 y 19 mm. No se han tomado en consideración valores inferiores de  $P_0$  (2-9 mm), puesto que corresponden a superficies de roca desnuda o a suelos poco permeables sin cubierta vegetal. Tampoco se han considerado  $P_0$  superiores, ya que la mayoría de ellos, de acuerdo con la tabla del MOPU (1987), son atribuibles a suelos generalmente más permeables y con vegetación más densa. Además, se han realizado algunos cálculos aplicando  $P_0$  de 22 y 24 mm, pero con dichos valores la generación de escorrentía se redujo únicamente a casos excepcionalmente lluviosos.

El balance de agua en el suelo (Thornthwaite, 1948) considera que éste tiene una cierta capacidad de almacenamiento hídrico, denominada reserva útil (RU) o capacidad de campo. El agua almacenada en el suelo varía según recibe la entrada de toda la precipitación ocurrida sobre él y la salida provocada por la evapotranspiración real (ETR), la cual retira agua del suelo hasta agotar el volumen disponible o hasta su máximo potencial (ETP). En el momento en el que el volumen de la reserva almacenada en el suelo y la precipitación superan la ETP se produce lluvia útil (LLU), entendida como la suma de la escorrentía y la infiltración. Con el fin de precisar la escorrentía generada se han utilizado los métodos de cálculo de ETP de Thornthwaite (1948), Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985) y Blaney-Cridley (1950). Para valorar cuál de las metodologías descritas se ajusta mejor a la realidad observada, se han simulado las evoluciones limnimétricas de las lagunas de Los Jarales, Amarga, Brujuelo y Grande y se han comparado los resultados obtenidos con los datos de las series de registro continuo (Tab. 8.1). La modelización de las variaciones de lámina de agua de los humedales se ha realizado teniendo en cuenta sus curvas hipsométricas y de llenado (Fig. 8.2), la precipitación registrada en las estaciones pluviométricas más cercanas, la escorrentía obtenida al aplicar las distintas metodologías consideradas y la evaporación calculada según los métodos de Penman (1956) y Penman-Monteith (Allen *et al*, 1998).

La comparación de numerosos estudios (Keijman y Koopmans, 1973; Souch *et al*, 1998; Abtew, 2001; Finch, 2001; Rosenberry *et al*, 2004; Rosenberry *et al*, 2007; Yao, 2009, entre otros) ha puesto de manifiesto que la ecuación de Penman es uno de los métodos que mejor estima la evaporación en humedales someros (McMahon *et al*, 2013). Sin embargo, en lagunas con columnas de agua de varios metros de altura dicha metodología no es aplicable, ya que se debe tomar en consideración la transferencia calórica hacia la masa de agua, la cual ejerce un efecto amortiguador de la evaporación (Kohler y Parmele, 1967; Monteith 1981, Morton, 1986; Fennessey 2000; McJannet *et al*, 2008). Vardavas y Fountoulakis (1996) propusieron una modificación de la fórmula original de Penman, que introduce en la ecuación el intercambio energético neto entre la atmósfera y el cuerpo de agua, a partir de las variaciones térmicas registradas mensualmente en el agua del humedal y de la altura media mensual de la columna de agua. Dado que las lagunas Amarga y Grande cuentan con una columna de agua de varios metros, se ha incluido dicha metodología en el estudio comparativo. La consideración adicional de la ecuación de Penman-Monteith se ha realizado con el fin de contrastar distintas metodologías de cálculo de evaporación.

La escorrentía mediante el método del SCS ha sido simulada con valores umbral ( $P_0$ ) de 10, 15 y 19 mm (Tab. 8.1). Para el cálculo de la escorrentía a partir del balance de agua en el suelo se han considerado reservas útiles (RU) de 125, 100 y 75 mm, que comprenden un rango de valores razonable de acuerdo con las características litológicas de los sistemas estudiados. En los casos en los que el mejor ajuste se obtenía con el valor de 75 mm o en los que con ninguno de ellos se llegaba a genera escorrentía superficial, se han utilizados RU menores, de 60, 50, 40 y 35 mm (Tab. 8.1). Dichos valores son bastante bajos para suelos arcillosos, pero la utilización de RU superiores en condiciones climáticas impide la saturación del suelo y, por tanto, la obtención de escorrentía, la cual sí ha sido observada en campo. Finalmente se han aplicado coeficientes de escorrentía sobre la lluvia útil (LLU) del 100, 75 y 50%. En todos los casos se ha asumido que la

### 8.3 Cálculo de la escorrentía y la evaporación

escorrentía es superior a la infiltración, dado que la permeabilidad de los suelos es generalmente baja. El área de Los Hoyos cuenta con una mayor presencia de rocas permeables; sin embargo, la cuenca vertiente a la laguna Grande presenta pendientes moderadamente pronunciadas, lo que favorecería la generación de escorrentía.

Laguna			Los Jarales				Amarga						Brujuelo				Grande																	
Evaporación			Penman		Penman-Monteith		Penman		Vardavas y Fountulakis		Penman-Monteith		Penman		Penman-Monteith		Penman		Vardavas y Fountulakis		Penman-Monteith													
ETP/Escorrentía			RMSE (m)	R <sup>2</sup>	RMSE (m)	R <sup>2</sup>	RMSE (m)	R <sup>2</sup>	RMSE (m)	R <sup>2</sup>	RMSE (m)	R <sup>2</sup>	RMSE (m)	R <sup>2</sup>	RMSE (m)	R <sup>2</sup>	RMSE (m)	R <sup>2</sup>	RMSE (m)	R <sup>2</sup>	RMSE (m)	R <sup>2</sup>												
Hargreaves	RU 125	Esc 100%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,84	↔	0,909	0,51	↔	0,901	0,64	↔	0,915			0,85	↑	0,989	0,84	↑	0,994	1,18	↑	0,981						
		Esc 75%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,84	↔	0,909	0,51	↔	0,901	0,64	↔	0,915			0,84	↑	0,989	0,82	↑	0,993	1,14	↑	0,984						
		Esc 50%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,84	↔	0,909	0,51	↔	0,901	0,64	↔	0,915			0,83	↑	0,988	0,81	↑	0,993	1,10	↑	0,985						
	RU 100	Esc 100%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,84	↔	0,909	0,51	↔	0,901	0,64	↔	0,915			0,95	↑	0,985	0,94	↑	0,992	1,29	↑	0,970						
		Esc 75%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,84	↔	0,909	0,51	↔	0,901	0,64	↔	0,915			0,92	↑	0,987	0,90	↑	0,993	1,23	↑	0,977						
		Esc 50%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,84	↔	0,909	0,51	↔	0,901	0,64	↔	0,915			0,88	↑	0,987	0,87	↑	0,993	1,16	↑	0,982						
	RU 75	Esc 100%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,78	↔	0,909	0,40	↔	0,901	0,59	↔	0,914			1,07	↑	0,977	1,06	↑	0,986	1,46	↑	0,945						
		Esc 75%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,79	↔	0,909	0,41	↔	0,901	0,60	↔	0,915			1,00	↑	0,983	0,99	↑	0,990	1,36	↑	0,964						
		Esc 50%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,81	↔	0,909	0,42	↔	0,901	0,61	↔	0,915			0,94	↑	0,986	0,92	↑	0,992	1,25	↑	0,976						
	RU 60	Esc 100%	0,50	↔	0,825	0,56	↔	0,825	0,44	↔	0,950	0,34	↔	0,937	0,27	↔	0,947																	
		Esc 75%	0,42	↔	0,872	0,48	↔	0,878	0,52	↔	0,961	0,36	↔	0,936	0,34	↔	0,964																	
		Esc 50%	0,34	↔	0,908	0,40	↔	0,916	0,61	↔	0,955	0,38	↔	0,928	0,42	↔	0,961																	
	RU 50	Esc 100%	0,64	↔	0,727	0,70	↔	0,714	0,27	↔	0,783	0,18	↔	0,904	0,33	↔	0,715																	
		Esc 75%	0,53	↔	0,821	0,59	↔	0,819	0,25	↔	0,915	0,21	↔	0,936	0,18	↔	0,894																	
		Esc 50%	0,42	↔	0,889	0,48	↔	0,894	0,39	↔	0,963	0,27	↔	0,944	0,21	↔	0,966																	
	RU 40	Esc 100%																		0,56	↔	0,194	0,61	↔	0,182									
		Esc 75%																		0,45	↔	0,237	0,48	↔	0,184									
		Esc 50%																		0,35	↔	0,367	0,36	↔	0,296									
	RU 35	Esc 100%																		0,71	↔	0,243	0,78	↔	0,284									
		Esc 75%																		0,55	↔	0,318	0,60	↔	0,251									
		Esc 50%																		0,41	↔	0,486	0,43	↔	0,383									
	Thornthwaite	RU 125	Esc 100%	0,64	↔	0,684	0,71	↔	0,638	1,50	↔	0,545	1,65	↔	0,234	1,67	↔	0,447			1,33	↔	0,947	1,33	↔	0,952	1,55	↔	0,923					
			Esc 75%	0,53	↔	0,814	0,60	↔	0,792	1,03	↔	0,707	1,19	↔	0,491	1,19	↔	0,649			1,20	↔	0,970	1,20	↔	0,976	1,43	↔	0,957					
			Esc 50%	0,41	↔	0,898	0,48	↔	0,893	0,58	↔	0,827	0,71	↔	0,738	0,69	↔	0,804			1,07	↔	0,982	1,07	↔	0,988	1,30	↔	0,975					
RU 100		Esc 100%	0,87	↔	0,389	0,94	↔	0,322	2,72	↔	0,007	2,60	↔	0,000	2,89	↔	0,007			0,77	↔	0,004	0,89	↔	0,021	1,50	↔	0,909	1,50	↔	0,916	1,71	↔	0,867
		Esc 75%	0,71	↔	0,627	0,78	↔	0,581	1,98	↔	0,259	1,94	↔	0,111	2,16	↔	0,109			0,56	↔	0,002	0,60	↔	0,001	1,33	↔	0,952	1,33	↔	0,960	1,55	↔	0,931
		Esc 50%	0,54	↔	0,817	0,61	↔	0,801	1,19	↔	0,728	1,06	↔	0,538	1,36	↔	0,615			0,41	↔	0,014	0,43	↔	0,040	1,16	↔	0,975	1,15	↔	0,982	1,38	↔	0,965
RU 75		Esc 100%	1,09	↔	0,143	1,16	↔	0,093	3,45	↔	0,218	2,61	↔	0,105	3,62	↔	0,274			1,29	↔	0,010	1,45	↔	0,013	1,66	↔	0,851	1,66	↔	0,861	1,87	↔	0,782
		Esc 75%	0,89	↔	0,397	0,96	↔	0,336	2,58	↔	0,056	1,97	↔	0,010	2,75	↔	0,121			0,97	↔	0,008	1,08	↔	0,012	1,46	↔	0,927	1,45	↔	0,938	1,67	↔	0,894
		Esc 50%	0,67	↔	0,695	0,74	↔	0,665	1,62	↔	0,159	1,27	↔	0,167	1,79	↔	0,035			0,64	↔	0,002	0,71	↔	0,008	1,24	↔	0,966	1,24	↔	0,976	1,46	↔	0,952
RU 60		Esc 100%	1,24	↔	0,040	1,30	↔	0,015	3,91	↔	0,341	2,87	↔	0,205	4,08	↔	0,382			1,63	↔	0,033	1,79	↔	0,030									
		Esc 75%	1,01	↔	0,243	1,07	↔	0,183	2,96	↔	0,202	2,18	↔	0,087	3,13	↔	0,263			1,27	↔	0,042	1,38	↔	0,038									
		Esc 50%	0,76	↔	0,599	0,82	↔	0,556	1,91	↔	0,000	1,43	↔	0,020	2,08	↔	0,029			0,87	↔	0,048	0,96	↔	0,050									
Blaney-Cridley	RU 125	Esc 100%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,84	↔	0,909	0,51	↔	0,901	0,64	↔	0,915			0,84	↑	0,990	0,83	↑	0,994	1,07	↑	0,988						
		Esc 75%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,84	↔	0,909	0,51	↔	0,901	0,64	↔	0,915			0,83	↑	0,989	0,82	↑	0,994	1,06	↑	0,988						
		Esc 50%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,84	↔	0,909	0,51	↔	0,901	0,64	↔	0,915			0,82	↑	0,988	0,81	↑	0,993	1,05	↑	0,987						
	RU 100	Esc 100%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,84	↔	0,909	0,51	↔	0,901	0,64	↔	0,915			0,94	↑	0,987	0,93	↑	0,993	1,17	↑	0,983						
		Esc 75%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,84	↔	0,909	0,51	↔	0,901	0,64	↔	0,915			0,91	↑	0,988	0,90	↑	0,993	1,14	↑	0,985						
		Esc 50%	0,19	↑	0,957	0,24	↑	0,952	0,84	↔	0,909	0,51	↔	0,901	0,64	↔	0,915			0,87	↑	0,988	0,86	↑	0,993	1,10	↑	0,986						
	RU 75	Esc 100%	0,29	↔	0,924	0,35	↔	0,933	0,78	↔	0,909	0,40	↔	0,901	0,59	↔	0,914			1,06	↑	0,980	1,05	↑	0,987	1,28	↑	0,973						
		Esc 75%	0,26	↔	0,930	0,32	↔	0,940	0,79	↔	0,909	0,41	↔	0,901	0,60	↔	0,915			0,99	↑	0,984	0,98	↑	0,991	1,22	↑	0,979						
		Esc 50%	0,24	↔	0,940	0,29	↔	0,946	0,81	↔	0,909	0,42	↔	0,901	0,61	↔	0,915			0,93	↑	0,986	0,92	↑	0,992	1,16	↑	0,983						
	RU 60	Esc 100%	0,46	↔	0,851	0,52	↔	0,855	0,44	↔	0,950	0,34	↔	0,937	0,27	↔	0,947																	
		Esc 75%	0,39	↔	0,888	0,45	↔	0,894	0,52	↔	0,961	0,36	↔	0,936	0,34	↔	0,964																	
		Esc 50%	0,32	↔	0,915	0,38	↔	0,923	0,61	↔	0,955	0,38	↔	0,930	0,42	↔	0,961																	
RU 50	Esc 100%	0,57	↔	0,773	0,63	↔	0,768	0,27	↔	0,783	0,18	↔	0,904	0,33	↔	0,715																		
	Esc 75%	0,47	↔	0,843	0,53	↔	0,846	0,25																										

En la tabla 8.1 se indica el grado de ajuste de cada una de las simulaciones realizadas respecto a las series de registro limnimétrico, mediante dos parámetros estadísticos distintos: la raíz del error cuadrático medio (RMSE, *Root of the Mean Square Error*) y el coeficiente de correlación de Pearson ( $R^2$ ). El primero de ellos evalúa la exactitud del ajuste, a partir de las diferencias entre los valores simulados y los observados; se trata, por tanto, de una medida de la magnitud del error predictivo. El segundo parámetro mide el grado de relación entre ambas series de datos, por lo que es más útil para valorar la covariación, independientemente de la escala.

De forma general, la metodología que peores resultados ha generado ha sido la del cálculo de la escorrentía derivada de la ETP obtenida por el método de Thornthwaite, la cual proporciona los peores valores de RMSE y  $R^2$  (Tab. 8.1). Los métodos de Hargreaves y Blaney-Cridley permiten obtener resultados muy similares entre ellos, aunque ligeramente mejores en el segundo caso. En cuanto al método del SCS, el grado de correlación es generalmente bueno y la magnitud de los errores es baja (Tab. 8.1). Ello podría deberse a la baja permeabilidad de los materiales que existen en las cuencas vertientes a los humedales, que propician una saturación del suelo lenta. Así, en un evento lluvioso la capacidad de infiltración del suelo se ve rápidamente sobrepasada y consecuentemente se genera escorrentía, lo que se ajusta mejor al planteamiento del SCS. Adicionalmente, las condiciones hidroclimáticas secas que han imperado durante el periodo de estudio (Figs. 3.11, 3.35 y 3.57) habrían impedido que el suelo permaneciera saturado de manera prolongada, de forma que el método del balance en el suelo no ha sido capaz de predecir la ocurrencia de escorrentía en determinados momentos.

En cuanto a las fórmulas de evaporación, el uso de la ecuación de Penman genera mejores resultados que los obtenidos a partir de la ecuación de Penman-Monteith, salvo en el caso de la laguna Amarga, en la que se consiguen reducir los valores de RMSE (Tab. 8.1). El uso de la fórmula de Vardavas y Fountoulakis para el cómputo de la evaporación en las lagunas más profundas (Amarga y Grande) disminuye el error de la predicción (RMSE), algo menos en la laguna Grande, respecto del cometido al utilizar las fórmulas de Penman y Penman-Monteith, mientras que los  $R^2$  aumentan o disminuyen ligeramente, según el caso.

## **8.4 MODELIZACIÓN LIMNIMÉTRICA Y BALANCE HÍDRICO DE HUMEDALES DURANTE EL PERIODO DE ESTUDIO**

Todas las simulaciones limnimétricas realizadas (363) se han representado gráficamente en el anexo 5 de esta memoria. En este apartado se representan únicamente las que obtuvieron un mejor ajuste en cada humedal y que han sido objeto de análisis y discusión.

### **8.4.1 Laguna de Los Jarales**

En la figura 8.3 se representan las simulaciones limnimétricas de la laguna de Los Jarales realizadas para el periodo de registro (abril 2014–septiembre 2017) a partir de los cuatro supuestos de escorrentía y evaporación que ofrecían mejor ajuste. En la dos primeras se ha incluido la escorrentía calculada según el método del SCS, considerando



## 8.4 Modelización limnimétrica y balance

un valor umbral ( $P_0$ ) de 19 mm; una de ellas se ha realizado con la evaporación según Penman y la otra según Penman-Monteith. El tercer y cuarto supuesto se han simulado a partir de la evaporación calculada con fórmula de Penman y de la escorrentía estimada mediante del balance de agua en el suelo, realizado con la ETP según Blaney-Cridley, asumiendo reservas útiles (RU) de 100 y 75 mm. Los parámetros de ajuste (Tab. 8.1) de las tres modelizaciones limnimétricas han sido calculados a partir de su comparación con la serie de registro limnimétrico diario (Fig. 8.3). Sin embargo, dicha serie no dispone de datos relativos a los años 2015/16 y 2016/17, ya que el dispositivo de medida fue retirado tras la desecación del humedal, en verano de 2015, y no volvió a instalarse debido a la falta de continuidad de la inundación del vaso lagunar. Por lo tanto, los valores de RMSE y  $R^2$  (Tab. 8.1) se refieren al periodo comprendido entre abril de 2014 y julio de 2015. No obstante, hay que señalar que las modelizaciones se han realizado para todo el periodo de control (abril 2014-septiembre 2017). Ninguna de las evoluciones representadas en la figura 8.3 simula inundación en el año 2016/17, al contrario de la mayoría de las incluidas en el anexo 5.1.

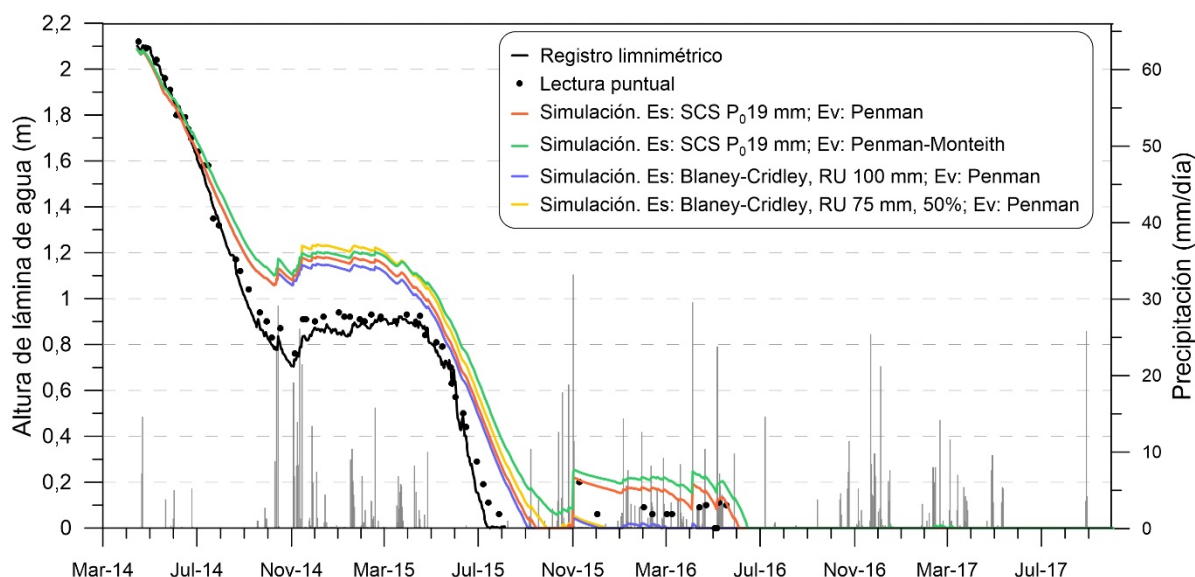


Figura 8.3. Resultado de la modelización limnimétrica de la laguna de Los Jarales durante el periodo de control (abril 2014–septiembre 2017). Se incluyen las series de registro limnimétrico y de precipitación diaria

La simulación efectuada a partir del balance de agua en el suelo con la ETP de Blaney-Cridley y una RU de 100 mm es la que cuenta con menor RMSE (0,19 m) y uno de los mejores  $R^2$  (0,957). Dichos valores son iguales a los obtenidos en las simulaciones realizadas considerando reservas útiles mayores y la ETP según Hargreaves (Tab. 8.1). Ello es debido a que en ninguno de los casos se llega a producir escorrentía con los valores de RU utilizados. Sin embargo, durante los trabajos de campo se comprobó que en los episodios lluviosos intensos sí se generaba escorrentía. Con la utilización de un valor de RU de 75 mm, con un porcentaje de escorrentía del 50% respecto de la lluvia útil (LLU) calculada con la ETP de Blaney-Cridley, se obtiene un ajuste similar a los casos anteriores (Tab. 8.1) y se logra incluir cierta cantidad de escorrentía. No obstante, ésta solamente produciría ligeros ascensos de la lámina de agua del humedal en noviembre de 2014, tras varias semanas lluviosas, y no en las subidas observadas en el año 2015 (Fig. 8.3). Ello no afecta a los parámetros de ajustes calculados por ocurrir fuera del periodo de

registro continuo, pero se observa que al inicio de año hidrológico 2015/16 el modelo no genera escorrentía como consecuencia de episodios lluviosos intensos ocurridos, lo que no coincide con la realidad observada (Fig. 8.3).

El uso del método del SCS sí permite obtener escorrentía en episodios lluviosos en los que la capacidad de campo no está cubierta pero la intensidad de la precipitación es tal que el suelo no es capaz de almacenarla o de dejar que se infiltre. Así, se aprecia que las modelizaciones realizadas con dicha metodología, aplicando un valor  $P_0$  de 19 mm sí predicen ascensos limnimétricos acordes con los registrados (Fig. 8.3), particularmente en noviembre de 2015, coincidiendo con el ensayo de trazadores realizado en el área de Jarales. Durante dicha experiencia se pudo constatar la generación de una gran cantidad de escorrentía, que provocó la inundación del humedal y de otras depresiones kársticas (Fig. 4.52C).

La simulación realizada con el método del SCS y el cálculo de la evaporación con la ecuación de Penman proporcionan un valor de RMSE ligeramente inferior al efectuado con la evaporación de Penman-Monteith (Tab. 8.1). Además, en el último caso, se observa que los descensos limnimétricos no llegan a desecar el humedal durante el verano de 2015, lo que sí predice la simulación realizada con Penman (Fig. 8.3). Ello podría indicar que la evaporación según Penman-Monteith infraestima la evaporación ocurrida desde la lámina de agua.

Por todo lo anteriormente expuesto, se ha considerado que el modelo que más se acerca a la realidad es el que incorpora la escorrentía generada con el método del SCS y la evaporación según Penman. A partir de los parámetros utilizados en dicha simulación se han calculado los volúmenes atribuibles a las entradas mensuales por precipitación y escorrentía y a las salidas por evaporación (Tab. 8.2). La diferencia entre el volumen de agua real almacenado y el simulado al final de cada mes ha sido atribuido al intercambio neto con las aguas subterráneas ( $\Delta G$ ). Los valores positivos de  $\Delta G$  indican aportación de recursos subterráneos hacia el humedal, mientras que los negativos significan infiltración desde la cubeta.

De forma general se observa que la evaporación es la componente con mayores valores volumétricos, tanto a escala mensual como anual (34,9 dam<sup>3</sup> en 2014/15; Tab. 8.2), mientras que las entradas por precipitación sólo se asemejan a aquéllos o los superan en los meses más húmedos del periodo de control (octubre 2014-febrero 2015). Únicamente se han calculado entradas por escorrentía en octubre y noviembre de 2014 (1,1 y 0,5 dam<sup>3</sup>, respectivamente) y su aportación al balance de 2014/15 son un orden de magnitud inferior a las de la precipitación (13,5 dam<sup>3</sup>). Los valores mensuales de  $\Delta G$  (Tab. 8.2) están comprendidos entre -4,9 dam<sup>3</sup> (octubre 2014), que corresponderían a infiltración de agua en el vaso lagunar, y 2,7 dam<sup>3</sup> (noviembre de 2014), atribuibles a alimentación de origen subterráneo. El balance de la laguna de Los Jarales del año 2014/15 indicaría que existe un volumen neto de entrada de recursos subterráneos de 0,6 dam<sup>3</sup>.

Durante los primeros seis meses simulados (mayo-octubre 2014) los descensos registrados en el humedal son superiores a los atribuibles a la evaporación calculada (Fig. 8.3), lo que podría indicar que se está produciendo salida neta de recursos mediante su infiltración en el vaso lagunar ( $\Delta G < 0$ , Tab. 8.2). Sin embargo, en la mayor parte del año

## 8.4 Modelización limnimétrica y balance

hidrológico 2014/15 se han estimado aportaciones subterráneas netas hacia el humedal (Tab. 8.2). Dicha entrada de agua subterránea explicaría la estabilización limnimétrica observada entre diciembre de 2014 y mayo de 2015, que no concuerda con las tendencias descendentes de las series simuladas, especialmente a partir del mes de marzo (Fig. 8.3).

Fecha	V inicial	P	Ev	Es	V final simulado	$\Delta V$ simulado	V final real	$\Delta V$ real	$\Delta G$
May-14	94,8	0,4	14,6	0,0	80,6	-14,2	77,6	-17,2	-3,0
Jun-14	77,6	0,7	14,5	0,0	63,8	-13,8	61,2	-16,3	-2,5
Jul-14	61,2	0,0	14,5	0,0	46,7	-14,5	42,4	-18,8	-4,4
Ago-14	42,4	0,0	11,2	0,0	31,2	-11,2	27,0	-15,4	-4,2
Sep-14	27,0	0,3	5,4	0,0	22,0	-5,1	19,2	-7,8	-2,7
Oct-14	19,2	2,5	3,5	1,1	19,3	0,1	14,4	-4,8	-4,9
Nov-14	14,4	4,8	1,6	0,5	18,1	3,7	20,8	6,4	2,7
Dic-14	20,8	0,8	1,2	0,0	20,4	-0,5	19,8	-1,0	-0,6
Ene-15	19,8	1,7	1,5	0,0	20,0	0,2	22,0	2,2	2,0
Feb-15	22,0	1,2	2,1	0,0	21,1	-0,9	22,4	0,4	1,4
Mar-15	22,4	1,4	4,1	0,0	19,7	-2,8	22,0	-0,4	2,3
Abr-15	22,0	1,2	5,5	0,0	17,6	-4,4	18,2	-3,8	0,6
May-15	18,2	0,0	7,4	0,0	10,8	-7,4	12,2	-5,9	1,5
Jun-15	12,2	0,0	6,8	0,0	5,5	-6,8	1,0	-11,2	-4,4
Jul-15	1,0	0,0	1,0	0,0	0,0	-1,0	0,0	-1,0	0,0
Ago-15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Sep-15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2014/15	19,2	13,5	34,9	1,6	0,0	-19,8	0,0	-19,2	0,6

Tabla 8.2. Resultado del balance hídrico de la laguna de Los Jarales (en  $\text{dam}^3$ ) a escala mensual, entre mayo 2014 y septiembre 2015, y en el total del año 2014/15. (**V**) volumen de agua almacenado; (**P**) volumen de entrada por precipitación directa; (**Ev**) volumen de salida por evaporación; (**Es**) volumen de entrada por escorrentía superficial; ( **$\Delta V$** ) variación de volumen; ( **$\Delta G$** ) volumen de intercambio neto con las aguas subterráneas, los valores positivos significan aportación hacia el humedal y los negativos indican infiltración

La laguna de Los Jarales se encuentra en una posición intermedia entre la zona de recarga más elevada del área de estudio (lagunas de Curado y de la Molina de Ramírez) y los puntos de descarga situados a cotas inferiores (rezumes del Cortijo La Salina y Serranillos y manantial del Anzur Alto), como evidencian los mapas de isopiezas realizados (Figs. 4.11 y 12 y mapa hidrogeológico adjunto). Se trataría, por tanto, de un humedal de tránsito, que puede recibir aportaciones subterráneas y además constituir un elemento de recarga (Andreo *et al.*, 2016). En ese contexto, y teniendo en cuenta que el sentido del flujo entre las aguas subterráneas y los humedales puede variar estacionalmente como consecuencia de las condiciones climáticas imperantes (Doss, 1993; Rosenberry y Winter, 1997), sería posible explicar los cambios de  $\Delta G$  estimados.

Así, al inicio del periodo de registro la laguna de Los Jarales contaba con más de 2 m de columna de agua (Fig. 8.3), debido a las aportaciones hídricas recibidas durante los años anteriores, que coincidieron con un periodo húmedo (Fig. 4.13). Sin embargo, a partir de 2013/14 las condiciones fueron secas, lo que habría dado lugar a una disminución de la recarga ocurrida en el domo piezométrico existente en el centro del área de estudio (véase mapa hidrogeológico adjunto), desde donde la laguna de los Jarales recibe la entrada de los flujos subterráneos. Ello explicaría por qué en los primeros meses considerados (mayo 2014-octubre 2014) se ha determinado salida neta de agua del humedal a través de su infiltración (Tab. 8.2). En el año hidrológico 2014/15,

en el que se registraron descensos limnimétricos que terminaron desecando la laguna (Fig. 4.13 y 8.3), el balance del humedal evidencia aportaciones netas de origen subterráneo. Ello se habría producido porque la tasa de evaporación superó a las aportaciones por escorrentía y precipitación directa sobre la laguna (Tab. 8.2), lo que habría favorecido los descensos limnimétricos. Como consecuencia, el gradiente hidráulico existente entre el área de recarga (domo piezométrico) y el humedal podría haber aumentado ligeramente, y habría favorecido así el flujo subterráneo entrada. No obstante, conviene puntualizar que esta interpretación está basada en un periodo de observación corto, coincidente con un periodo seco, y que el volumen neto anual de entrada y salida atribuibles a las aguas subterráneas es bajo en comparación con los de otras componentes. Por lo tanto, convendría disponer de un registro más amplio y representativo, que también incluyera años de tipo húmedo y medio, para poder extraer conclusiones más fiables.

En cualquier caso, el funcionamiento hídrico de la laguna de Los Jarales durante el periodo de estudio ha estado condicionado principalmente por los elementos superficiales del balance, sobre todo por la evaporación y, en menor medida, por la precipitación caída sobre la lámina de agua. La interacción entre las aguas subterráneas y el humedal supone una pequeña parte del cómputo total del balance. Sin embargo, la relación entre la laguna y las aguas subterráneas podría llegar a tener cierta incidencia sobre las variaciones de lámina de agua, tal y como se dedujo de los análisis correlatorio y espectral realizados a partir de las series de registro limnimétrico de dicho humedal, en los que se determinó una respuesta de las variaciones de lámina de agua desfasada respecto a la precipitación (véase apartado 4.3.2). La estabilización de la lámina de agua en el año 2014/15 (Fig. 8.1) podría ser indicio de esto último.

## 8.4.2 Laguna Amarga

Las simulaciones limnimétricas de la laguna Amarga que mejor ajuste presentan para el periodo de registro (octubre 2014-septiembre 2017) son las realizadas con el método de cálculo de escorrentía del SCS y las obtenidas mediante el método del balance de agua en el suelo, con una reserva útil (RU) de 50 mm y con la ETP determinada según Hargreaves y Blaney-Cridley (Tab. 8.1). Dicho valor de RU es bajo si se tiene en cuenta las características litológicas de la cuenca vertiente al humedal (predominantemente arcillosa). Sin embargo, con RU superiores no se ha conseguido simular los ascensos limnimétricos observados tras los eventos pluviométricos más importantes (anexo 5.2). En la figura 8.5 se representan las tres evoluciones resultantes al aplicar al método del SCS un umbral de escorrentía ( $P_0$ ) de 15 mm (evaporación según Penman, Vardavas y Fountoulakis y Penman-Monteith) y la derivada del balance de agua en el suelo, con la ETP de Blaney-Cridley, una RU de 50 mm, un coeficiente de escorrentía sobre la lluvia útil del 75% y la estimación de la evaporación según Vardavas y Fountoulakis. Esta última ecuación no ha podido aplicarse a partir de 2017, debido a que no se dispone de datos de temperatura del agua desde el inicio de ese año. Por esa razón, se ha completado la serie de evaporación de Vardavas y Fountoulakis mediante su correlación lineal con la de Penman (Fig. 8.4).

La simulación realizada con la escorrentía calculada a partir del balance de agua en el suelo cuenta con un error bajo (RMSE=0,21 m, Tab, 8.1), ya que las diferencias entre

## 8.4 Modelización limnimétrica y balance

los valores simulados y los reales son escasas, salvo en parte del año 2016 (Fig. 8.4). Sin embargo, se observa que los ascensos de lámina de agua ocurridos como consecuencia de los eventos pluviométricos no se asemejan a los registrados y que en algunas ocasiones (enero y marzo de 2016, agosto de 2017) no se modelizan ascensos, que sí ocurren en la realidad (línea naranja, Fig. 8.4). Ello se debe a que las precipitaciones que generaron dicha escorrentía tuvieron lugar en periodos en los que la RU no estaba cubierta. La utilización del método del SCS sí predice la generación de escorrentía en los momentos en los que ésta sucede, ya que no depende de la RU, sino de la intensidad de la lluvia. En este caso el valor de  $P_0$  que mejor ajuste ha proporcionado es 15 mm, inferior al utilizado en la laguna de Los Jarales (19 mm). Dicho resultado es coherente con las características litológicas de sus cuencas vertientes, que en el caso de la laguna Amarga es menos permeable, debido a la predominancia de materiales arcillosos-evaporíticos (véase mapa hidrológico adjunto). En ese sentido también hay que señalar que las mejores simulaciones realizadas con el método del balance de agua en el suelo toman en consideración valores de RU bajos (50-75 mm, Tab. 8.1), que no serían congruentes con el tipo de materiales que hay en superficie. Por todo ello la utilización del método del SCS en este caso parece más idónea. No obstante hay que tener en cuenta que en años húmedos, en los que el suelo permanecería saturado la mayor parte del tiempo, se podría infraestimar la escorrentía utilizando la metodología del SCS, ya que no se estimaría la generación de escorrentía si la precipitación ocurrida es inferior al valor umbral.

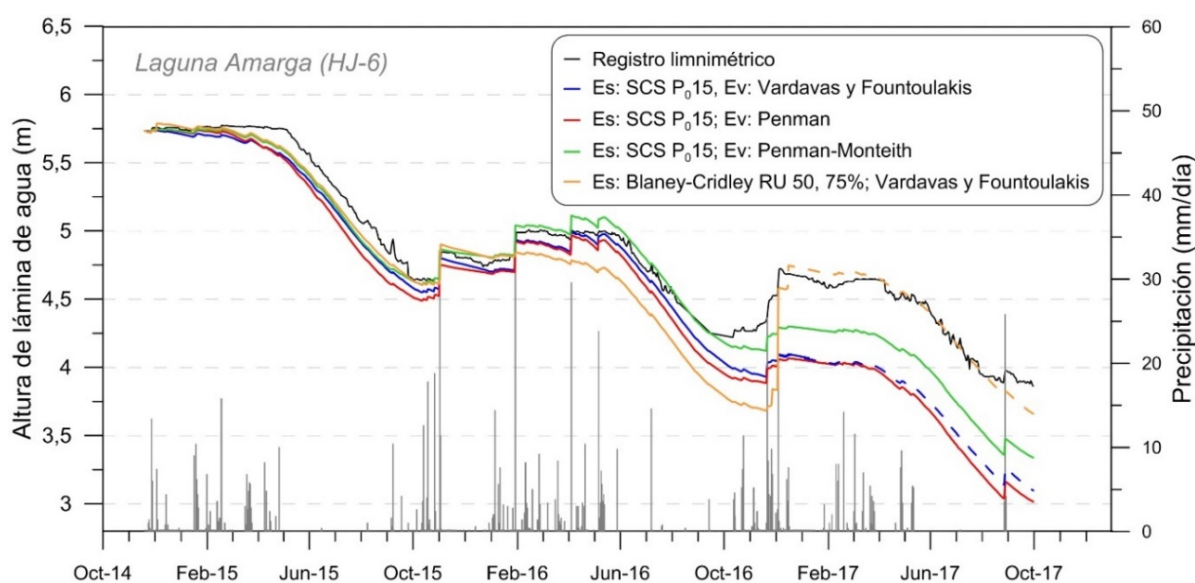


Figura 8.4. Resultado de la modelización limnimétrica de la laguna Amarga durante el periodo de control (octubre 2014–septiembre 2017). Se incluyen las series de registro limnimétrico y de precipitación diaria. Las líneas discontinuas indican que la evaporación fue estimada mediante correlación con Penman

Las evoluciones limnimétricas modelizadas a partir de la escorrentía calculada con el método del SCS muestran variaciones más acordes con las registradas, aunque las diferencias entre los valores simulados y los reales van aumentando hacia el final del periodo considerado (Fig. 8.4). Ello podría deberse tanto a una infraestimación de las entradas como a una sobreestimación de las salidas (o ambas cosas). Los trazados de isopiezas realizados (Figs. 4.11 y 4.12 y mapa hidrológico adjunto) evidencian que existe flujo subterráneo desde la parte central del área de Jarales hacia el NO, donde está

la laguna Grande. Además, trabajos previos han puesto de manifiesto la existencia de aportes subterráneos hacia el humedal (Aljibe-Consultores, 2005; CHG, 2008). Por lo tanto, la no consideración de entradas subterráneas en las modelizaciones realizadas sería la causa más plausible de la falta de coherencia entre los datos simulados y los reales al final del periodo de estudio.

De las tres simulaciones realizadas con el método del SCS que se representan en la figura 8.5, la que presenta mejores valores de RMSE y  $R^2$  es la que tiene en cuenta la evaporación según Vardavas y Fountoulakis (Tab. 8.1). Ésta mejora ligeramente la evolución realizada con la evaporación de Penman, debido a que tiene en cuenta el intercambio calórico entre el agua almacenada en la laguna y la atmósfera, lo que aporta cierto desfase a los descensos simulados, más acordes a los registrados (Fig. 8.4). Con la utilización de la fórmula de Penman-Monteith también se obtienen buenos parámetros de ajuste (Tab. 8.1), debido en parte a que la modelización realizada con ella presenta menor desviación respecto de los valores reales durante el último año de estudio (Fig. 8.4). No obstante, la utilización de dicha ecuación en la simulación limnimétrica de la laguna de Los Jarales, situada en el mismo contexto climático, ha dado lugar a una infraestimación de los descensos. Ello se debería a que la ecuación de Penman-Monteith suele dar valores de evaporación inferiores a los ocurridos desde láminas libres de agua (McMahon *et al.*, 2013; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016b), por lo que su utilización requiere de un coeficiente corrector (Allen *et al.*, 1998). La comparación de la evaporación calculada en los años 2015/16 y 2016/17 a partir de las ecuaciones de Penman (1.472 mm y 1.454 mm, respectivamente) y de Penman-Monteith (1.380 mm y 1.347 mm) evidencian dicha realidad, sobre todo si se contrasta con los valores históricos registrados en el tanque evaporímetro de la laguna Amarga, comprendidos entre 1.400 y 1.700 mm, con un valor medio de 1.519 mm (Tab. 3.12). Por todo ello, se considera que es más adecuado la utilización de la fórmula de Penman y, en este caso concreto, la versión modificada según los criterios de Vardavas y Fountoulakis.

Se han calculado los volúmenes atribuibles a las entradas mensuales por precipitación y escorrentía y a las salidas por evaporación en la laguna Amarga (Tab. 8.3), teniendo en cuenta la escorrentía generada a partir del método del SCS, con un  $P_0$  de 15 mm, y la evaporación obtenida según Vardavas y Fountoulakis. El intercambio neto con las aguas subterráneas ( $\Delta G$ ) ha sido estimado como la diferencia entre el volumen de agua real almacenado y el simulado al final de cada mes.

Las salidas ocurridas por evaporación desde la lámina de agua constituyen el elemento más importante del balance durante el periodo de observación (Tab. 8.3), con un valor máximo mensual de 13  $\text{dam}^3$ , y volúmenes anuales de 74,2  $\text{dam}^3$  (2015/16) y 66,7  $\text{dam}^3$  (2016/17). Las entradas mensuales por precipitación alcanzan 4  $\text{dam}^3$  (enero 2016) y su aportación anual al balance es de 20,3  $\text{dam}^3$  y 15  $\text{dam}^3$ , en los años 2015/16 y 2016/17, respectivamente. El volumen de entrada atribuible a la escorrentía ( $E_s$ ) difiere según el año. Así, entre diciembre de 2014 y septiembre de 2015 el valor de  $E_s$  fue 0 (Tab. 8.3), lo que concuerda con el registro limnimétrico, en el que no se observaron ascensos marcados (Fig. 8.4). Durante el año 2015/16, en el que tuvieron lugar algunos eventos pluviométricos de cierta intensidad, las aportaciones por escorrentía fueron de 13,1  $\text{dam}^3$ , mientras que en 2016/17 el valor fue inferior, de 2,3  $\text{dam}^3$ . Dicha diferencia estaría en parte causada porque el ascenso de lámina de agua registrado a finales de

## 8.4 Modelización limnimétrica y balance

noviembre de 2016 es más marcado que en la simulación realizada. Por lo tanto, es probable que el método haya subestimado la escorrentía, sobre todo teniendo en cuenta que la precipitación ocurrida entre diciembre de 2016 y enero de 2017 no fue intensa, por lo general.

Fecha	V inicial	P	Ev	Es	V final simulado	$\Delta V$ simulado	V final real	$\Delta V$ real	$\Delta G$
Dic-14	188,0	1,1	2,4	0,0	186,7	-1,3	187,1	-0,9	0,4
Ene-15	187,1	2,5	2,9	0,0	186,7	-0,5	188,6	1,4	1,9
Feb-15	188,6	1,6	2,6	0,0	187,6	-1,0	188,6	0,0	1,0
Mar-15	188,6	2,0	4,6	0,0	185,9	-2,7	188,3	-0,4	2,3
Abr-15	188,3	1,7	6,7	0,0	183,3	-5,0	187,6	-0,7	4,3
May-15	187,6	0,0	10,5	0,0	177,1	-10,5	177,1	-10,4	0,1
Jun-15	177,1	0,0	12,0	0,0	165,1	-12,0	163,3	-13,8	-1,9
Jul-15	163,3	0,0	13,0	0,0	150,3	-13,0	149,4	-13,9	-0,9
Ago-15	149,4	0,1	10,4	0,0	139,0	-10,4	138,2	-11,2	-0,8
Sep-15	138,2	0,9	7,8	0,0	131,3	-6,9	127,9	-10,3	-3,4
Oct-15	127,9	3,3	4,7	0,0	126,6	-1,3	127,8	-0,1	1,2
Nov-15	127,8	2,4	2,8	4,7	132,1	4,3	135,7	7,9	3,6
Dic-15	135,7	0,1	2,7	0,0	133,1	-2,6	133,8	-1,9	0,7
Ene-16	133,8	4,0	2,0	5,2	140,9	7,1	145,2	11,5	4,3
Feb-16	145,2	2,1	2,8	0,0	144,5	-0,7	146,0	0,8	1,5
Mar-16	146,0	1,2	4,4	0,0	142,8	-3,2	143,5	-2,5	0,6
Abr-16	143,5	2,8	4,8	2,7	144,2	0,7	145,1	1,6	0,9
May-16	145,1	3,3	7,6	0,6	141,4	-3,8	143,4	-1,7	2,0
Jun-16	143,4	0,0	11,0	0,0	132,4	-11,0	131,8	-11,6	-0,7
Jul-16	131,8	0,8	12,0	0,0	120,5	-11,2	123,7	-8,0	3,2
Ago-16	123,7	0,0	11,7	0,0	112,1	-11,6	113,0	-10,7	0,9
Sep-16	113,0	0,2	7,6	0,0	105,5	-7,4	108,1	-4,9	2,5
Oct-16	108,1	1,6	5,1	0,0	104,5	-3,6	109,6	1,5	5,1
Nov-16	109,6	3,3	2,8	1,0	111,1	1,5	121,9	12,3	10,8
Dic-16	121,9	2,4	2,2	0,1	122,2	0,3	128,8	6,9	6,6
Ene-17	128,8	0,3	2,3	0,0	126,9	-2,0	124,6	-4,2	-2,3
Feb-17	124,6	2,0	2,1	0,0	124,5	-0,1	127,0	2,5	2,5
Mar-17	127,0	2,2	3,7	0,0	125,5	-1,5	127,6	0,6	2,1
Abr-17	127,6	1,1	6,2	0,0	122,5	-5,1	122,3	-5,3	-0,2
May-17	122,3	0,7	7,8	0,0	115,3	-7,1	116,6	-5,8	1,3
Jun-17	116,6	0,0	10,2	0,0	106,4	-10,2	105,7	-10,9	-0,6
Jul-17	105,7	0,0	9,6	0,0	96,1	-9,6	95,5	-10,2	-0,7
Ago-17	95,5	1,4	8,1	1,1	89,9	-5,6	96,2	0,7	6,3
Sep-17	96,2	0,0	6,6	0,0	89,6	-6,6	91,7	-4,5	2,1
2015/16	127,9	20,3	74,2	13,1	0,0	-40,8	108,1	-19,9	20,9
2016/17	108,1	15,0	66,7	2,3	0,0	-49,4	91,7	-16,4	33,0

Tabla 8.3. Resultado del balance hídrico de la laguna Amarga (en  $\text{dam}^3$ ) a escala mensual, entre diciembre de 2014 y septiembre de 2017, y en el total de los años hidrológicos 2015/16 y 2016/17. (V) volumen de agua almacenado; (P) volumen de entrada por precipitación directa; (Ev) volumen de salida por evaporación; (Es) volumen de entrada por escorrentía superficial; ( $\Delta V$ ) variación de volumen; ( $\Delta G$ ) volumen de intercambio neto con las aguas subterráneas, los valores positivos significan aportación hacia el humedal y los negativos indican infiltración desde el humedal

La variación de volumen ( $\Delta V$ ) simulada entre los años 2015/16 y 2016/17 es de  $-90,2 \text{ dam}^3$  ( $-40,8$  y  $-49,4 \text{ dam}^3$ , respectivamente; Tab. 8.3). Dicha pérdida de agua supondría reducir el volumen almacenado en octubre de 2015 ( $127,9 \text{ dam}^3$ ) hasta  $37,7 \text{ dam}^3$ , muy por debajo de los recursos existentes en el humedal al final del periodo de registro ( $91,7 \text{ dam}^3$ ). Si en 2017/18 se obtuviera un valor de  $\Delta V$  similar al modelizado en los dos años anteriores, ello provocaría la desecación teórica de la laguna, lo que nunca

ha ocurrido. El hidroperiodo permanente del humedal se explica por la existencia de aportaciones de origen subterráneo, no incluidas en las simulaciones realizadas. El volumen de dichas entradas sería de 20,9 dam<sup>3</sup>, en 2015/16, y 33,0 dam<sup>3</sup>, en 2016/17 (Tab. 8.3). Este último valor podría estar sobreestimado si, como se planteaba en el párrafo anterior, la escorrentía ocurrida en dicho año se ha infravalorado. En cualquier caso, las aportaciones netas subterráneas estimadas en este estudio están en consonancia con las calculados por Aljibe-Consultores (2005), con un valor medio de 28,94 dam<sup>3</sup> y las estimadas por Moya (1988) para el año 1983/84 (33,56 dam<sup>3</sup>), considerado de tipo medio desde el punto de vista hidroclimático (Fig. 3.11). Por lo tanto, las entradas de recursos de origen subterráneo juegan un papel determinante en el balance hídrico del humedal.

Trabajos anteriores (Moya, 1988; Aljibe-Consultores, 2005; CHG, 2008) han atribuido la alimentación subterránea del humedal a los afloramientos dolomíticos que hay junto a éste (véase mapa hidrogeológico adjunto). El análisis químico e isotópico realizado en la presente investigación (Fig. 4.49) confirma la relación entre el agua del humedal y la del pozo situado en la orilla NO del humedal (P. de la laguna Amarga, PJ-53), excavado en dicha formación carbonática. No obstante, el humedal cuenta con mayores contenidos de Cl<sup>-</sup> que el atribuible a las aportaciones subterráneas procedentes de los materiales carbonáticos triásicas. Ello, unido al sentido del flujo, deducido a partir del trazado de isopiezas (Figs. 4.11 y 4.12), podría indicar que parte de las entradas de agua subterránea podrían producirse de forma difusa a través de los materiales arcilloso-evaporíticos que constituyen la mayor parte de su cuenca vertiente. El desfase entre las precipitaciones y las variaciones de altura de lámina de agua de la laguna Amarga, determinado a partir del análisis correlatorio de las series de registro limnimétrico, podría deberse a dicho tipo de aportaciones.

### 8.4.3 Laguna de Brujuelo

La utilización de la escorrentía calculada a partir del balance de agua en el suelo no ha dado buen resultado en las modelizaciones correspondientes a la laguna de Brujuelo, como se desprende de los bajos coeficientes de correlación ( $R^2$ ) y valores de RMSE obtenidos (Tab. 8.1); estos últimos muy elevados, teniendo en cuenta el escaso rango de variaciones limnimétricas registrado, inferior a 40 cm (Fig. 8.5). Además, los volúmenes de reserva útil (RU) considerados son demasiado bajos (35 y 40 mm) y no se corresponderían con suelos arcillosos como los del área de estudio. La elección de valores de RU más elevados no generaría escorrentía con las ETP de Blaney-Cridley y Hargreaves durante el periodo simulado, pero sí con la de Thornthwaite. No obstante, el uso de ésta última se ha descartado por no dar buenos resultados en ninguno de los humedales considerados (Tab. 8.1).

En la figura 8.5 se representan las dos únicas simulaciones con las que se ha conseguido valores de  $R^2$  mayores que 0,6 y errores (RMSE) más bajos que 0,20 m (Tab. 8.1). Se trata de las que incorporan los cálculos de escorrentía con el método del SCS, aplicando un  $P_0$  de 19 mm; una de ellas se ha realizado con la evaporación de Penman y la otra con la de Penman-Monteith. Las evoluciones limnimétricas simuladas son similares en ambos casos (Fig. 8.5), aunque los descensos se amortiguan y desfazan en el segundo, lo que repercutiría en un desecado más tardío del humedal. En el periodo de



## 8.4 Modelización limnimétrica y balance

inundación 2014/15, las alturas máximas de lámina de agua modelizadas quedan por debajo de las medidas reales, mientras que en el hidroperiodo 2015/16 se sobreestima la altura de lámina de agua alcanzada (Fig. 8.5). Finalmente, la inundación de la cubeta de la laguna de Brujuelo registrada a partir de noviembre de 2016 no se consigue replicar con ninguna de las simulaciones consideradas.

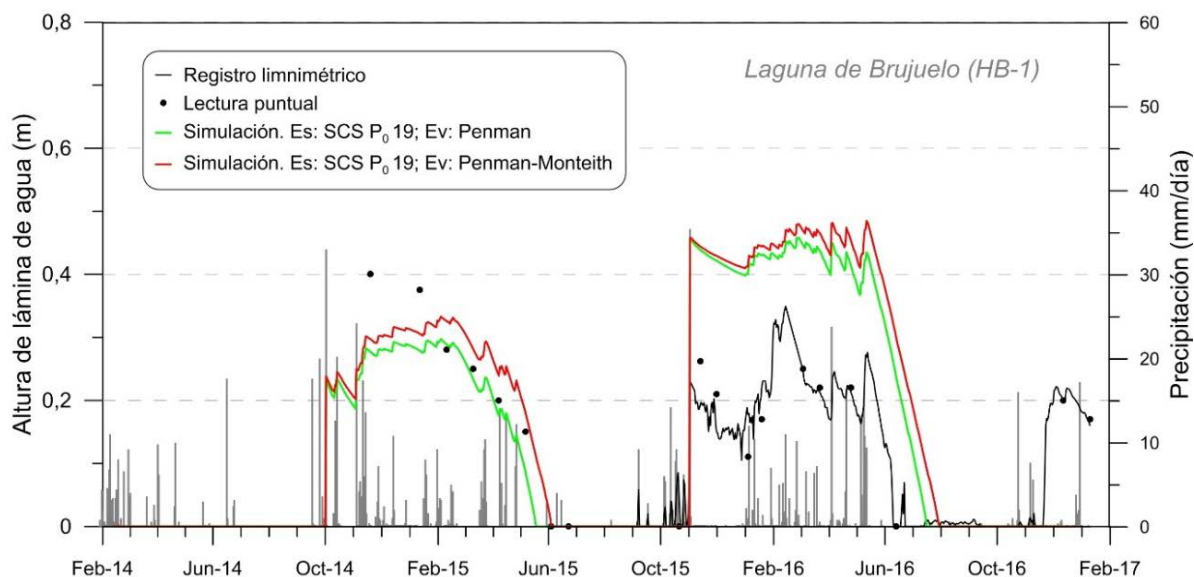


Figura 8.5 Resultado de la modelización limnimétrica de la laguna de Brujuelo durante el periodo de control (febrero 2014–enero 2017). Se incluyen las series de registro limnimétrico y de precipitación diaria

El mal ajuste de las modelizaciones realizadas en este humedal (el peor de todas las lagunas consideradas, Tab. 8.1) puede estar relacionado con las incertidumbres en la definición de su morfología que se comentaron en el apartado 8.2. Además, hay que recordar, que la laguna de Brujuelo se encuentra muy alterada, ya que es drenada artificialmente mediante la presencia de una zanja-túnel, vertiente hacia el arroyo del Brujuelo (véase mapa hidrogeológico adjunto), lo que impide el funcionamiento hídrico del humedal en condiciones naturales. Todo ello habría impedido modelizar su evolución limnimétrica de forma más precisa.

En la tabla 8.4 se representa el balance realizado a partir de los parámetros de la simulación con la que se ha obtenido el ajuste menos malo: escorrentía del SCS con  $P_0$  de 19 mm y evaporación con la metodología de Penman. Debido a que no se dispone de registro continuo durante el primer periodo de inundación, no se ha podido estimar el intercambio neto de recursos con las aguas subterráneas ( $\Delta G$ ) en el año 2014/15 a partir del balance hídrico del humedal.

De forma general, los valores volumétricos mensuales de los distintos elementos del balance hídrico de este humedal son bajos, inferiores al  $\text{dam}^3$ , con la excepción de la escorrentía de noviembre de 2015 (Tab. 8.4), que generó la inundación de la cubeta (Fig. 8.5). Por lo tanto, el error en las estimaciones es superior al que se ha podido cometer en el resto de casos. Los resultados anuales del balance ponen de manifiesto la importancia de los elementos superficiales en el funcionamiento hídrico del humedal, con entradas de precipitación y escorrentía comprendidas entre 0,97 y 2,17  $\text{dam}^3$  y salidas por evaporación de 2,46  $\text{dam}^3$  en 2014/15 y de 2,28  $\text{dam}^3$  en 2015/16 (Tab. 8.4). El

balance hídrico de la laguna de Brujuelo para el año 2015/16 evidencia la salida neta de de 0,86 dam<sup>3</sup> de agua por infiltración en el vaso lagunar.

Fecha	V inicial	P	Ev	Es	V final simulado	$\Delta V$ simulado	V final real	$\Delta V$ real	$\Delta G$
Oct-14		0,21	0,44	0,74	0,00	0,00			
Nov-14		0,56	0,27	0,11	0,50	0,40			
Dic-14		0,18	0,18	0,00	0,91	0,00			
Ene-15		0,22	0,24	0,00	0,91	-0,02			
Feb-15		0,14	0,34	0,00	0,89	-0,20			
Mar-15		0,15	0,44	0,00	0,69	-0,29			
Abr-15		0,15	0,39	0,00	0,40	-0,24			
May-15		0,00	0,16	0,00	0,15	-0,16			
Jun-15		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Jul-15	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ago-15	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sep-15	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Oct-15	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nov-15	0,0	0,07	0,48	2,06	-1,66	1,66	0,21	0,21	-1,45
Dic-15	0,2	0,00	0,06	0,00	0,26	-0,05	0,19	-0,02	0,04
Ene-16	0,2	0,11	0,08	0,00	0,17	0,02	0,89	0,70	0,68
Feb-16	0,9	0,31	0,32	0,00	0,91	-0,02	0,71	-0,18	-0,16
Mar-16	0,7	0,12	0,43	0,00	1,02	-0,31	0,27	-0,44	-0,13
Abr-16	0,3	0,16	0,36	0,11	0,35	-0,08	0,32	0,05	0,14
May-16	0,3	0,18	0,41	0,00	0,54	-0,22	0,13	-0,19	0,03
Jun-16	0,1	0,00	0,14	0,00	0,27	-0,14	0,00	-0,13	0,01
Jul-16	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ago-16	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sep-16	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Oct-16	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nov-16	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33	0,33	0,33
Dic-16	0,3	0,01	0,07	0,00	0,39	-0,06	0,36	0,03	0,09
2014/15	0,00	1,61	2,46	0,85	0,00	0,00	0,00	0,00	
2015/16	0,00	0,97	2,28	2,17	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,86

Tabla 8.4. Resultado del balance hídrico de la laguna de Brujuelo (en dam<sup>3</sup>) a escala mensual, entre octubre 2015 y diciembre 2016, y en el total del año 2015/16. (**V**) volumen de agua almacenado; (**P**) volumen de entrada por precipitación directa; (**Ev**) volumen de salida por evaporación; (**Es**) volumen de entrada por escorrentía superficial; ( **$\Delta V$** ) variación de volumen; ( **$\Delta G$** ) volumen de intercambio neto con las aguas subterráneas, los valores positivos significan aportación hacia el humedal y los negativos indican infiltración

La pérdida de agua de la laguna de Brujuelo hacia el subsuelo estaría favorecida por el túnel de desagüe que hay en su borde occidental, a través del que se introduciría el agua y se favorecería su infiltración hacia el sistema, ya que durante el periodo de investigación no se ha observado drenaje por el extremo de salida de dicho túnel ni signos de erosión provocada por ésta. El agua infiltrada en su mayoría circularía subterráneamente hacia el rezume de Brujuelo (RB-2), como se deduce de la forma de las isopiezas (mapa hidrogeológico adjunto) y del análisis hidrogeoquímico e isotópico realizado (véase apartados 5.5 y 5.6, respectivamente). El caudal medio drenado por dicha surgencia durante el año 2015/16, calculado a partir de la integral de su hidrograma (Fig. 5.1), es de 0,5 l/s, lo que supone una descarga anual de 16,5 dam<sup>3</sup>. Las crecidas registradas dicho año en el rezume ocurrieron en noviembre y a lo largo de toda la primavera (Fig. 5.1). Los valores mensuales de  $\Delta G$  evidencian que se produjeron salidas netas de agua en los meses de noviembre de 2015 y febrero y marzo de 2016 (Tab. 8.5).

Ello no quiere decir que no se haya producido infiltración en el vaso de la laguna de Brujuelo en el resto de meses de la primavera, sino que ésta pudo quedar compensada por las entradas subterráneas. La existencia de aportación de agua subterránea hacia el humedal es probable, puesto que se encuentra en una posición de tránsito de los flujos subterráneos, como indica el trazado de isopiezas (mapa hidrogeológico adjunto). Por lo tanto, la salida de agua del humedal por infiltración debe de ser mayor que la suma de todos los valores mensuales negativos de  $\Delta G$  estimados en el año 2015/16 ( $1,75 \text{ dam}^3$ ), que es un orden de magnitud inferior a la descarga del rezume de Brujuelo ( $16,5 \text{ dam}^3$ ).

La representación gráfica de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  frente  $\delta^2\text{H}$  de las muestras de agua del rezume de Brujuelo (RB-2) evidenció que éstas se distribuían a lo largo de una línea de pendiente 4 (Fig. 5.22), situada entre las líneas de evaporación de la laguna de Brujuelo (HB-1) y el rezume de Las Tosquillas (RB-4), con pendientes de 4,9 y 2,7, respectivamente. Ello indicaría que el agua drenada por el rezume de Brujuelo está constituida por una mezcla de agua procedente del humedal y de agua que ha sido infiltrada de forma difusa, similar a la drenada a través de la surgencia de Las Tosquillas. A partir de los valores medios de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^2\text{H}$  de las muestras de la laguna de Brujuelo ( $-2,2 \text{ ‰}$  y  $-24,2 \text{ ‰}$ ) y del rezume de Las Tosquillas ( $-5,3 \text{ ‰}$  y  $-42,7 \text{ ‰}$ ) se ha estimado el porcentaje necesario de cada una de las componentes de mezcla para obtener la composición isotópica media del agua del rezume de Brujuelo, con un  $\delta^{18}\text{O}$  del  $-4,4 \text{ ‰}$  y un  $\delta^2\text{H}$  del  $-35,8 \text{ ‰}$  (Tab. 5.10). De acuerdo con los cálculos realizados, la contribución del humedal al drenaje de dicha surgencia sería cercana al 30%, según los datos isotópicos, lo que significaría que a lo largo de todo el año se infiltraría alrededor de  $5 \text{ dam}^3$  desde la cubeta de la laguna, 3 veces más que lo estimado a partir del balance.

El funcionamiento hídrico de la laguna de Brujuelo depende claramente de la interacción con las aguas subterráneas. La infiltración desde el vaso lagunar tendría un mayor peso en el balance, aunque para poder mantener la lámina de agua debe de recibir también aportaciones desde el S, si su contribución al drenaje del rezume de Brujuelo se aproxima al valor calculado. Dichas aportaciones vendrían principalmente de la laguna de Cirueña (véase mapa hidrogeológico adjunto), donde se infiltraría el agua sin llegar a producirse la inundación de su cubeta. Ello explicaría por qué en la laguna de Cirueña no se ha observado lámina de agua durante el periodo de estudio, pese a que su cuenca vertiente ( $94,2 \text{ ha}$ ) es mayor que la de la laguna de Brujuelo ( $40,8 \text{ ha}$ ). Por lo tanto, los valores absolutos de entradas y salidas subterráneas en la laguna de Brujuelo estarían en torno a varias unidades de  $\text{dam}^3$ , pese a que la tasa de intercambio neto con las aguas subterráneas ( $\Delta G$ ) es inferior (Tab. 8.5). Es decir, la interacción humedal-aguas subterráneas tendrían un peso sobre el balance hídrico del humedal similar al de los elementos superficiales (precipitación, escorrentía y evaporación).

### 8.4.4 Laguna Grande

En la figura 8.6 se representan las tres evoluciones limnimétricas obtenidas a partir de los valores de escorrentía calculados con el método del SCS y un  $P_0$  de  $19 \text{ mm}$ , cuyos parámetros de ajuste ( $R^2$  y RMSE) se encontraban entre los mejores (Tab. 8.1). Así mismo, se ha incluido la simulación realizada con la escorrentía derivada del balance de agua en el suelo con la ETP de Blaney-Cridley, una RU de  $125 \text{ mm}$  y un porcentaje de

generación de escorrentía sobre la lluvia útil del 50 %, tomando en cuenta la evaporación a partir de la ecuación de Vardavas y Fountoulakis.

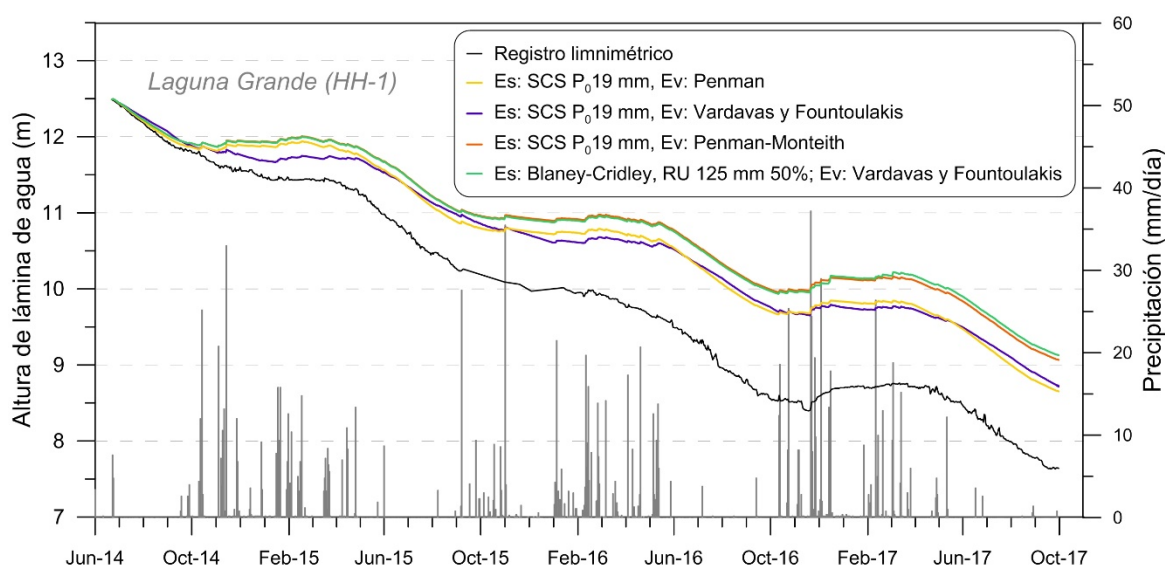


Figura 8.6 Resultado de la modelización limnimétrica de la laguna Grande durante el periodo de control (junio 2014–septiembre 2017). Se incluyen las series de registro limnimétrico y de precipitación diaria

De todas las evoluciones representadas en la figura 8.7, la elaborada con la evaporación estimada según Penman-Monteith es la que más se aleja de la serie de registro limnimétrico real (Fig. 8.6), además de la que cuenta con mayor error de estimación (RMSE, Tab. 8.1). Ello estaría relacionado con la infraestimación de la evaporación desde lámina de agua libre por parte de dicha ecuación (Allen *et al.*, 1998; McMahon *et al.*, 2013; Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2016b). El resto de simulaciones se alejan menos de la evolución limnimétrica real y se asemejan más entre sí (Fig. 8.6). De las tres, la que presenta más diferencias respecto de la serie de datos reales es la obtenida con las fórmulas del SCS y de Penman, que en los meses de invierno presenta menos descensos (atribuibles a la evaporación), mientras que en los meses de verano estos se acentúan (Fig. 8.6). Ello se debe a que la ecuación de Penman no toma en consideración el intercambio calórico entre la atmósfera y la columna de agua, la cual superaba la decena de metros en el año 2014/15, en el que las diferencias son más acentuadas.

Las otras dos simulaciones efectuadas son muy similares (Fig. 8.6), al igual que sus parámetros de ajustes (Tab. 8.1). La razón de dicha semejanza se encuentra en las dimensiones de la cuenca vertiente al humedal, cuya superficie (21,1 ha) es pequeña en comparación con el área ocupada por la lámina de agua: 6,9 ha, al inicio de la serie de registro, y 3,4 ha, al final de la misma. Ello, unido a la escasa pluviometría de los años que integran el periodo de investigación (Fig. 3.57), ha dado lugar a que las aportaciones de la escorrentía superficial sean muy reducidas y, por tanto, también lo sean las diferencias entre una y otra simulación.

En todos los casos simulados, tanto los representados en la figura 8.6 como los que no (véase anexo 5.4), se observa una infravaloración de los descensos reales, que va aumentando a medida que avanza el tiempo. Ello podría deberse a que se han estimado menos salidas que las reales o más entradas que las ocurridas, aunque lo primero es más probable, debido a que el periodo de registro coincidió con años secos, en los que la

#### 8.4 Modelización limnimétrica y balance

precipitación registrada fue escasa. La subestimación de las salidas podría corresponder a la existencia de infiltración neta de agua en la cubeta de la laguna o a la hipotética falta de adecuación de los datos de evaporación utilizados (véase apartado 3.4.4).

Con objeto de identificar el origen de la infravaloración de los elementos de salida se ha calculado la cantidad de evaporación que sería necesaria para que se produjeran los descensos de lámina de agua registrados cada año, teniendo en cuenta la precipitación ocurrida (Tab. 8.5). Así, la evaporación requerida sería igual a la suma de los descensos y la precipitación. En los años hidrológicos 2014/15 y 2015/16 se necesitarían más de 2.000 mm de evaporación, bastante por encima de la estimada mediante Penman y Vardavas y Fountoulakis, del orden de 1.500 mm (Tab. 8.5). En el año 2016/17 la evaporación estimada como necesaria es inferior a la calculada mediante las ecuaciones consideradas, aunque se asemeja algo más. En dicho año, la diferencia entre el registro limnimétrico y las evoluciones simuladas se mantuvieron. La evaporación media anual registrada en el tanque evaporímetro de la estación del Cerro del Palo, junto a la laguna de Fuente de Piedra, es de 1.815 mm, aunque se trata de datos brutos, sin multiplicar por el coeficiente corrector que elimina el efecto del calentamiento del agua almacenada en el tanque evaporímetro (Kohler *et al.*, 1955; Allen *et al.*, 1998). Los valores de dicho coeficiente son siempre inferiores a 1 (Linsley, 1982; Dingman, 2002; Rosenberry y Hayashi, 2013), de forma que el valor real de la evaporación debe ser aun inferior. La ETP del entorno de dicha laguna se encuentra en el rango de 800-900 mm anuales (Linares, 1990), al igual que el área de Los Hoyos (CMA, 2008b, Fig. 3.3), de forma que los valores podrían ser comparables, aunque se encuentren a casi 40 km de distancia. Por lo tanto, no parece que los datos de evaporación utilizados sean los causantes de la desviación observada. Por lo tanto, debe de existir salidas de agua desde el humedal hacia el acuífero.

Año hidrológico	Descensos reales	Precipitación	Evaporación Penman	Evaporación Vardavas y Fountoulakis	Evaporación necesaria
2014/15	1.610	444	1.554	1.508	2.054
2015/16	1.640	374	1.491	1.480	2.014
2016/17	910	436	1.529	1.500	1.346

Tabla 8.5. Cómputo de los descensos ocurridos en la laguna grande y de la precipitación y la evaporación registrada anualmente en la estación de Archidona-RAIF (en mm). Se incluye la evaporación necesaria para provocar los descensos observados, teniendo en cuenta la precipitación

En la tabla 8.6 se incluyen los resultados del balance hídrico realizado a partir de los datos de esorrentía generada mediante el método del SCS, con un  $P_0$  de 19 mm, y los valores de evaporación obtenidos según Vardavas y Fountoulakis. Entre los elementos incluidos en la simulación, se le atribuye un mayor volumen a la evaporación, con un máximo anual que supera los 80  $\text{dam}^3$ , aunque los valores disminuyen cada año (Tab. 8.6), debido a la reducción de la superficie ocupada por el humedal como consecuencia de los descensos limnimétricos (Fig. 8.6). Lo mismo ocurre con la precipitación, aunque la reducción es menos marcada y sus valores están comprendidos entre 16,4 y 25  $\text{dam}^3$ . Los aportes por esorrentía son un orden de magnitud inferior (1,2-2,5  $\text{dam}^3$ ).

El volumen de intercambio neto entre la laguna y las aguas subterráneas ( $\Delta G$ ; Tab. 8.6) se ha estimado como la diferencia entre las variaciones mensuales de volumen registradas y las modelizadas a partir de los datos de precipitación, evaporación y

escorrentía. Los resultados ponen de manifiesto que durante los dos primeros años completos de observación (2014/2015 y 2015/16), el humedal perdió por infiltración un volumen de agua de 32,7 y 23,3 dam<sup>3</sup>, respectivamente, equiparable a las entradas superficiales que tuvieron lugar en dichos años (Tab. 8.6). Así, la evaporación ocurrida no pudo ser contrarrestada por las entradas, lo que derivó en descensos limnimétricos muy similares a la tasa de evaporación calculada (Tab. 8.5). Sin embargo, en el año 2016/17 el valor de  $\Delta G$  es positivo, de forma que existen aportaciones subterráneas netas hacia el humedal (3,7 dam<sup>3</sup>, Tab. 8.6). Estas ocurren principalmente en la primera mitad del año hidrológico y serían las causantes del ascenso limnimétrico registrado (Fig. 8.6), el cual tiene lugar con cierto desfase respecto de las precipitaciones, por lo que no estarían asociados a la precipitación caída directamente sobre el vaso lagunar ni a la escorrentía. Ello se observa mejor en las simulaciones realizadas de forma individual para cada año hidrológico (Fig. 8.7), en las que se aprecia cómo durante los dos primeros años existe unos descensos claramente superiores a los simulados, mientras que en 2016/17 la similitud entre los datos reales y los modelizados es superior. Además, en ese año se aprecia claramente la capacidad de regulación limnimétrica que tiene el humedal como consecuencia de los aportes subterráneos recibidos en forma de ascenso lento y desfasado de la lámina de agua (Fig. 8.7), lo que no se observa en la serie simulada.

Los resultados obtenidos difieren de los publicados en otros trabajos, en los cuales se determinó que las aguas subterráneas aportaban recursos al humedal. En el informe “Definición del contexto hidrogeológico de humedales andaluces” (CMA, 2005) se estimaron en 63 dam<sup>3</sup> de entradas subterráneas en un año medio, aunque en el mismo documento se avisa sobre el carácter orientativo de dicho valor. Rodríguez-Rodríguez *et al.* (2007) realizaron un balance con algo más de detalle, pero referido a un periodo húmedo (1997/98-1998/99), en el que se calculó unas aportaciones subterráneas de 25 dam<sup>3</sup>.

Las condiciones hidroclimáticas en las que se llevó a cabo la presente investigación son secas (Fig. 3.57) y solamente se ha determinado un flujo neto de agua subterránea hacia el humedal en el año 2016/17. Ello podría estar relacionado con el hecho de que más de la mitad de las precipitaciones ocurridas durante dicho año (266 mm de 436 mm) se concentraron en el primer trimestre del año hidrológico, lo que habría favorecido la saturación del suelo y, como consecuencia, la recarga. En los dos años anteriores la lluvia estuvo más repartida a lo largo del año, con 177 mm caídos en el primer trimestre de 2014/15 y 76 mm en el de 2015/16. Tal circunstancia podría haber provocado una reducción de la tasa de recarga, lo que habría dado lugar a un descenso de los niveles piezométricos, como sugiere la disminución de caudal registrada en el manantial del Molino de los Aguileras (Fig. 6.1).

El esquema piezométrico del acuífero de Los Hoyos (mapa hidrogeológico adjunto) muestra que la laguna Grande se sitúa en una posición de tránsito de los flujos de agua subterránea, entre la zona central del sistema, en la que se produce la recarga, y los Llanos de Vivarena, al O, donde afloran sedimentos cuaternarios que constituyen el acuífero detrítico de Vivarena-Fuente del Fresno (CMA, 2005). Por lo tanto, en la cubeta del humedal entrarían recursos subterráneos procedentes de las áreas en las que la superficie piezométrica se sitúa por encima de la lámina de agua del humedal, principalmente desde el E, y se drenarían hacia las zonas piezométricamente deprimidas,

## 8.4 Modelización limnimétrica y balance

a través de la mitad occidental de la cubeta. Dicho intercambio de recursos se produciría de forma lenta, debido a la baja permeabilidad de los materiales que constituyen la cubeta de la laguna Grande, y su magnitud dependería del estado hidrodinámico del sistema.

Fecha	V inicial	P	Ev	Es	V final simulado	$\Delta V$ simulado	V final real	$\Delta V$ real	$\Delta G$
Jul-14	326,3	0,0	12,8	0,0	339,1	-12,8	310,6	-15,7	-2,9
Ago-14	310,6	0,0	11,8	0,0	322,5	-11,8	295,7	-14,9	-3,1
Sep-14	295,7	0,8	12,3	0,0	307,2	-11,6	288,1	-7,6	4,0
Oct-14	288,1	2,7	7,6	0,3	292,7	-4,6	277,2	-10,9	-6,3
Nov-14	277,2	6,5	9,1	0,8	279,0	-1,8	273,6	-3,6	-1,8
Dic-14	273,6	1,1	6,0	0,0	278,5	-4,8	267,4	-6,3	-1,4
Ene-15	267,4	4,3	2,5	0,0	265,5	1,8	267,2	-0,1	-2,0
Feb-15	267,2	2,7	2,2	0,0	266,7	0,5	265,7	-1,5	-2,0
Mar-15	265,7	2,3	2,8	0,0	266,2	-0,6	264,5	-1,2	-0,6
Abr-15	264,5	2,3	3,4	0,0	265,6	-1,1	254,9	-9,6	-8,5
May-15	254,9	0,1	10,2	0,0	265,0	-10,1	240,6	-14,3	-4,2
Jun-15	240,6	0,5	9,9	0,0	250,1	-9,5	227,1	-13,5	-4,1
Jul-15	227,1	0,0	11,2	0,0	238,3	-11,2	214,1	-13,0	-1,8
Ago-15	214,1	0,2	8,0	0,0	221,9	-7,8	204,5	-9,7	-1,9
Sep-15	204,5	2,3	8,4	0,4	210,2	-5,7	200,6	-3,9	1,9
Oct-15	200,6	1,5	6,2	0,0	205,2	-4,7	195,7	-4,8	-0,2
Nov-15	195,7	2,0	5,1	0,9	197,8	-2,1	191,2	-4,5	-2,4
Dic-15	191,2	0,0	5,0	0,0	196,2	-5,0	191,5	0,3	5,3
Ene-16	191,5	2,6	2,6	0,1	191,4	0,1	189,1	-2,4	-2,5
Feb-16	189,1	4,6	1,5	0,1	185,9	3,2	188,5	-0,7	-3,9
Mar-16	188,5	1,2	3,8	0,0	191,0	-2,6	182,1	-6,4	-3,8
Abr-16	182,1	2,4	4,7	0,1	184,3	-2,2	176,3	-5,8	-3,6
May-16	176,3	2,5	4,6	0,0	178,4	-2,1	168,5	-7,8	-5,7
Jun-16	168,5	0,0	8,5	0,0	177,0	-8,5	161,8	-6,7	1,7
Jul-16	161,8	0,2	7,9	0,0	169,6	-7,8	146,5	-15,3	-7,5
Ago-16	146,5	0,0	8,8	0,0	155,3	-8,7	140,0	-6,5	2,2
Sep-16	140,0	0,2	6,3	0,0	146,1	-6,1	130,9	-9,1	-3,0
Oct-16	130,9	2,5	6,0	0,3	134,1	-3,2	129,0	-1,9	1,3
Nov-16	129,0	4,6	2,3	1,3	125,4	3,6	131,6	2,6	-0,9
Dic-16	131,6	2,9	2,8	0,5	131,1	0,5	136,1	4,5	4,0
Ene-17	136,1	0,4	1,6	0,0	137,3	-1,2	136,3	0,2	1,4
Feb-17	136,3	2,5	1,8	0,3	135,3	1,1	138,0	1,7	0,6
Mar-17	138,0	2,3	3,1	0,0	138,8	-0,8	136,7	-1,3	-0,5
Abr-17	136,7	0,4	4,6	0,0	140,9	-4,2	135,1	-1,6	2,6
May-17	135,1	0,5	5,2	0,0	139,8	-4,7	128,0	-7,1	2,5
Jun-17	128,0	0,2	7,2	0,0	135,0	-7,0	118,9	-9,0	-2,0
Jul-17	118,9	0,0	7,1	0,0	126,1	-7,1	110,6	-8,3	-1,2
Ago-17	110,6	0,1	6,9	0,0	117,5	-6,8	103,5	-7,2	-0,4
Sep-17	103,5	0,0	5,7	0,0	109,2	-5,7	99,1	-4,3	1,4
2014/15	288,1	25,0	81,4	1,5	210,2	-54,8	200,6	-87,5	-32,7
2015/16	200,6	17,3	64,9	1,2	146,1	-46,4	130,9	-69,7	-23,3
2016/17	130,9	16,4	54,4	2,5	109,2	-35,5	99,1	-31,8	3,7

Tabla 8.6. Resultado del balance hídrico de la laguna Grande (en  $\text{dam}^3$ ) a escala mensual, entre julio de 2014 y septiembre de 2017, y en el total de os años hidrológicos 2014/15, 2015/16 y 2016/17. (**V**) volumen de agua almacenado; (**P**) volumen de entrada por precipitación directa; (**Ev**) volumen de salida por evaporación; (**Es**) volumen de entrada por escorrentía superficial; ( **$\Delta V$** ) variación de volumen; ( **$\Delta G$** ) volumen de intercambio neto con las aguas subterráneas, los valores positivos significan aportación hacia el humedal y los negativo indican infiltración

El gran desarrollo kárstico existente en la superficie del área de Los Hoyos favorecería la infiltración del agua y su tránsito hacia la zona saturada. Ello provocaría que en los años húmedos se produjera un ascenso más o menos rápido de los niveles piezométricos, lo que favorecería el llenado de la cubeta de la laguna Grande. Dicha entrada de recursos sucedería de forma lenta y gradual, como sugiere la evolución

limnimétrica histórica el humedal, en la que se observan desfases de las subidas de lámina de agua respecto de la precipitación (Fig. 6.4). En tales circunstancias, el gradiente hidráulico que se establecería entre el nivel piezométrico en la vertiente oriental de la laguna y su lámina de agua sería mayor que el existente entre ésta y el acuífero de Vivarena-Fuente del Fresno, de forma que el flujo de entrada superaría al de salida. Por lo tanto, el intercambio neto de recursos con las aguas subterráneas ( $\Delta G$ ) en los periodos húmedos sería positivo.

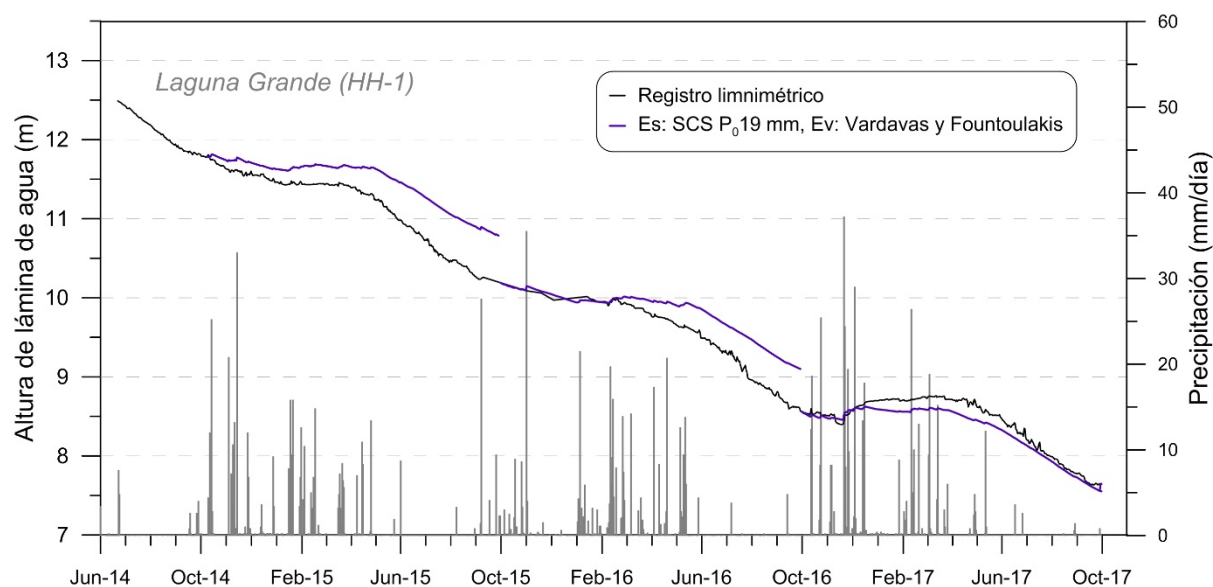


Figura 8.7 Resultado de las modelizaciones limnimétricas de la laguna Grande realizadas para los años 2014/15, 2015/16 y 2016/17. Se incluyen las series de registro limnimétrico y de precipitación diaria

En los años secos, el nivel piezométrico descendería de forma notable, debido a la salida de recursos del sistema por el manantial del Molino de los Aguileras y, en menor medida, por la evaporación ocurrida en los humedales y a través de la descarga lateral hacia el acuífero de Vivarena-Fuente del Fresno. Ello provocaría que el gradiente hidráulico que determina la entrada de agua subterránea hacia el humedal disminuyera, de forma que las aportaciones se vieran reducidas. De igual modo, el descenso limnimétrico que tienen lugar en la laguna Grande en años de escasa pluviometría (Fig. 6.4) daría lugar a una menor tasa de infiltración de agua en la cubeta del humedal. Así, si el volumen de entrada no superase el de salidas, el intercambio neto de recursos con las aguas subterráneas ( $\Delta G$ ) sería negativo; es decir, habría una pérdida de recursos hacia el subsuelo. Ello explicaría el desvío de las simulaciones limnimétricas realizadas respecto del registro de la altura de lámina de agua (Fig. 8.6).

Por lo tanto, existe una marcada interacción entre las aguas subterráneas y el humedal, que funcionaría como un “pozo” en el que la altura de la lámina de agua variaría en función de las fluctuaciones limnimétricas de los alrededores, además de por las entradas y salidas que tienen lugar en superficie: precipitación, evaporación y, en menor medida, escorrentía. Dependiendo de las condiciones hidroclimáticas existentes, el sentido del intercambio neto de recursos con las aguas subterráneas puede verse modificado. No obstante, el flujo de entrada y salida del humedal debe ser lento en comparación con las aportaciones que recibe el manantial del Molino de los Aguileras, situado a 365 m al SO del centro del humedal. Los valores de descarga anual de dicha



surgencia durante el periodo de estudio, los cuales se han determinado a partir de la integral de su hidrograma (Fig. 6.1), han estado comprendidos entre 829,7 dam<sup>3</sup>, en el año hidrológico 2014/15, y 414,4 dam<sup>3</sup>, en 2016/17. Se trata de volúmenes muy superiores a los de los distintos elementos que integran el balance hídrico de la laguna Grande (Tab. 8.6), por lo que no parece razonable que el drenaje de la surgencia proceda en su totalidad del humedal. Por otro lado, el estudio de la composición isotópica de las muestras de agua tomadas en el área de Los Hoyos (Fig. 6.22) no evidencia la conexión hidrogeológica directa entre ambos puntos. Así mismo, el esquema de isopiezas (véase mapa hidrogeológico adjunto) indica que el flujo de agua subterránea en el entorno del humedal circula hacia el NO, no hacia el SO, donde se encuentra el manantial.

Todo ello sugiere que la elevada heterogeneidad del medio determinaría el funcionamiento hidrogeológico de ambos puntos de agua. La predominancia de materiales arcillosos, poco permeables, condicionarían que la velocidad de los flujos de entrada y salida de la laguna fuese lenta y, además, limitaría la conexión subterránea entre la laguna Grande y el Manantial del Molino de los Aguileras. Sin embargo, la mayor presencia de otros materiales más permeables (yesos, areniscas, dolomías) en determinadas zonas y la existencia de cierto desarrollo kárstico en algunos enclaves, favorecería el flujo de agua subterránea. Así, el drenaje ocurriría principalmente hacia dichas zonas, de las que el Molino de los Aguileras sería un ejemplo.

## 9 CONCLUSIONS

The final chapter of this doctoral dissertation includes two sections. The first one contains the main conclusions regarding the hydrogeological characterization of the studied areas, by means of the application of some of the most commonly used techniques in hydrogeology (hydrodynamic, hydrochemistry and environmental isotopes), as well as other less spread methods (groundwater dating). In the first part it is also included the hydrological functioning of the most important wetlands of each area. The second section comprises the critical analysis of the methodological aspect of the research, specifically the applicability of those considered in determining the hydrogeological functioning of the evaporite-karst systems and wetland-groundwater interaction, as well as the techniques used for dating groundwater.

### 9.1 CONCERNING THE CHARACTERIZATION OF THE STUDY AREAS

#### 9.1.1 Hydrogeological characterization of Jarales area

This study area is located in the southern region of Cordoba Province, bounded by Genil (S) and Anzur (N) Rivers. It constitutes an 80 km<sup>2</sup> evaporite karst plateau, mainly formed by Triassic marls and evaporite rocks (gypsum, anhydrite and halite) as well as blocks of diverse age and lithology (Triassic and Jurassic dolostone, Cretaceous marls, and Miocene sandstones), belonging to the so called Chaotic Subbetic Complexes (CSC). The whole set of materials is highly deformed and uplifted from the surrounding terrains. The central part of Jarales area (350-440 m a.s.l.), which is covered by more recent deposits (Miocene and Pleistocene conglomerates, sandstones and marls), is dominated by a smooth landscape (without a well-defined drainage network) and the presence of numerous endorheic areas formed by karst dynamic; some of them are occupied by wetlands. In the northern part (~300 m a.s.l.) karst depressions are aligned according to N-S direction and their natural drainage takes place through swallow holes, whose occasional obstruction leads to the temporary flooding of the depressions.

The prevailing climate is sub-continental Mediterranean, with typically dry and hot summer months. The analysis of the spatial distribution of historical rainfall time series (1963/64-2015/16) reveals an ascending trend from the central part of the area towards its borders, although during the research period (2013/14-2016/17) the drier region is displaced to the SW. The hydroclimatic conditions for the study period were dry, as the recorded precipitation was less than 85% of the annual average value (508 mm) for the historical record (1963/64-2015/16), except for 2015/16, when that percentage was slightly exceeded. Rain water samples are of the calcium-carbonate type, and their isotopic signature reveal a mixing origin from Atlantic and Mediterranean sources, although with a greater influence of the first one.

## 9.1 Concerning the characterization of the study area

---

Mean air temperature is 17.2°C for the 1980/81-2015/16 period, in which a warming trend was detected. During the research years the annual temperature was comprised among 16.8°C and 18.1°C, with an average value of 17.5°C. The historical evaporation data (2002/03-2015/16) has a mean annual value of 1,676 mm, whereas during the study years evaporation was in the range of 1,335 and 1,524 mm.

The sketch of water table contours, based on the measurement of groundwater level in wells, reveals the existence of a potentiometric dome that is adjusted to the topographical surface. Thus, groundwater flows in a centrifugal radial way, from the upper part of the plateau to its borders. Recharge takes place by diffuse infiltration of rainfall through gypsum, carbonate and Cenozoic exposures, but also through the bottom of the wetlands placed at higher altitudes, as derived from the hydrological budget of Los Jarales wetland. Besides, concentrated recharge also occurs when surface runoff is infiltrated through the karst swallow holes located at the northern part of the study site.

The interaction among groundwater and wetlands has some influence on the hydroperiod and hydrochemistry of the latter. Temporally flooded areas, as El Canónigo and Dulce wetland, show rapid water level risings. Their waters evidence little geochemical evolution and light evaporation signature. They do not show any evidence of groundwater dependence and they probably function as recharge wetlands. The chemical and isotopic composition of Los Jarales wetland waters, as well as the correlation analysis of its limnimetric record series, suggest a certain groundwater contribution. The water budget performed during the research period confirms the existence of groundwater input, but also the infiltration of water through its bed. Thus, it is a transit wetland with a lasting temporal hydroperiod, which is also suggested by the water table contours. Nonetheless, the volume of such groundwater flow is small compared to those belonging to evaporation and precipitation. Amarga wetland budget clearly evidences a groundwater input that is in the range of the surficial inputs (precipitation over water surface plus runoff). The chemical and isotopic analysis of its waters evidence the connection to the nearby carbonate outcrops, although they also reflect some influence of the clayey-evaporite formations. Amarga wetland is placed towards the W border of the potentiometric dome, which explains its permanent hydroperiod as a discharge wetland.

The main outlets of the system are situated in Genil and Anzur riverbeds. All of them drain brine waters of NaCl type. Anzur Alto spring is placed at 300 m a.s.l. by Anzur River, on the eastern end of the plateau. Its waters have mean electrical conductivity (EC) and temperature values of 45.3 mS/Cm and 20.6°C, respectively. The hydrogeological functioning is rather inertial, with a buffered hydrodynamic and hydrochemical response to the climatic conditions. Las Salinillas spring is located beside Genil River (S), at 254 m a.s.l. It has higher water temperature (21.6°C) and EC (76.1 mS/cm). Lastly, Anzur Bajo spring is raised 254 m a.s.l., towards the northern border of the system, and the EC and temperature of its waters have mean values of 148.8 mS/cm and 20.7°C. The geochemical trend of spring waters, with increasing mineralization and evaporite-derived solute concentration ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{K}^+$ ) towards lower positions, as well as their slight thermal anomaly, suggest the existence of hierarchized groundwater flows system, including deep ascending flows with long residence time within the medium. The use of groundwater techniques of dating has reinforced this statement, demonstrating that

waters drained by Anzur Alto and Anzur Bajo have found to be a convergence of groundwater flows of different ages. A greater old component mixing fraction (before 1953) is drained through the second spring, although its young fraction (after 1953) is more recent than Anzur Alto's.

The hydrogeological functioning of Anzur Bajo spring is complex. Its hydrochemical and water temperature evolutions show rising inter-annual trends, as a result of the chain of several dry years. Such trend evidences the progressive increase of the proportion of deep old groundwater flows drained by the outlet. However, spring natural responses display a markedly karst behaviour, with rapid and noticeable changes in discharge (0.2-98.8 l/s), mineralization (120.6-167.8 mS/cm) and water temperature (19.4-21.6°C), which are provoked by the participation of both, saturated and non-saturated zones. The tracer test performed in Jarales area contributed to define the main karst hydrogeological connections between endorheic exokarst areas and the outflow, to estimate the effective flow velocities (70-192 m/h) and to infer the conduit network geometry. Furthermore, the saturation of the karst network provokes the flooding of the karst depressions, leading to extend concentrated recharge, which has great influence on the spring hydrodynamics. The rapid effect of recently infiltrated water on Anzur Bajo hydrodynamic would explain the younger age of its modern mixing fraction.

### **9.1.2 Hydrogeological characterization of Brujuelo area**

Brujuelo area is located at southern Jaén province, 15 km NE from the capital city. It corresponds to the watershed divide of two Guadalquivir River's tributaries: Salado stream (E), and Cañada de las Charcas stream (W). From the geological standpoint, the area is basically formed by Triassic materials: multi-coloured clays, sandstones, subvolcanic rocks (ophites), evaporite rocks (gypsum and halite), and limestones and dolomites (Muschelkalk). The structure is that of a megabreccia, with blocks of diverse lithology (mainly carbonates and gypsum) that are embedded within a Triassic clayey-evaporite matrix, as a result of the gravitational transport processes and massive movements towards the Guadalquivir basin affecting the protholiths during the Lower and Middle Miocene. Upper Miocene calcareous sandstones, conglomerates and marls appear discordantly over the CSC materials at the SW.

Climate in the area is sub-continental Mediterranean, with hot and dry summers (no rainfall, generally). The analysis of historical precipitation data (1951/55-2015/16) reveals a northwards decreasing rainfall pattern, influenced by topography. During the study period (2013/14-2015/16), recorded annual rainfall has ranged from 361 to 369 mm, which is lower than 85% of the average historical data (511 mm). Thus, the research years can be considered as dry. Rainfall waters have diverse chemical facies, although the calcium-carbonate type is predominant. The isotopic signature of precipitation evidences a prevailing Atlantic origin, but some rainfall events have Mediterranean provenance.

The annual air temperature displays an ascending trend for the period 1973/74-2015/16, with an average value of 17.7°C. During the research period, the annual temperature varied from 17.5°C (2013/14) to 18.2°C (2014/15 y 2015/16). The mean annual evaporation is 1,304 mm, derived from the 1981/82-2015/16 record, while the

## 9.1 Concerning the characterization of the study area

---

values registered during the study years are comprised between 1,573 mm and 1,640 mm.

The study site is characterized by a smooth topography and it does not show abundant exokarst features, unlike other areas related to CSC materials, only few karst depressions and karst collapses. The two most significant endorheic areas are occupied by Brujuelo (458m a.s.l.) and Cirueña (463m a.s.l.) wetlands, which are connected by a drainage ditch. Brujuelo wetland is artificially drained by a low diameter tunnel that connects the wetland to the natural drainage network. Based on the water table contour map and on Brujuelo wetland water budget, Cirueña wetland has been defined as a recharge feature. Groundwater level has been constantly beneath it, so no flooding has been registered, suggesting that all water reaching the wetland bed on surface has been infiltrated. Part of it flows towards Brujuelo wetland, representing hydrological inputs, although the amount of its groundwater outputs must be greater, as deduce of its water budget. Brujuelo wetland is defined as a transit wetland highly dependent on surficial inputs. Consequently, it becomes dry during the summer months partially due to its anthropic modifications, which favor the infiltration of water through the tunnel.

Rezume de Brujuelo (450 m a.s.l.) is a small leakage placed downstream the exit of Brujuelo wetland tunnel. Water drained by this discharge point exhibits some chemical and isotopic resemblance to the water storage in Brujuelo wetland. Furthermore, discharge variations correspond to the registered limnometric fluctuations. All of that evidence that Rezume de Brujuelo drainage is partially due to the infiltration taking place in Brujuelo wetland, although its isotopic signature also has some influence from the recharge occurring through the Miocene deposits at the southern part of the study site.

The water table sketch reveals that groundwater flows from the recharge area (SW) towards arroyo Salado, where the most important discharge points are located: Don Benito (E) and San Carlos (N) springs, 440 and 375 m a.s.l., respectively. Maximum water temperature and mineralization are reached at both outlets. Mean CE and temperature values are 170.2 mS/cm and 22.2°C in Don Benito spring, and 195.5 mS/cm and 20.5°C in San Carlos. The main groundwater flowpath is that of SW-NE direction, which is integrated by Cirueña and Brujuelo wetlands, Rezume de Brujuelo, and Brujuelo (425 m a.s.l.) and San Carlos spring. Their waters describe a geochemical evolution characterized by the transition from brackish waters, with Cl-SO<sub>4</sub>-Na-Ca facies, to distinctly Na-Cl type brine ones. The slightly thermal anomaly of groundwater towards lower altitudes (compared with the mean annual air temperature) evidences the presence of upward deep groundwater flows on the spring waters, while their higher geochemical evolutions suggest longer residence time within the system, which allows intense water-rock interactions. Groundwater dating has confirmed that Brujuelo spring waters were mainly infiltrated during the last decades. On the other hand, Don Benito and San Carlos springs drain a higher proportion of old waters (before 1953).

### 9.1.3 Hydrogeological characterization of Los Hoyos area

This study area is a 20 km<sup>2</sup> diapiric structure belonging to the so called “Trias of Antequera”, an elongated CSC outcrop with ENE-WSW direction in the northern part of the province of Malaga. It is placed at the watershed divide between Guadalhorce River

(W) and Genil River (E) and presents an altitudinal range of 700-900 m a.s.l. The CSC Unit in this area is characterized by the predominance of multi-colored clays and sandstones, evaporite rocks, carbonate breccias and subvolcanic rocks (ophites). The core of the diapir is occupied by gypsum massive outcrops or as a polygenic breccia (halite, gypsum, and little parts of clays and carbonates). The whole set of rocks are highly deformed, partially due to halokinetic processes, which have caused a ground uplifting, resulting on the study area being about 50 m higher than the surrounding Plio-Quaternary formations (700 to 750 m a.s.l., E and W borders, respectively).

Los Hoyos area exhibits a remarkable karst landscape, characterized by the existence of a large number of dolines of different typology, sinkholes and small surface depressions. Some of those karst features placed in the central part of the diapir become temporarily flooded during wet periods, due to the accumulation of rainfall and runoff waters. On the other hand, at the western border of the structure, two large dolines are permanently inundated as a consequence of the groundwater table being intersected by their basins. They are Grande and Chica wetlands, whose bottoms are elevated 780 and 781 m a.s.l., respectively, and their water columns are of several meters.

The climate of the study area is sub-continental Mediterranean, with cold winters and dry summers. The historical analysis of rainfall series (1963/64-2016/17) reveals the rising of precipitation southwards, owing to the presence of the high relieves of Sierra Gorda and Gibalto. During the research period (2013/14-2016/17) it has also been detected a decrease of the amount of rainfall towards the east and west. The annual precipitation recorded in the study year ranges from 376 mm (2015/16) to 474 mm (2013/14), lower than the 85% of the historical mean value (609 mm). Thus, the hydroclimatic conditions during the investigation were dry.

The average annual temperature registered for the period 1975/76-2016/17 is 16.5 °C, similar to that recorded during the research years, among 16.1°C (2013/14) and 16.5 °C (2016/17). The mean annual evaporation of the area, derived from Penman equation, is 1,506 mm between 2000/01 and 2016/17, whereas the value corresponding to the study period is 1,476 mm.

Recharge takes place by direct infiltration of runoff into swallow holes, but also by diffuse infiltration of rainwater through dolines and gypsum blocks. The latter left an isotopic signature that could be detected in Molino de los Aguileras spring waters. The mentioned outlet is the main discharge point of the western sector of the studied system, with an annual outflow volume that ranged between 0.83 hm<sup>3</sup> (2014/15) and 0.41 hm<sup>3</sup> (2016/17). Such difference results from the general descending trend displayed by the registered flow rates, which decreased from 41.7 l/s to 8.3 l/s, in a smooth and delayed way, as a consequence of the concatenation of several dry years. The spring hydrochemical response is also inertial, with a mineralization decreasing similar to the discharge fall that reveals a relation among both parameters. This is due to the fact that relevant recharge events are able to involve the entire system, causing a delayed piston effect that pushes water previously stored within the saturated zone (with more Cl<sup>-</sup> and Na<sup>+</sup>) towards the spring. On the contrary, if piezometric level decreases, the influence of piston effect gradually disappears and the most mineralized water sinks down because of its higher density, leading to an internal stratification of groundwater within the system.

## 9.1 Concerning the characterization of the study area

---

Groundwater also flows towards Grande and Chica wetlands, producing the filling of their basin. Such water input is deduced from their historical limnometric record, in which delayed water level risings respect to precipitation are observed. Additionally, the analysis of wetland water samples exhibit some isotopic and chemical enrichment that tallies with the evapoconcentration of groundwater similar to that drained by Molino de los Aguileras spring. Nonetheless, the water budget performed in Grande wetland for the study period only reveals a net surplus ( $3.7 \text{ dam}^3$ ), attributable to groundwater input, in 2016/17. On the contrary, groundwater outputs of  $32.7$  and  $23.3 \text{ dam}^3$  in 2014/15 and 2015/16, respectively, have been determined. The water table contour sketch suggests that both wetlands can be classified as “transit” type, which means that they receive groundwater inputs but infiltration take place in their pools too. Thus, outputs exceed inputs during the two first years, while it worked the other way around in the last one. Based on all that, system discharge is also produced laterally towards the Vivarena-Fuente del Fresno quaternary aquifer, by the west border of Los Hoyos area. Besides, evaporation from wetland surfaces constitutes a water exit from the system, which in Grande wetland accounts for a range of  $54.4$ - $81.4 \text{ dam}^3$ . Additionally, some discharge takes place towards the east end of the diapir, where the Fuente Camacho brine outlets are placed ( $700$ - $725 \text{ m a.s.l.}$ ).

Molino de los Aguileras spring is located near Grande wetland,  $365 \text{ m}$  SO from its center. The spring height ( $787 \text{ m a.s.l.}$ ) is equal to that of the wetland water level when its water column is  $6.6 \text{ m}$ . The comparison of the recorded series of spring discharge rate and wetland water level fluctuations reveals some relation between them, which would lead to the theoretical outlet desiccation if the wetland stage were reduced to  $6.5 \text{ m}$ . Nevertheless, spring water samples do not present any evidence of evaporation from free water surface and the annual discharge volume is much greater than the estimated wetland-groundwater interchange. Therefore, the direct hydrogeological connection between Molino de los Aguileras spring and Grande wetland must be rejected or minimized. Thus, their hydrodynamic covariation could be attributable to the fact that they both are influenced by the same local piezometric level.

The chemical determination of water samples taken at Los Hoyos area evidences a hydrogeochemical progression from the upper region of the diapiric structure towards the lower ones. Such progression is defined by a marked increment of mineralization (from less than  $1 \text{ mS/cm}$  up to  $200 \text{ mS/cm}$ ) and the progressive transition of hydrochemical facies, from calcium-bicarbonate to sodium-chloride water types, by way of sodium-sulfated ones at middle heights. The geochemical evolution is related to the uneven distribution of evaporite rocks, with more presence at the core of the diapiric structure, but also to the greater water-rock interaction of groundwater drained at lower heights. The use of groundwater dating techniques has demonstrated that Molino de los Aguilera spring water has been mainly ( $60$ - $80\%$ ) infiltrated during the last few years or decades (up to  $20$  years), while groundwater flowing through Fuente Camacho outlets is constituted by a larger proportion ( $50$ - $90\%$ ) of older waters and its young mixing fraction has greater apparent age ( $28$ - $34$  years).

### 9.1.4 Groundwater and wetland functioning of the Chaotic Subbetic Complex (CSC)

Despite being traditionally considered as impervious rocks, the CSC formations exhibit certain hydrogeological behavior, which becomes evident by the presence of wetlands, dolines, karst sinkholes, wells, and springs. Groundwater predominantly flows in a diffuse slow way, due to the aquitard nature of the media. However, local karst development allows rapid hydrogeological connections, there where the highly soluble evaporite formations are more extensive.

In general terms, springs located at lower heights normally drain brine and warmer waters. They are the result of the mixing of groundwater flows with diverse residence time, but with larger contribution of older mixing fractions (up to  $10^3$ - $10^6$  years) that are linked to ascending and large (regional) groundwater flows. Wetlands placed in these contexts receive groundwater inputs (discharge wetlands), normally of high salinity, leading to long-lasting or even permanent flooding. On the contrary, wetlands located above the phreatic groundwater level constitute recharge features of the water balance of the aquifer system (recharge wetlands); they are generally ephemeral and have water of low salinity, owing to their meteoric origin or to the fact that the sporadic groundwater inputs that they could receive are related to local flows of short residence time. In the same way, springs and leakages situated at higher areas would also drain low-mineralized water of recent infiltration. Finally, wetland areas and springs placed in an intermediate position, between recharge and discharge zones (transit wetlands), do not constitute the last destination of groundwater flows, which rather go towards other areas situated at lower altitudes. Groundwater drain through transit areas presents variable mineralization, partially due to the lithological and mineralogical heterogeneity of the media, but also because of a variable contribution of groundwater flows of different ages, from very recent to several decades or even centuries old.

The stated approach, inspired by Tóth's Gravity-Driven Regional Groundwater Flow (GDRGF) model, is useful to explain the hydrogeological relationship between evaporitic karst wetlands and related aquifers, as well as to understand the hydrodiversity (chemistry, water temperature, hydroperiod) of wetlands and spring placed in the CSC. Nevertheless, the explained classification cannot completely be applied to individual areas, owing to their geological and geomorphological particularities of each CSC aquifer system. The latter is even more marked in those places with highly developed karst networks that add a greater hydrogeological heterogeneity to the media.

The results derived from this research are useful to classify wetlands that relate to evaporite karst dynamic, according to their relative position respect to groundwater (genetic-functional classification), which could be used as starting point in future works focusing on the management, protection and restoration of wetlands. However, particular characteristics of each study area must be taken into account in order to propose specific measures, including the delimitation of protection zoning, identification of anthropogenic impacts and pressures and the proposal of corrective and remediation actions against wetland deterioration.



## 9.2 CONCERNING THE APPLIED METHODOLOGY

This research has focused on the study of evaporite-karst aquifers and related wetlands, by means of a combination of multiple methodological approaches. In the present section, the usefulness of the utilized techniques is discussed as well as their potential applicability in other settings.

### 9.2.1 Hydrodynamic methods

In this PhD Thesis, techniques normally applied to carbonate karst systems have been used to analysing the hydrodynamic response of evaporite karst spring, as well as the limnimetric evolution of related wetlands.

Hydrograph qualitative analysis allows gaining a preliminary insight of the hydrogeological functioning of the regarded systems, based on its morphology and the main characteristic time parameters. In some cases, the continuous monitoring of spring discharge permits to reach accurate information about response lapses and length of recharge pulses.

The application of the recession curve analysis, proposed by Mangin (1975), to Anzur Bajo spring evidences a low natural regulation capacity of the system, with certain delay of recharge though. However, the study of flatten-peak hydrographs reveals a more complex functioning, due to the limited drainage ability of the conduit network and the persistent infiltration of surface water through swallow holes (closed-depression flooding). Therefore, the spring recession curve analysis helps to characterize the system functioning when it depends on the saturated and the unsaturated zone, but not if processes taking place in the recharge area can substantially modify the outlet hydrodynamic behaviour.

The sorted discharge rate method has been used to verify the hydrodynamic results obtained from the previous analysis. The derived information confirms the existence of a limit drainage ability of the karst conduit when saturated, as well as the effect of long-lasting recharge on spring hydrodynamics as a consequence of the flooding of karst depression areas drained by swallow holes.

Simple and crossed correlation analysis have been applied to the continuous discharge record of two springs with very different functioning: Anzur Bajo and Anzur Alto. Both, the memory effect defined by Mangin (1981a y b) and the time of maximum response evidence their differences. While the first behaves in a similar way to those existing in highly karstified carbonate systems, the second one is rather inertial, with more than two months of respond delay and almost a year of buffer capacity. The same methodology, combined with spectral analysis, has been used to study the monthly historical record of water column height of three wetlands (Dulce, Amarga and Los Jarales). This approach has proven its utility to quantify the limnimetric response lapses respect to rainfall events (input signal), as well as their intensity, which are due to multiple hydrological factors related to catchment area characteristics (dimension, permeability) or wetland-groundwater interaction processes. Nonetheless, results may be biased when wetlands remain dry for several years, as the lack of water level variation

leads to higher autocorrelation of the series and the reduction of the spectral density. The correlation and spectral analyses of the hourly record of wetland stage fluctuations in the research period provide similar results as the derived from the treatment of historical information. However, such analyses have been made based on short data series, obtained during dry years. Thus, the applicability of this methodology should be checked in the future once the hourly record series is long enough and it includes also wet periods.

## 9.2.2 Hydrogeochemical methods

The determination of the main chemical components of water samples ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) reveals the great hydrochemical diversity existing in the different study areas, where a wide range of water types are present. A common altitudinal geochemical evolution (from higher to lower altitudes) has been identified, in which low mineralized waters of calcium-carbonate facies gradually turn into calcium-sulfate brackish waters, and finally, into sodium-chlorate brines.

The qualitative interpretation of frequency distribution curves (FDC) of electrical conductivity (EC) is in agreement with functional karstification of the drained systems. The comparative analysis of punctual data and continuous record series of EC does not show important differences for inertial springs, but it proves the benefit of the automatized monitoring of physic-chemical water parameters in highly karstified springs. The breakdown of annual FDCs into several normal distribution functions has permitted to quantify the contribution to the spring drainage of different water families that are characteristic of distinctive hydrodynamic states. This approach helps to investigate the effect of the recharge signature on the hydrochemical response of the spring. Besides, the comparative analysis of each annual FDCs provides insights of the year-on-year climate influence on spring water mineralization.

The analysis of hydrochemical evolution of springs and wetlands, together with their thermal and hydrodynamic/limnimetric record, and compared to climatic data (precipitation, air temperature, evaporation), has permitted to characterize the hydrogeological functioning of the studied systems. This methodology has been useful to determining the existence of groundwater flows of diverse residence time within the system and, as the case may be, from different depth.

The statistical treatment of hydrochemical data has been mainly performed by means of principal component analysis (PCA). The variance explained by the two main factors represents the chemical diversity of water samples and provides information about the most relevant processes involved in major ion composition. In this research the variables that have greater statistical weight on the PCAs are those related to water mineralization ( $\text{EC}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ), which are linked to evaporite rock dissolution. The existence of groundwater ascending flows (temperature) and the mixing with other types of waters ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ) are further processes that affect the hydrochemistry of springs, while wetland waters show certain variability due to changes in the equilibrium of the calcocarbonic system ( $\text{pH}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ).

The characterization of the organic matter (OM) present in the water samples has been carried out by means of natural fluorescence and total organic carbon (TOC) determinations. The jointly analysis of both parameters evidences the great presence of

humic-like and fulvic-like substances in some of the wetlands waters, revealing the influence of runoff input on their hydrological balances. The study of the time evolution series of TOC and maximum fluorescence peaks in some springs suggests the rapid contribution of recently infiltrated water, through swallow holes or artificial drainage ditches. Finally, the inertial springs, normally draining brine waters, present low OM signals, which could be related to its degradation within the system as a result of long-lasting residence time.

The comparative analysis of typical ionic relationships, has allowed the identification of the main geochemical processes involved in water mineralization, mainly due to halite and gypsum dissolution, although dedolomitization and ion exchange have some influence in several of the studied points. The origin of salinity (halite dissolution, evapoconcentration) has been successfully identified based on the  $\text{Cl}^-/\text{Br}^-$  ratio. The influence of evaporation on brackish wetland hydrochemistry has been derived from the variation of some chemical species ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) in relation to  $\text{Cl}^-$  (conservative tracer), evidencing calcite and gypsum precipitation. The last geochemical process has been triggered by common-ion effect. The computation of the saturation indexes of the main mineral phases participating in evaporite karst hydrochemistry, and their later contrast with major ions, permit to corroborate the derivate conclusions. All that together provides deep insight of groundwater geochemical progress within the system, including the evolution of mineral saturation states. The use of geochemical inverse modeling computations helped on the validation of the aforementioned conclusions. The solute mass transfer along defined main groundwater flowpaths evidences the progressive enhancement of mineral dissolution processes, particularly those affecting evaporite rocks and especially halite.

Stable water isotopes data ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$ ) are a powerful tool when it comes to the identification of water sources and the evaluation of physical (evaporation, mixing) and chemical processes (dissolution) constraining water mineralization. In this research, the isotopic signature of rain water samples indicates that precipitation fronts contributing to recharge have both Atlantic and Mediterranean origin, although with a greater influence of the former. Isotopic fractionation processes by evaporation occurring in the soil and epikarst have been identified in some spring waters, highlighting the role of the non-saturated zone in the hydrogeological functioning of the aquifers, while isotopic values of water wetlands evidence their enrichment caused by evaporation from free water surface. The mixing processes between both kinds of waters have been inferred in certain samples, based on their isotopic signature. Finally, the combined use of chemical and isotopic information permitted to determine the origin of salinity (mineral dissolution, evapoconcentration) and the potential groundwater contribution towards wetlands.

The multi-injection tracer test performed in Jarales area allowed defining the main karst hydrogeological connections among some closed exokarst depression areas and Anzur Bajo Spring, roughly estimating the conduit network geometry, and improving the knowledge of the system functioning. The jointly analysis of dye tracer results and the natural responses of the outlet clearly revealed its karst behavior, with estimated effective flow velocities similar to others described in carbonate karst settings and slightly higher than those documented in most evaporite karst areas. Additionally, it has

been inferred a significant contribution of concentrated recharge (through swallow holes) to the spring flow, as well as its influence on the discharge. The mathematical breakdown of tracer BTCs (when two dyes were simultaneously detected) has provided satisfactory results, even if the dye concentration was low. Due to the high salinity of groundwater it has been necessary to modify the methodological procedure for tracer concentration determination, taking into account the NaCl concentration of the water samples when preparing the dye calibration curves. Furthermore, some key issues related to the clayey nature of the bedrock (e.g., turbidity, tracer sorption) have been discussed, in view of their utility/replicability in geologically alike worldwide systems.

### 9.2.3 Groundwater dating techniques

In this PhD Thesis different dating tracers have been determined, including radioactive isotopes ( $^3\text{H}$  and  $^{14}\text{C}$ ), noble gases isotopes ( $^3\text{He}$  and  $^4\text{He}$ ) and halogenated compounds (CFC and  $\text{SF}_6$ ). They separately provide useful information about groundwater residence time, but their jointly analysis results in a more robust knowledge of the contribution of different hierarchized groundwater flows to spring drainage, as well as of their potential ages.

$^3\text{H}$  data is nowadays only useful for groundwater age estimation in a qualitative way, as a consequence of its stabilization in precipitation input. Nevertheless, the existence of mixing processes has been inferred in most of the brine spring waters, as their  $^3\text{H}$  concentrations are lower than the scaled input function values. The determination of  $^3\text{H}$  from samples taken in Anzur Bajo spring under different hydrodynamic conditions has revealed the degree of contribution of recently infiltrated water in the mixing according to the system state. The routine determination of  $^3\text{H}$  in further karst works can be useful as natural infiltration tracer.

The  $^3\text{H}/^3\text{He}$  method is one of the most reliable technique for dating young groundwater (after 1953), even from springs, as their ratio is not affected by mixing with older flows (before 1953). However, the use of  $^3\text{H}/^3\text{He}$  in this research has been associated with many error sources, mainly due to sampling degassing, which is favoured by the high salinity of samples, and to the simultaneous appearance of tritogenic  $^3\text{He}$  and great concentrations of radiogenic  $^4\text{He}$ . The identification of both isotopes, with clear different origin, is a consequence of mixing processes between young and old water. Future works considering the  $^3\text{H}/^3\text{He}$  technique in aquifers bearing high mineralized water should perform the sampling from boreholes with well-known screen characteristics, which will help to reduce both degassing and mixing. In general, the use of  $^3\text{H}/^3\text{He}$  is not recommended for brine or karst spring, where it is favoured the degassing of low-mass gases, such as hydrogen and helium, which are highly volatile.

The use of radiogenic  $^4\text{He}$  as a groundwater tracer in this research has results in a wide range of ages, with differences of several magnitude orders. That is basically produced because of the lack of knowledge about  $^4\text{He}$  accumulation rates and due to the gas loss of some samples. However, this isotope provides valuable information about the old mixing fraction of the spring drainage that cannot be deduced from other tracers of young groundwater, as  $^3\text{H}$ ,  $^3\text{H}/^3\text{He}$  and CFC. Therefore, it is interesting to apply  $^4\text{He}$  dating method as a complement to other more reliable techniques.

Among the halogenate substances measured in spring waters, only CFC-12 has not been affected by degradation or additional accumulation. That has been deduced based on the comparison of CFC-12 concentrations with CFC-11 and SF<sub>6</sub> ones. Thus, it is highly advisable to consider at least two different halogenate compounds when dating groundwater. Additionally, the availability of  $\Delta\text{Ne}$  information has helped to reduce the error due to gas excess or degassing. All the reliable  $^3\text{H}/^3\text{He}$  ages obtained were younger than CFC-12 ages, which suggests the convergence at the spring of groundwater flows of different ages that are able to dilute CFC-12 concentration. Sampling from boreholes with limited length screening could remove such effect. However, when dating spring waters it would be necessary to compare CFC dating with other techniques.

Radiocarbon dating technique has given insights about a broader spectrum of potential groundwater ages that could appear at spring waters. Nonetheless, some assumptions about the recharge conditions have been made, which can produce significant bias on the resulting  $^{14}\text{C}$  ages. However, when the same recharge parameters are considered to calculate the dilution factor ( $q$ ) used on  $^{14}\text{C}$  age estimation, results of springs placed in a same area or in a groundwater flow line can be comparable.

As it has been pointed out, the short of representativeness of the results derived from most of the dating techniques is due to the nature of the sampling point. The convergence at springs of groundwater flows of different residence times within the media leads to the mixing of the considered tracers. A simple binary mixing between two of them (as the one performed in this PhD Thesis with  $^3\text{H}$  and CFC-12) show high capacity to precise the contribution percentage of the young mixing fraction (infiltrated after 1953) as well as its average age. The smoothing of the input function helps to reduce the cases in which multiple results happen. The jointly analysis of young and old groundwater tracers provides further information about the mixing fractions. In this work, the methodology proposed by Jasechko (2016) has been modified by integrating the CFC-12 and  $^3\text{H}$  binary model. Results suggest that a better quantification of the young fraction helps to define different old fractions.

All in all, any groundwater technique has pros and cons. Thus, in order to precise groundwater ages it is highly advisable the use of different dating approaches. Since such methods are normally expensive, their election must be done taking into consideration the nature of the sampling point, the lithological characteristics of the media and all the previous hydrochemical and hydrodynamic knowledge.

### 9.2.4 Hydrological modelling of wetlands

The limnimetric simulations performed in this work has taken into account several methods for the computing of evaporation and runoff, in order to evaluate their reliability. Following this paragraph are highlighted the main advantages and disadvantages of each technique used.

Digital Terrain Models based on LiDAR data are useful to precisely quantify wetland basin morphology, although it has presented some limitations in flat-bottom basins. Nonetheless, the use of this kind of geo-referenced information (when feasible) is to be recommendable as first geomorphological approach, due to its easy availability and low altitudinal error.

The evaporation data series obtained from the class-A pan present lots of information gaps. Its maintenance has been performed in weekly to fortnightly basis, which is not enough to achieve reliable data. Among the most common sources of error are the water level decreasing below the optimal range of the sensor, the water overflow as results of heavy storm or wind, and the appearance of floating plants or animal remains. Therefore, it has not been possible to include pan evaporation in the comparative study, which has considered Penman (1956), Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998) and Vardavas and Fountoulakis (1996) evaporation models. Results denote that Penman is generally the best method, although Vardavas and Fountoulakis slightly improves them in deep wetlands. On the contrary, Penman-Monteith is prone to undervaluing free-surface water evaporation.

The estimation of runoff has been carried out by applying two different techniques: the soil water budget and the SCS (Soil Conservation Service) curve number method. The first one has been developed based on three distinct ETP equations (Thorntwaite, Blaney-Cridely and Hargreaves). Thorntwaite provides less satisfactory results, while the other two formulas offer acceptable and similar mathematical fit parameters between the simulated and the observed wetland stages. Nonetheless, in some cases the best statistical values were obtained from low field capacities that are not likely to be adapted to reality. In general, limnimetric evolutions simulated by applying the runoff derived from the soil water budget do not replicate the wetland stage risings when they occur in the beginning of the hydrological year or after several weeks of rain scarcity. On the contrary, the SCS equation even reproduce wetland water level ascents occurring in summer, as it does not depend on soil saturation but rather on precipitation intensity and the physical properties of the watershed. Therefore, the SCS method has proven to duplicate more precisely the limnimetric evolutions of wetlands placed in a clayey media during a hydroclimatic dry context. Future works should validate that conclusion by executing the same comparative analysis with a broader observation window that also includes wet and medium type years.

### **9.3 FINAL REMARKS**

To conclude, this research has reasonably fulfilled the objectives initially posed and the multi-approach methodology here used is presented as a satisfactory tool in characterizing the hydrogeological functioning of evaporite karst areas. The PhD Thesis has highlighted the benefits of the combined use of diverse techniques, which has strengthened the drawn conclusions. The application of basic traditional methodology (hydrodynamics, hydrochemistry and water temperature control) has provided general knowledge of the area that has been useful for the implementation of more novel techniques, as those related to groundwater dating. The joint utilization of diverse groundwater age tracers has proved to be an adequate focus for estimating the contribution of flow with different residence time in the media. The approach here used can help for future brine groundwater dating experiences or for its use in springs. Finally, the multidisciplinary strategy for wetland characterization has helped with the understanding of groundwater-wetland interaction dynamics and it has allowed the proposal of a hydrological functioning conceptual model, which should be the starting point for future works centred on the management, protection and restoration of evaporite karst wetlands.



---

## REFERENCIAS BILIOGRÁFICAS

- Abtew, W. (2001). Evaporation Estimation for Lake Okeechobee in South Florida. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 127(3), 140–147.
- Acero, P., Galve, J.P., Auqué, L.F., Carbonel, D., Gimeno, M.J., Gómez, J.B. y Yechieli, Y. (2013). Hydrogeochemical characterization of an evaporite karst area affected by sinkholes (Ebro Valley, NE Spain). *Geologica Acta*, 11(4), 389–407.
- Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Beyerle, U. y Kipfer, R. (1999). Interpretation of dissolved atmospheric noble gases in natural waters. *Water Resources Research*, 35(9), 2779–2792.
- Akesson, M., Suckow, A., Visser, A., Sültenfuss, J., Laier, T., Purtschert, R. y Sparrenbom, C. J. (2015). Constraining age distributions of groundwater from public supply wells in diverse hydrogeological settings in Scania, Sweden. *Journal of Hydrology*, 528, 217–229. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.06.022>
- Alcalá, F.J. y Custodio, E. (2008). Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. *Journal of Hydrology*, 359(1–2), 189–207.
- Alexander, S. (2005). Spectral deconvolution and quantification of natural organic material and fluorescent tracer dyes. En: Beck, B. F. (Ed.), Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of karst: Proceedings of the Tenth Multidisciplinary Conference, September 24–28, 2005, San Antonio, Texas, páginas 1–8.
- Aljama Martínez, A. (2016). Sumidero de Argamasilla. Informe de cavidad. Informe inédito. Archivo del grupo espeleológico G40. Córdoba, 23 páginas.
- Aljibe Consultores, S.L. (2005). Estudio hidrogeológico de las lagunas del sur de Córdoba: lagunas del Rincón y Santiago, lagunas Amarga y Dulce. NET 291875/1. Informe inédito, 195 páginas.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. y Smith, M. (1998) Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper 56. Food and Agriculture Organization (FAO), Roma, 298 páginas.
- Almécija, C. y Benavente, J. (1995). Régimen hidrológico de las lagunas de Campillos (Málaga). *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, 20, 325–338.
- Almécija, C. (1997). Estudio hidrológico e hidroquímico de los sistemas lagunares del norte de la provincia de Málaga. Tesis Doctoral Univ. Granada (inédita), 518 páginas.
- Althaus, R., Klump, S., Onnis, A., Kipfer, R., Purtschert, R., Stauffer, F. y Kinzelbach, W. (2009). Noble gas tracers for characterisation of flow dynamics and origin of groundwater: A case study in Switzerland. *Journal of Hydrology*, 370(1–4), 64–72.
- AMA (1986). Reservas integrales del sur de Córdoba. Informe anual correspondiente a 1986. Agencia de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- AMA (1987). Memoria Anual de las Actuaciones llevadas en las reservas integrales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 1987. Agencia de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- AMA (1988). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas integrales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 1988. Agencia de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- AMA (1989). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas integrales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 1989. Agencia de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- AMA (1990). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas integrales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 1990. Agencia de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- AMA (1991). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas integrales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 1991. Agencia de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- AMA (1992). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas integrales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 1992. Agencia de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- AMA (1993). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas integrales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 1993. Agencia de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- AMA (1994). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas integrales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 1994. Agencia de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- 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 páginas.
- Andreo, B., Carrasco F., Linares L., Ortega F. y Rendón M. (2008). Contexto hidrogeológico de las lagunas de Alcaudete (provincia de Jaén). Propuesta para su protección hídrica. VII Simposio del Agua en Andalucía, 719–728.
- Andreo, B., Carrasco, F., Durán, J.J., Jiménez, P. y LaMoreaux, J.W. (2015). Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Springer, Heidelberg. 678 páginas.
- Andreo, B., Gil-Márquez, J. M., Mudarra, M., Linares, L. y Carrasco, F. (2016). Hypothesis on the hydrogeological context of wetland areas and springs related to evaporitic karst aquifers (Málaga, Córdoba and Jaén provinces, Southern Spain). *Environmental Earth Sciences*, 75(9), 1–19.
-



- Andrews, J.N. y Lee, D.J. (1979). Inert gases in groundwater from the Bunter Sandstone of England as indicators of age and palaeoclimatic trends. *Journal of Hydrology*, 41(3-4), 233-252.
- Angradi, T.R. (1994). Trophic Linkages in the Lower Colorado River: Multiple Stable Isotope Evidence. *Journal of the North American Benthological Society*, 13(134), 479-495.
- Appelo, C.A.J. y Postma, D. (2005). *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, 2ª ed. A.A. Balkema publishers, Rotterdam, 649 páginas.
- Bakalowicz, M. (1977). Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle. C.R. Acad. Sci. París, Sciences de la terre et des planètes 284, 2463-2466.
- Bakalowicz, M. (1979). Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Tesis Doctoral, Univ. París, 269 páginas.
- Baker, A. y Lamont-Black, J. (2001). Fluorescence of dissolve organic matter as a natural tracer of ground water. *GroundWater*, 39(5), 745-750.
- Ballentine, C.J. y Hall, C.M. (1999). Determining paleotemperature and other variables by using an error-weighted, nonlinear inversion of noble gas concentrations in water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(16), 2315-2336.
- Ballentine, C.J. y Burnard, P.G. (2002). Production, Release and Transport of Noble Gases in the Continental Crust. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1), 481-538.
- Barberá, J.A. (2014). Investigaciones hidrogeológicas en los acuíferos carbonáticos de la serranía oriental de ronda (Málaga). Tesis Doctoral, Univ. Málaga, 620 páginas.
- Barberá, J.A., Mudarra, M., Andreo, B. y de la Torre, B. (2017). Regional-scale analysis of karst underground flow deduced from tracing experiments: examples from carbonate aquifers in Malaga province, southern Spain.
- Bauer, S., Fulda, C. y Schäfer, W. (2001) A multi-tracer study in a shallow aquifer using age dating tracers <sup>3</sup>H, <sup>85</sup>Kr, CFC-113 and SF<sub>6</sub> - Indication for retarded transport of CFC-113. *Journal of Hydrology*, 248, 14-34.
- Bayari, S. (2002). TRACER: An Excel workbook to calculate mean residence time in groundwater by use of tracers CFC-11, CFC-12 and tritium. *Computed. Geosciences*, 28 (2002) 621-630.
- Beck, B. F. (2004). Soil piping and sinkhole failures. En: White, W.B. (Ed.) *Encyclopedia of caves*. Elsevier, Nueva York, páginas 523-528.
- Benavente, J., Carrasco, F. y Padilla, A. (1984) Análisis multivariante de datos morfométricos de la cuenca del Río Guadalhorce. I Congreso Español de Geología, 3:527-540.
- Benavente, J. y Carrasco, F. (1985). Influence of evaporite karst in the streamwater of the Guadalhorce River (Andalucía, Spain). *Le Grotte d'Italia*. 4 (12), 39-48.
- Benavente, J., Almécija, C., Carrasco, F., Rodríguez Jiménez, P. y Cruz San Julián, J.J. (1992). Reconocimiento hidroquímico de zonas endorréicas del Karst evaporítico de Antequera (Málaga). *Geogaceta*, 12: 50-52.
- Benavente, J., Carrasco, F., Almécija, C., Rodríguez Jiménez, P. y Cruz San Julián, (1993). La zona de transición agua dulce-salmuera bajo el borde norte de la laguna de Fuente de Piedra (Málaga). *Geogaceta*, 14:6-8.
- Benavente, J. y Rodríguez, M. (1997). Análisis cuantitativo de los flujos subterráneos en las lagunas de Campillos (Málaga). *Limnetica*, 13(1), 15-23.
- Berger, P.M. (2008) An optimization approach to groundwater age dating: how old is water in the Paris Basin? Tesis doctoral, University of Illinois.
- Beyerle, U., Aeschbach-Hertig, W., Hofer, M., Imboden, D.M., Baur, H. y Kipfer, R. (1999). Infiltration of river water to a shallow aquifer investigated with H-3/He-3, noble gases and CFCs. *Journal of Hydrology*, 220(3-4), 169-185.
- Bikshe, J., Babre, A., Delina, A. y Popovs, K. (2014). Analysis of multicomponent groundwater flow in karst aquifer by CFC, tritium, tracer test and modelling, case study at Skaiskalnes vicinity, Latvia. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 16, p. 15493).
- Birk, S., Liedl, R. y Sauter, M. (2004). Identification of localised recharge and conduit flow by combined analysis of hydraulic and physico-chemical spring responses (Urenbrunnen, SW-Germany). *Journal of Hydrology*, 286(1-4).
- Blaney, H.F. y Criddle W.D. (1950). Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. USDA (SCS)TP-96, 48 páginas.
- Blumenthal, M. (1927). Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordillera von Central-und Südwest (Andalusien). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 20, 487-532.
- Boeckman, C.J. y Bidwell, J.R. (2007). Spatial and Seasonal Variability in the Water Quality Characteristics of an Ephemeral Wetland. *Proceedings of the Oklahoma Academy of Science*, 87(June), 45-54.
- Böhlke, J.K. y Denver, J.M. (1995). Combined use of ground- water dating, chemical, and isotopic analyses to resolve the history and fate of nitrate contamination in two agricultural watersheds, Atlantic Coastal Plain, Maryland. *Water Resources Research*, 31(9), 2319-2339.
- Böhlke, J.K. (2004). TRACERMODEL1. Excel workbook for calculation and presentation of environmental tracer data for simple groundwater mixtures. En: IAEA Guidebook on the Use of Chlorofluocarbons in Hydrology. International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Bourgeois, J. (1975). Présence de breches d'origine sédimentaire a éléments de Cretacé au sein du Trias germanoandalou. Hypothèses sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne). *Bulletin de la Société géologique de France*, 17, 1095-1100.

- Bourgeois, J. (1978). La transversale de Ronda, Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar. Tesis Doctoral, Univ. Besançon, 445 páginas.
- Bullister, J.L. y Tanhua, T. (2010). Sampling and Measurement of Chlorofluorocarbons and Sulfur. En: Hood, E.M., Sabine, C.L. y Sloyan, B. (Eds.), *The GO-SHIP repeat hydrography manual: a collection of expert reports and guidelines*. IOCCP Report Number 14, ICPO Publication Series Number 134.
- Bulsiewicz, K., Rose, H., Klatt, O., Putzka, A. y Roether, W. (1998). A capillary-column chromatographic system for efficient chlorofluorocarbon measurement in ocean waters. *Journal of Geophysical Research*, 103 (C8), 15959-15970.
- Busenberg, E. y Plummer, L. (2000). Dating young groundwater with sulphurhexafluoride - Natural and anthropogenic sources of sulphurhexafluoride. *Water Resource Research*, 36, 3011-3030.
- Busenberg, E. y Plummer, L. (2006). Potential use of other atmospheric gases. En: IAEA, *Use of Chlorofluorocarbons in hydrology: A guidebook*. International Atomic Energy Agency, Viena. Páginas 199-220.
- Busenberg, E., Plummer, L.N., Cook, P.G., Solomon, D.K., Han, L.F., Gröning, M. y Oster, H. (2006). Sampling and analytical methods. En: IAEA, *Use of Chlorofluorocarbons in hydrology: A guidebook*. International Atomic Energy Agency, Viena. Páginas 199-220.
- Brooks, R.T. (2009). Potential impacts of global climate change on the hydrology and ecology of ephemeral freshwater systems of the forests of the northeastern United States. *Climatic Change*, 95(3-4), 469-483.
- Cabanás, R. (1977). Estudio hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra y zonas adyacentes. ICONA (inédito).
- Calaforra, J.M. y Pulido-Bosch, A. (1989). Les gypses triassiques de Fuente Camacho et ses alentours. Reunion Franco-Espagnole sur le karst méditerranéens: 67-82.
- Calaforra, J.M. y Pulido-Bosch, A. (1993). The hydrogeochemistry and morphology of the Triassic gypsum in the Salinas-Fuente Camacho area (Granada). En: Pulido-Bosch, A. (Ed.), *Some spanish karstic aquifers*, Univ. Granada: páginas 67-83.
- Calaforra, J.M. (1996). Contribución al conocimiento de la karstología de Yesos. Tesis Doctoral, Univ. Almería, 384 páginas.
- Calaforra, J.M. y Pulido-Bosch, A. (1999). Gypsum karst features as evidence of diapiric processes in the Betic Cordillera, Southern Spain. *Geomorphology*, 29(3-4), 251-264.
- Calaforra, J.M., Pulido-Bosch, A., y Lopez-Chicano, M. (2002). Gypsum karst in the Betic Cordillera (south Spain). *Carbonates and Evaporites*, 17(2), 134-141.
- Calaforra, J.M. y Pulido-Bosch, A. (2003). Evolution of the gypsum karst of Sorbas (SE Spain). *Geomorphology*, 50(1-3), 173-180.
- Calderón, S. (1888). La salina de Fuente de Piedra. *Actas de la Real Sociedad Española de Historia. Natural*. Sesión de 4 de enero de 1888, páginas 72-83.
- CAPMA (2011). Memoria anual de actividades y resultados en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2011. Consejería de Agricultura, Pesca y Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CAPMA (2012). Memoria anual de actividades y resultados en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2012. Consejería de Agricultura, Pesca y Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- Carpenter, A.B. (1978). Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins. *Oklahoma Geolical Surevy Circular*, 79, 60-67.
- Carrasco, F. (1978) Variación de la salinidad de las aguas del Río Guadalhorce. Influencia de las litofacies. *Tecniterrae*, 22, 35-47
- Carrasco, F. (1986). Contribución al conocimiento de la cuenca alta del Río Guadalhorce. El medio físico. Hidrogeoquímica. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 435 páginas.
- Carrasco, F. y Benavente, J. (1986). Estimación de la aportación salina del río Guadalhorce en el sector de Bobadilla-Gobantes (provincia de Málaga). II Simposio del Agua en Andalucía, Granada, páginas 273-278.
- Carrasco, F., Durán, J.J. y Calaforra, J.M. (2007). El Trías de Antequera. En: Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga. Durán J.J. (Coord.). Tomo 2, 205-210. Diputación Provincial de Málaga; Instituto Geológico y Minero de España; Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. 220 páginas.
- Carrasco, F., Andreo, B., Linares, L., Rendón, M. y Ortega, F. (2009). Metodología del proyecto "Contexto hidrogeológico de los humedales andaluces". Aplicación a las lagunas del sur de la provincia de Jaén. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas, IGME, 28, páginas 113-131.
- Cartwright, I., Weaver, T.R., Stone, D. y Reid, M. (2007). Constraining modern and historical recharge from bore hydrographs, <sup>3</sup>H, <sup>14</sup>C, and chloride concentrations: Applications to dual-porosity aquifers in dryland salinity areas, Murray Basin, Australia. *Journal of Hydrology*, 332(1-2), 69-92.
- Casares, R. (1932). Análisis de las aguas de Fuente de Piedra. *Anales de la Academia Nacional de Farmacia, (diciembre)*
- Castañeda, C. y García-Vera, M.A. (2008). Water balance in the playa-lakes of an arid environment, Monegros, NE Spain. *Hydrogeology Journal*, 16(1), 87-102.
- Castillo Martínez, J.M. (2016). La Explotación Salinera de Interior en la Provincia de Jaén: Un patrimonio cultural y paisajístico. Trabajo Fin de Máster, Univ. de Jaén, 82 páginas

- 
- Chauvé, P. (1968). Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 9, 235-245.
- Chen, Z., Qi, J., Xu, J., Xu, J., Ye, H. y Nan, Y. (2003). Paleoclimatic interpretation of the past 30 ka from isotopic studies of the deep confined aquifer of the North China plain. *Applied Geochemistry*, 18(7), 997-1009.
- Chiew, F.H.S. y McMahon, T.A. (1992). An Australian comparison of Penman potential evapotranspiration estimates and Class A evaporation pan data. *Australian Journal of Soil Science*, 30: 101-112.
- Chiesi, M., de Waele, J. y Forti, P. (2010). Origin and evolution of a salty gypsum/anhydrite karst spring: The case of Poiano (Northern Apennines, Italy). *Hydrogeology Journal*, 18(5), 1111-1124.
- CHG (2008). Definición del Contexto Hidrogeológico de Humedales de la Campiña Andaluza Central, 2 tomos. Informe Técnico. Confederación Hidrográfica del Guadalquivir/Univ. Pablo de Olavide., Sevilla, 335 páginas.
- Clark, I. y Fritz, P. (1997). Environmental isotopes in hydrogeology. CRC press, New York, 328 páginas.
- Clarke, W.B., Jenkins, W. J. y Top, Z. (1976). Determination of tritium by mass-spectrometric measurement of <sup>3</sup>He. *International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 27, 515-522.
- Cloern, J.E., Canuel, E.A. y Harris, D. (2002). Stable carbon and nitrogen isotope composition of aquatic and terrestrial plants of the San Francisco Bay estuarine system. *Limnology & Oceanography*, 47(3), 713-729.
- CMA (1995). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 1995. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (1996). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 1996. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (1997). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 1997. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (1998). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 1998. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (1999). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 1999. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (2000). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2000. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (2001). Caracterización Hidroquímica y Cartográfica de las Zonas Húmedas de Huelva, Sevilla, Córdoba, Jaén y Granada.
- CMA (2001b). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2001. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (2002). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2002. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (2003). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2003. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (2004). Salinas de Andalucía. (A. Pérez Hurtado de Mendoza, Ed.) (Vol. 1). Consejería de Medio Ambiente/ Junta de Andalucía, Sevilla, 302 páginas.
- CMA (2004b). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2004. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (2005). Definición del Contexto Hidrogeológico de Humedales Andaluces, 7 tomos. Documento interno inédito. EGMASA-Grupo de Hidrogeología de la Univ. Málaga.
- CMA (2005b). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2005. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (2006). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2006. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (2007). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2007. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (2008a). Datos y procesos fotogramétricos-LiDAR de Cuencas Guadalhorce-Guadiaro. Agencia Andaluza del Agua. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía.
- CMA (2008b). Red de Información Ambiental de Andalucía: Compendio de cartografía y estadísticas ambientales de Andalucía [DVD]. Dirección General de Planificación e Información Ambiental, Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía.
- CMA (2008c). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2008. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (2009). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2009. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMA (2010). Memoria Anual de las Actuaciones en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2010. Consejería de Medio Ambiente. Junta de Andalucía. Inédito.
-

- CMAYOT (2013). Memoria anual de actividades y resultados en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2013. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMAYOT (2014). El clima de Andalucía en el siglo XXI. Escenarios locales de Cambio climático. Resultados. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Junta de Andalucía, 14 páginas.
- CMAYOT (2014b). Memoria anual de actividades y resultados en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2014. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMAYOT (2015). Memoria anual de actividades y resultados en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2015. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Junta de Andalucía. Inédito.
- CMAYOT. (2016). Inventario Andaluz de Humedales (IAH). Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Junta de Andalucía. [En línea]. Disponible en: <http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/site/porta/web/menuitem.7e1cf46ddf59bb227a9ebe205510e1ca/?vgnextoid=cd65b44325234010VgnVCM1000000624e50aRCRDyvgnextchannel=2b439d7f4c335310VgnVCM1000001325e50aRCRD>. [Consulta: 29 Sep. 2016].
- CMAYOT (2016). Memoria anual de actividades y resultados en las reservas y parajes naturales de las zonas húmedas del sur de Córdoba. Año 2016. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Junta de Andalucía. Inédito.
- Coble, P.G., Del Castillo, C. y Avril, B. (1998). Distribution and optical properties of DOM in the Arabian Sea during the 1995 summer monsoon. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 45, 2195–2223.
- Cook, P.G., Solomon, D.K., Sanford, W.E., Busenberg, E. y Plummer, L.N. (1996). Inferring shallow groundwater flow in saprolite and fractured rock using environmental tracers. *Water Resources Research*, 32(6), 1501–1509.
- Cook, P.G. y Solomon, D.K. (1997). Recent advances in dating young groundwater: Chlorofluorocarbons,  $^3\text{H}/^3\text{He}$  and  $^{85}\text{Kr}$ . *Journal of Hydrology*, 191(1–4), 245–265.
- Cook, P.G., Plummer, L.N., Solomon, D.K., Busenberg, E. y Han, L.F. (2006). Effects and processes that can modify apparent CFC age. En: IAEA, Use of Chlorofluorocarbons in hydrology: A guidebook. International Atomic Energy Agency, Viena. Páginas 31-58.
- Cooper, A.H. y Gutiérrez, F. (2013). Dealing with gypsum karst problems: hazards, environmental issues and planning. En: Frumkin, A. (Ed.) *Treatise on Geomorphology. Karst Geomorphology*, vol. 6. Elsevier, Amsterdam, páginas 451–462.
- Coplen, T.B., Wildman, J.D. y Chen, J. (1991). Improvements in the Gaseous Hydrogen-Water Equilibration Technique for Hydrogen Isotope Ratio Analysis. *Analytical Chemistry*, 63(9), 910–912.
- Corcho-Alvarado, J.A., Purtschert, R., Barbecot, F., Chabault, C., Rueedi, J., Schneider, V., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R. y Loosli, H.H. (2007). Constraining the age distribution of highly mixed groundwater using  $^{39}\text{Ar}$ : A multiple environmental tracer ( $^3\text{H}/^3\text{He}$ ,  $^{85}\text{Kr}$ ,  $^{39}\text{Ar}$ , and  $^{14}\text{C}$ ) study in the semiconfined Fontainebleau Sands Aquifer (France). *Water Resources Research*, 43(3), 1–16.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.
- Crespo Blanc, A., Estévez, A., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Molina, J.M., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (2004). Deformación orogénica de las Zonas Externas Béticas. En: Vera J.A. (Ed.) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 387–389.
- Crespo-Blanc, A., Balanyá, J.C., Expósito, I. y Díaz-Azpiroz, M. (2007). Acreción Miocena del dominio Suribérico y del complejo de Flyschs (Arco de Gibraltar): una revisión a partir de las propuestas de V. García-Dueñas. *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 20(3–4), 135–152.
- Cruz San Julián, J. (1972): Posición tectónica del Trías de Antequera en la transversal de Ronda (Cordilleras Béticas, Región Occidental). *Cuadernos de Geología*, 3, 165-180.
- Cruz San Julián, J. (1974). Estudio geológico del sector Cañete la Real–Teba–Osuna. Tesis Doctoral Univ. Granada, 413 páginas.
- Cruz San Julián, J., Araguás, L., Rozanski, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M.C., García-López, S., Martínez-Garrido, J.C., Moral, F. y Ollas, M. (1992). Sources of precipitation over South-Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. *Tellus*, 44B, 226-236.
- Cunnold, D.M., Prinn, R.G., Rasmussen, R.A., Simmonds, P.G., Alyea, F.N., Cardelino, C.A., Crawford, A.J., Fraser, P.J. y Rosen, R.D. (1986). Atmospheric lifetime and annual release estimates for  $\text{CFCl}_3$  and  $\text{CF}_2\text{Cl}_2$  from 5 years of ALE data. *Journal of Geophysical Research*, 91(D10), 10797.
- Cunnold, D.M., Fraser, P.J., Weiss, R.F., Prinn, R.G., Simmonds, P.G., Miller, B.R., Alyea, F.N. y Crawford, A.J. (1994). Global trends and annual releases of  $\text{CCl}_3\text{F}$  and  $\text{CCl}_2\text{F}_2$  estimated from ALE/GAGE and other measurements from July 1978 to June 1991. *Journal of Geophysical Research*, 99(D1), 1107–1126.
- Custodio, E. y Llamas, M.R. (1983). Hidrología Subterránea. 2ª edición. Ediciones Omega, Barcelona. 2.350 páginas.
- Dandurand, J.L., Gout, R., Hoefs, J., Menshcel, G., Schott, J. y Usdowski, E. (1982). Kinetically controlled variations of major components and carbon and oxygen isotopes in a calcite-precipitating spring. *Chemical Geology*, 36, 299–315.

- 
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436-468.
- Dantín, J. (1940). La aridez y el endorreísmo en España. El endorreísmo bético. *Estudios geográficos*, 1, 75-117
- Dantín, J. (1944). La laguna endorreica de La Ratosa en Alameda (Málaga). *Estudios Geográficos*, 14, 21-26.
- Darling, W.G., Gooddy, D.C., MacDonald, A.M. y Morris, B.L. (2012). The practicalities of using CFCs and SF<sub>6</sub> for groundwater dating and tracing. *Applied Geochemistry*, 27(9), 1688-1697.
- Davis, S.N., Fabryka-Martin, J.T. y Wolfsberg, L.E. (2004). Variations of Bromide in Potable Ground Water in the United States. *Ground Water*, 42(6-7), 902-9.
- De la Peña, J.A., García-Ruiz, J.M., Marfil, R. y Prieto, M. (1982). Growth features of magnesium and sodium salts in a recent playa lake of La Mancha (Spain). *Estudios Geológicos*, 38(3-4), 245-257.
- Delgado, F. (1970). Estudio geológico de la Sierra de Gibalto y sectores adyacentes (provs. Granada-Málaga. Zona Subbética). Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada. Inédito.
- Delbart, C., Barbecot, F., Valdes, D., Tognelli, A., Fourre, E., Purtschert, R., Couchoux, L. y Jean-Baptiste, P. (2014). Investigation of young water inflow in karst aquifers using SF<sub>6</sub>-CFC-3H/He-85Kr-39Ar and stable isotope components. *Applied Geochemistry*, 50, 164-176.
- De Waele, J., Piccini, L., Columbu, A., Madonia, G., Vattano, M., Calligaris, C., D'Angeli, I.M., Parise, M., Chiesi, M., Sivelli, M. Vigna, B., Zini, L., Chiarini, V., Sauro, F., Drysdade, R. y Forti, P. (2017). Evaporite karst in Italy: A review. *International Journal of Speleology*, 46(2), 137-168.
- Dingman, S.L. (2002) Physical hydrology. Prentice-Hall, Upper Saddle River, 646 páginas
- Divar, J., Roldán, F.J. y Molina, J.M. (1988). Mapa geológico de la hoja nº 988 (Puente Genil). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda serie (MAGNA). Primera Edición. Instituto Geológico y Minero de España.
- Doss, P.K. (1993). The nature of a dynamic water table in a system of non-tidal, freshwater coastal wetlands. *Journal of Hydrology*, 141(1-4), 107-126.
- DPM-IGME-GHUMA (2007). Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga. Diputación Provincial de Málaga; Instituto Geológico y Minero de España; Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga. 3 tomos. 704 páginas.
- Dubois, K.D., Lee, D. y Veizer, J. (2010). Isotopic constraints on alkalinity, dissolved organic carbon, and atmospheric carbon dioxide fluxes in the Mississippi River. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 115(G2).
- Dunkle, S.A., Plummer, L.N., Busenberg, E., Phillips, P.J., Denver, J.M., Hamilton, P.A., Michel, R.L. y Coplen, T.B. (1993). Chlorofluorocarbons (CCl<sub>3</sub>F and CCl<sub>2</sub>F<sub>2</sub>) as dating tools and hydrologic tracers in shallow groundwater of the Delmarva Peninsula, Atlantic Coastal Plain, United States. *Water Resources Research*, 29(12), 3837-3860.
- Dupuy de Lome, E. (1965). El concepto de olistostromo y su aplicación a la geología del subbético. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 76, 1-23.
- Durán, J.J. (1984). Evolución geomorfológica del cañón del río Guadalhorce en el Trías de Antequera (Archidona, Málaga). Cuadernos de Investigación Geográfica, 10:42-55.
- Durán, J.J. y Burillo, F.J. (1985). Triassic gypsum karst of the Loma del Yesar (Archidona, Málaga, Southern Spain). *Le Grotte d'Italia*, 4 (XII): 237-246.
- Duran, J.J. y Molina, J.A. (1986). Karst en los yesos del triás de Antequera (Cordilleras Béticas). *Karstologia Memoires*, 1, 37-46.
- Durán, J.J., García, A. y Robledo, P. (2009). Propuesta de clasificación genético-geológica de humedales. Aplicación a los humedales españoles incluidos en el convenio de Ramsar. *Boletín Geológico y Minero*, 120(3), 335-346.
- Eastoe, C.J., Long, A., y Knauth, L.P. (1999). Stable chlorine isotopes in the Palo Duro Basin, Texas: Evidence for preservation of Permian evaporite brines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(9), 1375-1382.
- EC (1995). Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas, EUR 16547. Brussels 7 European Commission, Directorate-General XII Science, Research and Development, 446 páginas.
- Edmunds, W.M. y Smedley, P.L. (2000). Residence time indicators in groundwater: The East Midlands Triassic sandstone aquifer. *Applied Geochemistry*, 15(6), 737-752.
- Eichinger, L. (1983). A contribution to the interpretation of 14 C groundwater ages considering the example of a partially confined sandstone aquifer. *Radiocarbon* 25, 347-356
- Ekwurzel, B., Schlosser, P., Weppernig, R. y Stute, M. (1994). Dating of shallow groundwater: Comparison of the transient tracers <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He, chlorofluorocarbons, and <sup>85</sup>Kr. *Water Resources*, 30(6), 1693-1708.
- El-Kadi, A.I., Plummer, L.N. y Aggarwal, P. (2011): NETPATH-WIN: An interactive user version of the mass-balance model, NETPATH. *Ground Water*, 49 (4), 593-599.
- Eluiss, N.H., Labaugh, J.W., Fredrickson, L.H., Mushet, D.M., Laubhan, M.K., Swanson, G.A., Winter, T.C., Rosenberry, D.O. y Nelson, R.D. (2004). The wetland continuum: a conceptual framework for interpreting biological studies. *Wetlands*, 24(2), 448-458.
- Evans, G.V., Otlet, R.L., Downing, A., Monkhouse, R.A. y Rae, G. (1979). Some problems in the interpretation of isotope measurements in United Kingdom Aquifers. En: *Isotopes in Hydrology II*. IAEA, Vienna, páginas 679-708.
- Fallot, P. (1927). Sur la géologie de la région d' Antequera (Andalousie). *Comptes Rendus de la Académie des Sciences*, 185, 1499-1501.
-

- Fallot, P. (1930). Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétiques et subbétiques. Livre Jubilaire Centenaire de la Societé géologique de France, páginas 279-305.
- Fallot, P. (1948). Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geológicos*, 8, 83-172.
- Fanés Treviño, I., Comas González, A. y Sánchez Castillo, P.M. (2009). Catálogo de las aguas verdes cocales de las aguas continentales de Andalucía. *Acta Botanica Malacitana*, 34, 11–32.
- Fennessey, N. M. (2000). Estimating average monthly lake evaporation in tile northeast united states. *Journal of The American Water Resources Association*, 36(4), 759-769.
- Fernández Chacón, F. (2009). Contribución al Conocimiento Hidrogeológico de una Depresión Interna en Clima Mediterráneo Semiárido (Cabecera del Guadiana Menor, Cordillera Bética). Tesis Doctora, Univ. Granada, 387 páginas.
- Fernández-Delgado, C., Fernando Casal, J.A. y Fernandez Haeger, J. (1984). Parámetros morfométricos y físico-químicos de la laguna de Zoñar (Córdoba). *Oxyura*, 1 (1):61-70.
- Fernández-Palacios, J.M. y Delgado, J.M. (2004). Salinas interiores de Andalucía. En: Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía (Ed.), Salinas de Andalucía, páginas 105-110.
- Feuerstein, D.L. y Selleck, R.E. (1963). Fluorescent tracers for dispersion measurements. *Journal of Sanitary Engineering Division-American Society of Civil Engineers*, 89 (SA4): 1-21.
- Fidelibus, M.D., Gutiérrez, F. y Spilotro, G. (2011). Human-induced hydrogeological changes and sinkholes in the coastal gypsum karst of Lesina Marina area (Foggia Province, Italy). *Engineering Geology*, 118(1-2), 1–19.
- Finch, J.W. (2001). A comparison between measured and modelled open water evaporation from a reservoir in south-east England. *Hydrological Processes*, 15(14), 2771–2778.
- Finlay, J.C. (2004). Patterns and controls of lotic algal stable carbon isotope ratios. *Limnology and Oceanography*, 49(3), 850–861.
- Finlay, J.C. y Kendall, C. (2007). Stable isotope tracing of temporal and spatial variability in organic matter sources to freshwater ecosystems. En: Michener, R. y Lajtha, K. (Eds.), Stable isotopes in ecology and environmental sciences, páginas 283-333.
- Fisher, R.S. y Mullican, W.F. (1997). Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the northern chihuahuan desert, Trans Pecos, Texas, USA. *Hydrogeology Journal*, 5(2), 4–16.
- Fomchenko, N. (1998). Estimating the components of a wetland water published. Tesis de maestría. Virginia State University, 33 páginas.
- Fontboté, J.M. (1964). Itinerario geológico Granada-Jaén. *Publicaciones Laboratorio Geología*. Univ. Granada, 45 bis. 12 páginas.
- Fontboté, J.M. (1965). Las Cordilleras Béticas. La Depresión del Guadalquivir. Mapa geológico de España y Portugal. Nota explicativa. Editorial Paraninfo.
- Fontes, J.C. y Garnier, J.M. (1979). Determination of the initial  $^{14}\text{C}$  activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach. *Water Resource Research*, 15, 399–413.
- Fontes, J.C. (1983). Dating of groundwater, guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology. IAEA, Technical report, Ser. 91, 285–317.
- Fontes, J.C. (1992). Chemical and isotopic constraints on C-14 dating of groundwater. En: Taylor, R. E., Long, A. y Kra, R. S. (Eds.) Radiocarbon after four decades, an interdisciplinary perspective. Springer, Nueva York, páginas 242–261.
- Ford, D.C. y Williams, P.W. (2007). Karst Hydrogeology and Geomorphology. Wiley, Chichester, Reino Unido, 562 páginas.
- Forti, P. (1993). Karst evolution and water circulation in gypsum formations. Proceedings of the International Symposium on Water Research in Karst with Special Emphasis. in Arid and Semi-Arid Zones, 23-26 Oct. 1993, Shiraz, Iran, páginas 791-801.
- Forti, P. y Sauro, U. (1996). The gypsum karst of Italy. *International Journal of Speleology* 25, 239–250.
- Foucault, A. (1971). Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (province de Jaen et de Grenade, Espagne méridionale). Tesis Doctoral, Univ. Aris, 633 páginas.
- Fricke, H.C. y O'Neil, J.R. (1999). The correlation between  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geological time. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 170, 181-196.
- Galve, J.P., Gutiérrez, F., Lucha, P., Bonachea, J., Remondo, J., Cendrero, A., Gutiérrez, M., Gimeno, M.J., Pardo, G. y Sánchez, J.A. (2009). Sinkholes in the salt-bearing evaporite karst of the Ebro River valley upstream of Zaragoza city (NE Spain): geomorphological mapping and analysis as a basis for risk management. *Geomorphology* 108(3–4), 145-158.
- García, M.G., Hidalgo, M.D.V. y Blesa, M.A. (2001). Geochemistry of groundwater in the alluvial plain of Tucumán province, Argentina. *Hydrogeology Journal*, 9(6), 597–610.
- García Dueñas, V. (1967). La zona subbética al N de Granada. Tesis Doctoral. Univ. Granada, 417 páginas.
- García-Ferrer, A., Recio Espejo, J.M. y Sánchez de la Orden, M. (1983). Medidas Morfométricas y Batimétricas de las Lagunas Amarga y del Rincón (Córdoba). *Boletín de la Estación Central de Ecología*, 12 (23), 51-55.

- 
- García Latorre, F., Cruz San Julián, J. e Ibarra, V. (1987). Precisiones sobre el funcionamiento del sistema kárstico del barranco de Peñalba a partir de los caudales clasificados del manantial de Iturriotz (Bizkaia) en los ciclos 1983-84 y 1984-85. *Boletín Geológico y Minero*, 98 (1), 58-68.
- García-Rossell, L. (1972). Estudio geológico de la transversal Úbeda-Huelma y sectores adyacentes. Cordilleras Béticas (Provincia de Jaén). Tesis Doctoral, Univ. Granada, 550 páginas.
- García Vera, M.A. (1994). Hidrogeología de Zonas Endorreicas en Climas Semiaridos. Aplicación a los Monegros (Zaragoza y Huesca). Tesis Doctoral, Univ. Politécnica de Cataluña, 297 páginas.
- Gardner, P.M. y Heilweil, V.M. (2014). A multiple-tracer approach to understanding regional groundwater flow in the Snake Valley area of the eastern Great Basin, USA. *Applied Geochemistry*, 45, 33-49.
- Gascoyne, M., Wuschke, D.M. y Durrance, E.M. (1993). Fracture detection and groundwater flow characterization using He and Rn in soil gases, Manitoba, Canada. *Applied Geochemistry*, 8(3), 223-233.
- Gascoyne, M. y Sheppard, M.I. (1993). Evidence of Terrestrial Discharge of Deep Groundwater on the Canadian Shield from Helium in Soil Gases. *Environmental Science and Technology*, 27(12), 2420-2426.
- Gat, J.R. y Dansgaard, W. (1972). Stable isotope survey of the fresh water occurrences in Israel and the northern Jordan Rift Valley. *Journal of Hydrology*, 16, 177-212.
- Gat, J.R., Mook, W.G., y Meijer, H.A. (2001). Tritium in the atmosphere. In W.G. Mook (Ed.), *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications. Volume II. Atmospheric Water* (pp. 209-216). Vienna: Unesco-IAEA.
- Geyh, M.A. (2001). Applications to low-temperature systems. En: W. G. Mook (Ed.), *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications. Volume IV. Groundwater: saturated and unsaturated zone*. UNESCO-IAEA, Viena, páginas 349-388.
- Gil-Márquez, J.M., Mudarra, M., Andreo, B., Linares, L., Carrasco, F. y Benavente, J. (2016). Hydrogeological characterization of the Salinas-Los Hoyos evaporitic karst (Malaga province, S Spain) using topographic, hydrodynamic, hydrochemical and isotopic methods. *Acta Carsologica*, 45 (2), 147-160.
- Gil-Márquez, J.M., Mudarra, M. y Andreo, B. (2017a): Analysis of natural response and hydrochemical data by statistical approaches to characterize the hydrogeological functioning of a highly karstified evaporitic system in south Spain. En: Renard, P. y Bertrand, C. (Eds.), *EuroKarst 2016, Neuchâtel, Advances in the Hydrogeology of Karst and Carbonate Reservoirs, Serie Advances in Karst Sciences karst sciences*. Springer International Publishing, páginas 335-343.
- 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. (2017b). 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.
- Gil-Márquez, J.M., Barberá, J. A., Andreo, B. y Mudarra, M. (2017c). Hydrological and geochemical processes constraining groundwater salinity in wetland areas related to evaporitic (karst) systems. A case study from Southern Spain. *Journal of Hydrology*, 544(1), 538-554.
- Gleeson, T., Befus, K.M., Jasechko, S., Luijendijk, E. y Cardenas, M.B. (2015). The global volume and distribution of modern groundwater. *Nature Geoscience*, 9(2), 161-167.
- Godwin, H. (1962). Half-life of radiocarbon. *Nature*, 195, 984.
- Goldscheider, N. y Drew, D. -Eds- (2007). *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor y Francis, Londres (Reino Unido). 264 páginas.
- Gonfiantini, R. (1986). Environmental Isotopes in Lake Studies. En Fritz, P. y Fontes, J.C. (Eds.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Volume 2: The Terrestrial Environment B*, Elsevier, Amsterdam, páginas 113-168.
- Gordon, R.P., Lantz, L.K., Briggs, M.A. y McKenzie, J.M. (2012). Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program. *Journal of Hydrology*, 420-421, 142-158.
- Gourley, H.J.F. y Crimp, B.S. (1915). The Flow of Water over Sharp-Edged Notches and Weirs. *Minutes of the Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, 200, 388-408.
- Günay, G. (2002). Gypsum karst, Sivas, Turkey. *Environmental Geology*, 42, 387-398.
- Gupta, P., Noone, D., Galewsky, J., Sweeney, C. y Vaughn, B.H. (2009). Demonstration of high-precision continuous measurements of water vapor isotopologues in laboratory and remote field deployments using wavelength-scanned cavity ring-down spectroscopy (WS-CRDS) technology. *Rapid Communications in Mass Spectrometry: RCM*, 23, 2534-2542.
- Gurrieri, J.T. y Furniss, G. (2004). Estimation of groundwater exchange in alpine lakes using non-steady mass-balance methods. *Journal of Hydrology*, 297(1-4), 187-208.
- Gutiérrez, F., Calaforra, J.M., Cardona F., Ortí, F., Durán, J.J. y Garay, P. (2008a). Geological and environmental implications of the evaporite karst in Spain. *Environmental Geology* 53, 951-965.
- Gutiérrez, F., Guerrero, J., y Lucha, P. (2008b). A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. *Environmental Geology*, 53, 993-1006.
- Gutiérrez, F., Parise, M., De Waele, J. y Jourde, H. (2014). A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. *Earth Science Reviews* 138, 61-88.
-

- Han, L.F., Gröning, M., Plummer, L.N. y Solomon, D.K. (2006). Comparison of the CFC technique with other techniques ( $^3\text{H}$ ,  $^3\text{H}/^3\text{He}$ ,  $^{85}\text{Kr}$ ). En: *Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology: a guidebook*. IAEA, Vienna, páginas 191-198.
- Hanor, J.S. (1994). Origin of saline fluids in sedimentary basins. *Geological Society of London, Special Publications*, 78(1), 151-174.
- Hargreaves, G.H y Samani, Z.A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1, 96-99.
- Hartland, A., Baker, A., Timms, W., Shutova, Y. y Yu, D. (2012). Measuring dissolved organic carbon  $\delta^{13}\text{C}$  in freshwaters using total organic carbon cavity ring-down spectroscopy (TOC-CRDS). *Environmental Chemistry Letters*, 10 (3), 309-315.
- Hauns, M., Jeannin, P.Y. y Atteia, O. (2001). Dispersion, retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits. *Journal of Hydrology*, 241(3-4), 177-193.
- Hayashi, M. y Van der Kamp, G. (2000). Simple equations to represent the volume-area-depth relations of shallow wetlands in small topographic depressions. *Journal of Hydrology*, 237(1-2), 74-85.
- Henry, W. (1803). Experiments on the quantity of gases absorbed by water, at different temperatures, and under different pressures. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 93, 29-42.
- Heredia, J., Ruiz, J.M., y Domingo, A.G.D. (2009). Caracterización de un sistema hidrogeológico complejo: Laguna de Fuente de Piedra. *Boletín Geológico y Minero*, 120(3), 423-442.
- Hermes, J.J. (1985). Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional). *Estudios Geológicos*, 41, 157-176.
- Herrmann, A.G. (1972). Bromine distribution coefficients for halite precipitated from modern sea water under natural conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 37(3), 249-252.
- Ho, D.T., Schlosser, P., Smethie, W.M. y Simpson, H.J. (1998). Variability in atmospheric chlorofluorocarbons ( $\text{CCl}_3\text{F}$  and  $\text{CCl}_2\text{F}_2$ ) near a large urban area: Implications for groundwater dating. *Environmental Science and Technology*, 32(16).
- Höbig, N., Mediavilla, R., Gibert, L., Santisteban, J.I., Cendón, D.I., Ibáñez, J. y Reicherter, K. (2016). Palaeohydrological evolution and implications for palaeoclimate since the Late Glacial at Laguna de Fuente de Piedra, southern Spain. *Quaternary International*, 407, 29-46.
- Hood, J.L., Roy, J.W. y Hayashi, M. (2006). Importance of groundwater in the water balance of an alpine headwater lake. *Geophysical Research Letters*, 33(13), 1-5.
- Horita, J. (1989). Analytical aspects of stable isotopes in brines. *Chemical Geology*, 79, 107-112.
- Hudson, N., Baker, A., Ward, D., Reynolds, D.M., Brunson, 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(1), 149-158.
- Hunkeler, D. y Mudry, J. (2007). Hydrochemical methods. En: Goldscheider, N. y Drew, D.P. (Eds.), *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor y Francis, Londres, páginas 93-121.
- IAEA (2005). Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate. IAEA-TECDOC-1453. 223 páginas.
- IAEA. (2006). *Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology: a guidebook*. International Atomic Energy Agency. International Atomic Energy Agency, Viena, 277 páginas.
- IAEA. (2013). *Isotope methods for dating old groundwater*. Vienna: International Atomic Energy Agency. 357 páginas.
- IAEA/WMO (2017). *Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database*. Accesible en: <http://www.iaea.org/water> [Consulta: 12 Dic 17]
- IGME-DPJ (2011). *Atlas Hidrogeológico de Jaén*. Instituto Geológico y Minero de España; Diputación de Jaén. 260 páginas
- Ingerson, E. y Pearson, F.R. (1964). Estimation of age and rate of motion of groundwater by the  $^{14}\text{C}$ -method. En: Miyake, Y. y Koyama, T. (Eds.), *Recent Researches in the Fields of Atmosphere, Hydrosphere, and Nuclear Geochemistry*. Marusen, Tokyo, páginas 263-283.
- ITGE-Junta de Andalucía (1998). *Atlas Hidrogeológico de Andalucía*. Instituto Tecnológico Geominero de España; Junta de Andalucía. 216 páginas.
- Jänhe, B.J., Heinz, G. y Dietrich, W. (1987). Measurement of the diffusion coefficients of sparkling soluble gases in water. *Journal of Geophysical Research*, 92(C10), 10767-10776.
- Jasechko, S. (2016). Partitioning young and old groundwater with geochemical tracers. *Chemical Geology*, 427, 35-42.
- Jasechko, S., Perrone, D., Befus, K.M., Bayani Cardenas, M., Ferguson, G., Gleeson, T., Luijendijk, E., McDonnell, J.J., Taylor, R.G., Wada, Y. y Kirchner, J.W. (2017). Global aquifers dominated by fossil groundwaters but wells vulnerable to modern contamination. *Nature Geoscience*, (April), 1-6.
- Jiménez-Martínez, J. y Custodio, E. (2008). El exceso de deuterio en la lluvia y en la recarga a los acuíferos en el área circum-mediterránea y en la costa mediterránea española. *Boletín Geológico y Minero*, 119(1), 21-32.
- Jiménez, P. (2010). *Caracterización hidrogeológica de acuíferos carbonáticos del sur de España a partir de sus respuestas naturales*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 412 páginas.
- Johnson, K.S. (1997). Evaporite karst in the United States. *Carbonates and Evaporites*, 12(1), 2-14.



- Johnson, K. (2008). Evaporite-karst problems and studies in the USA. *Environmental Geology* 53, 937–943.
- Jolly, I.D., McEwan, K.L. y Holland, K.L. (2008). A review of groundwater–surface water interactions in arid/semi-arid wetlands and the consequences of salinity for wetland ecology. *Ecology*, 1, 43–52.
- Kalin, R.M. (1999). Radiocarbon dating of groundwater systems. En: Cook, P.J. y Herczeg, A.L. (eds.). *Environmental tracers in subsurface hydrology*. Kluwer Academic Press, Boston, páginas 112–144.
- Kamensky, I.L., Tokarev, I.V. y Tolstikhin, I.N. (1991). 3H-3He dating: A case for mixing of young and old groundwaters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(10), 2895–2899.
- Karim, A., Dubois, K. y Veizer, J. (2011). Carbon and oxygen dynamics in the Laurentian Great Lakes: Implications for the CO<sub>2</sub> flux from terrestrial aquatic systems to the atmosphere. *Chemical Geology*, 281(1–2), 133–141.
- Kasnavia, T., Vude, D. y Sabatini, D.A. (1999). Fluorescent dye and media properties affecting sorption and tracer selection. *Ground Water*, 37(3), 376–381.
- Käss W. (1998). *Tracing Technique in Geohydrology*. Balkema, Rotterdam, 600 páginas.
- Kattan, Z. (1997). Environmental isotope study of the major karst springs in Damascus limestone aquifer systems: Case of the Fiegh and Barada springs. *Journal of Hydrology*, 193(1–4), 161–182.
- Keijman, J.Q. y Koopmans, R.W.R. (1973). A comparison of several methods of estimating the evaporation of Lake Flevo. *International Association of Hydrological Sciences*, 109, 225–232.
- Kelly, S.E. y Murdoch, L.C. (2003). Measuring the hydraulic conductivity of shallow submerged sediments. *Ground Water*, 41(4), 431–439.
- Kjeldsen, P. y Christophersen, M. (2001). Composition of leachate from old landfills in Denmark. *Waste Management & Research*, 19, 249–256.
- Klimchouk, A. (1996). Hydrogeology of gypsum formations. *International Journal of Speleology*, 25(3–4), 83–89.
- Klimchouk, A. Forti, P. y Cooper, A. (1996). Gypsum karst of the world: a brief overview. *International Journal of Speleology*, 25, 159–181.
- Klimchouk, A.B. y Aksem, S.D. (2005) Hydrochemistry and solution rates in gypsum karst: case study from the Western Ukraine. *Environmental Geology* 48(3), 307–319.
- Knauth, L.P. (1988). Origin and mixing history of brines, Palo Duro Basin, Texas, U.S.A. *Applied Geochemistry*, 3, 455–474.
- Kohfahl, C., Rodríguez, M., Fenk, C., Menz, C., Benavente, J., Hubberten, H., Meyer, H., Paul, L., Knape, A., López-Geta, J. A. y Pekdeger, A. (2008). Characterising flow regime and interrelation between surface-water and ground-water in the Fuente de Piedra salt-lake basin by means of stable isotopes, hydrogeochemical and hydraulic data. *Journal of Hydrology*, 351(1–2), 170–187.
- Kohler, M.A., Nordenson, T.J., y Fox, W.E (1955). Evaporation from pans and lakes. *Weather Bureau Research Paper*, 38, US Department of Commerce, Washington, EEUU.
- Kohler, M.A. y Parmele, L.H. (1967), Generalized estimates of free-water evaporation, *Water Resources Research*, 3(4), 997–1005.
- Konyha, K.D., Shaw, D.T. y Weiler, K.W. (1995). Hydrologic design of a wetland: advantages of continuous modeling. *Ecological Engineering*, 4(2), 99–116.
- Kralik, M., Humer, F., Fank, J., Harum, T., Klammler, G., Gooddy, D., Sültenfuß, J., Gerber, C. y Purtschert, R. (2014). Using <sup>18</sup>O/<sup>2</sup>H, <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He, <sup>85</sup>Kr and CFCs to determine mean residence times and water origin in the Grazer and Leibnitzer Feld groundwater bodies (Austria). *Applied Geochemistry*, 50(2014), 150–163.
- Krasnostein, A.L. y Oldham, C.E. (2004). Predicting wetland water storage. *Water Resources Research*, 40(10), 1–12.
- Labasque, T., Aquilina, L., Vergnaud, V., y Barbecot, F. (2014a). Inter-laboratory comparison of the analyses of sulphur hexafluoride (SF<sub>6</sub>) and three chlorofluorocarbons (CFC-11, -12 and -113) in groundwater and an air standard. *Applied Geochemistry*, 50, 118–129.
- Labasque, T., Aquilina, L., Vergnaud, V., Hochreutener, R., Barbecot, F., y Casile, G. (2014b). Inter-comparison exercises on dissolved gases for groundwater dating–(1) Goals of the exercise and site choice, validation of the sampling strategy. *Applied Geochemistry*, 40, 119–125.
- Lamontagne, S., Taylor, A.R., Batle-Aguilar, J., Suckow, A., Cook, P.G., Smith, S.D., Morgenstern, U. y Stewart, M.K. (2015). River infiltration to a subtropical alluvial aquifer inferred using multiple environmental tracers. *Water Resources Research*, 4532–4549.
- Lapworth, D.J., Gooddy, D.C., Butcher, A.S. y Morris, B.L. (2008). Tracing groundwater flow and sources of organic carbon in sandstone aquifers using fluorescence properties of dissolved organic matter (DOM). *Applied Geochemistry*, 23(12), 3384–3390.
- Le Gal La Salle, C., Marlin, C., Leduc, C., Taupin, J.D., Massault, M. y Favreau, G. (2001). Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive tracers (<sup>3</sup>H, <sup>14</sup>C) in an unconfined aquifer in a semi-arid area, Iullemeden basin, Niger. *Journal of Hydrology*, 254(1–4), 145–156.
- Lee, D.R. (1977). A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnology and Oceanography*, 22(1), 140–147.

- Lehmann, B.E., Love, A., Purtschert, R., Collon, P., Loosli, H.H., Kutschera, W., Beyerle, U., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R., Frappe, S.K., Herczeg, A., Moran, J., Tolstikhin, I.N. y Gröning, M. (2003). A comparison of groundwater dating with  $^{81}\text{Kr}$ ,  $^{36}\text{Cl}$  and  $^4\text{He}$  in four wells of the Great Artesian Basin, Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 211(3-4), 237-250.
- Lewis, W.M.Jr. (1983). A revised classification of lakes based on mixing. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 40, 1779-1787.
- Libby, W.F. (1946). Atmospheric helium three and radiocarbon from cosmic radiation. *Physical Review*, 69(11-12), 671-672.
- Libby, W.F., Anderson, E.C. y Arnold, J.R. (1949). Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon. *Science*, 109, 227-228.
- Libby, W.F. (1953). The potential usefulness of natural tritium. *Proceedings of the National Academy of Sciences of United States of America*, 39(4), 245-247.
- Liguori, V., Manno, G. y Mortellaro, D. (2008). Evaporite karst in Sicily. *Environmental Geology*, 53(5), 975-980.
- Linares, L. y Valle, M. (1986). Relación entre la laguna de Fuente de Piedra y la piezometría de los acuíferos de la cuenca (Málaga). II Simposio del Agua en Andalucía, Granada, páginas 345-355.
- Linares, L., Rivera, A. y Ternado, L. (1986). Hidroquímica de los acuíferos de la cuenca de Fuente de Piedra (Málaga). II Simposio del Agua en Andalucía, Granada, páginas 113-124.
- Linares, L. (1990). Hidrogeología de la laguna de Fuente de Piedra (Málaga). Tesis Doctoral Univ. Granada (inédita), 343 páginas.
- Linares L. (2008). Lagunas y humedales andaluces relacionados con surgencias. En: Castillo, A. (coord.), Manantiales de Andalucía. Sevilla, Agencia Andaluza del Agua, Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía, páginas 153-167.
- Linsley R.K.Jr., Kohler, M.A. y Paulhus J.L.H. (1982) Hydrology for engineers. McGraw-Hill, New York, 492 páginas.
- Liñán, C. (2003). Hidrogeología de acuíferos carbonatados de la Unidad Yunquera-Nieves (Málaga). Tesis Doctoral. Universidad de Granada (España). 317 páginas.
- Lippmann, J., Stute, M., Torgersen, T., Moser, D. P., Hall, J. A., Lin, L., Borcsik, M., Bellamy, R.E.S. y Onstott, T. C. (2003). Dating ultra-deep mine waters with noble gases and  $^{36}\text{Cl}$ , Witwatersrand Basin, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(23), 4597-4619.
- Lipps, F.B. y Helmer, R.S. (1992). On the downward transfer of tritium to the ocean by a cloud model. *Journal of Geophysical Research*, 97:12889-12900.
- Liu, W., Xu, X., McGoff, N.M., Eaton, J.M., Leahy, P., Foley, N. y Kiely, G. (2014). Spatial and seasonal variation of dissolved organic carbon (DOC) concentrations in Irish streams: Importance of soil and topography characteristics. *Environmental Management*, 53(5), 959-967.
- Los Huertos, M. y Smith, D. (2013). Wetland bathymetry and mapping. En: Anderson, J.T., y Craig, A.D. (Eds.). *Wetland Techniques, Vol. 1 Foundations*. Springer, Dordrecht, páginas 49-86.
- Lu, F.H. (2016). How long is enough:  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  equilibration for  $\delta^{18}\text{O}$  analysis in saline formation waters? *Rapid Communications in Mass Spectrometry: RCM*, 30, 1647-1652.
- Lucas, L. y Unterweger, M. (2000). Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. *Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology*, 105(4), 541.
- Luhmann, A.J., Covington, M.D., Alexander, S.C., Chai, S.Y., Schwartz, B.F., Groten, J.T. y Alexander, E.C. (2012). Comparing conservative and nonconservative tracers in karst and using them to estimate flow path geometry. *Journal of Hydrology*, 448-449, 201-211.
- Ma, J.Z., Ding, Z., Gates, J.B. y Su, Y. (2008). Chloride and the environmental isotopes as the indicators of the groundwater recharge in the Gobi Desert, northwest China. *Environmental Geology*, 55(7), 1407-1419.
- 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.
- Mallada, L. (1880). Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba. *Boletín Comisión Mapa Geológico de España*, Tomo VII, páginas 4-56.
- Mamyrin, B.A y Tolstikhin, I.N. (1984). Helium isotopes in nature. Elsevier, Amsterdam.
- Mancebo Piqueras, J.A., Sanz Pérez, E. y Menéndez-Pidal, I. (2012). Water seepage beneath dams on soluble evaporite deposits: A laboratory and field study (Caspé Dam, Spain). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 71(2), 201-213.
- 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.
- Mangin, A. (1971). Etude des debits classes d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrogeologique. *Annales Spéléologie* 26 (2): 283-329.
- Mangin, A. (1975). Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques (I). Tesis Doctoral Univ. Dijon (Francia). *Annales Spéléologie* 29 (3), 283-332; 29 (4), 495-601; 30 (1), 21-214.
- Mangin, A. (1981a): Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systems hydrogeologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes* 293, 401-404.

- 
- Mangin, A. (1981b): Apports des analyses corrélatrice et spectrale dans l'approche des systèmes hydrogéologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes* 293, 401-404.
- Mangin, A. (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatrice et spectrale. *Journal of Hydrology*, 67, 25-43.
- Manzano, M., Borja, F. y Montes, C. (2002). Metodología de tipificación hidrológica de los humedales españoles con vistas a su valoración funcional y a su gestión. Aplicación a los humedales de Doñana. *Boletín Geológico y Minero*, 113(3), 313-330.
- Marine, I.W. (1979). The use of naturally occurring He to estimate groundwater velocities for studies of geological storage waste. *Water Resources Research*, 15(5), 1130-1136.
- Marshall, W.L. y Slusher, R. (1966). Thermodynamics of Calcium Sulfate Dihydrate in Aqueous Sodium Solutions, 0-110°. *The Journal of Physical Chemistry*, 70(12), 4015-4027.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Brauer, A., Mata, M.P., Delgado-Huertas, A. y Dulski, P. (2009). The Iberian-Roman Humid Period (2600-1600 cal yr BP) in the Zoñar Lake varve record (Andalucía, southern Spain). *Quaternary Research*, 71(2), 108-120.
- Martín-Serrano, A. (1986). Mapa geológico de la Hoja nº 1006 (Benaméjil). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA), Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España.
- Massei, N., Mahler, B.J., Bakalowicz, M., Fournier, M. y Dupont, J.P. (2007). Quantitative interpretation of specific conductance frequency distributions in karst. *Ground Water*, 45(3), 288-293.
- Massmann, G., Sültenfuß, J., Dünnbier, U., Knappe, A., Taute, T. y Pekdeger, A. (2008). Investigation of groundwater residence times during bank filtration in Berlin: a multi-tracer approach. *Hydrological Processes*, 22, 788-801.
- Mayer, A., Sültenfuß, J., Travi, Y., Rebeix, R., Purtschert, R., Claude, C., Le Gal La Salle, C., Miche, H. y Conchetto, E. (2014). A multi-tracer study of groundwater origin and transit-time in the aquifers of the Venice region (Italy). *Applied Geochemistry*, 50, 177-198.
- Mažeika, J., Martma, T., Petrošius, R., Jakimavičiūtė-Maselienė, V. y Skuratovič, Z. (2013). Radiocarbon and Other Environmental Isotopes in the Groundwater of the Sites for a Planned New Nuclear Power. *Radiocarbon*, 55(2), 951-962.
- McCarthy, R.L., Bower, F.A. y Jesson, J.P. (1977). The fluorocarbon-ozone theory - I. Production and release-world production and release of CCl<sub>3</sub>F and CCl<sub>2</sub>F<sub>2</sub> (fluorocarbons 11 and 12) through 1975. *Atmospheric Environment* (1967), 11(6), 491-497.
- McJannet, D.L., Webster, I.T., Stenson, M.P. y Sherman, B.S. (2008). Estimating open water evaporation for the Murray-Darling Basin: A report to the Australian Government from the CSIRO Murray-Darling Basin Sustainable Yields Project. *A Report to the Australian Government from the CSIRO Murray-Darling Basin Sustainable Yields Project*, 50 páginas
- McKillop, R., Kouwen, N. y Soulis, E.D. (1999). Modeling the rainfall-runoff response of a headwater wetland. *Water Resources Research*, 35(4), 1165-1177.
- McLean, W., Jankowski, J. y Lavitt, N. (2000). Groundwater quality and sustainability in an alluvial aquifer, Australia. En: Sililo, O., et al. (Eds.), *Groundwater: Past Achievements and Future Challenges*. AA Balkema, Rotterdam.
- McMahon, P.B., y Chapelle, F.H. (2008). Redox Processes and Water Quality of Selected Principal Aquifer Systems. *Ground Water*, 46(2), 259-271.
- McMahon, T.A., Peel, M.C., Lowe, L., Srikanthan, R. y McVicar, T.R. (2013). Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: A pragmatic synthesis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(4), 1331-1363.
- Melloul, A. y Collin, M. (1992). The principal components statistical method as a complementary approach to geochemical methods in water quality factor identification: application to the Coastal Plain aquifer of Israel. *Journal of Hydrology* 140, 49-73.
- Memon, B.A., Patton, A.F., y Pitts, M.W. (1999). Control of naturally occurring brine springs and seeps in an evaporite karst setting. *Engineering Geology*, 52(1-2), 83-91.
- Menz, C., y Fenk, C. (2007). Interaction between salt lake and groundwater—a hydrogeochemical, isotopegeochemical and sedimentological study in Fuente de Piedra Basin, Spain. Tesis de Licenciatura, Freie Universität Berlin, 159 páginas
- Merkohasanaj, M. (2016). Tools and indicators for integrated wetland monitoring. Case study, Fuente de Piedra Wetland, Andalusia, Spain. Trabajo Final de Máster, Instituto Agronómico Mediterráneo de Zaragoza, 87 páginas.
- Miller, K. y Clancy, K.F. (2017). Improving Curve Number Runoff Estimates Using Dual Hydrologic Soil Classification and Potential Contributing Source Areas Delineation Methods. *Journal of Water Resource and Protection*, 9(1), 20-39.
- Mishra, S.K. y Singh, V.P. (2003). SCS-CN Method. En *Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology*. Dordrecht: Springer Netherlands, páginas 84-146
- Mockus, V. (1964). Estimation of direct runoff from storm rainfall. En: *SCS, National Engineering Handbook*, Section 4, Hydrology, 30 páginas.
- Molina, L. (1996). Los karst en yesos de la provincia de Málaga. "Avance". In S.E.M. de Málaga, 75 Aniv., páginas 95-112.
-

- Molina, J.M. (coord.), de Gea, G.A., O'Dogherty, L., Rivas, P., Ruiz-Ortiz, P.A., Sandoval, J. y Vera, J.A. (2004): El Subbético del sector central. En: Geología de España (J. A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, páginas 373-375.
- Molina, M.J. y Rowland, F.S. (1974). Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: chlorine atom-catalysed destruction of ozone. *Nature*, 249, 810-812.
- Montalván, F.J., Heredia, J., Ruiz, J.M., Pardo-Igúzquiza, E., García de Domingo, A. y Elorza, F.J. (2017). Hydrochemical and isotopes studies in a hypersaline wetland to define the hydrogeological conceptual model: Fuente de Piedra Lake (Malaga, Spain). *Science of the Total Environment*, 576, 335-346.
- Monteith, J.L. (1965). Evaporation and environment. *Symposia of the Society for Experimental Biology*, 19: 205-234.
- Monteith, J.L. (1981), Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107:1-27.
- Mook, W.G. (1972). On the reconstruction of the initial  $^{14}\text{C}$  content of groundwater from the chemical and isotopic composition. 8<sup>th</sup> Int. Conf. on Radiocarbon Dating, 1, 342-352.
- Mook, W.G., Bommerson, J.C. y Staverman, W.H. (1974). Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth and Planetary Science Letters*, 22(2), 169-176.
- Mook, W.G., 2001. Environmental Isotopes in the hydrological cycle. Principles and applications. - IHP-V Technical Documents in Hydrology, No 39.Vol. I UNESCO-IAEA, Paris.
- Mook, W.G., Custodio, E., y Ramajo, H. (2001). Natural isotopes of elements other than H, C, O. En: Mook, W.G. (Ed.), Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Vol 1: Principles and Applications. IAEA, Vienna, páginas 127-143.
- Mook, W.G. (2006) Introduction to Isotope Hydrology – Stable and Radioactive Isotopes of Hydrogen, Oxygen and Carbon. Taylor y Francis, London, 226 páginas.
- MOPU (1987). Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Carreteras, 124 páginas.
- Moral, F., Cruz San Julián, J.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(1-4), 281-296.
- Moral, F., Rodríguez-Rodríguez, M., Beltrán, M., Benavente, J. y Cifuentes, V.J. (2013). Water Regime of Playa Lakes from Southern Spain: Conditioning Factors and Hydrological Modeling. *Water Environment Research*, 85(7), 632-642.
- Morton, F.I. (1986). Practical estimates of lake evaporation. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 371-387.
- Moya, J.L. (1984). Hidrogeología de la laguna de Zoñar (Córdoba-España). *Oxyura*, 1 (1):21-41.
- Moya, J.L. (1985). Primeros Datos Geofísicos sobre las lagunas del Rincón y de Santiago. *Oxyura*, 2 (1):23-34.
- Moya, J.L. (1986). La formación de las zonas húmedas del sur de la provincia de Córdoba. *Boletín de la Estación Central de Ecología*, 15 (30):69-75.
- Moya, J.L. (1988) Hidrogeología de las zonas húmedas del S. de la provincia de Córdoba. Tesis Doctoral Univ. Córdoba.
- Moya, J.L., Recio Espejo, J.M. y Giráldez-Cervera, J.V. (1990) Hidroquímica de la laguna de Tíscar (Córdoba, España). *Estudios Geológicos*, 46: 93-98.
- Mucci, A. (1983). The solubility of calcite and aragonite in seawater at various salinities, temperatures, and one atmosphere total pressure. *American Journal of Science*, 283, 780-799.
- 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).
- 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, Univ. Málaga. 557 páginas.
- 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 Martínez, M., Gil Márquez, J. M., Argamasilla Ruiz, M., Andreo Navarro, B. y Carrasco Cantos, F. (2016) Identificación de formas de relieve negativo a partir de datos de vuelo LiDAR. Aplicación al karst evaporítico de Gobantes (provincia de Málaga). En: Durán Valsero, J.J., Montes Santiago, M., Robador Moreno, A. y Salazar Rincón, A. (Eds.). Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, páginas 647-654.
- 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.
- Münnich, K.O. (1957). Messung des  $^{14}\text{C}$ -Gehaltes von hartem grundwasser. *Naturwissenschaften*, 34,32-33.
- Münnich, K.O. (1968). Isotopen-datierung von grundwasser. *Naturwissenschaften*, 55, 158-163.
- Naderi, M., Raeisi, E., y Zarei, M. (2016). The impact of halite dissolution of salt diapirs on surface and ground water under climate change, South-Central Iran. *Environmental Earth Sciences*, 75(8), 708.
- Newell, R.S. (1963). Transfer through the tropopause and within the stratosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 89: 167-204.

- Olivie-Lauquet, G., Gruau, G., Dia, A., Riou, C., Jaffrezic, A. y Henin, O. (2001). Release of trace elements in wetlands: Role of seasonal variability. *Water Research*, 35(4), 943–952.
- Ortega, F., Parra, G. y Guerrero, F. (2002). Ampliación al conocimiento de los macrófitos acuáticos de la provincia de Málaga. *Acta Botanica Malacitana*, 27, 313–317.
- Ortí, F., García-Veigas, J., Rosell, L., Jurado, M. y Utrilla, R. (1996). Formaciones salinas de las cuencas triásicas en la Península Ibérica: caracterización petrológica y geoquímica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 20, 13–36.
- Ortí, F., Pérez-López, A., García-Veigas, J., Rosell, L., Cendón, D.I. y Pérez-Valera, F. (2014). Sulfate isotope compositions ( $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) and strontium isotopic ratios ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) of Triassic evaporites in the Betic Cordillera (SE Spain). *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 27(1), 79–89.
- Orueta, D. (1877). Bosquejo físico-geológico de la región septentrional de la provincial de Málaga. *Boletín Comisión Mapa Geológico de España*, Tomo IV, páginas 89-171.
- Oster, H., Sonntag, C. y Münnich, K.O. (1996). Groundwater age dating with chlorofluorocarbons. *Water Resources Research*, 32(10), 2989–3001.
- Ozima M. y Podosek F.A. (1983) *Noble Gas Geochemistry*. Cambridge University Press, Cambridge, 367 páginas.
- Padilla, A. (1990). Modelos matemáticos aplicados al estudio de acuíferos kársticos. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 267 páginas.
- Pardo, L. (1948). Catálogo de los lagos de España. Biología de las aguas continentales VI. Minist. de Agric. Inst. Forest. Inv. y Exp., Madrid nº41, 523 páginas.
- Pardo-Igúzquiza, E., Durán, J.J., Luque-Espinar, J.A. y Martos-Rosillo, S. (2014): Análisis del relieve kárstico mediante el modelo digital de elevaciones. Aplicación a la Sierra de las Nieves (provincia de Málaga). *Boletín Geológico y Minero*, 125 (3): 381-389.
- Parise, M., Qiriazzi, P. y Sala, S. (2008). Evaporite karst of Albania: Main features and cases of environmental degradation. *Environmental Geology*, 53(5), 967–974.
- Parise, M. (2015). Karst Geo-Hazards: Causal Factors and Management Issues. *Acta Carsologica*, 44(3), 401–414.
- 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–A43; 2013.
- Pearson, F.J.J. (1965) Use of C-13/C-12 ratios to correct radiocarbon ages of material initially diluted by limestone. En: *Proceeding of the 6<sup>th</sup> International Conference on Radiocarbon and tritium dating*. Pulman, Washington, 357.
- Pearson, F.J.J. y Hanshaw, B.B. (1970). Sources of dissolved carbonate species in groundwater and their effects on carbon-14 dating. En: IAEA, *Isotopes in Hydrology 1970*. International Atomic Energy Agency, Viena, páginas 271–285.
- Pearson, F.J.Jr, Balderer W., Loosli H.H., Lehmann B.E., Matter A., Peters T.J., Schmassmann H. y Gautschi A. (1991). *Applied Isotope Hydrology: A Case Study in Northern Switzerland*. Studies in Environmental Science, Vol. 43. Elsevier, Amsterdam, 460 páginas.
- Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London A*, 193, 120–145.
- Penman, H.L. (1956). Evaporation: An introductory survey. *Netherlands Journal of Agricultural Sciences*, 4, 9–29.
- Pérez-López, A. (1991). El Trías de facies germánica del sector Central de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral. Univ. Granada, 400 páginas.
- Pérez-López, A., Solé de Porta, N., Márquez, L. y Márquez-Aliaga, A. (1992). Caracterización y datación de una unidad carbonática de edad Noriense (Fm. Zamoranos) en el Trías de la zona subbética. *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 5(1–2), 113–127.
- Pérez-López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994). Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 7(1–2), 141–153.
- Pérez-López, A., Pérez-Valera, F. y Götz, A.E. (2012). Record of epicontinental platform evolution and volcanic activity during a major rifting phase: The Late Triassic Zamoranos Formation (Betic Cordillera, S Spain). *Sedimentary Geology*, 247–248, 39–57.
- Perconing, E. (1960-62). Sur le constitution géologique de L'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir. (Espagne méridionale). *Bulletin de la Société Géologique de France*, Livre a la mémoire du Prof. P. Fallot, páginas 229– 56.
- Peyre, Y. (1974). Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères bétiques, Espagne). Tesis Doctoral, Univ. Paris, 518 páginas.
- Pezzi, M.C. (1977): Morfología kárstica del sector central de las cordilleras Subbéticas. Tesis Doctoral Univ. de Granada, 450 p.
- Pineda Velasco, A. (1990): Hoja 1024 (Archidona). Mapa Geológico de España 1:50.000-Madrid.
- Pita López, M.F. (2003). El clima de Andalucía. En: López Ontiveros, A. (Coord.), *Geografía de Andalucía*. Ariel, Barcelona, páginas 137-174.
- Pitzer, K.S. y Mayorga, G. (1973). Thermodynamics of electrolytes. II. Activity and osmotic coefficients for strong electrolytes with one or both ions univalent. *The Journal of Physical Chemistry*, 77 (19), 2300-2308.

- Pitzer, K.S. y Mayorga, G. (1974). Thermodynamics of electrolytes. III. Activity and osmotic coefficients for mixed electrolytes. *Journal of Solution Chemistry*, 3 (7), 539-546.
- Pitzer, K.S. y Kim, J.J. (1974). Thermodynamics of electrolytes. IV. Activity and osmotic coefficients for mixed electrolytes. *Journal of the American Chemical Society*, 96 (18), 5701-5707.
- Plummer, L.N., Parkhurst, D.L., Fleming, G.W. y Dunkle, S.A. (1988). A computer program incorporating Pitzer's equations for calculation of geochemical reactions in brines. Water Resources Investigation Report, 88-4153.
- Plummer, L.N., Busby, J.F., Lee, R.W. y Hanshaw, B.B. (1990). Geochemical Modeling of the Madison Aquifer in Parts of Montana, Wyoming, and South Dakota. *Water Resources Research*, 26(9), 1981-2014.
- Plummer, L.N., Prestemon, E. C. y Parkhurst, D. L. (1994). An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reactions along a flow path Version 2.0. Water-Resources Investigations Report 94-4169. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey.
- Plummer, L.N. y Busenberg, E. (2006a). Chlorofluorocarbons in aquatic environments. En: (IAEA) Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology: a guidebook. International Atomic Energy Agency, Viena, páginas 1-8.
- Plummer, L.N. y Busenberg, E. (2006b). Chlorofluorocarbons in the atmosphere. En: (IAEA) Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology: a guidebook. International Atomic Energy Agency, Viena, páginas 9-16.
- Plummer, L.N., Busenberg, E. y Cook, P. G. (2006a). Principles of chlorofluorocarbons dating. En: (IAEA) Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology: a guidebook. International Atomic Energy Agency, Viena, páginas 17-30.
- Plummer, L.N., Busenberg, E. y Han, L. F. (2006b). CFCs in binary mixture of young and old groundwater. En: (IAEA) Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology: a guidebook. International Atomic Energy Agency, Viena, páginas 72-59.
- Plummer, L.N. y Glynn, P.D. (2013). Radiocarbon dating in groundwater systems. En: IAEA, *Isotope methods for dating old groundwater*, Capítulo 4. International Atomic Energy Agency, Viena, Páginas 33-89.
- PNOA (2016). Cobertura LiDAR. Plan Nacional de Ortofotografía Aérea. Instituto Geográfico Nacional. Accesible en: <http://pnoa.ign.es/coberturalidar> [Consulta: 24 Feb 17].
- Poole, G.C., Stanford, J.A., Running, S.W. y Frissell, C.A. (2006). Multiscale geomorphic drivers of groundwater flow paths: subsurface hydrologic dynamics and hyporheic habitat diversity. *Journal of the North American Benthological Society*, 25(2), 288-303.
- Poreda, R.J., Cerling, T.E., y Salomon, D.K. (1988). Tritium and helium isotopes as hydrologic tracers in a shallow unconfined aquifer. *Journal of Hydrology*, 103(1-2), 1-9.
- Portugal, E., Izquierdo, G., Truesdell, A. y Álvarez, J. (2005). The geochemistry and isotope hydrology of the Southern Mexicali Valley in the area of the Cerro Prieto, Baja California (Mexico) geothermal field. *Journal of Hydrology*, 313(3-4), 132-148.
- Purtschert, R. (2008). Timescales and Tracers. En: Edmunds, W. M. y Shand, P. (Eds.), *Natural Groundwater Quality*: Blackwell Publishing, Oxford, páginas 91-108.
- Prinn, R.G., Simmonds, P.G., Rasmussen, R.A., Alyea, F.N., Crawford, A.J., Cunnold, D.M. y Lowlock, J.E. (1983). The Atmospheric lifetime experiment: 1. Introduction, instrumentation, and overview. *Journal of Geophysical Research*, 88(13), 8353-8367.
- Pruitt, W.O. y Doorenbos, J. (1977). Empirical calibration, a requisite for evapotranspiration formulae based on daily or longer mean climatic data? ICID Conference on Evapotranspiration, Budapest, Hungary, 20 páginas.
- Quesada, T. (1996). Las salinas del interior de Andalucía oriental. In II Coloquio Historia y Medio Físico. Agricultura y regadío en Al-andalus, Almería, páginas 317-333.
- Rasmussen, R.A. y Khalil, M.A. (1986). Atmospheric trace gases: trends and distributions over the last decade. *Science*, 232 (4758), 1623-1624.
- Recio, J.M. y Tirado, J.L. (1982). Descripción y caracterización de algunos espacios lagunares de la provincia de Córdoba. *Estudios Geográficos*, 169:453-467.
- Recio Espejo, J.M., García-Ferrer, A. y Sánchez de la Orden, M (1985a). La Laguna del Conde o del Salobral (Luque, Córdoba). *Boletín de la Estación Central de Ecología*, 14 (27):57-64.
- Recio Espejo, J.M., García-Ferrer, A. y Sánchez de la Orden, M (1985b). Zonas húmedas de carácter estacional del sur de la provincia de Córdoba: Parámetros Físicos de las Lagunas de Tíscar y de los Jarales. *Geographica* 27: 131-134.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T.P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. y Van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Reynolds, G.W., Hoff, J.T. y Gillham, R.W. (1990). Sampling bias caused by materials used to monitor halocarbons in groundwater. *Environmental Science and Technology*, 24(1), 135-142.
- Rindsberger, M., Magaritz, M., Carmi, I. y Gilad, D. (1983). The relation between air mass trajectories and the water isotope composition in the Mediterranean Sea. *Geophysical Review Letters*, 10, 43-46.
- Rodríguez-Fernández, J., Roldán, F.J., Azañón, J.M. y García-Cortés, A. (2013). El colapso gravitacional del frente orogénico alpino en el Dominio Subbético durante el Mioceno medio-superior: El Complejo Extensional Subbético. *Boletín Geológico y Minero*, 124(3), 477-504.

- 
- Rodríguez-Rodríguez, M., Benavente, J., Cruz San-Julián, J.J. y Torres, F. (2000). "Análisis multivariable aplicado a datos hidroquímicos de las zonas húmedas de la provincia de Málaga". *Geogaceta* 28, 125-128.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Cruz-Pizarro, L., Cruz-San Julián, J.J., Benavente Herrera, J. y Almécija Ruiz, C. (2001). Caracterización limnológica de dos lagunas saladas del sur de la península Ibérica. *Limnetica*, 20(2), 233-243.
- Rodríguez-Rodríguez, M. (2002). Contribución hidrogeológica y limnológica a la caracterización ambiental de zonas húmedas de Andalucía oriental. Tesis Doctoral Univ. Granada (inérita). 205 páginas.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Benavente Herrera, J. y Moral Martos, F. (2005). High Density Groundwater Flow, Major-ion Chemistry and Field Experiments in a Closed Basin: Fuente de Piedra Playa Lake (Spain). *American Journal of Environmental Sciences*, 1(2), 164-171.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Benavente, J., Cruz-San Julián, J.J. y Moral Martos, F. (2006). Estimation of ground-water exchange with semi-arid playa lakes (Antequera region, southern Spain). *Journal of Arid Environments*, 66(2), 272-289.
- Rodríguez-Rodríguez, M. (2007). Hydrogeology of ponds, pools, and playa-lakes of southern Spain. *Wetlands*, 27(4), 819-830.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Moral, F. y Benavente, J. (2007). Hydro-morphological characteristics and hydrogeological functioning of a wetland system: a case study in southern Spain. *Environmental Geology*, 52(7), 1375-1386.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Moral, F. y Benavente, J. (2008). Hydrogeological characteristics of a groundwater-dependent ecosystem (La Lantejuela, Spain). *Water and Environment Journal*, 22(2), 137-147.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Moral, F. y Benavente, J. (2009). Grado de dependencia de las aguas subterráneas, índice de funcionamiento hidrológico y principales amenazas en los principales humedales continentales de la depresión del Guadalquivir. *Boletín Geológico Y Minero*, 120(3), 347-360.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Moral, F. y Beltrán, M. (2010a). Caracterización del funcionamiento hidrológico de la laguna de Zóñar (Andalucía, España). Implicaciones de la extracción de aguas subterráneas en la evolución del nivel de agua. *Geogaceta*, 48, 135-138.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Moral, F., Benavente, J. y Beltrán, M. (2010b). Developing hydrological indices in semi-arid playa-lakes by analyzing their main morphometric, climatic and hydrochemical characteristics. *Journal of Arid Environments*, 74(11), 1478-1486.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Martos-Rosillo, S. y Pedrera, A. (2016a). Hydrogeological behaviour of the Fuente-de-Piedra playa lake and tectonic origin of its basin (Malaga, southern Spain). *Journal of Hydrology*, 543, 462-476.
- Rodríguez-Rodríguez, M., Ana, F. y Moral, F. (2016b). Hydrological regime and modeling of three ponds of the Mediterranean area (south of Córdoba, Spain). *Hydrobiologia*, 782, 155-168.
- Roether, W. (1967). Estimating the tritium input to ground water from wine samples: ground-water and direct run-off contribution to central European surface waters", Proc. IAEA Conf. on Isotopes in Hydrology, IAEA, Vienna, 73-90.
- Roldán, F.J. (1988). Estudio geológico de las unidades neógenas comprendidas entre Espejo y Porcuna. (Provincias de Córdoba y Jaén). Depresión del Guadalquivir. Tesis de licenciatura, Univ. Granada, 107 páginas.
- Roldán, F.J. y García-Cortés, A. (1988). Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir, Cordilleras Béticas (Prov. de Córdoba y Jaén). II Congreso Geológico de España. Granada. 1, 189-192.
- Roldán, F.J., Lupiani, E. y Villalobos, M. (1992). Mapa geológico de la hoja nº 926 (Mengíbar). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda serie (MAGNA). Primera Edición. Instituto Geológico y Minero de España.
- Roldán, F.J. (1995). Evolución Neógena de la Cuenca del Guadalquivir. Tesis Doctoral. Univ. Granada, 259 páginas.
- Rosenberry, D.O. y Winter, T.C. (1997). Dynamics of water-table fluctuations in an upland between two prairie-pothole wetlands in North Dakota. *Journal of Hydrology*, 191(1-4), 266-289.
- Rosenberry, D.O. y Morin, R.H. (2004). Use of an Electromagnetic Seepage Meter to Investigate Temporal Variability in Lake Seepage. *Ground Water*, 42(1), 68-77.
- Rosenberry, D.O., Stannard, D.I., Winter, T.C. y Martinez, M.L. (2004). Comparison of 13 equations for determining evapotranspiration from a prairie wetland, Cottonwood Lake area, North Dakota, USA. *Wetlands*, 24(3), 483-497.
- Rosenberry, D.O., Winter, T.C., Buso, D.C. y Likens, G.E. (2007). Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology*, 340(3-4), 149-166.
- Rosenberry, D.O., LaBaugh, J.W. y Hunt, R.J. (2008) Use of monitoring wells, portable piezometers, and seepage meters to quantify flow between surface water and ground water. En: Rosenberry, D.O. y LaBaugh, J.W. (eds) *Field techniques for estimating water fluxes between surface water and ground water*, U.S. Geological Survey Techniques and Methods 4-D2, Denver.
- Rosenberry, D.O. y Hayashi, M. (2013). Assessing and Measuring Wetland Hydrology. En: Anderson, J.T., y Craig, A.D. (Eds.). *Wetland Techniques, Vol. 1 Foundations*. Springer, Dordrecht, páginas 87-223.
- Rozanski, K., Gonfiantini, R. y Araguás-Araguás, L. (1991). Tritium in the global atmosphere: distribution patterns and recent trends. *Journal of Physics G : Nuclear and Particle Physics*, 17, S523-S536.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L. y Gonfiantini, R. (1993). Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation. En: *Continental Isotope Indicators of Climate*. American Geophysical Union Monograph, páginas 1-36.
-

- Ruiz, J.M., Heredia, J., Araguas, L. y Domingo, A.G. (2006). Contribución de la tomografía eléctrica en la caracterización del sistema hidrogeológico de la laguna de Fuente de Piedra. En: S.G.S. (IGME) (Ed.), Las aguas subterráneas en los países mediterráneos. Hidrogeología y aguas subterráneas, Madrid, pp. 353–357.
- Ruiz, R. (2015). Aportación europea al inventariado y monitoreo de humedales. Trabajo fin de máster, Univ. Málaga, 128 páginas.
- Samborska, K., Rózkowski, A. y Małozzewski, P. (2013). Estimation of groundwater residence time using environmental radioisotopes ( $^{14}\text{C}$ , T) in carbonate aquifers, southern Poland. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 49(1), 73–97.
- Sánchez, D. (2010). Aplicación de la Directiva Marco del Agua 2000/60/CE en la cuenca hidrográfica del río Guadalhorce (Málaga). Caracterización inicial. Tesis Doctoral Univ. de Málaga, 491, páginas.
- Sanz de Galdeano, C. (1973). Geología de la transversal Jaen-Frailes (Provincia de Jaén). Tesis Univ. Granada, 273 páginas.
- Sanz de Galdeano, C. (1983a). Las aguas salinas del Keuper en las cuencas de los ríos Guadajoz y Guadiana Menor (provincias de Córdoba, Granada y Jaén). Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 324 páginas.
- Sanz de Galdeano, C. (1983b). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39, 157–165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172(1–2), 107–119.
- Sanz de Galdeano, C., Lozano, J. A. y Puga, E. (2008). El “Trías de Antequera”: Naturaleza, origen y estructura. *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 21(3), 111–124.
- Schlosser, P., Stute, M., Dörr, H., Sonntag, C. y Münnich, K.O. (1988). Tritium/ $^3\text{He}$  dating of shallow groundwater. *Earth and Planetary Science Letters*, 89, 353–362.
- Schlosser, P., Stute, M., Sonntag, C. y Munnich, K.O. (1989). Tritogenic  $^3\text{He}$  in shallow groundwater. *Earth and Planetary Science Letters*, 94, 245–256.
- Schoeller, H. (1962). Les eaux souterraines. Masson, París. 642 páginas.
- Schulte, P., Van Geldern, R., Freitag, H., Karim, A., Négrel, P., Petelet-Giraud, E., Probst, A., Probst, J.L., Telmer, K., Veizer, J. y Barth, J.A.C. (2011). Applications of stable water and carbon isotopes in watershed research: Weathering, carbon cycling, and water balances. *Earth-Science Reviews*, 109(1–2), 20–31.
- Serrano, L. y Toja, J. (1995). Limnological description of four temporary ponds in the Doñana National Park (SW, Spain). *Archiv Fur Hydrobiologie*, 133(4), 497–516.
- 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.
- Siegenthaler, U., Schotterer, U. y Mueller, I. (1984). Isotopic and chemical investigations of springs from different karst zones in the Swiss Jura. En: IAEA, Isotope hydrology 1983, International Atomic Energy Agency, Viena, páginas 153–73
- Skrzypek, G. y Ford, D. (2014). The stable isotope analysis of saline water samples on a cavity ring-down spectroscopy instrument. *Environmental Science & Technology*, 48, 2827–2834.
- 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.
- Sofer, Z. y Gat, J.R. (1972). Activities and concentrations of oxygen-18 in concentrated aqueous salt solutions analytical and geophysical implications. *Earth and Planetary Science Letters*, (15), 232–238.
- Sofer, Z. y Gat, J.R. (1975). The isotope composition of evaporating brines: effect of the isotopic activity ration in saline solutions. *Earth and Planetary Science Letters*, (26), 179–186.
- Solomon, D.K., Schiff, S.L., Poreda, R.J. y Clarke, W.B. (1993). A validation of the  $^3\text{H}/^3\text{He}$  method for determining groundwater recharge. *Water Resources Research*, 29(9), 2951–2962.
- Solomon, D.K., Hunt, A. y Poreda, R. J. (1996). Source of radiogenic helium 4 in shallow aquifers: Implications for dating young groundwater. *Water Resources Research*, 32(6), 1805–1813.
- Solomon, D. K. (2000):  $^4\text{He}$  in groundwater. En: Cook P. J. y Herczeg, A. L. (eds.), *Environmental tracers in subsurface hydrology*. Springer Science/Business Media, New York, páginas 425–440.
- Solomon, D.K. y Cook, P.C. (2000)  $^3\text{H}$  and  $^3\text{He}$ . En: Cook PJ, Herczeg AL (eds) *Environmental tracers in subsurface hydrology*. Springer Science/Business Media, New York, páginas 397–424.
- Solomon, D.K., Cook, P.G. y Plummer, L.N. (2006). Models of groundwater ages and residence time.: En: IAEA, Use of Chlorofluorocarbons in hydrology: A guidebook. International Atomic Energy Agency, Viena. páginas 73–88.
- Solomon, D.K., Genereux, D.P., Plummer, L.N. y Busenberg, E. (2010). Testing mixing models of old and young groundwater in a tropical lowland rain forest with environmental tracers. *Water Resources Research*, 46(4), 1–14.
- Sonntag, C., Christmann, D. y Munnich, K.O. (1985). Laboratory and field experiments on infiltration and evaporation of soil water by means of deuterium and oxygen-18. En: IAEA-TECDOC- 357. Stable and Radioactive Isotopes in the Study of the Unsaturated Zone. IAEA, Vienna, páginas. 145–160.
- Souch, C., Grimmond, C.S.B. y Wolfe, C.P. (1998). Evapotranspiration rates from wetlands with different disturbance histories: Indiana Dunes National Lakeshore. *Wetlands*, 18(2), 216–229.



- Stallman, R.W. (1965). Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 70(12), 2821–2827.
- Stanton, J.S., Landon, M.K. y Turco, M.J. (2007). *Ground-Water Age and Quality in the High Plains Aquifer near Seward, Nebraska, 2003–04*. Reston, Virginia, 37 páginas.
- Staub, R. (1926). Gedanken zur Tektonik Spaniens Viertelj. Naturforschender Gesellschaft. Zürich, 71:196-216.
- Stedmon, C.A. y Bro, R. (2008). Characterizing dissolved organic matter fluorescence with parallel factor analysis: a tutorial. *Limnology and Oceanography Methods*, 6, 572–579.
- Stewart, M.K. y Thomas, J.T. (2008). A conceptual model of flow to the Waikoropupu Springs, NW Nelson, New Zealand, based on hydrometric and tracer ( $^{18}\text{O}$ , Cl,  $^3\text{H}$  and CFC) evidence. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(1), 1–19.
- Stolp, B. J., Solomon, D.K., Suckow, A., Vitvar, T., Rank, D., Aggarwal, P.K. y Han, L.F. (2010). Age dating base flow at springs and gaining streams using helium-3 and tritium: Fischa-Dagnitz system, southern Vienna Basin, Austria. *Water Resources Research*, 46(7), 1–13.
- Strasser, D., Montenegro, H., Blechschmidt, L., Liesch, T. y Goldscheider, N. (2016). Multi-tracer approach to characterize hydraulically induced sulfate rock dissolution processes below a weir lock. *Journal of Applied Water Engineering and Research*, 1–16.
- Suckow, A. (2014). The age of groundwater - Definitions, models and why we do not need this term. *Applied Geochemistry*, 50, 222–230.
- Sültenfuß, J., Roether, W. y Rhein, M. (2009). The Bremen mass spectrometric facility for the measurement of helium isotopes, neon, and tritium in water. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 45(2), 83–95.
- Sültenfuß, J., Purtschert, R. y Führböter, J.F. (2011). Age structure and recharge conditions of a coastal aquifer (northern Germany) investigated with  $^{39}\text{Ar}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^3\text{H}$ , He isotopes and Ne. *Hydrogeology Journal*, 19, 221–236.
- Szabo, Z., Rice, D.E., Plummer, L.N., Busenberg, E., Drenkard, S. y Schlosser, P. (1996). Age Dating of Shallow Groundwater with Chlorofluorocarbons, Tritium/Helium: 3, and Flow Path Analysis, Southern New Jersey Coastal Plain. *Water Resources Research*, 32(4), 1023–1038.
- Takaoka, N. y Mizutani, Y. (1987). Tritiogenic  $^3\text{He}$  in groundwater in Takaoka. *Earth and Planetary Science Letters*, 85 (1-3), 74–78.
- Tamers, M. A. (1975). Validity of radiocarbon dates on groundwater. *Geophysical Surveys*, 2, 217–239.
- Taube, H. (1954). Use of oxygen isotope effects in the study of hydration of ions. *Journal of Physical Chemistry* 58: 532-528.
- Thomas, J.M., Hudson, G.B., Stute, M. y Clark, J.F. (2003). Noble gas loss may indicate groundwater flow across flow barriers in Southern Nevada. *Environmental Geology*, 43, 568–579.
- Terán Manrique, J. y Morgado, A. (2011). El aprovechamiento prehistórico de sal en la Alta Andalucía. El caso de Fuente Camacho (Loja, Granada). *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología de la Universidad de Granada*, 21, 221–249.
- Thorntwaite, C.W. (1948). An approach toward rational classification of climate. *Geographical Review*, 38 (1), 55-94.
- Tolstikhin, I.N. y Kamensky, I.L. (1969). Determination of groundwater age by the T- $^3\text{He}$  method, *Geochemistry International*, 6: 810-811.
- Torgersen, T., Clarke, W.B. y Jenkins, W.J. (1979). The tritium/helium-3 method in hydrology. *Proceeding of the Isotope Hydrology 1972 IAEA Symposium, Vol. II*. IAEA, Neherberg, páginas 917-929.
- Torgersen, T. (1980). Controls on pore-fluid concentration of  $^4\text{He}$  and  $^{222}\text{Rn}$  and the calculation of  $^4\text{He}/^{222}\text{Rn}$  ages. *Journal of Geochemical Exploration*, 13, 57.
- Torgersen, T. y Clarke, W.B. (1985). Helium accumulation in groundwater I: An evaluation of sources and the continental flux of crustal  $^4\text{He}$  in the Great Artesian Basin, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 1211–1218.
- Torgersen, T. y Stute, M. (2013). Helium (and other noble gases) as a tool for understanding long timescale groundwater transport. En: (IAEA), Isotope methods for dating old groundwater. International Atomic Energy Agency, Viena, páginas 179-216.
- Torgersen, T., Purtschert, R., Phillips, F.M., Plummer, L.N., Sandord, W.E. y Suckow, A. (2013). Defining groundwater age. En: (IAEA) Isotope methods for dating old groundwater. International Atomic Energy Agency, Viena, páginas 21-32.
- Tóth, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geographical Research*, 68, 4795–4812.
- Tóth, J. (1970). A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. *Journal of Hydrology*, 10, 164–176.
- USGS (2017). Atmospheric mixing ratios of CFC-11, CFC-12, CFC-113,  $\text{SF}_6 \times 100$ , and tritium in precipitation for Northern Hemisphere atmosphere, USGS GW Dating Lab Group. Disponible en: [https://water.usgs.gov/lab/software/air\\_curve/index.html](https://water.usgs.gov/lab/software/air_curve/index.html) [Consulta: 27 Nov 17].USGS.
- Valero-Garcés, B., Morellón, M., Moreno, A., Corella, J.P., Martín-Puertas, C., Barreiro, F., Pérez, A., Giralt, S. y Mata-Campo, M.P. (2014). Lacustrine carbonates of Iberian Karst Lakes: Sources, processes and depositional environments. *Sedimentary Geology*, 299, 1–29.

- Vardavas, I.M. y Fountoulakis, A. (1996). Estimation of lake evaporation from standard meteorological measurements: application to four Australian lakes in different climatic regions. *Ecological Modelling*, 84(1-3), 139-150.
- Varsányi, I., Palcsu, L. y Kovács, L.Ó. (2011). Groundwater flow system as an archive of palaeotemperature: Noble gas, radiocarbon, stable isotope and geochemical study in the Pannonian Basin, Hungary. *Applied Geochemistry*, 26(1), 91-104.
- Vera, J.A. (1969): Estudio geológico de la zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 72, 187 páginas.
- Vera J.A. y Martín-Algarra, A. (2004). Cordillera Bética y Baleares. En: Vera J.A. (ed) Geología de España. SGE-IGME, Madrid, 345-464.
- Vigna, B., D'Angeli, I.M., Fiorucci, A. y De Waele, J. (2017). Hydrogeological flow in gypsum karst areas: Some examples from northern Italy and main circulation models. *International Journal of Speleology*, 46(2), 205-217.
- Visser, S.A. (1984). Seasonal changes in the concentration and colour of humic substances in some aquatic environments. *Freshwater Biol.*, 14, 79-87.
- Visser, A., Broers, H.P., Purtschert, R., Sültenfuß, J. y De Jonge, M. (2013). Groundwater age distributions at a public drinking water supply well field derived from multiple age tracers ( $^{85}\text{Kr}$ ,  $^3\text{H}/^3\text{He}$ , and  $^{39}\text{Ar}$ ). *Water Resources Research*, 49(11), 7778-7796.
- Visser, A., Fourré, E., Barbecot, F., Aquilina, L., Labasque, T., Vergnaud, V. y Esser, B.K. (2014). Intercomparison of tritium and noble gases analyses,  $^3\text{H}/^3\text{He}$  ages and derived parameters excess air and recharge temperature. *Applied Geochemistry*, 50, 130-141.
- Vojtechovska, A., Bruthans, J. y Krejca, F. (2010). Comparison of conduit volumes obtained from direct measurements and artificial tracer tests. *Journal of Cave and Karst Studies*, 72(3), 156-160.
- Voldseth, R.A., Johnson, W.C., Gilmanov, T., Guntenspergen, G.R. y Millett, B. V. (2007). Model estimation of land-use effects on water levels of northern prairie wetlands. *Ecological Applications*, 17(2), 527-540.
- Von Rohden, C., Kreuzer, A., Chen, Z., Kipfer, R. y Aeschbach-Hertig, W. (2010). Characterizing the recharge regime of the strongly exploited aquifers of the North China Plain by environmental tracers. *Water Resources Research*, 46(5), 1-14.
- Waiser, M.J. y Robarts, R.D. (2004). Photodegradation of DOC in a shallow prairie wetland: evidence from seasonal changes in DOC optical properties and chemical characteristics. *Biochemistry*, 69(2), 263-284.
- Wang, J.H. (1951). Self-diffusion structure liquid. *Journal of the American Chemical Society*, 73(9), 4181-4183.
- Wanninkhof, R., Ledwell, J.R. y Watson, A.J. (1991). Analysis of sulfur hexafluoride in seawater. *Journal of Geophysical Research*, 96(C5), 8733.
- Warner, M.J. y Weiss, R.F. (1985). Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater. *Deep-Sea Research*, 32(12), 1485-1497.
- Waugh, D.W., Hall, T.M. y Haine, T.W.N. (2003). Relationships among tracer ages. *Journal of Geophysical Research*, 108(C5), 3138.
- Weynell, M., Wiechert, U., y Zhang, C. (2016). Chemical and isotopic (O, H, C) composition of surface waters in the catchment of Lake Donggi Cona (NW China) and implications for paleoenvironmental reconstructions. *Chemical Geology*, 435, 92-107.
- Weiss, R.F. (1971). Solubility of Helium and Neon in Water and Seawater. *Journal of Chemical and Engineering Data*, 16 (2), 235-241.
- White, W.B. (1988). Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains. Oxford University Press, New York. 464 páginas.
- Wigley, T.M.L. (1973a). The incongruent solution of dolomite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(5), 1397-1402.
- Wigley, T.M.L. (1973b). Chemical Evolution of the System Calcite-Gypsum-Water. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 10, 306-315.
- Williams, P. (2003). Dolines. En: Gunn, J. (Ed.) Encyclopedia of caves and karst science. Taylor and Francis Group, NY, US, páginas 304-310.
- Winter, T.C. (1999). Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, 7 (1), 28-45.
- Worthington, S. y Gunn, J. (2009). Hydrogeology of carbonate aquifers: a short history. *Ground Water (historical note)* 47 (3), 462-467.
- Worrall, F., Harriman, R., Evans, C.D., Watts, C.D., Adamson, J., Neal, C., Tipping, E., Burt, T., Grieve, E., Monteith, D., Nadem, P.S., Nisbet, T., Reynolds, B. y Stevens, P. (2004). Trends in dissolved organic carbon in UK rivers and lakes. *Biogeochemistry*, 70 (3), 369-402.
- Yager, R.M., Plummer, L.N., Kauffman, L.J., Doctor, D.H., Nelms, D.L. y Schlosser, P. (2010). Comparison of age distributions estimated from environmental tracers by using binary-dilution and numerical models of fractured and folded karst: Shenandoah Valley of Virginia and West Virginia, USA. *Hydrogeology Journal*, 21, 1193-1217.
- Yao, H. (2009). Long-Term Study of Lake Evaporation and Evaluation of Seven Estimation Methods: Results from Dickie Lake, South-Central Ontario, Canada. *Journal of Water Resource and Protection*, 1(2), 59-77.
- Yechieli, Y. y Wood, W.W. (2002). Hydrogeologic processes in saline systems: Playas, sabkhas, and saline lakes. *Earth-Science Reviews*, 58(3-4), 343-365.

- 
- Yurtsever, Y. y Gat, J.R. (1981). Atmospheric waters. En: Gat, J.R. y Gonfiantini, R. (Eds.) Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle. International Atomic Energy Agency, Vienna. páginas 103-142.
- Zen, E.A. (1965). Solubility Measurements in the System  $\text{CaSO}_4\text{-NaCl-H}_2\text{O}$  at 35°, 50° y 70°C at one atmosphere pressure. *Journal of Petrology*, 6, 1-41.
- Zhang, J., Quay, P.D. y Wilbur, D.O. (1995). Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of  $\text{CO}_2$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(1), 107-114.

## ANEXO 1

### ARTÍCULO CIENTÍFICO PUBLICADO EN CAPÍTULO DE LIBRO INTERNACIONAL

- Libro: EuroKarst 2016, Neuchâtel. Advances in Karst Science. Springer, Cham. Páginas 334-343. Editores: P. Renard y C. Bertrand (2017)
- DOI 10.1007/978-3-319-45465-8\_32
- Accesible en: [https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-45465-8\\_32#citeas](https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-45465-8_32#citeas) [Fecha de consulta: 27 de marzo de 2018]
- Título: **Analysis of Natural Response and Hydrochemical Data by Statistical Approaches to Characterize the Hydrogeological Functioning of a Highly Karstified Evaporitic System in South Spain**
- Autores: José Manuel Gil-Márquez, Matías Mudarray Bartolomé Andreo

**Resumen:** At southern Cordoba Province (S Spain), an evaporitic karst plateau drained by brine springs is located. A periodic monitoring of discharge rate, EC, water temperature, and pH was performed in one of them (Lower Anzur spring) and water samples were collected for chemical analysis. Physicochemical data were used to perform a principal component analysis (PCA) to characterize the functioning of the system. Temporal evolution of the controlled parameters reveals a markedly karst behavior. PCA has defined two principal factors, one related to salinity and other linked to infiltration processes ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ). The slight thermal anomaly and the high mineralization registered indicate the existence of ascending regional groundwater flows of long residence time, which would converge into the spring, mixed with recently infiltrated water that circulated through a conduit network formed in the evaporite rocks.

**Keywords:** principal component analysis; unsaturated zone; saturated zone; karst aquifer; regional groundwater flow



## ANEXO 2

### ARTÍCULO CIENTÍFICO PUBLICADO EN REVISTA *Science Citation Index*

- Revista: International Journal Speleology 46 (2): 219-235 (2017)
- DOI 10.5038/1827-806X.46.2.2115
- Accesible en: <http://scholarcommons.usf.edu/ijs/vol46/iss2/8/>  
[Fecha de consulta: 27 de marzo de 2018]
- Título: **Karst development of an evaporitic system and its hydrogeological implications inferred from GIS-based analysis and tracing techniques**
- Autores: José Manuel Gil-Márquez, Juan Antonio Barberá, Matías Mudarra, Bartolomé Andreo, Jorge Prieto-Mera, Damián Sánchez, Luis David Rizo-Decelis, Manuel Argamasilla, José Manuel Nieto y Beatriz de la Torre

**Resumen:** The geomorphological characteristics and hydrogeological functioning of a geologically heterogeneous evaporitic karst plateau in Southern Spain were studied. Land surface information (LiDAR data) was used to analyze the shape and distribution of closed depressions. An artificial tracer test and monitoring of the natural responses of the main spring have allowed to infer the karstic development of the studied system. Three dyes were injected in selected swallow holes to trace the main groundwater flowpaths and to estimate the dimension of the conduit network. Discharge, electrical conductivity and temperature were monitored in the groundwater that drains the evaporitic plateau during an individual and intense recharge pulse. Tracing techniques were adapted to high salinity environments by using specific calibration standards (NaCl + dye). The hydrological connection detected between two of the swallow holes and the outlet, and the deduced orientation pattern for closed areas, would suggest that the karst evolution (internal and external) is related to fault orientation. The rapid tracer detection (16-20 h) and high estimated maximum flow velocities (125-192 m/h), together with the fast impulsional response of the controlled physical- chemical parameters in spring waters (~15-16 h) demonstrate the existence of quick flows under recharge conditions with well-defined system drainage, indicating a high degree of internal karstification (estimated master conduit diameter ~1.5 m). However, flooding of the depressions feeding swallow holes and analysis of the spring response times from natural and artificial tracers point to a restriction of the system's drainage, most likely due to the constrained morphology of the karst conduits. This results in sustained recharge periods and delayed spring responses of some parameters, highlighting the relevant role of concentrated recharge in the hydrogeological behavior of the studied evaporitic karst.

**Keywords:** evaporitic karst, tracer experiments, brine spring, closed depression detection, southern Spain



## ANEXO 3

### ARTÍCULO CIENTÍFICO PUBLICADO EN REVISTA *Science Citation Index*

- Revista: Journal of Hydrology 544: 538-554 (2017)
- DOI 10.1016/j.jhydrol.2016.11.062
- Accesible en: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169416307855>  
[Fecha de consulta: 27 de marzo de 2018]
- Título: **Hydrological and geochemical processes constraining groundwater salinity in wetland areas related to evaporitic (karst) systems. A case study from Southern Spain**
- Autores: José Manuel Gil-Márquez, Juan Antonio Barberá, Bartolomé Andreo y Matías Mudarra

**Resumen:** Chemical and isotopic evolution of groundwater in an evaporite karst plateau (including wetland areas and saline to hyper-saline springs) located at S Spain was studied. Physicochemical parameters, major ions and stable isotopes were analyzed in rain, brine spring, wetland and leakage water samples, from which the most common mineral saturation indexes were computed and geochemical and isotopic modelling were performed. Results show an apparent relationship between the elevation of brine springs and their water mineralization, indicating that drainage at higher altitude may be associated to gravity-driven flows, since brackish groundwater is isotopically fractionated due to evaporation. On the other hand, the lower altitude springs could drain deeper flows with longer residence time, resulting in highly mineralized and warmer (briny) groundwater. The dissolution of halite and gypsum has proved to be the main geochemical processes, which are favored by the great ionic strength of groundwater. Calcite precipitation occurs in brackish waters draining wetlands, being boosted by common ion effect (when  $\text{CaSO}_4$  waters are present) and solute concentration caused by evaporation. Modelling results strongly support the hypothesis that most of the selected springs geochemically evolve in a common (S-N) flowpath. The methods used in this research contribute to a better understanding of the hydrogeological processes occurring in the studied evaporitic system, but also in equivalent hydrological environments worldwide

.

**Keywords:** evaporitic (karst) aquifer; hydrochemistry; stable isotopes; brine springs; geochemical modelling/evolution





## ANEXO 4

### ARTÍCULO CIENTÍFICO PUBLICADO EN REVISTA *Science Citation Index*

- Revista: Environmental Earth Sciences 75 (9): 1-19 (2016)
- DOI 10.1007/s12665-016-5545-1
- Accesible en: <https://link.springer.com/article/10.1007/s12665-016-5545-1>  
[Fecha de consulta: 27 de marzo de 2018]
- Título: **Hypothesis on the hydrogeological context of wetland areas and springs related to evaporitic karst aquifers (Málaga, Córdoba and Jaén provinces, Southern Spain)**
- Autores: Bartolomé Andreo, José Manuel Gil-Márquez, Matías Mudarra, Luis Linares y Francisco Carrasco

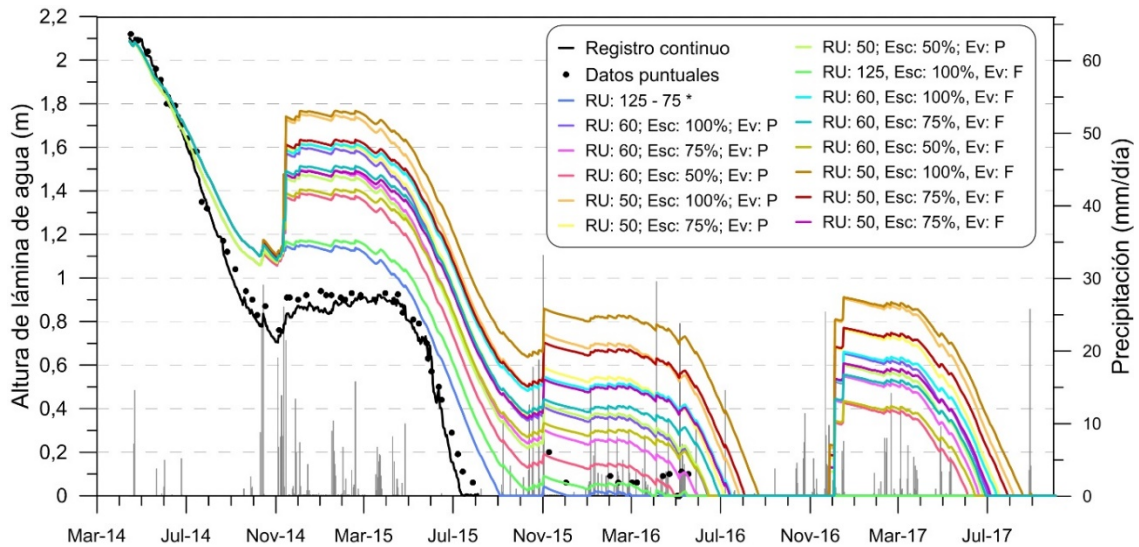
**Resumen:** The northern sector of the External Zone of the Betic Cordillera (S Spain) is formed by an olistostrome unit known as the Chaotic Subbetic Complexes (CSC). This megabreccia is basically made of clays and evaporite rocks (gypsum and salt) of Upper Triassic (Keuper) age as well as other lithologies (dolostones, limestones, marls and calcareous sandstones) belonging to different ages (Jurassic, Cretaceous and Tertiary). Despite of low permeability has been traditionally assumed for these materials, water flow and storage through them is possible due to the aquitard behavior of clays and sandstones and the presence of conduits generated by dissolution/karstification processes within the evaporite rocks. The lithological complexity of the CSC determines its hydrogeological heterogeneity, with groundwater flows of different length and various scales from recharge areas to discharge zones. Thus, wetlands and springs placed at lower altitudes are associated with large (regional) groundwater flows, of greater residence time within the aquifer, and they normally drain high salinity waters mostly connected with ascending flow. This work provides an overview of the main geological and hydrogeological aspects related to groundwater flow within the CSC on the basis of several case-studies. Conceptual models are proposed for these cases, since they are the base to carry out a genetic-functional classification of wetlands potentially useful for their management.

**Keywords:** Evaporitic (karst) aquifer; Regional flow; Saline spring; South Spain; Wetland

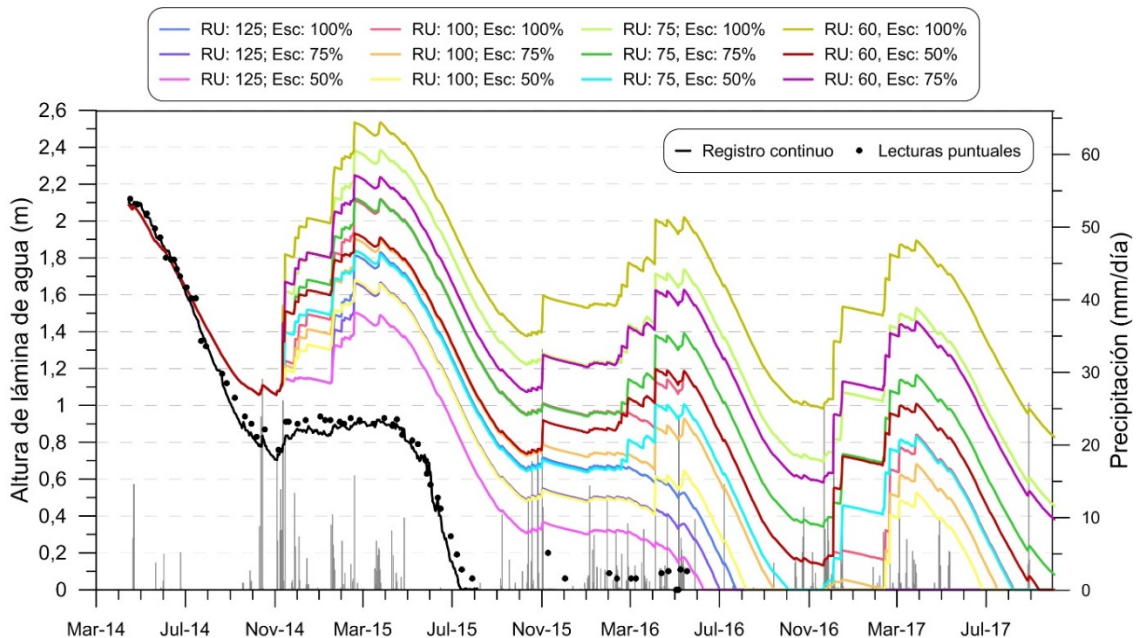


## ANEXO 5: GRÁFICAS DE EVOLUCIONES LIMNIMÉTRICAS SIMULADAS

### Anexo 5.1: Laguna de Los Jarales

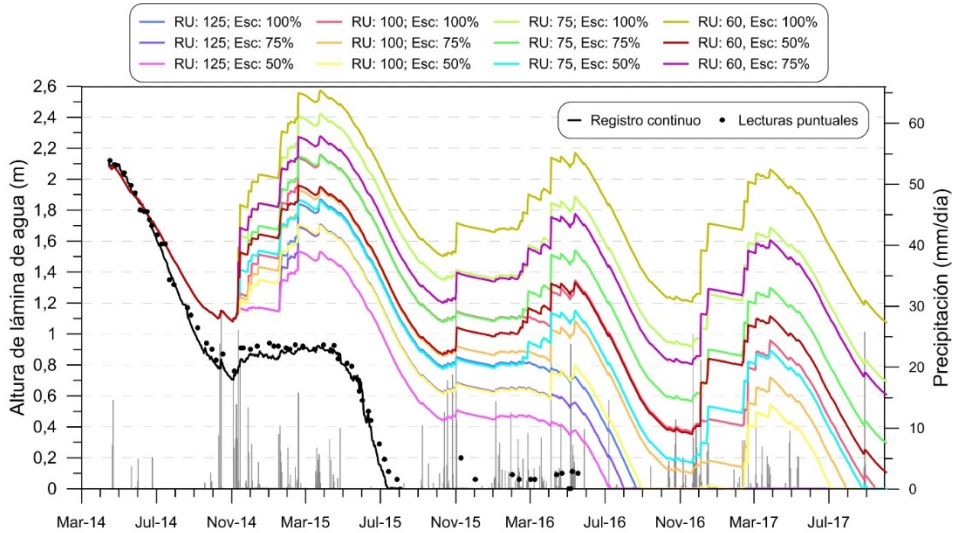


Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil; Ev, método para estimar la evaporación (P, Penman; F, Penman-Monteith) (\*) Todas las simulaciones hechas con RU 125-75 son iguales porque no se genera escorrentía

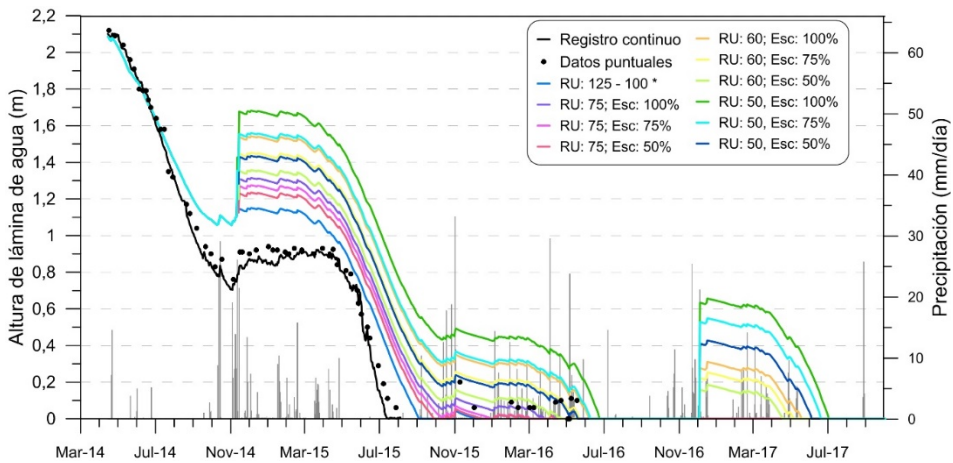


Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Thornthwaite (1948) y la evaporación de Penman (1956). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil

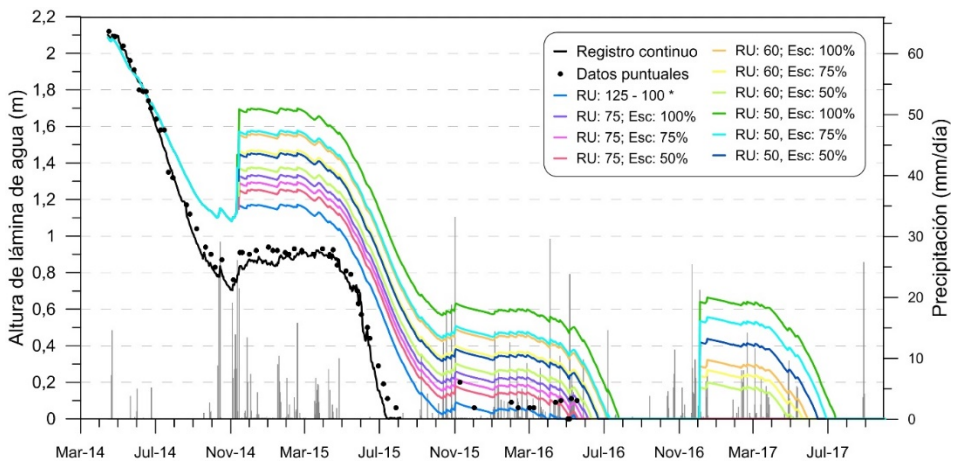
## Gráficas de evoluciones limnimétricas simuladas



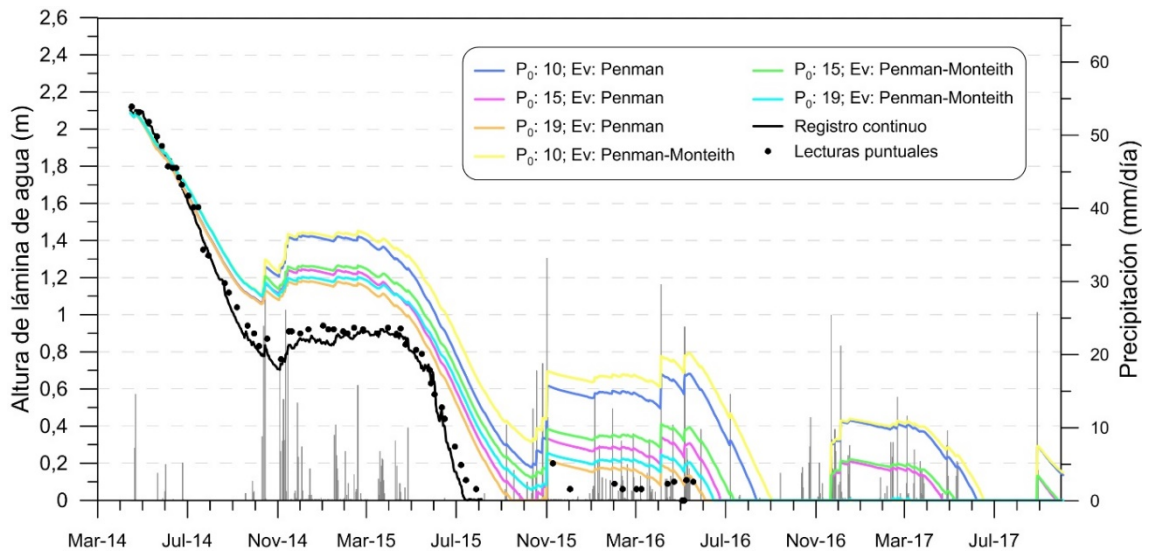
Simulações realizadas utilizando a escoerrentia derivada do método do balanço de água no solo, considerando a ETP calculada segundo Thornthwaite (1948) e a evaporação de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). RU, reserva útil (em mm); Esc, porcentagem de escoerrentia respecto de la lluvia útil



Simulações realizadas utilizando a escoerrentia derivada do método do balanço de água no solo, considerando a ETP calculada segundo Blaney y Cridley (1950) e a evaporação de Penman (1956). RU, reserva útil (em mm); Esc, porcentagem de escoerrentia respecto de la lluvia útil; (\*) Todas las simulaciones hechas con RU 125-100 son iguales porque no se genera escoerrentia

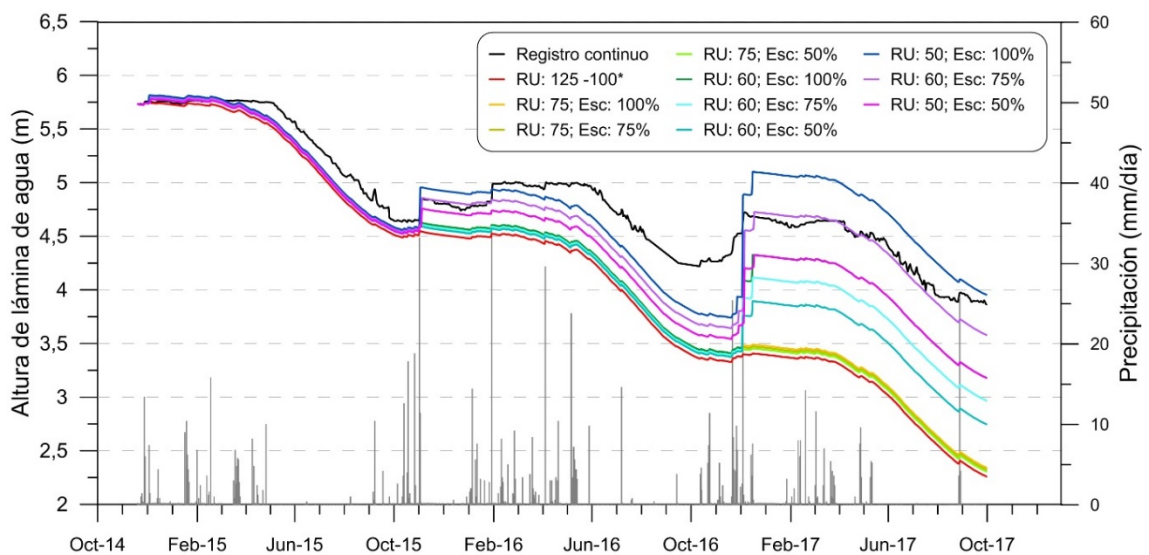


Simulações realizadas utilizando a escoerrentia derivada do método do balanço de água no solo, considerando a ETP calculada segundo Blaney y Cridley (1950) e a evaporação de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). RU, reserva útil (em mm); Esc, porcentagem de escoerrentia respecto de la lluvia útil; (\*) Todas las simulaciones hechas con RU 125-100 son iguales porque no se genera escoerrentia



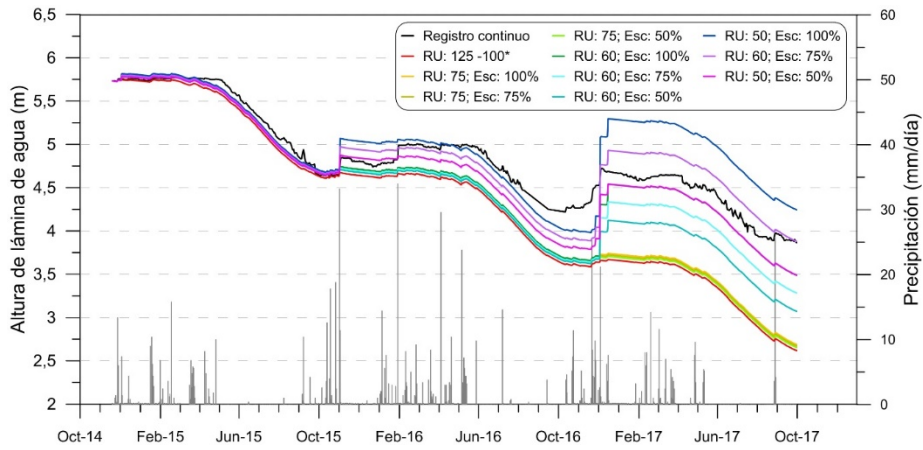
Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía calculada según el método del SCS (Mockus, 1964).  $P_0$ , Valor umbral de escorrentía (en mm); Ev, método para estimar la evaporación

## Anexo 5.2: Laguna Amarga

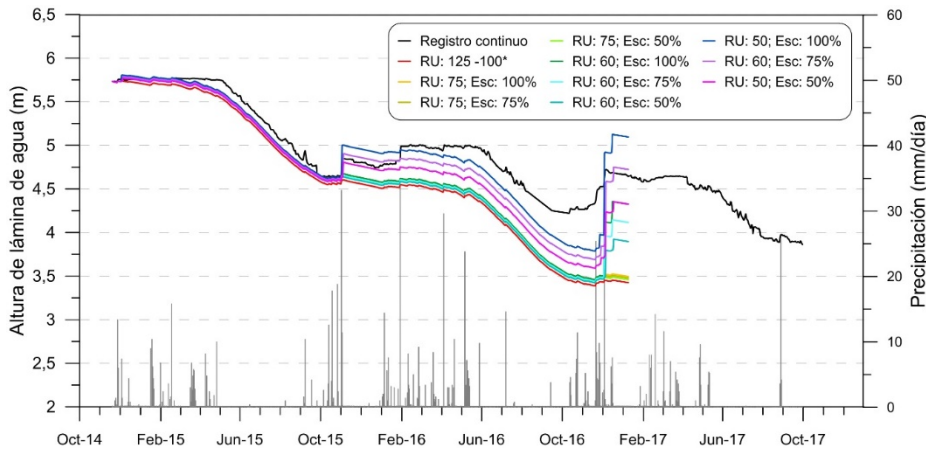


Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985) y la evaporación de Penman (1956). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil; (\*) Todas las simulaciones hechas con RU 125-100 son iguales porque no se genera escorrentía

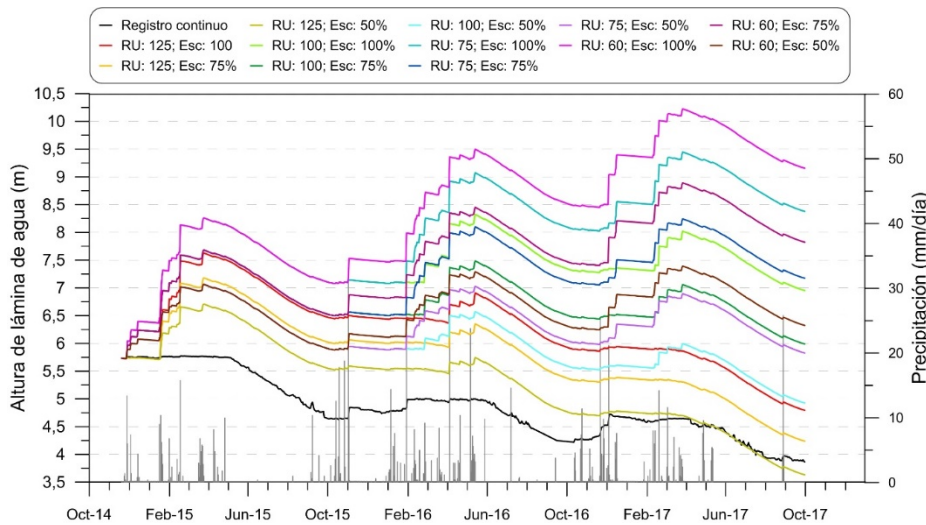
## Gráficas de evoluciones limnimétricas simuladas



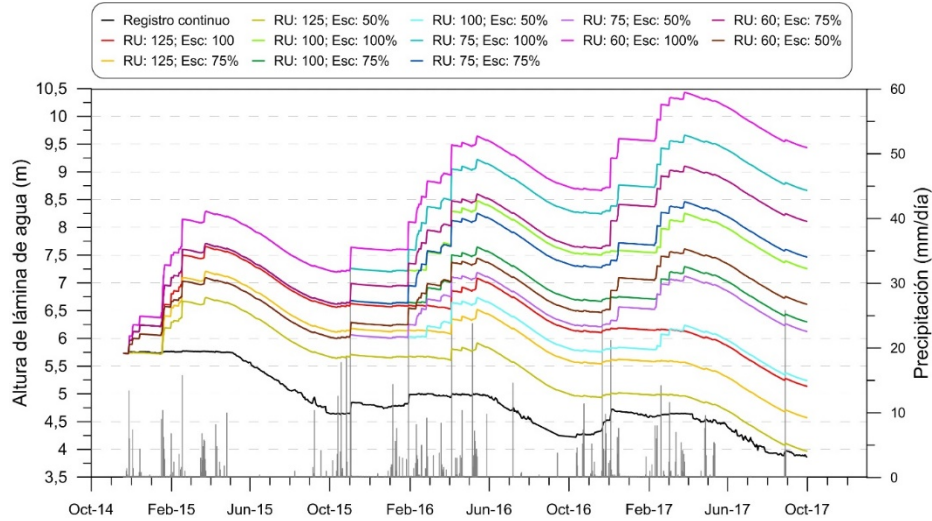
Simulaciones realizadas utilizando la escorrenτία derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985) y la evaporación de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrenτία respecto de la lluvia útil; (\*) Todas las simulaciones hechas con RU 125-100 son iguales porque no se genera escorrenτία



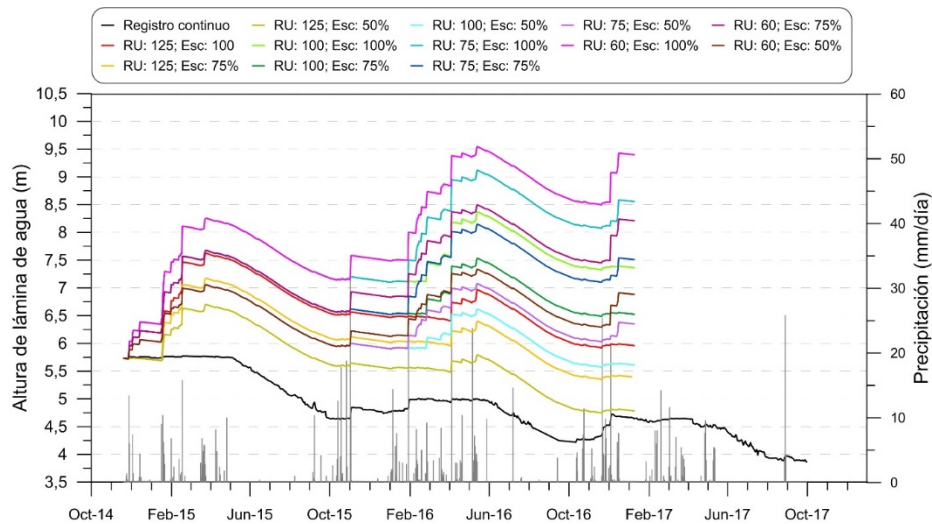
Simulaciones realizadas utilizando la escorrenτία derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Thornthwaite (1948) y la evaporación de Penman (1956). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrenτία respecto de la lluvia útil



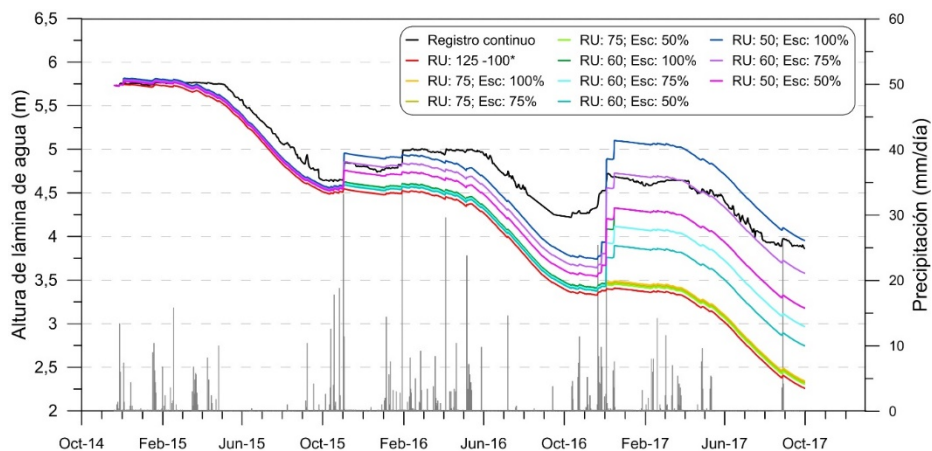
Simulaciones realizadas utilizando la escorrenτία derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Thornthwaite (1948) y la evaporación de Penman (1956). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrenτία respecto de la lluvia útil



Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Thornthwaite (1948) y la evaporación de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil



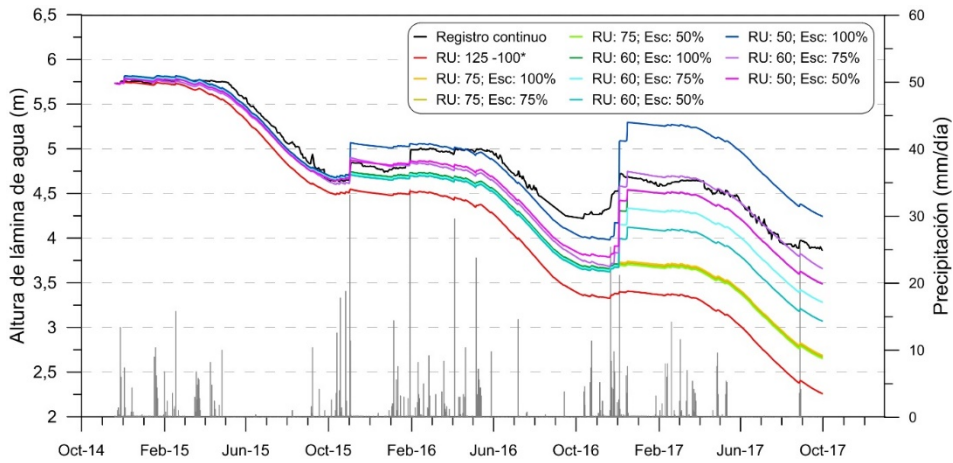
Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Thornthwaite (1948) y la evaporación de Penman modificada por Vardavas y Fountoulakis . RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil



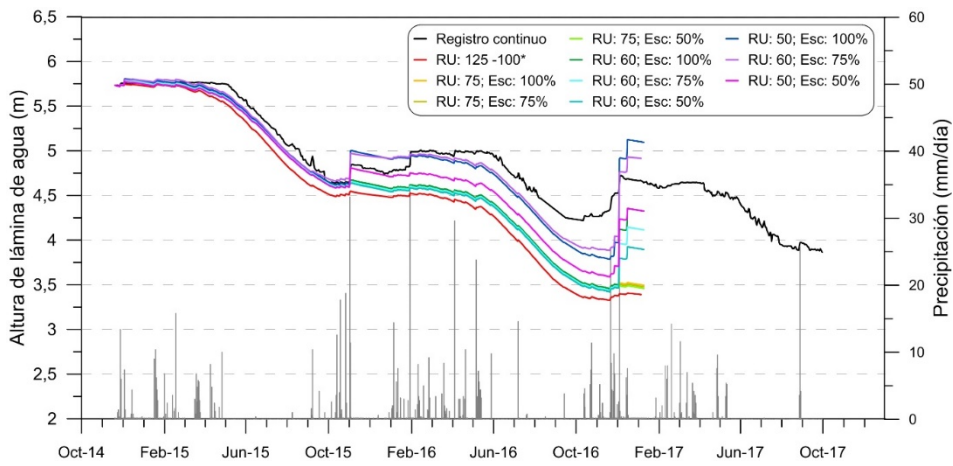
Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Blaney y Cridley (1950) y la evaporación de Penman (1956). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil; (\*) Todas las simulaciones hechas con RU 125-100 son iguales porque no se genera escorrentía



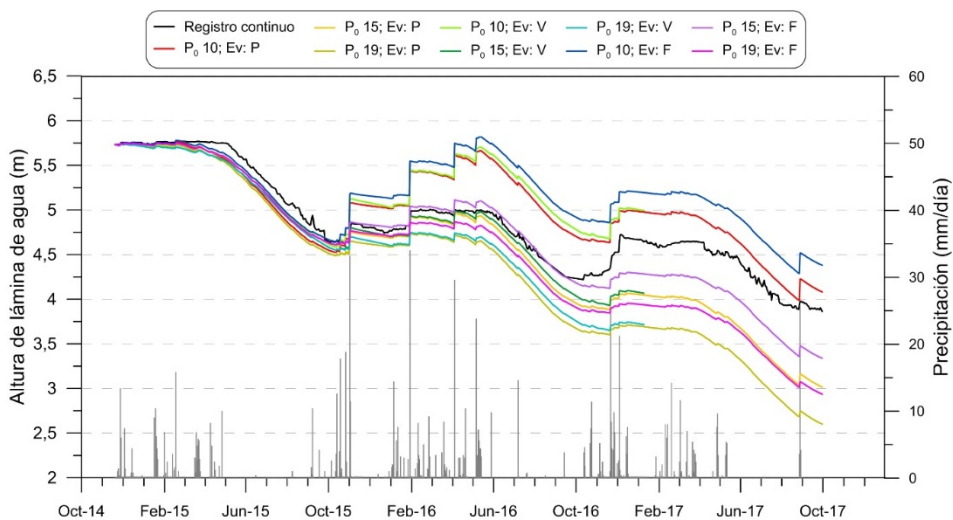
## Gráficas de evoluciones limnimétricas simuladas



Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Blaney y Cridley (1950) y la evaporación de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil; (\*) Todas las simulaciones hechas con RU 125-100 son iguales porque no se genera escorrentía

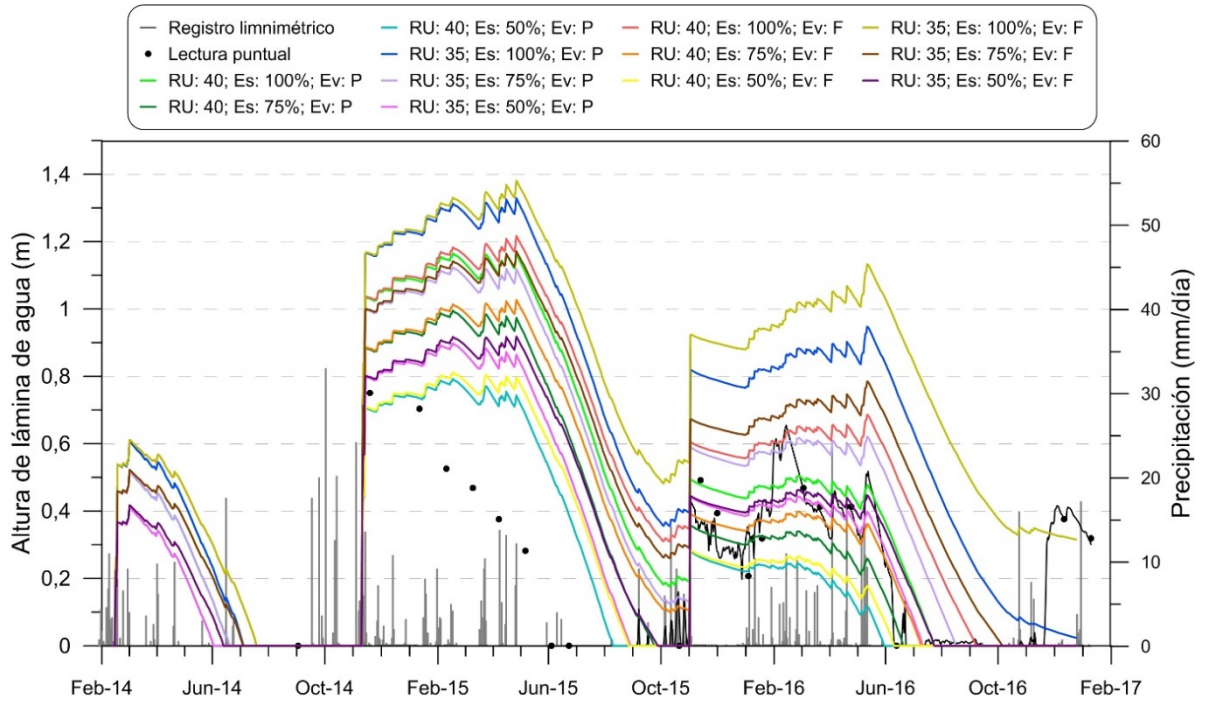


Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Blaney y Cridley (1950) la evaporación de Penman modificada por Vardavas y Fountoulakis (1996). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil; (\*) Todas las simulaciones hechas con RU 125-100 son iguales porque no se genera escorrentía

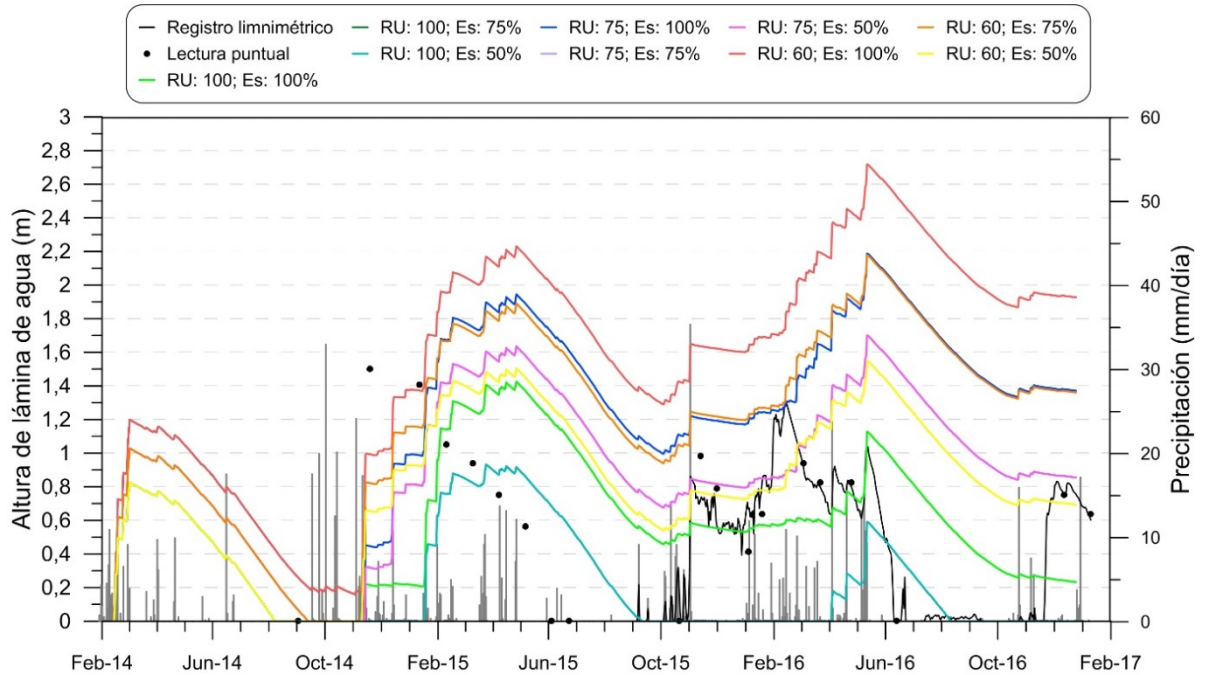


Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía calculada según el método del SCS (Mockus, 1964). P<sub>0</sub>, Valor umbral de escorrentía (en mm); Ev, método para estimar la evaporación (P: Penman, V: Vardavas y Fountoulakis, F: Penman-Monteith)

### Anexo 5.3: Laguna de Brujuelo

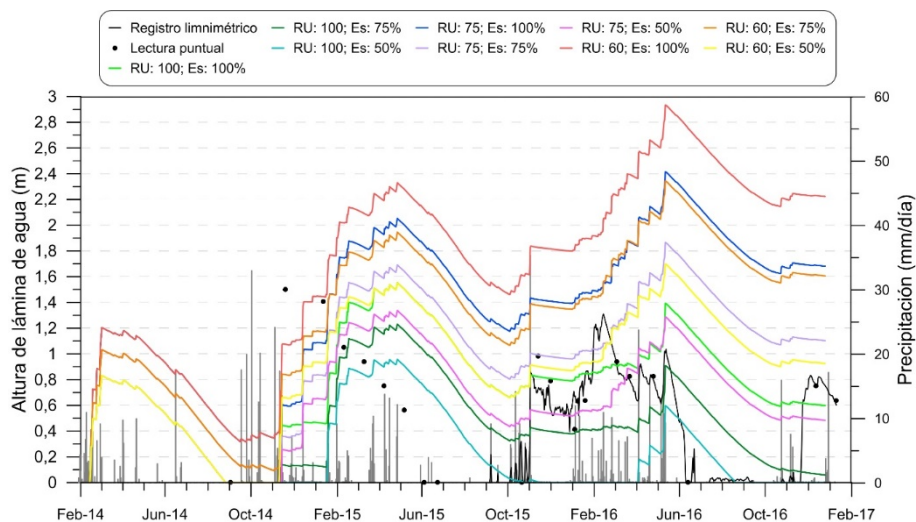


Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil; Ev, método para estimar la evaporación (P: Penman, F: Penman-Monteith)

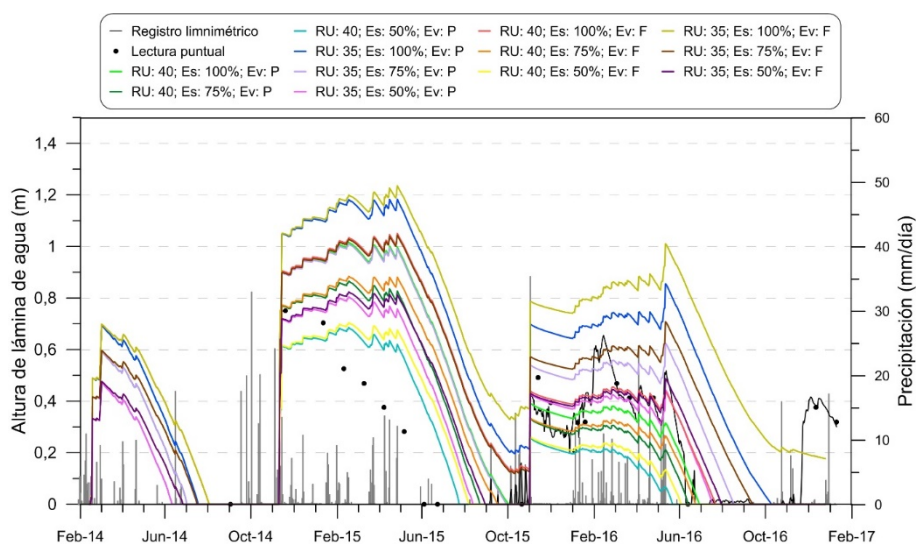


Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Thornthwaite (1948) y la evaporación de Penman (1956). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil

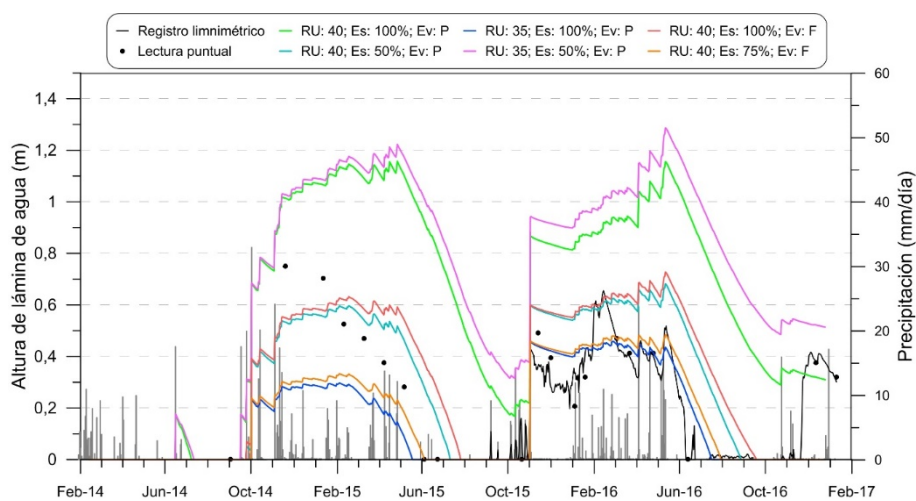
## Gráficas de evoluciones limnimétricas simuladas



Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Thornthwaite (1948) y la evaporación de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil

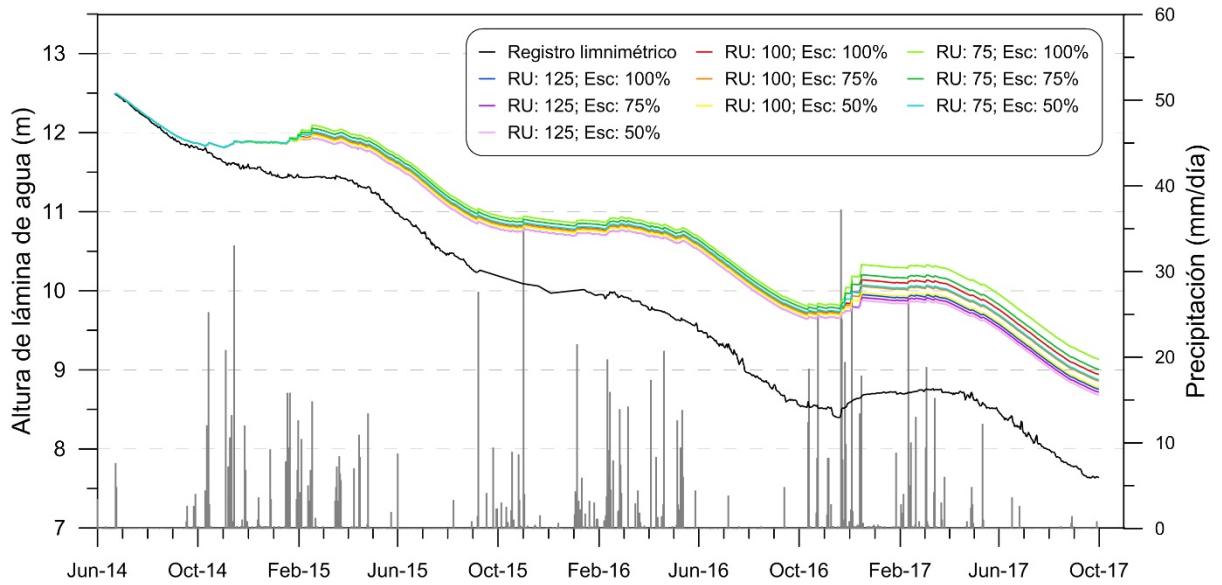


Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Blaney y Cridley (1950). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil; Ev, método para estimar la evaporación (P: Penman, F: Penman-Monteith)

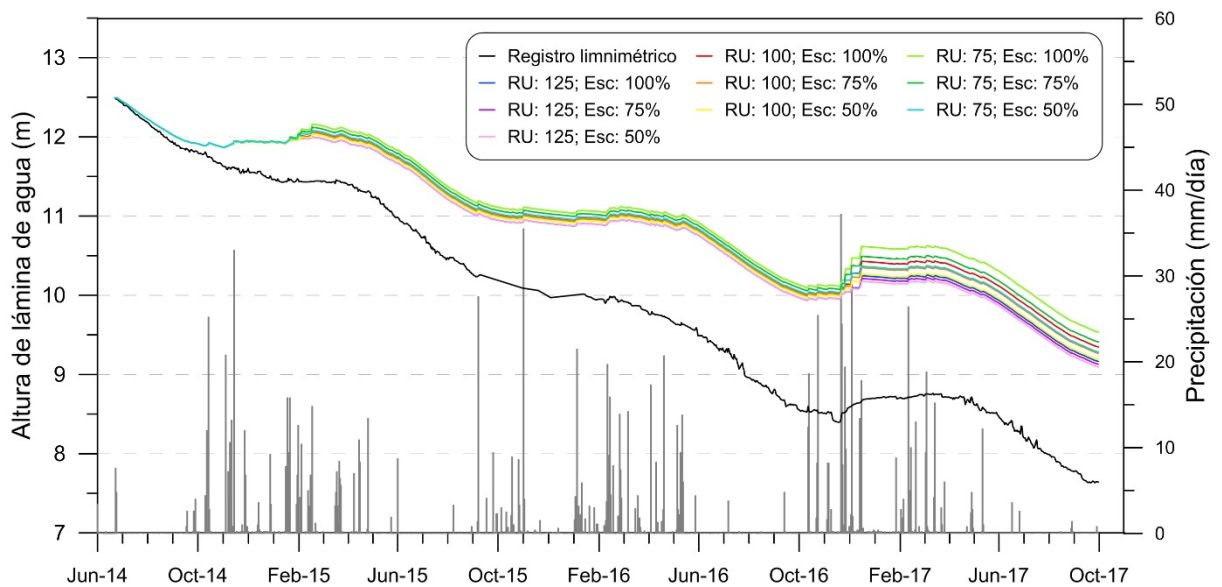


Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía calculada según el método del SCS (Mockus, 1964).  $P_o$ , Valor umbral de escorrentía (en mm); Ev, método para estimar la evaporación (P: Penman, F: Penman-Monteith)

**Anexo 5.4: Laguna Grande**

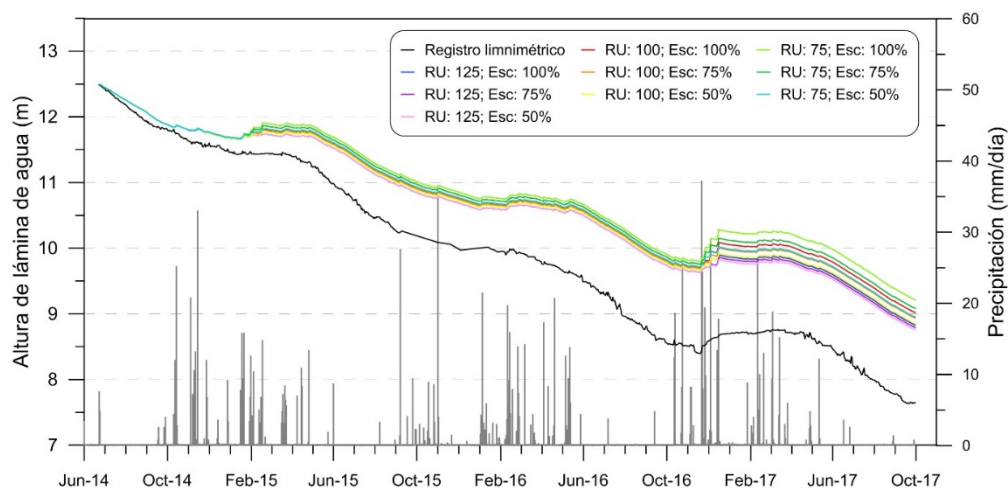


Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985) y la evaporación de Penman (1956). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil

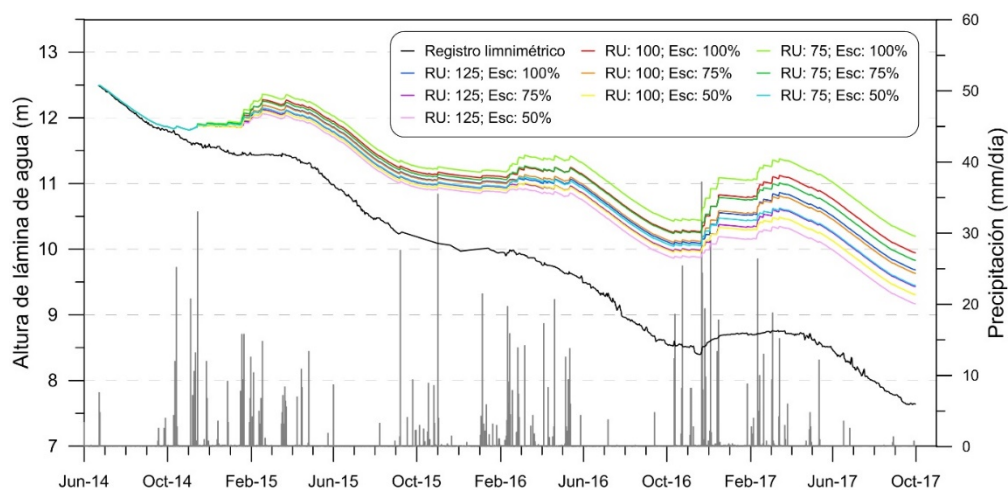


Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985) y la evaporación de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil

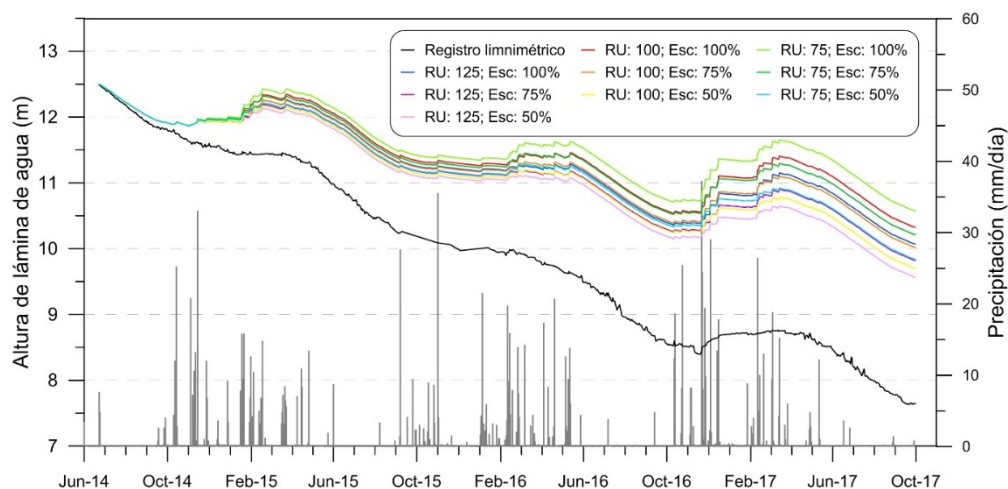
## Gráficas de evoluciones limnimétricas simuladas



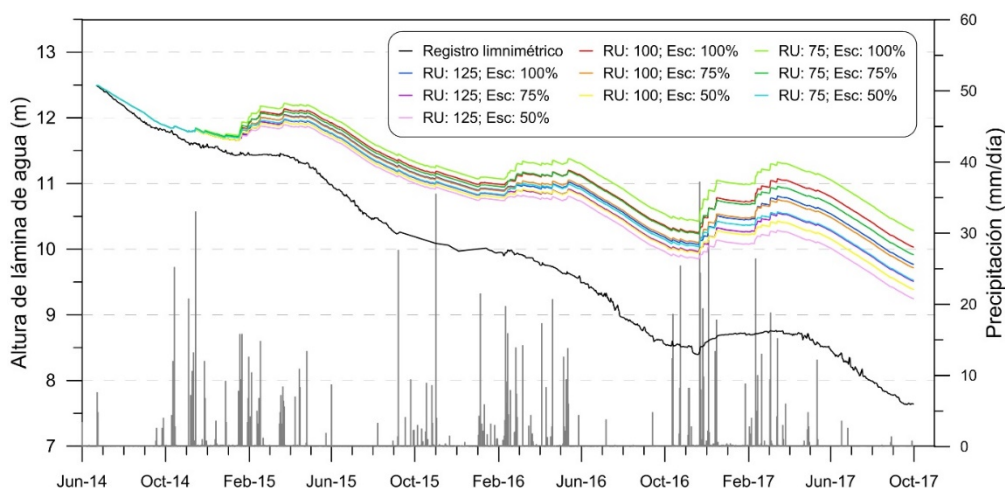
Simulações realizadas utilizando a escoentia derivada do método do balanço de água no solo, considerando a ETP calculada segundo Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985) y la evaporación de Penman modificada por Vardavas y Fountoulakis (1996). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escoentia respecto de la lluvia útil



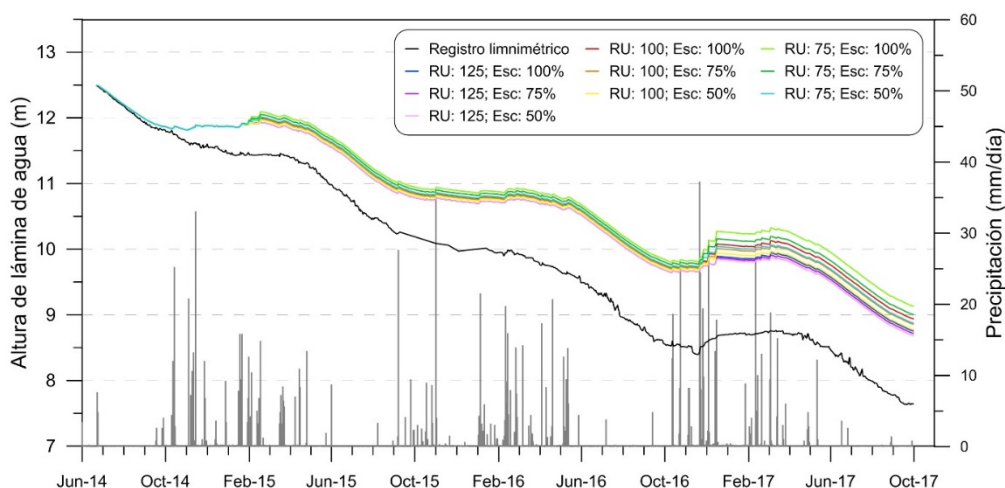
Simulações realizadas utilizando a escoentia derivada do método do balanço de água no solo, considerando a ETP calculada segundo Thornthwaite (1948) y la evaporación de Penman (1956). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escoentia respecto de la lluvia útil



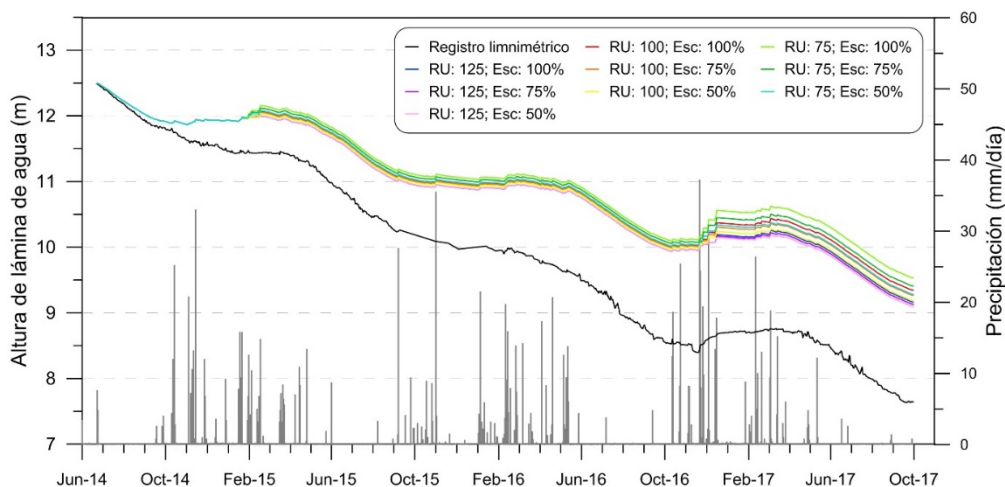
Simulações realizadas utilizando a escoentia derivada do método do balanço de água no solo, considerando a ETP calculada segundo Thornthwaite (1948) y la evaporación de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escoentia respecto de la lluvia útil



Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Thornthwaite (1948) y la evaporación de Penman modificada por Vardavas y Fountoulakis (1996). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil

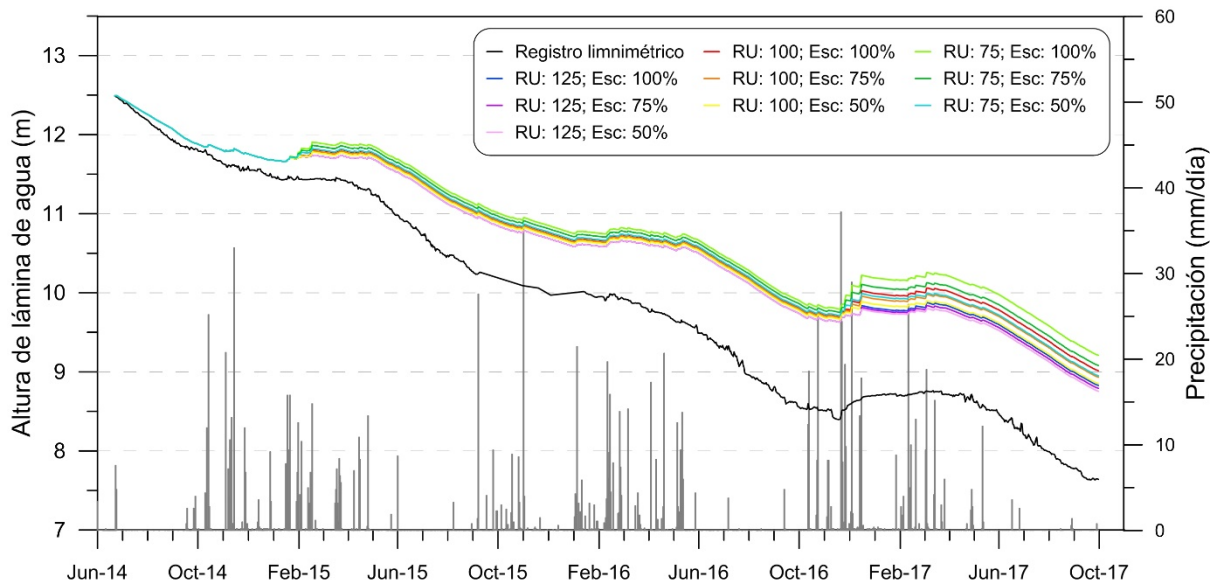


Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Blaney y Cridley (1950) y la evaporación de Penman (1956). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil

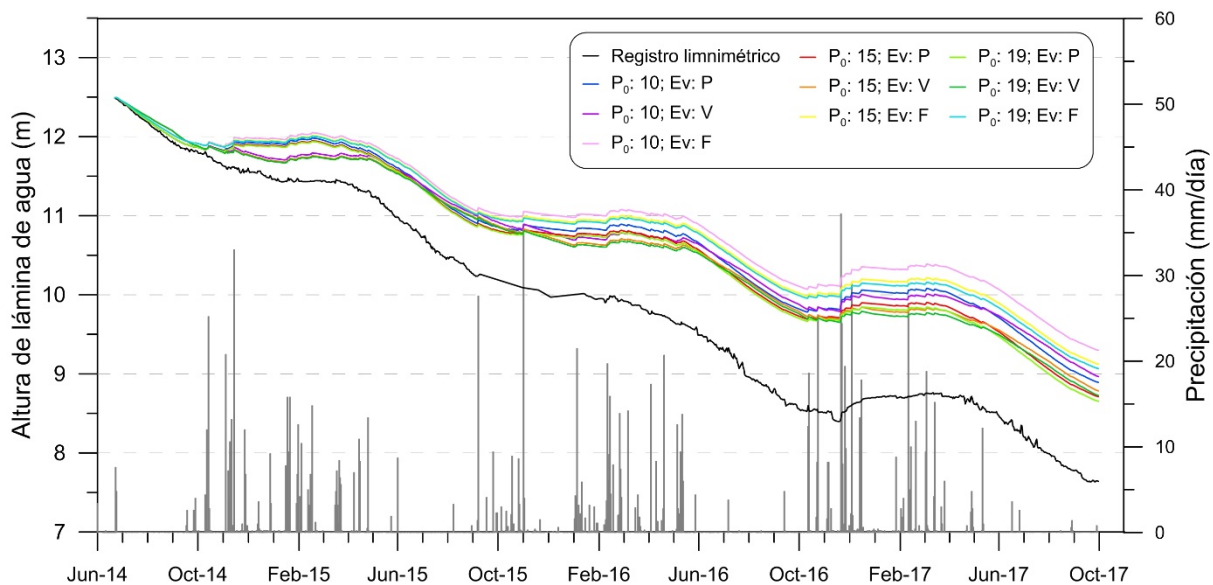


Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Blaney y Cridley (1950) y la evaporación de Penman-Monteith (Allen et al., 1998). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil

## Gráficas de evoluciones limnimétricas simuladas

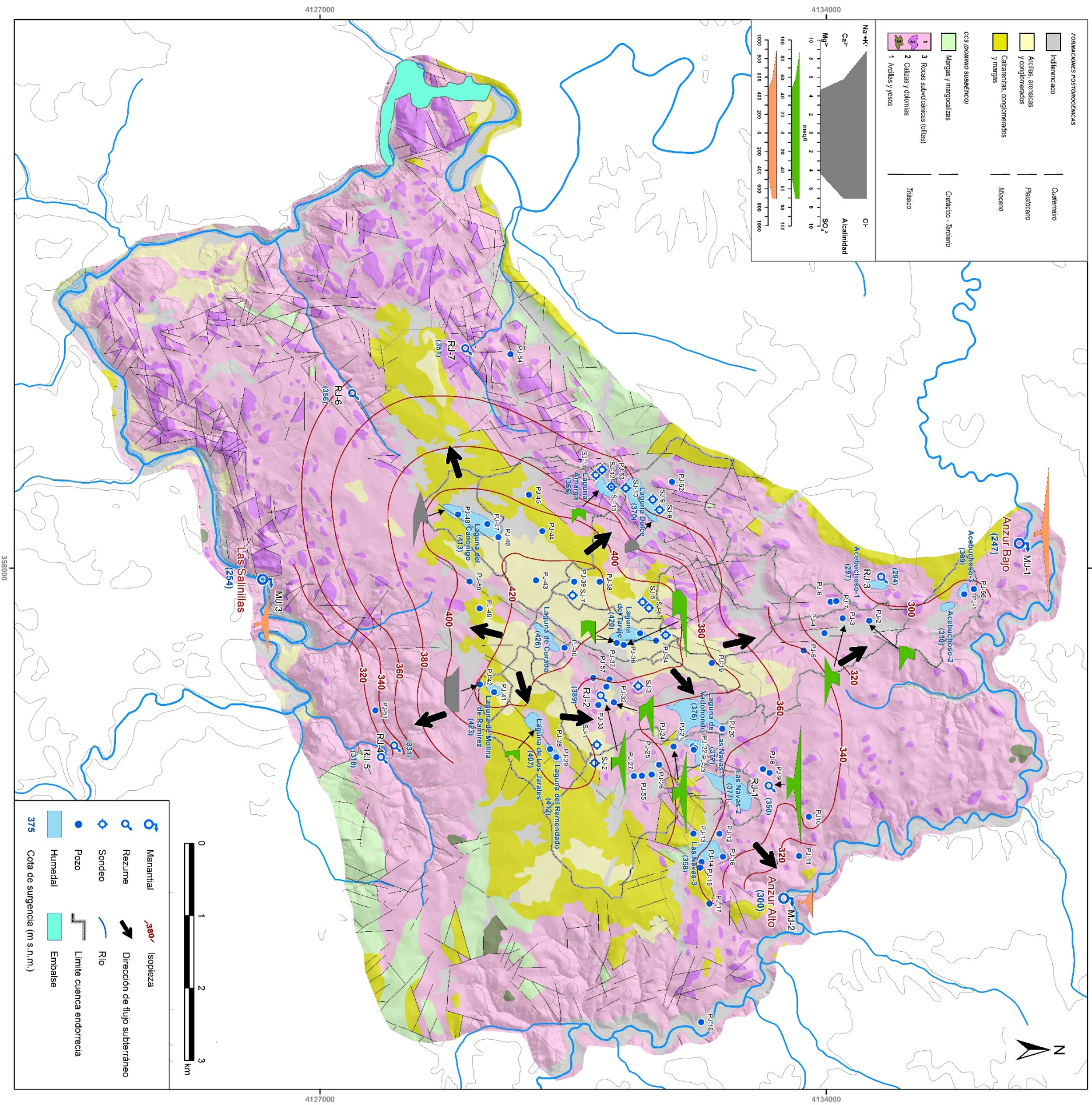


Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía derivada del método del balance de agua en el suelo, considerando la ETP calculada según Blaney y Criddle (1950) la evaporación de Penman modificada por Vardavas y Fountoulakis (1996). RU, reserva útil (en mm); Esc, porcentaje de escorrentía respecto de la lluvia útil



Simulaciones realizadas utilizando la escorrentía calculada según el método del SCS (Mockus, 1964).  $P_0$ , Valor umbral de escorrentía (en mm); Ev, método para estimar la evaporación (P: Penman, V: Vardavas y Fountoulakis, F: Penman-Monteith)

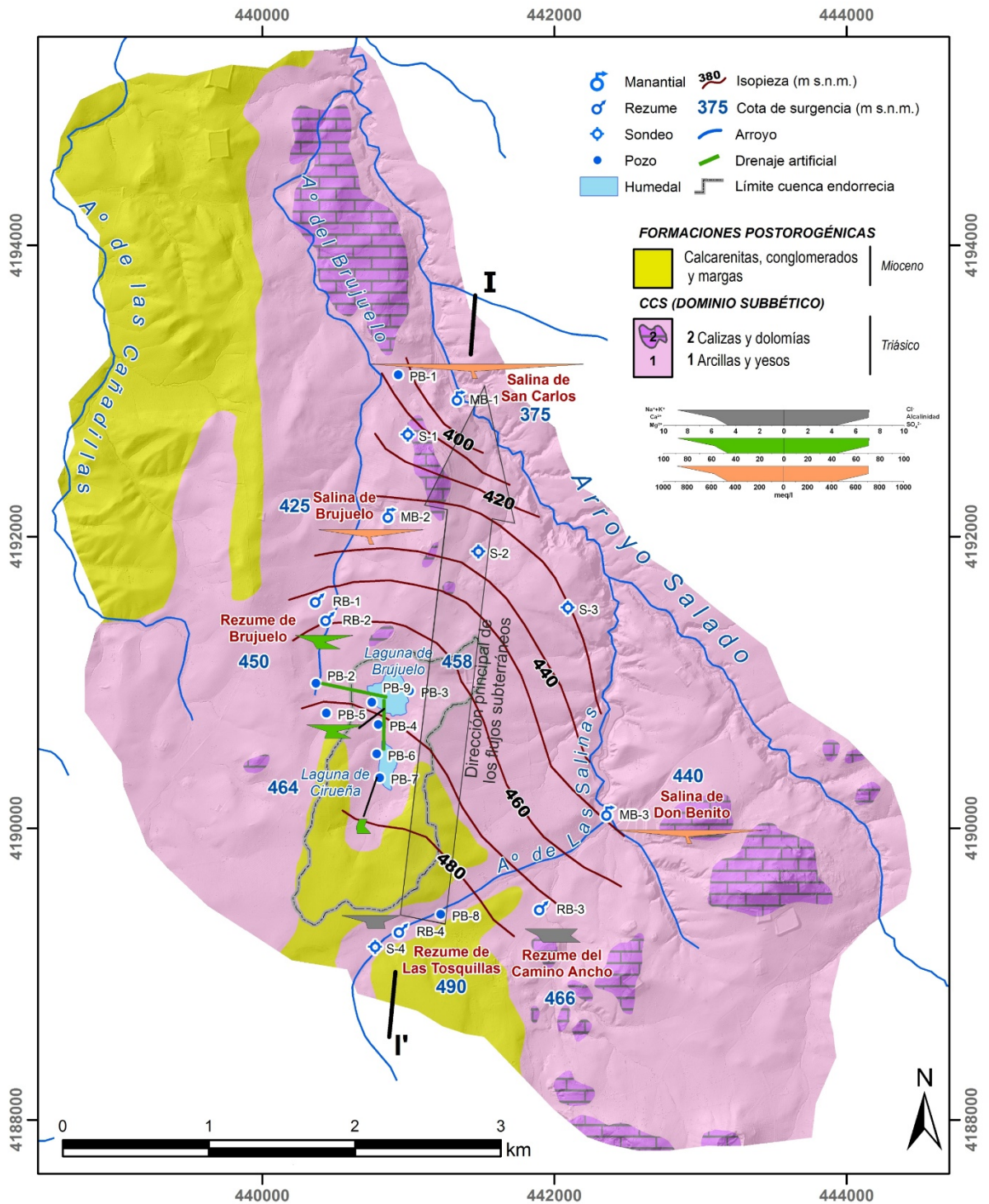
# MAPA HIDROGEOLÓGICO DEL ÁREA DE JARALES







# MAPA HIDROGEOLÓGICO DEL ÁREA DE BRUJUELO









## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Distribución de afloramientos de rocas evaporíticas en España con indicación de la edad de las formaciones. Traducido de Gutiérrez et al. (2008a).....	2
Figura 1.2. Localización geográfica de los afloramientos de los CCS, con indicación de las distintas áreas de estudio.....	6
Figura 1.3. Características topográficas, núcleos de población, vías de comunicación y humedales del área de Jarales.....	7
Figura 1.4. Características topográficas, núcleos de población, vías de comunicación y humedales del área de Brujuelo.....	8
Figura 1.5. Características topográficas, núcleos de población, vías de comunicación y humedales del área de Los Hoyos.....	9
Figura 1.6. Muestreo de agua del manantial de Cañaveralejo (Antequera, Málaga) en tubo de cobre para la determinación de gases nobles (octubre de 2014).....	15
Figura 1.7 Matriz de excitación-emisión (MEE), generada a partir de técnicas espectrofluorométricas. En ella se indican la localización de los picos de intensidad máxima de fluorescencia asociados a la presencia de materia orgánica que comúnmente se detecta en aguas subterráneas. Tomado de Mudarra (2012).....	19
Figura 2.1. Contexto geográfico y geológico de las áreas de estudio (recuadros negros), y principales unidades estructurales que constituyen la Cordillera Bética (tomado de Vera y Martín-Algarra, 2004).....	31
Figura 2.2. Interpretación hipotética de la estructura general del “Complejo Olistostrómico Subbético”. 1: Prebético; 2: Unidades Intermedias; 3: Subbético Externo; 4: Subbético Medio. Tomado de Pérez-López y Sanz de Galdeano (1994).....	32
Figura 2.3. Columna litoestratigráfica con diferenciación de las formaciones triásicas del dominio Subbético. Modificado de Pérez-López et al. (2012).....	36
Figura 2.4. Esquema geológico del área de Jarales. Modificado de Martín-Serrano (1986) y Divar et al. (1988). Arriba a la derecha, diagrama de rosa de las direcciones de las fracturas.....	39
Figura 2.5. Corte geológico del área de Jarales. Modificado de Andreo et al. (2016). La situación puede observarse en la figura 2.4.....	39
Figura 2.6. (A) Ejemplo de estratificación de materiales triásicos en las cercanías de Benamejí. (B) Antigua cantera de yesos en la margen derecha del río Genil, en la que se observan bloques de yesos pseudoestratificados. (C) Afloramiento de dolomías tableadas en una antigua cantera junto a la laguna Amarga (Fotografía: Fco. Rodríguez Parejo). (D) Detalle de depósitos lagunares arcillosos en la cubeta de la laguna de Los Jarales.....	40
Figura 2.7. Esquema geológico del área de Brujuelo. Modificado de Roldán et al. (1992).....	41
Figura 2.8. Corte geológico del área de Brujuelo. Modificado de Andreo et al. (2016). La situación puede observarse en la figura 2.7.....	41
Figura 2.9. (A) Ejemplo de brechas estratificadas en la margen izquierda del Arroyo Salado. (B) Afloramiento de la Formación Zamoranos (dolomías triásicas) en una cantera situada en el S del área de Brujuelo.....	42
Figura 2.10. Esquema geológico del área de Los Hoyos. Modificado de Pineda-Velasco (1990).....	44
Figura 2.11. Corte geológico del área de Los Hoyos. Modificado de Gil-Márquez et al. (2016) La situación puede observarse en la figura 2.10.....	44
Figura 2.12. Distribución de la altitud en el área de Jarales. El recuadro superior izquierdo muestra el histograma de frecuencias de los valores de cota topográfica y la curva hipsométrica.....	46
Figura 2.13. (A) Panorámica del altiplano del área de Jarales desde la zona de Los Piedros, al N. (B) Panorámica del altiplano del área de Jarales desde Las Navas, al E. (C) Río Anzur a su paso por	

Los Piedros. (D) Río Genil al S del embalse de Malapasillo, al O del área de Jarales (Fotografía: Fco. Rodríguez Parejo).....	47
Figura 2.14. Mapa de pendientes en el área de Jarales y diagrama de frecuencias de la pendiente.....	47
Figura 2.15. Principales formas exokársticas en el área de Jarales.....	48
Figura 2.16. (A) Área encharcadiza de El Canónigo. (B) Zona inundable drenada artificialmente y cultivada en la zona de Las Navas. (C) Área endorreica. Al fondo, humedal de la Molina de Ramírez, seco en verano de 2014. (D) Polje junto al cerro Acebuchoso, en el norte del área piloto. (E) Sumidero kárstico junto al cortijo de Argamasilla. Véase situación de las fotografías en la figura 2.15.....	49
Figura 2.17. Topografía de la cueva de Armasilla realizada por el grupo espeleológico G40. Tomado de Aljama Martínez (2016).....	50
Figura 2.18. Mapa hidrológico del área de Jarales realizado a partir de modelo digital del terreno creado con datos LiDAR.....	51
Figura 2.19. (A) Arroyo vertiente al río Anzur, tras lluvias intensas. (B) Barranco excavado en yesos en las cercanías de Jauja. (C) Cauce vertiente al sumidero de la Argamasilla. (D) Área endorreica del cortijo de Argamasilla inundada tras lluvias intensas.....	52
Figura 2.20. (A) Laguna del Taraje en invierno de 2009, fotografía de Fco. Rodríguez Pareja. (B) Laguna de Los Jarales en agosto de 2013. (C) Vaso lagunar de la laguna de Los Jarales completamente seco, en agosto de 2015. (D) Vista aérea de las lagunas Dulce (derecha) y Amarga (izquierda) en marzo de 2013, fotografía de Juan de la Cruz Merino.....	53
Figura 2.20. (A) Panorámica del área de Brujuelo desde las Salinas del Lagartijo, margen derecho del Arroyo Salado. (B) Panorámica de la cubeta situada en el centro del área de Brujuelo. Al fondo, la laguna de Brujuelo seca (febrero de 2017).....	55
Figura 2.21. Distribución de la altitud en el área de Brujuelo. El recuadro superior derecho muestra el histograma de frecuencias de los valores de cota topográfica y la curva hipsométrica.....	55
Figura 2.22. Mapa de pendientes en el área de Brujuelo y diagrama de frecuencias de la pendiente.....	56
Figura 2.23. Principales formas exokársticas del área de Brujuelo. Realizado a partir de herramientas de teledetección aplicadas a datos LiDAR y de las observaciones de campo llevadas a cabo durante la presente investigación.....	58
Figura 2.24. (A) Imagen de dolina encharcada. (B) Sumidero kárstico junto a la minas de la Borrega. Colapso cercano al arroyo del Brujuelo en diciembre de 2014 (C) y noviembre de 2016 (D). En la última fotografía se observa un conducto kárstico.....	59
Figura 2.25. Mapa hidrológico del área de Brujuelo, obtenido a partir de modelo digital del terreno creado con datos LiDAR.....	60
Figura 2.26. (A) Laguna de Brujuelo inundada en diciembre de 2016. (B) Panorámica de la laguna de Brujuelo seca en agosto de 2013. (C) Zanja de drenaje en el borde NO de la laguna de Brujuelo. Fotografía de Luis Linares Girela. (D) Aforo en el arroyo de las Salinas, aguas abajo de la salina de Don Benito.....	61
Figura 2.27. Vista aérea del área de Los Hoyos desde el N. Tomada de <a href="http://www.archidonaturismo.es">www.archidonaturismo.es</a> .....	62
Figura 2.28. Distribución de la altitud en el área de Los Hoyos. El recuadro superior derecho muestra el histograma de frecuencias de los valores de cota topográfica y la curva hipsométrica.....	62
Figura 2.29. Mapa de pendientes del área de Los Hoyos y diagrama de frecuencias de la pendiente.....	63
Figura 2.30. Principales formas de modelado kárstico del área de Los Hoyos, realizado mediante herramientas de teledetección aplicadas a datos LiDAR y contrastado con las observaciones de campo llevadas a cabo durante la presente investigación.....	64
Figura 2.31. (A) Ejemplo de dolina en embudo con fondo inundado. (B) Colapso en una de las dolinas de los Hoyos. (C) Uvala cercana a la laguna del Vizcaino. Al fondo la Sierra de Gibalto. (D) Sumidero kárstico activo en la citada uvala (E) Depósitos travertínicos asociados al rebose de una dolina cercana a las salinas de Fuente Camacho.....	65

Figura 2.32. Mapa hidrológico del área de Los Hoyos, obtenido a partir de modelo digital del terreno creado con datos LiDAR.....	66
Figura 2.33. (A) Vista de la laguna del Vizcaíno, en febrero de 2016. (B) Vista de la laguna Chica desde su extremo sur, en febrero de 2016. (C) Vista de la laguna Grande desde su extremo suroccidental, en febrero de 2014 (D). Vista de la laguna Grande desde su extremo suroccidental, en octubre de 2017 .....	67
Figura 3.1. Mapa pluviométrico de Andalucía correspondiente al periodo 1971-2000, a partir del Compendio de Cartografía y Estadísticas Ambientales de Andalucía (CMA, 2008b) .....	70
Figura 3.2. Mapa termométrico de Andalucía correspondiente al periodo 1971-2000, a partir del Compendio de Cartografía y Estadísticas Ambientales de Andalucía (CMA, 2008b) .....	70
Figura 3.3. Mapa de evapotranspiración potencial anual de Andalucía relativo al periodo 1971-2000, a partir del Compendio de Cartografía y Estadísticas Ambientales de Andalucía (CMA, 2008b).....	71
Figura 3.4. Clasificación climática de Andalucía correspondiente al periodo 1961-2000. Tomado de CMAYOT (2014).....	72
Figura 3.5. Estación meteorológica automática instalada en el Cortijo La Salina, con motivo de la presente investigación.....	74
Figura 3.6. Mapa de situación de las estaciones meteorológicas consideradas en el área de Jarales .....	74
Figura 3.7. Mapa de isoyetas correspondiente al año 2009/10, el más húmedo (913 mm) del período 1963/64-2015/2016.....	78
Figura 3.8. Mapa de isoyetas correspondiente al año medio del período 1963/64-2015/2016, con una precipitación media de 508 mm.....	79
Figura 3.9. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1998/99, el más seco (214 mm) del período 1963/64-2015/2016.....	79
Figura 3.10. Relación entre la precipitación media y la altitud de las estaciones de medida. Gradiente pluviométrico calculado en el área de Jarales para el período 1963/64-2015/2016.....	80
Figura 3.11. Distribución temporal de las precipitaciones medias anuales durante el período 1963/64-2015/16 y desviación de la precipitación anual acumulada respecto a la media.....	81
Figura 3.12. Precipitaciones medias mensuales y valores acumulados para el conjunto de estaciones del área de Jarales durante el período 1963/64-2015/16.....	82
Figura 3.13. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2013/14.....	84
Figura 3.14. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2014/15.....	84
Figura 3.15. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2015/16.....	85
Figura 3.16. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2016/17.....	85
Figura 3.17. Evolución de las precipitaciones mensuales durante el período de investigación (2013/14-2016/17).....	86
Figura 3.18. Valores de la precipitación media mensual y acumulada del conjunto de estaciones pluviométricas utilizadas para el análisis del periodo 2013/14-2016/17.....	87
Figura. 3.19. Diagrama de Piper de las muestras de agua de lluvia recogida en la zona de Jarales	88
Figura. 3.20. Representación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ frente a los de $\delta^2\text{H}$ de las muestras de lluvia recogidas en el área de Jarales durante el periodo de estudio. Se representan las ecuaciones que definen las líneas meteóricas representadas: <b>LMM</b> (Línea Meteórica Mundial); <b>LMMeOr</b> (Línea Meteórica del Mediterráneo occidental); <b>LMMeOc</b> (Línea Meteórica del Mediterráneo occidental); <b>LML</b> (Línea Meteórica Local) .....	89
Figura 3.21. Evolución de la temperatura anual del aire en las estaciones consideradas en el periodo 1980/81-2015/16. Se representa la línea de tendencia calculada en cada caso.....	92
Figura 3.22. Temperatura media mensual del aire en las estaciones termométricas disponibles durante el periodo 1980/81-2015/16.....	93
Figura 3.23. Relación entre la temperatura del aire y la altitud de las estaciones termométricas consideradas en el periodo 1980/81-2015/16.....	93



Figura 3.24. Evolución de la temperatura mensual del aire en las estaciones consideradas en el área de Jarales durante el periodo de estudio (2013/14-2016/17).....	95
Figura 3.25. Evolución de la evaporación anual registrada en la estación de Lucena-RAIF durante el periodo histórico (2002/03-2015/16). Se muestra la tendencia de los datos anuales .....	98
Figura 3.26. Evaporación media mensual y acumulada en la estación de Lucena-RAIF durante el periodo 2002/03-2015/16.....	99
Figura 3.27. Evolución de la evaporación en las estaciones consideradas en el área de Jarales en el periodo de estudio (2013/14-2016/17).....	100
Figura 3.28. Evaporación media mensual y acumulada en el área de Jarales durante el periodo de investigación (2013/14-2016/17) .....	101
Figura 3.29. Estación meteorológica automática instalada junto a la laguna de Brujuelo, con motivo de la presente investigación .....	103
Figura 3.30. Mapa de situación de las estaciones meteorológicas consideradas en el área de Brujuelo .....	104
Figura 3.31. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1962/63, el más húmedo (1.008 mm) del período 1951/55-2015/2016.....	108
Figura 3.32. Mapa de isoyetas correspondiente al año medio del período 1951/55-2015/2016, con una precipitación media de 511 mm.....	108
Figura 3.33. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1952/53, el más seco (246 mm) del período 1951/55-2015/2016.....	109
Figura 3.34. Relación entre la precipitación media y la altitud de las estaciones de medida. Gradiente pluviométrico calculado en el área de estudio para el período 1951/52-2015/2016.....	110
Figura 3.35. Distribución temporal de las precipitaciones medias anuales durante el período 1951/52-2015/16 y desviación de la precipitación anual acumulada respecto a la media.....	111
Figura 3.36. Precipitaciones medias mensuales y valores acumulados para el conjunto de estaciones durante el período 1951/52-2015/2016.....	112
Figura 3.37. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2013/14.....	113
Figura 3.38. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2014/15.....	114
Figura 3.39. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2015/16.....	114
Figura 3.40. Evolución de las precipitaciones mensuales durante el periodo de investigación (2013/14-2015/16).....	115
Figura 3.41. Valores de la precipitación media mensual y acumulada del conjunto de estaciones pluviométricas utilizadas para el análisis del período 2013/14-2015/16.....	116
Figura 3.42. Diagrama de Piper de las muestras de agua de lluvia recogidas en el área de Brujuelo .....	117
Figura 3.43. Representación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ frente a los de $\delta^2\text{H}$ de las muestras de lluvia recogidas en el área de Jarales durante el periodo de estudio. Se representan las ecuaciones que definen las líneas meteóricas representadas: <b>LMM</b> (Línea Meteórica Mundial); <b>LMMeOr</b> (Línea Meteórica del Mediterráneo occidental); <b>LMMeOc</b> (Línea Meteórica del Mediterráneo occidental); <b>LML</b> (Línea Meteórica Local) .....	118
Figura 3.44. Evolución de la temperatura anual del aire en las estaciones consideradas para el periodo 1973/74-2015/16. Se representa la línea de tendencia calculada en cada caso .....	121
Figura 3.45. Temperatura media mensual del aire en las estaciones termométricas disponibles en el área de Brujuelo durante el periodo 1973/74-2015/16.....	122
Figura 3.46. Relación entre la temperatura del aire y la altitud de las estaciones termométricas consideradas en el área de Brujuelo durante el periodo 1973/74-2015/16.....	122
Figura 3.47. Evolución de la temperatura mensual del aire en las estaciones consideradas para el periodo de estudio (2013/14-2015/16) en el área de Brujuelo .....	123
Figura 3.48. Evolución de la evaporación anual registrada en la estación de Villatorres-Villargordo para el periodo histórico (1981/82-2015/16) .....	125

Figura 3.49. Evaporación media mensual y acumulada en la estación de Villatorres-Villargordo para el periodo 1981/82-2015/16.....	126
Figura 3.50. Evolución de la evaporación en las estaciones consideradas en el área de Brujuelo para el periodo de investigación (2013/14-2015/16).....	128
Figura 3.51. Evaporación media mensual y acumulada (mm) en el área de Brujuelo para el periodo de investigación (2013/14-2015/16).....	128
Fig. 3.52. Mapa de situación de las estaciones meteorológicas consideradas en el área de Los Hoyos .....	130
Figura 3.53. Mapa de isoyetas correspondiente al año 1995/96, el más húmedo (1.080 mm) del período 1963/64-2016/2017.....	134
Figura 3.54. Mapa de isoyetas correspondiente al año 2004/05, el más seco (260 mm) del período 1963/64-2016/2017.....	135
Figura 3.55. Mapa de isoyetas correspondiente al año medio del período 1963/64-2016/2017, con una precipitación media de 609 mm.....	135
Figura 3.56. Relación entre la precipitación media y la altitud de las estaciones de medida. Gradiente pluviométrico calculado en el área de Los Hoyos, correspondiente al período 1963/1964-2016/2017.....	136
Figura 3.57. Distribución temporal de las precipitaciones medias anuales en el área de Los Hoyos durante el período 1963/64-2016/17 y desviación de la precipitación anual acumulada respecto a la media.....	137
Figura 3.58. Precipitaciones medias mensuales y valores acumulados en el conjunto de estaciones durante el período 1963/64-2016/2017.....	138
Figura 3.59. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2013/14.....	140
Figura 3.60. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2014/15.....	140
Figura 3.61. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2015/16.....	141
Figura 3.62. Mapa de isoyetas correspondiente al año hidrológico 2016/17.....	141
Figura 3.63. Evolución de las precipitaciones mensuales en Los Hoyos durante el período de investigación (2013/14-2016/17).....	142
Figura 3.64. Valores de la precipitación media mensual y acumulada del conjunto de estaciones pluviométricas utilizadas para el análisis del período 2013/14-2016/17.....	143
Figura. 3.65. Diagrama de Piper de las muestras de agua de lluvia recogidas en el área de Los Hoyos .....	144
Figura 3.66. Representación de los valores de $\delta^{18}O$ frente a los de $\delta^2H$ de las muestras de lluvia recogidas en el área de Los Hoyos durante el periodo de estudio. Se representan las ecuaciones que definen las líneas meteóricas representadas: <b>LMM</b> (Línea Meteórica Mundial); <b>LMMeOr</b> (Línea Meteórica del Mediterráneo Oriental); <b>LMMeOc</b> (Línea Meteórica del Mediterráneo occidental); <b>LML</b> (Línea Meteórica Local).....	145
Figura 3.67. Evolución de la temperatura media anual del aire ( $^{\circ}C$ ) en la estación de Archidona durante el periodo 1975/76-2015/16. Se representa la línea de tendencia calculada.....	148
Figura 3.68. Temperatura media, media máxima y media mínima mensual del aire ( $^{\circ}C$ ) en la estación de Archidona durante el periodo 1975/76-2016/17.....	148
Figura 3.69. Evolución de la temperatura media mensual del aire ( $^{\circ}C$ ) en las estaciones consideradas durante el periodo de estudio (2013/14-2016/17).....	150
Figura 3.70. Evolución de la evaporación anual (mm) en la estación de Loja (IFAPA) durante el periodo 2000/01-2016/17.....	151
Figura 3.71. Evaporación media mensual y acumulada en la estación de Loja durante el periodo 2000/01-2016/17.....	152
Figura 3.72. Evolución de la evaporación mensual (mm) en las estaciones de Archidona-RAIF y Loja (IFAPA) durante el periodo de estudio (2013/14-2015/16).....	153
Figura 3.73. Evaporación media mensual y media acumulada en el área de Los Hoyos en el periodo de investigación (2013/14-2016/17).....	154

Figura 4.1. (A) Vista aérea de los humedales del sector central del área de Jarales. (B) Manantial del Anzur Bajo en condiciones de aguas altas. (C) Manantial del Anzur Alto. (D) Manantial de Las Salinillas.....	157
Figura 4.2. Hidrogramas de los principales manantiales del área del Jarales. Precipitaciones registradas en las estaciones de Lucena-RAIF, hasta marzo de 2014 (gris), y desde abril de 2014, en Cortijo La Salina (negro). La situación de las estaciones puede verse en la figura 3.6.....	160
Figura 4.3. (A) Sección de aforos con vertedero en "V" en el manantial del Anzur Alto. (B) Curva de gastos de la estación de aforos del manantial del Anzur Alto, elaborada a partir de aforos puntuales realizados durante el periodo de estudio. (C) Sección de aforos en el manantial del Anzur Bajo. (D) Curva de gastos de la estación de aforos del manantial del Anzur Bajo, obtenida al aplicar la ecuación de Gourley y Crimp (1915). <b>Q</b> : Caudal; <b>h</b> : altura de la lámina de agua en el vertedero; <b><math>\alpha</math></b> : ángulo del vertedero del Anzur Bajo, de 60°.....	161
Figura 4.4. Hidrogramas anuales del manantial del Anzur Bajo (MJ-1) durante el periodo 2013/14-2016/17. Se representan las precipitaciones registradas en la estación del Cortijo La Salina (gris) y, hasta mediados del año hidrológico 2013/14, las medidas en la estación de la RAIF de Lucena (negro).....	163
Figura 4.5. Hidrogramas unitarios de las 2 crecidas de mayor magnitud registrada en el Anzur Bajo durante los años hidrológicos 2014/15 y 2015/16. Las áreas coloreadas en gris representan los periodos en los que los sumideros kársticos situados al S de la surgencia estuvieron anegados. La línea discontinua indica que los datos han sido completados mediante interpolación lineal. ..	164
Figura 4.6. Hidrogramas anuales del manantial del Anzur Alto para el periodo 2013/14-2016/17. Se representan las precipitaciones registradas en la estación del Cortijo La Salina (gris) y, hasta mediados del año hidrológico 2013/14, las medidas en la estación de la RAIF de Lucena (negro) .....	166
Figura 4.7. A la izquierda, curvas de decrecida (líneas moradas y verde) y agotamiento (líneas azules) del manantial del Anzur Bajo (MJ-1) para el periodo 2013/14-2016/17. A la derecha, porcentaje de volumen dinámico drenado si se mantuvieran las condiciones de agotamiento en el tiempo y curva de la función y. Función y1 calculada desde el pico de crecida (3.1) y función y2 a partir del cambio de pendiente del hidrograma (3.2).....	168
Figura 4.8. Gráfico i-k propuesto por Mangin (1970, 1975) para la caracterización de acuíferos kársticos, en el que se representan los valores derivados del análisis de las curvas de recesión del manantial del Anzur Bajo (MJ-1) correspondientes al periodo 2014/15-2016/17. ....	169
Figura 4.9. Frecuencia relativa acumulada de los valores de caudal drenados por el manantial del Anzur Bajo durante el periodo 2014/15-2016/17 es escala aritmética (A) y probabilística (B) .....	170
Figura 4.10. (A) Resultados del análisis correlatorio simple de los datos diarios de precipitación y de caudal de los manantiales del Anzur Bajo y Anzur Alto durante el periodo 2013/14-2016/17 para una ventana de observación de 390 días. (B) Resultados del análisis correlatorio cruzado entre las series de caudales diarios y precipitación para el mismo periodo y ventana de observación. <b>r</b> , coeficiente de correlación; <b><math>r_{xy}</math></b> , coeficiente de correlación cruzada .....	172
Figura 4.11. Mapa piezométrico del área de Jarales, realizado a partir de campaña de medidas llevada a cabo en diciembre de 2005 (año de tipo medio). Modificado de CMA (2005).....	174
Figura 4.12. Mapa piezométrico del área de Jarales, realizado a partir de campaña de medidas tomadas en enero de 2016 (año de tipo medio).....	176
Figura 4.13 Evolución histórica de la altura de la lámina de agua mensuales en las lagunas de Los Jarales, Dulce y Amarga durante el periodo 1987/88-2016/17. Las líneas discontinuas indican la altura mínima en periodos en los que las escalas limnimétricas estaban sumergidas. Se incluyen la desviación acumulada de la precipitación anual respecto del valor medio y se representa la precipitación mensual (barras estrechas) y anual (barras anchas). El color de las últimas indica el tipo de año hidrológico: húmedo (azul), medio (blanco) o seco (amarillo).....	177

Figura 4.14. Relación de los niveles anuales medios de las lagunas Amarga, Dulce y de Los Jarales con la precipitación anual (A) y con la desviación acumulada de la precipitación respecto a la media histórica (B).....	179
Figura 4.15. Ubicación de los equipos de registro continuo de nivel de lámina de agua en las lagunas de Los Jarales (A), adosada escala limnimétrica, y Amarga (A), junto a pasarela de acceso a la caseta de observación. Relación entre el nivel de lámina de agua registrado por los equipos de medida automáticos y las lecturas limnimétricas puntuales realizadas en las de lagunas Los Jarales (C) y Amarga (D).....	180
Figura 4.16. Evolución limnimétrica de las lagunas Dulce, Amarga y de Los Jarales durante el periodo 2013/14-2015/16. Se representa la precipitación registrada en la estación Lucena-RAIF desde octubre de 2013 a abril de 2014, y en el Cortijo La Salina, desde esta última fecha en adelante .....	181
Figura 4.17 Resultados de los análisis correlatorio y espectral simple (A y B, respectivamente) y correlatorio y espectral cruzado (C y D, respectivamente) de las series de datos mensuales de precipitación y de niveles de lámina de agua en las lagunas Dulce, Amarga y Los Jarales para el periodo 1991/92-2015/16, calculados para una ventana de observación de 100 meses (se representan 48). $r$ , coeficiente de correlación; $S(f)$ , densidad espectral; $r_{xy}$ , coeficiente de correlación cruzada; $S_{xy}$ , densidad espectral cruzada .....	183
Figura 4.18. Resultados del análisis correlatorio simple de los datos diarios de precipitación y de altura de lámina de agua en las lagunas de Los Jarales y Amarga, calculados para una ventana de observación de 210 días (A) y del análisis correlatorio cruzado entre las series de altura de lámina de agua y precipitación diarias para el mismo periodo y ventana de observación (B). $r$ , coeficiente de correlación; $r_{xy}$ , coeficiente de correlación cruzada .....	185
Figura 4.19. Evolución de la temperatura del agua drenada por los manantiales del Anzur Bajo, Anzur Alto y Las Salinillas durante el periodo de investigación. También se representan las series de datos de caudal y de precipitación diaria, así como de temperatura del aire media correspondientes a las estaciones de Lucena-RAIF (hasta marzo de 2014, en gris) y del Cortijo La Salina (desde abril de 2014 en adelante).....	188
Figura 4.20. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las muestras de agua superficial (humedales) y subterránea (manantiales, rezumes y pozos) tomadas en el área de Jarales durante el periodo de investigación.....	191
Figura 4.21. Diagramas de caja y bigotes en los que se representan los parámetros estadísticos de la conductividad eléctrica (CE), temperatura del agua ( $T^a$ ) y principales componentes químicos de las aguas subterráneas drenadas por los rezumes (La Salina, Las Puentezuelas, Serranillos) y manantiales (Anzur Alto, Las Salinillas y Anzur Bajo) del área de Jarales. Las cajas se ordenan por cota de surgencia, indicada entre paréntesis en m s.n.m .....	193
Figura 4.22. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de todas las muestras de agua tomadas en el área de Jarales durante el periodo de investigación .....	195
Figura 4.23. Curvas de distribución de frecuencia de la conductividad eléctrica del agua drenada por los manantiales del Anzur Bajo y Anzur Alto para el periodo 2014/15-2015/16.....	197
Figura 4.24. Descomposición de las curvas de distribución de la conductividad eléctrica, mediante deconvolución gaussiana, de las aguas del manantial del Anzur Bajo para los años hidrológicos 2014/15, 2015/16 y 2016/17.....	199
Figura 4.25 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial del Anzur Bajo, junto con el caudal y los parámetros físico-químicos del agua (CE, temperatura, pH y OD) .....	201
Figura 4.26. Detalle de las evoluciones temporales para cuatro periodos de crecidas distintos, incluyendo una crecida producida por un pulso de recarga unitario (Nov 2015) .....	202
Figura 4.27. Relación entre las series de datos horarios de CE y caudal drenado por el manantial del Anzur Bajo durante tres crecidas (Nov-15, Feb-16 y Ago-17). La temperatura del agua	

correspondiente a cada medida viene indicada mediante la escala de colores representada en la columna de la derecha .....	203
Figura 4.28. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua correspondientes al manantial del Anzur Bajo .....	205
Figura 4.29 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial del Anzur Alto, junto con el caudal y los parámetros físico-químicos del agua (CE, temperatura, pH y OD).....	207
Figura 4.30. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de las muestras de agua correspondientes al manantial del Anzur Alto .....	209
Figura 4.31. Evolución hidroquímica de la laguna de Los Jarales durante el periodo 1990/91-2016/17, junto con su altura de lámina de agua, la precipitación mensual y la temperatura del aire media mensual .....	211
Figura 4.32. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos históricos de la laguna de Los Jarales, proporcionados por la Consejería de Medio Ambiente. La altura de lámina de agua en el humedal en el momento de la toma de cada muestra viene indicada por la escala de color lateral.....	214
Figura 4.33. Evolución hidroquímica de la laguna Amarga durante el periodo 1990/91-2016/17, junto con su altura de lámina de agua, la precipitación mensual y la temperatura del aire media mensual .....	216
Figura 4.34. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos históricos de la laguna Amarga. La altura de lámina de agua en el humedal en el momento de la toma de cada muestra viene indicada por la escala de color lateral.....	217
Figura 4.35. Evolución hidroquímica de la laguna Dulce durante el periodo 1990/91-2016/17, junto con su altura de lámina de agua, la precipitación mensual y la temperatura del aire media mensual .....	219
Figura 4.36. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos históricos de la laguna Dulce. La altura de lámina de agua en el humedal en el momento de la toma de cada muestra viene indicada por la escala de color en el lateral.....	220
Figura 4.37. Evolución hidroquímica de la laguna de Los Jarales durante el periodo de investigación, junto con su altura de lámina de agua, la precipitación mensual y la temperatura del aire media mensual .....	221
Figura 4.38. Evolución hidroquímica de la laguna de Amarga durante el periodo de investigación, junto con su altura de lámina de agua, la precipitación mensual y la temperatura del aire media mensual .....	223
Figura 4.39. Relación entre los picos de máxima intensidad de fluorescencia A y C (1) y de la concentración de TOC frente a los picos A (2) y C (3).....	226
Figura 4.40. Evolución del carbono orgánico total (TOC) presente en las aguas de las lagunas Dulce, de Los Jarales y Amarga durante el periodo 2013/14-2016/17, junto con los registros limnimétricos de cada una de ellas y la precipitación diaria .....	227
Figura 4.41. Relación de la concentración de TOC en las aguas de los humedales frente a la CE (A) y respecto al nivel de lámina de agua (B).....	228
Figura 4.42. Evolución de los picos de máxima intensidad de fluorescencia natural A y C en las aguas drenadas por el manantial del Anzur Bajo, junto con los registros de descarga, CE y temperatura del agua.....	229
Figura 4.43 Relaciones iónicas de los contenidos de Cl <sup>-</sup> frente a Na <sup>+</sup> (A) y SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (B), entre índices hidrogeoquímicos indicativos de procesos de intercambio iónico (C) y entre la concentración de	

<i>Cl</i> y la relación <i>Cl</i> / <i>Br</i> (D). Se representan algunos valores característicos de concentración de <i>Cl</i> y <i>rCl</i> / <i>Br</i> (Alcalá y Custodio, 2008).....	231
Figura 4.44. Relaciones iónicas de los valores de alcalinidad ( <b>Alk</b> ) frente a la concentración de $Ca^{2+}$ (A), de $SO_4^{2-}$ frente a $Ca^{2+}$ (B) y $Ca^{2+}+Mg^{2+}-Alk$ (C), y de $Ca^{2+}$ frente a $Mg^{2+}$ (D) .....	232
Figura 4.45 Representación de los contenidos en <i>Cl</i> frente a los índices de saturación (IS) de la halita (A) y del yeso (B), de la relación <i>Cl</i> / $SO_4^{2-}$ frente al IS del yeso (C) y de la concentración de NaCl disuelta frente a la de $CaSO_4$ (D). Se representan las principales líneas de tendencia descritas por las muestras y de solubilidad del $CaSO_4$ en presencia de NaCl a 20°C (Marshall y Slusher, 1966) .....	236
Figura 4.46 Relaciones de los contenidos de <i>Cl</i> frente a los índices de saturación de la calcita (A) y la dolomita (B).....	237
Figura 4.47 Modelo conceptual teórico de evolución hidrogeoquímica propuesto para el área de Jarales .....	241
Figura 4.48 Composición isotópica de $\delta^{18}O$ frente $\delta^2H$ de las muestras de agua tomadas en el área de Jarales. Se representan las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas y de fraccionamiento isotópico.....	244
Figura 4.49. Relación entre el contenido de <i>Cl</i> y los valores de $\delta^{18}O$ de las muestras de agua tomadas en el área de Jarales. Se incluyen líneas de evolución hidroquímica e isotópica teóricas de algunas muestras sometidas a evaporación.....	246
Figura 4.50 Evolución temporal de los valores de $\delta^{18}O$ determinados en las muestras de agua tomadas en el manantial del Anzur Bajo, junto con los registros de datos horarios de caudal, CE y temperatura del agua. Se representan los valores isotópicos de las muestras de agua de lluvia .....	247
Figura 4.51 Situación de los puntos de inyección y conexiones hidrogeológicas deducidas a partir del ensayo con trazadores artificiales realizado en el área de Jarales.....	249
Figura 4.52. (A) inyección de URN en el sumidero IP1, junto al Cortijo de la Argamasilla; (B) inyección de SRB en IP2; (C) depresión en la que se sitúa IP1, con su fondo inundado.....	249
Figura 4.53 Relación entre salinidad e intensidad de detección de uranina (URN), a una concentración de 2,5 ppb, y de piranina (PYR) y sulforrodamina B (SRB) a concentraciones de 10 ppb.....	251
Figura 4.54 Hidrogramas del manantial del Anzur Bajo y del río Anzur entre el 1 de octubre y el 15 de diciembre de 2015. El registro de caudal del río corresponde al de la estación de aforo de Los Piedros (punto S2 en figura 4.51) de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir .....	252
Figura 4.55 Curvas de concentración (BTC) y evolución de las tasas de recuperación de los trazadores determinados en las aguas del manantial del Anzur Bajo. El espacio marcado en gris representa el periodo de tiempo en el que el manantial quedó cubierto por las aguas del río Anzur .....	253
Figura 4.56 Evolución temporal de la descarga del manantial del Anzur Bajo, de los registros de CE y temperatura del agua, y de las concentraciones de trazadores. También se representan los tiempos de respuesta y las tasas de recuperación. (*) Todos los tiempos de respuesta se refieren al centro de gravedad de la precipitación. Los tiempos de respuesta de la tabla 4.19 para los trazadores artificiales difieren de los de esta figura porque hacen referencia al momento de la inyección.....	259
Figura 5.1. Hidrograma de las principales surgencias del área del Brujuelo. Precipitaciones registradas en las estaciones de Mancha Real (IFAPA), hasta marzo de 2014, y de Brujuelo, desde abril de 2014 en adelante. La situación de las estaciones pluviométricas puede verse en la figura 3.29.....	264
Figura 5.2. Mapa piezométrico del área de Brujuelo, realizado a partir de campaña de medidas llevada a cabo en diciembre de 2005 (año tipo medio). Modificado de CMA (2005).....	265
Figura 5.3. Mapa piezométrico del área de Brujuelo, realizado a partir de campaña de medidas tomadas en enero de 2016 (año tipo seco).....	266

Figura 5.4. Ubicación del equipo de registro continuo de nivel de lámina de agua en la laguna de Brujuelo, junto a escala (A) y relación entre el nivel de lámina de agua registrado por los equipos de medida automáticos y las lecturas limnimétricas puntuales realizadas (B) .....	267
Figura 5.5. Evolución limnimétrica de la laguna de Brujuelo durante el periodo de investigación. Se representa la precipitación registrada en la estación de Brujuelo.....	268
Figura 5.6. Evolución de la temperatura del agua drenada por los manantiales de las Salinas de Don Benito, San Carlos y Brujuelo y por los rezumes de Brujuelo y Las Tosquillas durante el periodo de investigación. También se representan las series de datos de caudal y de precipitación diaria y de temperatura media diaria registradas en las estaciones de Mancha Real (IFAPA), hasta marzo de 2014, y de Brujuelo, desde abril de 2014.....	270
Figura 5.7. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las muestras de agua superficial (humedales) y subterránea (manantiales, rezumes y pozos) tomadas en el área de Brujuelo durante el periodo de investigación.....	272
Figura 5.8. Diagramas de caja y bigotes en los que se representan los parámetros estadísticos de la conductividad eléctrica (CE), temperatura del agua ( $T^a$ ) y principales componentes químicos de las aguas subterráneas y de los humedales del área de Brujuelo. Las cajas se ordenan de izquierda a derecha por cota de surgencia descendente, indicada entre paréntesis en m s.n.m.....	274
Figura 5.9. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de todas las muestras de agua tomadas en el área de Brujuelo .....	276
Figura 5.10 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de la Salina de San Carlos (MB-1), junto con los parámetros físico-químicos del agua (CE, temperatura, pH y OD). Se incluyen las series de registro térmico y pluviométrico de las estaciones de Mancha Real (IFAPA), hasta febrero de 2014, y de Brujuelo, desde febrero de 2014 en adelante.....	278
Figura 5.11 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de la Salina de Brujuelo (MB-2), junto con los parámetros físico-químicos del agua (CE, temperatura, pH y OD).....	279
Figura 5.12. Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el manantial de la Salina de Don Benito (MB-3), junto con el caudal y los parámetros físico-químicos del agua (CE, temperatura, pH y OD).....	281
Figura 5.13. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado con los datos hidroquímicos de todas las muestras de agua tomadas en el manantial de la Salina de Don Benito .....	282
Figura 5.14 Evolución hidroquímica de la laguna de Brujuelo (HB-1) durante el periodo de estudio, junto con las variaciones de altura de lámina de agua, y los registros pluviométricos y termométricos diarios de la estación de Brujuelo.....	284
Figura 5.15 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el rezume de Brujuelo (RB-2), junto con el caudal y los parámetros físico-químicos del agua (CE, temperatura, pH y OD).....	285
Figura 5.16. Relación entre los picos de máxima intensidad de fluorescencia A y C (1) y de la concentración de TOC frente a los picos A (2) y C (3) de las muestras de agua tomadas en el área de Brujuelo.....	288
Figura 5.17. Evolución temporal de la concentración de TOC en las aguas de la laguna de Brujuelo (HB-1) y el rezume de Brujuelo (RB-1) junto con las medidas de altura de lámina de agua.....	289
Figura 5.18. Diagramas de dispersión en los que se representan las relaciones iónicas entre $Cl^-$ y $Na^+$ (A), $Cl^-$ y $SO_4^{2-}$ (B), $Cl^-$ y $Ca^{2+}$ (C), $Cl^-$ y $Mg^{2+}$ (D), $Na^+ + K^+ - Cl^-$ y $Ca^{2+} + Mg^{2+} - Alcalinidad - SO_4^{2-}$ (E), y la concentración de $Cl^-$ frente a la relación $Cl^-/Br^-$ (F). En el panel F se representan algunos valores típicos de $rCl^-/Br^-$ (Alcalá y Custodio, 2008).....	291
Figura 5.19. Diagramas de dispersión en los que se representan las relaciones iónicas entre alcalinidad (Alk) y $Ca^{2+}$ (A), $SO_4^{2-}$ y $Ca^{2+}$ (B), $SO_4^{2-}$ y $Ca^{2+} + Mg^{2+} - Alk$ (C), $Ca^{2+}$ y $Mg^{2+}$ (D) .....	292

Figura 5.20. Índices de saturación de la halita (A), yeso (B), calcita (C) y dolomita (D) frente al Cl-disuelto.....	294
Figura 5.21. Modelo hidrogeoquímico conceptual idealizado del área de Brujuelo, basado en observaciones geológicas e hidrogeológicas e información geoquímica. La sección I-I' se indica en el mapa hidrogeológico adjunto. Los asteriscos (*) en los diagramas de transferencia de masa representados en la figura indican resultado incongruente del modelo. Nótese que en las disoluciones finales de los pasos de simulación E y F se han reescalado los ejes horizontales..	298
Figura 5.22 Composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ frente $\delta^2\text{H}$ de las muestras de agua tomadas en el área de Brujuelo. Se representan las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas y de fraccionamiento isotópico.....	303
Figura 5.23. Relación entre el contenido de Cl <sup>-</sup> y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras de agua tomadas en el área de Brujuelo. Se incluyen líneas de evolución hidroquímica e isotópica teóricas de algunas muestras sometidas a evaporación (A y B) .....	304
Figura 5.24 Evolución temporal de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ determinados en las muestras de agua de lluvia y las tomadas en la laguna y el rezume de Brujuelo (HB-1 y RB-2, respectivamente). Se incluyen los registros limnimétricos, pluviométricos y de caudal .....	305
Figura 6.1. Hidrogramas del manantial del Molino de los Aguileras realizados a partir de las medidas efectuadas por el IGME, entre noviembre de 1979 y septiembre de 1996 (A) y a partir del registro continuo y de los aforos puntuales llevados a cabo durante la presente investigación, entre octubre de 2013 y septiembre de 2017 (B). Se representan las precipitaciones registradas en las estaciones de Archidona, de la AEMET (A) y de la RAIF (B), cuya situación puede verse en la figura 3.52.....	310
Figura 6.2. Sección de aforos del manantial del Molino de los Aguileras, equipada con vertedero triangular de lámina delgada y dispositivo de registro automático de lámina de agua (A). Curva de gastos de la estación de aforos, elaborada a partir de medidas puntuales (de caudal y de altura de lámina de agua) realizadas durante el periodo de estudio (B).....	311
Figura 6.3. Esquema piezométrico del área de Los Hoyos, realizado a partir de la campaña de medidas llevada a cabo en diciembre de 2005 (año tipo medio). Modificado de CMA (2005) ..	312
Figura 6.4. Evolución limnimétrica de las lagunas Grande, Chica y del Vizcaíno entre 2005/06 y 2016/17. Se representa la precipitación mensual registrada en la estación de Las Beatas (barras estrechas) y la precipitación anual media de todas las estaciones del área de Los Hoyos (barras anchas). El color de las últimas indica el tipo de año hidrológico: húmedo (azul), medio (blanco) o seco (amarillo). Se incluyen las cotas topográficas a la que se situaban las láminas de agua en las distintas ortofotografías consultadas.....	313
Figura 6.5. Ubicación del equipo de registro continuo de nivel de lámina de agua en la laguna Grande, junto a escala limnimétrica (A), y relación entre el nivel de lámina de agua registrado por el equipo de medida automático y las lecturas limnimétricas puntuales realizadas (B) ....	316
Figura 6.6. Evolución limnimétrica de la laguna Grande durante el periodo de investigación. Se incluye la precipitación diaria registrada en la estación de Archidona-RAIF.....	316
Figura 6.7. Relación entre el registro limnimétrico de la laguna Grande y el de caudal del manantial del Molino de los Aguileras. Se incluye la regresión logarítmica calculada entre ambas series de datos. La zona sombreada representa una situación hipotética en la que la superficie de lámina de agua se situaría por debajo de la cota de surgencia del manantial.....	317
Figura 6.8. Evolución de la temperatura del agua drenada por los manantiales del Molino de los Aguileras y de la salina de Fuente Camacho, y por el rezume de Fuente Camacho durante el periodo de investigación. También se representan las series de datos de caudal del manantial del Molino de los Aguileras y de precipitación diaria y de temperatura media diaria registradas en la estación de Archidona-RAIF.....	319
Figura 6.9. Diagrama de Piper en el que se representa la composición química de las muestras de agua superficial (húmedales) y subterránea (manantiales y rezumes) tomadas en el área de Los Hoyos durante el periodo de investigación .....	321



---

Figura 6.10. Relación entre el total de sólidos disueltos (TDS) y los iones mayoritarios frente a la cota de surgencia de cada punto considerado. Se representa la desviación estándar de cada parámetro (barras horizontales) y las ecuaciones de las rectas de regresión calculadas .....	323
Figura 6.11. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado a partir de los datos hidroquímicos de las muestras de agua tomadas en el área de Los Hoyos.....	325
Figura 6.12 Evolución temporal de la composición química del agua del manantial del Molino de los Aguileras (MH-1), junto con las de la CE y temperatura del agua y el caudal de descarga. Se incluyen las series de registro pluviométrico de la estación de Archidona-RAIF.....	328
Figura 6.13. Representación de los factores 1-2 (A: espacio de las variables, B: espacio de las unidades estadísticas) del ACP realizado a partir de los datos hidroquímicos de las muestras de agua tomadas en el manantial del Molino de los Aguileras.....	330
Figura 6.14 Evolución temporal de la composición química del agua drenada por el rezume de Fuente Camacho (RH-1), junto con la CE y la temperatura del agua. Se representa el registro de precipitación y temperatura media diaria de la estación de Archidona-RAIF.....	331
Figura 6.15. Evolución temporal de la composición química, CE y temperatura del agua de la superficie de la laguna Grande (HH-1), junto con su registro limnimétrico y los de precipitación, evaporación y temperatura media diarias registrados en la estación de Archidona-RAIF .....	333
Figura 6.16 Evolución hidroquímica de la laguna Chica (HH-2) durante el periodo de estudio, junto con sus variaciones de altura de lámina de agua y los registros pluviométricos, termométricos y de evaporación diarios de la estación de Archidona-RAIF.....	335
Figura 6.17. Relación entre los picos de máxima intensidad de fluorescencia A y C (1) y de la concentración de TOC frente a los picos A (2) y C (3) de las muestras de agua tomadas en el área de Los Hoyos.....	337
Figura 6.18. Diagramas de dispersión en los que se representan las relaciones iónicas entre Cl <sup>-</sup> y Na <sup>+</sup> (A), Cl <sup>-</sup> y SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (B), Cl <sup>-</sup> y Ca <sup>2+</sup> (C), y Cl <sup>-</sup> y Mg <sup>2+</sup> (D) .....	339
Figura 6.19. Diagramas de dispersión en los que se representan las relaciones iónicas entre Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup> -Cl <sup>-</sup> y Ca <sup>2+</sup> +Mg <sup>2+</sup> -Alk- SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (A), la concentración de Cl <sup>-</sup> frente a la relación Cl <sup>-</sup> /Br <sup>-</sup> (B), alcalinidad (Alk) y Ca <sup>2+</sup> (C) y SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> y Ca <sup>2+</sup> (D) de las muestras de agua del área de Los Hoyos. En la gráfica B se representan algunos valores típicos de rCl <sup>-</sup> /Br <sup>-</sup> (Alcalá y Custodio, 2008).....	341
Figura 6.20. IS <sub>HAL</sub> frente al contenido de Cl <sup>-</sup> (A), IS <sub>YES</sub> frente a los de Cl <sup>-</sup> (B), y SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (C) y concentración de NaCl disuelta frente a la de CaSO <sub>4</sub> (D). En el gráfico D se representa la línea de solubilidad de CaSO <sub>4</sub> en presencia de NaCl a 20°C y 1 atm (Marshall y Slusher, 1966) .....	343
Figura 6.21. IS <sub>CAL</sub> frente a contenido de Cl <sup>-</sup> (A) y Ca <sup>2+</sup> (B) e IS <sub>DOL</sub> frente a Cl <sup>-</sup> (C) y Mg <sup>2+</sup> (D).....	345
Figura 6.22. Composición isotópica de δ <sup>18</sup> O frente δ <sup>2</sup> H de las muestras de agua tomadas en el área de Los Hoyos. Se representan las ecuaciones que definen las principales líneas meteóricas .....	349
Figura 6.23. Evolución de los valores isotópicos de δ <sup>18</sup> O y δ <sup>2</sup> H del agua del manantial del Molino de los Aguileras (MH-1) junto con las de caudal, CE y temperatura del agua.....	350
Figura 6.24. Relación entre el contenido de Cl <sup>-</sup> y los valores de δ <sup>18</sup> O de las muestras de agua tomadas en el área de Los Hoyos. Se representan las líneas de evolución química e isotópica calculadas (A, B y C).....	351
Figura 6.25 Evolución temporal de los valores de δ <sup>2</sup> H, δ <sup>18</sup> O y δ <sup>13</sup> C <sub>DIC</sub> determinados en las muestras de agua tomadas en la laguna Grande, junto con su contenido en HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> y valores de pH, CE y temperatura del agua. Se representan los registros limnimétrico y de datos de evaporación obtenidos en la estación de Archidona-RAIF.....	352
Figura 6.26. Evolución temporal de los valores de δ <sup>2</sup> H, δ <sup>18</sup> O y δ <sup>13</sup> C <sub>DIC</sub> determinados en las muestras de agua tomadas en la laguna Chica, junto con su contenido en HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> y las medidas limnimétrica, de pH, CE y temperatura del agua. Se representan las series de precipitación y de evaporación obtenidas en la estación de Archidona (RAIF).....	353

---

Figura 7.1. Distribución potencial de las edades de los trazadores químicos e isotópicos utilizados en la datación de aguas subterráneas. En azul se indican los trazadores de “aguas jóvenes” y en morado los de “aguas viejas”. Tomado de IAEA (2013) .....	356
Figura 7.2. Evolución del contenido medio en tritio en la precipitación ocurrida sobre la superficie continental del hemisferio norte. Tomado de Mook (2006).....	357
Figura 7.3. Ejemplo de series de registro de $^3\text{H}$ en la precipitación, sobre la que se representa la progresiva desintegración del $^3\text{H}$ (líneas paralelas) de la recarga producida por la lluvia ocurrida en los años 1951, 1955, 1960, 1965, 1970, 1975 y 1980. Tomado de Gat et al. (2001).....	359
Figura 7.4. Concentración anual media de $^3\text{H}$ en el agua de lluvia ponderada por la cantidad de precipitación registrada en las estaciones del GNIP del S de la Península Ibérica y en Ottawa (Canadá), y contenido en $^3\text{H}$ de las muestras de agua de lluvia tomadas durante el periodo de investigación. Se representa la evolución media del contenido en $^3\text{H}$ de la precipitación del S de España, desde 1960 a 2016, calculada a partir de los datos disponibles. Se incluye dicha serie completada mediante correlación lineal con la de Ottawa y escalada a concentración de 2016 .....	361
Figura 7.5. Contenido en $^3\text{H}$ de las muestras de agua analizadas y fecha de muestreo. Se incluyen 3 funciones de entradas suavizadas mediante media móvil ponderada (MMP) de 5, 10 y 20 años, calculadas a partir de la evolución de $^3\text{H}$ en la precipitación obtenida para el S de España (Fig. 7.4).....	362
Figura 7.6. Relación entre CE y contenido en $^3\text{H}$ de las muestras de agua. Se incluyen las regresiones lineales calculadas a partir de los datos de cada una de las áreas de estudio, los del conjunto de manantiales salinos y los de las surgencias que presentan mayor variabilidad hidroquímica (Anzur Bajo y Don Benito) .....	363
Figura 7.7. Contenido en $^3\text{H}$ de las muestras de agua tomadas en el manantial del Anzur Bajo (MJ-1) frente a su caudal (A) y temperatura (B) en el momento del muestreo. Las flechas indican la evolución teórica de contenido en $^3\text{H}$ y caudal durante un ciclo de crecida-agotamiento.....	364
Figura.7.8 Relación entre el contenido de $^4\text{He}$ y Ne determinado en las muestras de aguas. Se indican las concentraciones de equilibrio atmosférico de dichos gases en agua dulce a 0, 5, 10, 15 y 20°C de temperatura (círculos grises) y de agua con contenido en NaCl igual al de las muestras (círculos de colores) a 20°C de temperatura.....	369
Figura.7.9. Relación de Ne/He frente a la de $^3\text{He}/^4\text{He}$ , con indicación de los principales procesos que las afectan. Las líneas de producción de He radiogénico han sido dibujadas desde valores de equilibrio hasta relaciones de $^3\text{He}/^4\text{He}$ de $2 \cdot 10^{-8}$ (Ballentine y Burnard, 2002) y $1 \cdot 10^{-7}$ (Akeson et al., 2015) para valores infinitos de He radiogénico (líneas roja y azul, respectivamente).....	370
Figura.7.10. Edad según la relación $^3\text{H}/^3\text{He}$ determinadas frente a su contenido en $^3\text{H}$ . Se incluye la función anual de entrada de $^3\text{H}$ en el S de España realizada con datos anuales y suavizada con medias móviles ponderadas (MPP) aplicadas a periodos de 5, 10 y 20 años.....	371
Figura.7.11. Relación entre la CE del agua y su contenido en $^4\text{He}$ , con indicación de la edad media del $^4\text{He}$ , calculada a partir de una tasa de producción de $7,6 \cdot 10^{-9} \text{Nml/gH}_2\text{O} \cdot \text{año}$ .....	376
Figura 7.12. Evolución de las concentraciones de CFC-11, CFC-12 y CFC-113 y en $\text{SF}_6$ en la atmósfera del hemisferio norte. Se representa las edades de los trazadores determinadas a partir del análisis de una hipotética muestra de agua infiltrada en 1990. Datos de las funciones de entrada tomados de USGS (2017).....	377
Figura 7.13. Funciones de entrada conjuntas de los CFC-11 y 12 (A) y de los CFC-113 y 12 en ausencia de mezcla de aguas (flujo pistón; PFM). Se representan las líneas de mezcla binaria (BM) entre aguas modernas (2010) y aguas viejas (anteriores a 1940), libres de CFC. Tomado de Darling et al. (2012) .....	379
Figura 7.14. Evolución histórica de la relación de $\text{SF}_6$ respecto CFC-11, CFC-12 y CFC-113 en la atmósfera de América del Norte. Tomado de Busenberg y Plummer (2006).....	380
Figura 7.15. Resultados de la datación con CFC-11, CFC-12 y $\text{SF}_6$ . Datos de las funciones de entrada tomados de USGS (2017).....	382

Figura 7.16. Relación de las concentraciones atmosféricas de CFC-12 de las muestras de agua analizadas frente a las de SF <sub>6</sub> (A) y CFC-11 (B). Se incluyen las funciones de entradas (USGS, 2017) y las líneas de mezcla binaria entre la recarga ocurrida en 2016 y la que tuvo lugar con anterioridad a 1940 .....	383
Figura 7.17. Evolución del <sup>14</sup> C en la atmósfera durante los últimos 50.000 años de acuerdo con los datos de Reimer et al. (2013). Se representan distintos escenarios de desintegración radioactiva en función de la mezcla con carbono procedente de la disolución mineral (sin <sup>14</sup> C). El coeficiente q representa el efecto de dicho proceso sobre la actividad de <sup>14</sup> C determinada en la muestra, desde 0 (q = 1) hacia escenarios en los que la disolución de minerales sin <sup>14</sup> C adquiere mayor importancia (q < 1). Tomado de Jasechko (2016).....	385
Figura 7.18 Función de entrada de CFC-12 frente a <sup>3</sup> H escalado a 2016, suavizada mediante media móvil ponderada a intervalos de 5 años (MMP-5) y mezclada con distintas fracciones de aguas antiguas (F <sub>a</sub> ), libres de trazador. Se representan las muestras analizadas, corregidas con ΔNe, los contenidos de CFC-12 y <sup>3</sup> H medios de sus fracciones modernas (F <sub>m</sub> ) y las líneas de mezcla que las unen.....	389
Figura 7.19 Función de entrada de CFC-12 frente a <sup>3</sup> H escalado a 2016, suavizada mediante media móvil ponderada a intervalos de 10 años (MMP-10) y mezclada con distintas fracciones de aguas antiguas (F <sub>a</sub> ), libres de trazador. Se representan las muestras analizadas, corregidas con ΔNe, los contenidos de CFC-12 y <sup>3</sup> H medios de sus fracciones modernas (F <sub>m</sub> ) y las líneas de mezcla que las unen.....	390
Figura 7.20 Función de entrada de CFC-12 frente a <sup>3</sup> H escalado a 2016, suavizada mediante media móvil ponderada a intervalos de 20 años (MMP-20) y mezclada con distintas fracciones de aguas antiguas (F <sub>a</sub> ), libres de trazador. Se representan las muestras analizadas, corregidas con ΔNe, los contenidos de CFC-12 y <sup>3</sup> H medios de sus fracciones modernas (F <sub>m</sub> ) y las líneas de mezcla que las unen.....	390
Figura 7.21. Comparación de los porcentajes de F <sub>post-1953</sub> calculados a partir del valor promedio de la función de entrada de <sup>3</sup> H escalado entre 1953 y 2016 (S1) y de los obtenidos con los valores de <sup>3</sup> H en F <sub>m</sub> de cada muestra (S3) frente al porcentaje de F <sub>m</sub> derivado del MMB (S2).....	397
Figura 7.22. Porcentajes acumulados de las fracciones de agua subterránea de distintas edades que componen las muestras analizadas (F <sub>post-1953</sub> , F <sub>pre-1953/Hol</sub> y F <sub>pre-Hol</sub> ), calculados mediante la metodología propuesta por Jasechko (2016) en tres supuestos distintos: (S1) el procedimiento original; (S2) equiparando F <sub>post-1953</sub> a F <sub>m</sub> (derivado del análisis CFC vs. <sup>3</sup> H); (S3) y estimando F <sub>post-1953</sub> a partir del <sup>3</sup> H de F <sub>m</sub> . El tratamiento en los dos últimos supuestos se ha efectuado teniendo en cuenta distintas funciones de entrada (MMP-5, MMP-10 y MMP-20) y, en su caso, las dos F <sub>m</sub> obtenidas en el análisis CFC vs. <sup>3</sup> H. A= F <sub>post-1953</sub> ; B= F <sub>pre-1953/Hol</sub> ; C= F <sub>pre-Hol</sub> / F <sub>post-1953</sub> .....	398
Figura 7.23. Comparación entre los contenidos de CFC-12, <sup>3</sup> H y <sup>14</sup> C medidos en las muestras de agua y los estimados a partir de los porcentajes de las distintas fracciones de aguas que se han obtenido y de sus concentraciones tipo, en cada uno de los 7 supuestos considerados: S1, S2. PPM-5, S3. PPM-5, S2. PPM-10, S3. PPM-10, S2. PPM-20 y S3. PPM20 .....	399
Figura 8.1 Ejemplo visualización tridimensional del modelo digital del terreno de alta precisión de la cubeta de un humedal, basado en tecnología LiDAR, a partir del cual se pueden definir líneas isobatas y cuantificar el volumen de agua almacenado y el área inundada según el calado del humedal. Tomado de Los Huertos y Smith (2013).....	407
Figura 8.2 Relación de la altura de lámina de agua (h) con el volumen de agua almacenado (V) y la superficie inundada (A) en las lagunas de Los Jarales (A y B), Amarga (C y D), de Brujuelo (E y F) y Grande (G y H). Se representan las ecuaciones que relacionan h con V (rV/h), o curva de llenado, y h con A (rA/h).....	409
Figura 8.3. Resultado de la modelización limnimétrica de la laguna de Los Jarales durante el periodo de control (abril 2014–septiembre 2017). Se incluyen las series de registro limnimétrico y de precipitación diaria.....	414

---

<i>Figura 8.4. Resultado de la modelización limnimétrica de la laguna Amarga durante el periodo de control (octubre 2014–septiembre 2017). Se incluyen las series de registro limnimétrico y de precipitación diaria. Las líneas discontinuas indican que la evaporación fue estimada mediante correlación con Penman.....</i>	<i>418</i>
<i>Figura 8.5 Resultado de la modelización limnimétrica de la laguna de Brujuelo durante el periodo de control (febrero 2014–enero 2017). Se incluyen las series de registro limnimétrico y de precipitación diaria.....</i>	<i>422</i>
<i>Figura 8.6 Resultado de la modelización limnimétrica de la laguna Grande durante el periodo de control (junio 2014–septiembre 2017). Se incluyen las series de registro limnimétrico y de precipitación diaria.....</i>	<i>425</i>
<i>Figura 8.7 Resultado de las modelizaciones limnimétricas de la laguna Grande realizadas para los años 2014/15, 2015/16 y 2016/17. Se incluyen las series de registro limnimétrico y de precipitación diaria.....</i>	<i>429</i>



## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1 Estaciones meteorológicas utilizadas en el área de Jarales con indicación de sus coordenadas geográficas y de las características de las series de datos registradas por ellas ....	73
Tabla 3.2. Precipitación anual (mm) en las estaciones pluviométricas del área de Jarales según los datos originales.....	75
Tabla 3.3. Datos de precipitación anual (mm) durante el período 1963/64-2015/16. Los valores en negrita corresponden a los datos completados mediante correlación y los valores en cursiva han sido corregidos. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco) .....	77
Tabla 3.4. Precipitaciones medias mensuales durante el período 1963/64-2015/16.....	82
Tabla 3.5. Valores de precipitación anual (mm) en el área de Jarales durante el período de investigación (2013/14-2015/16).....	83
Tabla 3.6. Composición química del agua de lluvia de la zona de Jarales en mg/l. <b>n</b> : número de muestras; <b>mín</b> : mínimo; <b>máx</b> : máximo; <b>med</b> : medio; <b>mp</b> : medio ponderado por la precipitación; <b>cv</b> : coeficiente de variación.....	87
Tabla 3.7. Composición isotópica del agua de lluvia de la zona de Jarales. <b>n</b> : número de muestras; <b>mín</b> : mínimo; <b>máx</b> : máximo; <b>med</b> : medio; <b>mp</b> : medio ponderado por la precipitación; <b>cv</b> : coeficiente de variación; <b>d</b> : exceso en deuterio .....	88
Tabla 3.8. Principales características de las estaciones termométricas en el área de Jarales .....	90
Tabla 3.9. Temperaturas medias anuales (°C) durante el periodo 1968/69-2015/16. Valores en negrita completados mediante correlación lineal.....	91
Tabla 3.10. Valores medios mensuales de temperatura del aire (°C) en el área de estudio durante el período 1980/81-2015/16.....	92
Tabla 3.11. Valores medios anuales de la temperatura del aire (°C) en el área de Jarales durante el período de investigación. En negrita, datos completados mediante correlación.....	94
Tabla 3.12. Estaciones con registro de evaporación en el área de Jarales y sus principales características. (*) Valor calculada mediante el método de Penman (1956).....	95
Tabla 3.13. Evaporación anual, expresada en mm, registrada en la estación de Lucena-RAIF durante el periodo 2002/03-2015/16. Los valores en negrita fueron completados mediante correlación lineal.....	97
Tabla 3.14. Valores medios mensuales de evaporación y media mensual acumulada en la estación de Lucena-RAIF durante el periodo 2002/03-2015/16.....	98
Tabla 3.15. Valores medios anuales de evaporación (mm) en el área de Jarales durante el período de investigación. En negrita, datos completados mediante correlación .....	100
Tabla 3.16. Valores medios mensuales de evaporación (mm) en el área de Jarales durante el período de investigación.....	101
Tabla 3.17. Estaciones meteorológicas utilizadas, con indicación de sus coordenadas geográficas y de las características de las series de datos registrados en ellas.....	102
Tabla 3.18. Precipitación anual (mm) en las estaciones pluviométricas del área de Brujuelo según los datos originales.....	104
Tabla 3.19. Datos de precipitación anual (mm) durante el período 1951/52-2015/16. Los valores en negrita corresponden a los datos completados mediante correlación y los valores en cursiva han sido corregidos. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco) .....	107
Tabla 3.20. Precipitaciones medias mensuales durante el período 1951/52 -2015/16.....	111
Tabla 3.21. Valores de precipitación anual (mm) durante el período de investigación (2013/14-2016/17).....	112

---

Tabla 3.22. Composición química del agua de lluvia del área de Brujuelo en mg/l. <b>n</b> : número de muestras; <b>min</b> : mínimo; <b>máx</b> : máximo; <b>med</b> : medio; <b>mp</b> : medio ponderado por la precipitación; <b>cv</b> : coeficiente de variación.....	117
Tabla 3.23. Composición isotópica del agua de lluvia del área de Brujuelo. <b>n</b> : número de muestras; <b>mín</b> : mínimo; <b>máx</b> : máximo; <b>med</b> : valor medio aritmético; <b>mp</b> : valor medio ponderado por la precipitación; <b>cv</b> : coeficiente de variación; <b>d</b> : exceso en deuterio.....	118
Tabla 3.24. Principales características de las estaciones termométricas en el área de Brujuelo...	119
Tabla 3.25. Temperaturas medias anuales (°C) durante el periodo 1973/74-2015/16. Valores en negrita completados mediante correlación lineal.....	120
Tabla 3.26. Valores medios mensuales de temperatura del aire (°C) en el área de estudio durante el período 1973/74-2015/16.....	122
Tabla 3.27. Valores medios anuales de la temperatura del aire (°C) en las estaciones cercanas al área de Brujuelo durante el período de investigación. En negrita, datos completados mediante correlación.....	123
Tabla 3.28. Estaciones con registro de evaporación en el área de Brujuelo y sus principales características.....	124
Tabla 3.29. Evaporación anual expresada en mm, registrada en la estación de Villatorres-Villargordo durante el periodo 1981/82-2015/16. Valores en negrita fueron completados mediante correlación lineal.....	125
Tabla 3.30. Valores medios mensuales de evaporación y media mensual acumulada (mm), calculados para la estación de Villatorres-Villargordo durante el periodo 1981/82-2015/16	126
Tabla 3.31. Valores medios anuales de evaporación (mm) en el área de Brujuelo durante el período de investigación. En negrita, dato completado mediante correlación.....	127
Tabla 3.32. Valores medios mensuales de evaporación (mm) en el área de Brujuelo durante el período de investigación.....	128
Tabla 3.33. Estaciones pluviométricas utilizadas, con indicación de sus coordenadas geográficas y de las características de las series de datos registrados por ellas.....	129
Tabla 3.34. Precipitación anual (mm) en las estaciones pluviométricas del área de Los Hoyos según los datos originales.....	131
Tabla 3.35. Datos de precipitación anual (mm) durante el período 1963/64-2015/16. Los valores en negrita corresponden a los datos completados mediante correlación y los valores en cursiva han sido corregidos. Años tipo: húmedo (azul), seco (amarillo) y medio (blanco).....	133
Tabla 3.36. Precipitaciones medias mensuales durante el período 1963/64-2016/17.....	138
Tabla 3.37. Valores de precipitación anual (mm) en el área de Los Hoyos durante el período de investigación (2013/14 -2016/17).....	139
Tabla 3.38. Composición química del agua de lluvia del área de Los Hoyos en mg/l. <b>n</b> : número de muestras; <b>mín</b> : mínimo; <b>máx</b> : máximo; <b>med</b> : medio; <b>mp</b> : medio ponderado por la precipitación; <b>cv</b> : coeficiente de variación.....	144
Tabla 3.39. Composición isotópica del agua de lluvia del área de Los Hoyos. <b>n</b> : número de muestras; <b>mín</b> : mínimo; <b>máx</b> : máximo; <b>med</b> : valor medio aritmético; <b>mp</b> : valor medio ponderado por la precipitación; <b>cv</b> : coeficiente de variación; <b>d</b> : exceso en deuterio.....	145
Tabla 3.40. Principales características de las estaciones termométricas en el área de Los Hoyos	146
Tabla 3.41. Temperaturas medias anuales (°C) durante el periodo 1975/76-2015/16. Valores en negrita completados mediante correlación lineal.....	147
Tabla 3.42. Valores medios, medios máximos y medios mínimos mensuales de temperatura del aire (°C) registrados en la estación de Archidona durante el período 1975/76-2016/17.....	149
Tabla 3.43. Valores medios anuales de la temperatura del aire (°C) durante el período de investigación. En negrita, datos completados mediante correlación.....	149
Tabla 3.44. Estaciones con registro de evaporación en el área de Los Hoyos y sus principales características.....	150

---

Tabla 3.45. Evaporación anual expresada en mm, calculada a partir de los parámetros climáticos registrados en la estación de Loja (IFAPA) en el periodo 2000/01-2016/17. Los valores en negrita han sido completados mediante regresión lineal con las series de evaporación de las estaciones cercanas.....	151
Tabla 3.46. Valores medios mensuales de evaporación y medios acumulados, calculados a partir del registro de la estación de Loja (IFAPA) durante el periodo 2000/01-2016/17.....	152
Tabla 3.47. Evaporación anual (en mm) en el área de Los Hoyos durante el periodo de investigación (2013/14-2016/17).....	153
Tabla 3.48. Valores de evaporación media mensual y acumulada (mm) en el área de Los Hoyos durante el período de investigación.....	154
Tabla 4.1. Denominación, referencia, cota del fondo de la cubeta, ubicación y principales características de los humedales inventariados en el área de Jarales. T: Temporal; EP: Estacional prolongado; O: Inundación ocasional; P: Permanente; E: Estacional; R: Regulado.....	156
Tabla 4.2. Denominación, referencia, coordenadas y cota de los puntos de surgencia inventariados en el área de Jarales.....	157
Tabla 4.3. Principales características de los pozos y sondeos inventariados en el área de Jarales.....	158
Tabla 4.4. Resumen de las medidas del caudal drenado por los principales manantiales del área de Jarales.....	159
Tabla 4.5. Resultados obtenidos a partir del análisis, por el método de Mangin (1970,1975), de 4 curvas de recesión del manantial del Anzur Bajo (MJ-1) ocurridas en el periodo 2014/15-2016/17. Parámetros deducidos: $D_a$ , duración de la decrecida; $\eta$ , coeficiente de velocidad de infiltración; $\varepsilon$ , coeficiente de heterogeneidad; $i$ y $k$ , parámetros de Mangin (1970, 1975); $D_a$ , duración del agotamiento; $\alpha$ , coeficiente de agotamiento; $Vd$ , volumen dinámico; y $Vt$ , volumen de tránsito. (3.1) Análisis desde el pico de caudal. (3.2) Análisis desde el cambio de pendiente de la decrecida.....	167
Tabla 4.6. Caudal medio y porcentaje del volumen drenado en cada uno de los tramos identificados en el análisis de caudales clasificados de la serie de datos de caudal del manantial del Anzur Bajo para el periodo 2014/15-2016/17.....	171
Tabla 4.7. Resumen de las campañas de medidas de la profundidad del nivel piezométrico (expresada en m) realizadas en el área de Jarales.....	175
Tabla 4.8. Características de los datos de temperatura de las aguas de los manantiales del área de Jarales.....	187
Tabla 4.9. Resumen estadístico ( $n$ : $n^o$ de medidas/determinaciones; <b>med</b> : valor medio; <b>máx</b> : valor máximo; <b>mín</b> : valor mínimo; <b>cv</b> : coef. de variación expresado en %) de los parámetros físicoquímicos y de los componentes químicos de las muestras de agua tomadas en el área de Jarales. CE expresada en mS/cm, $T^a$ en $^oC$ , pH en unidades de pH, y los componentes químicos en mg/l. “-“ indica parámetro no determinado.....	192
Tabla 4.10. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas muestreadas en el área de Jarales.....	195
Tabla 4.11. Porcentaje de contribución a la masa de NaCl y al volumen de agua drenado por el manantial del Anzur Bajo en cada uno de los años hidrológicos que constituyen el período de investigación (véase figura 4.24).....	198
Tabla 4.12. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por el manantial del Anzur Bajo.....	204
Tabla 4.13. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas drenadas por el manantial del Anzur Alto.....	209
Tabla 4.14. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos históricos de la laguna de los Jarales.....	213
Tabla 4.15. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos históricos de la laguna Amarga.....	217



---

Tabla 4.16. Matriz de correlación del ACP realizado con los datos hidroquímicos históricos de la laguna Dulce.....	220
Tabla 4.17. Parámetros estadísticos ( <b>n</b> : número de medidas; <b>mín</b> : valor mínimo; <b>máx</b> : valor máximo; <b>med</b> : valor medio; y <b>cv</b> : coeficiente de variación) de los valores de TOC y de los picos de máxima intensidad de fluorescencia C, A, T <sub>1</sub> , T <sub>2</sub> y B (expresada en unidades Raman, U.R.) determinados en las aguas subterráneas y superficiales del área de Jarales. (-) No detectado; (x) analítica no realizada.....	225
Tabla 4.18. Resumen estadístico ( <b>n</b> : n <sup>o</sup> de medidas o determinaciones; <b>med</b> : valor medio; <b>máx</b> : valor máximo; <b>mín</b> : valor mínimo; <b>cv</b> : coef. de variación expresado en %) del logaritmo de la presión parcial del CO <sub>2</sub> y de los índices de saturación de los principales minerales ( <b>IS</b> ) involucrados en procesos hidrogeoquímicos en el área de Jarales. Los espacios en blanco indican parámetro no determinado.....	234
Tabla 4.19. Pasos de simulación de la modelización inversa y resultados de la transferencia de masa. Unidades en mmol/kg H <sub>2</sub> O. Los valores negativos indican la precipitación de la fase mineral y los positivos su disolución.....	238
Tabla 4.20. Resumen estadístico ( <b>n</b> : n <sup>o</sup> de medidas/determinaciones; <b>med</b> : valor medio; <b>máx</b> : valor máximo; <b>mín</b> : valor mínimo; <b>cv</b> : coef. de variación expresado en %) de los valores isotópicos de δ <sup>2</sup> H, δ <sup>13</sup> C y δ <sup>18</sup> O y del exceso de deuterio ( <b>d</b> ) de las aguas del área de Jarales, expresados en ‰. “-” indica parámetro no determinado.....	242
Tabla 4.21. Principales parámetros hidráulicos deducidos del ensayo de trazadores. * El caudal de descarga del manantial se refiere al periodo 1 noviembre-2 diciembre 2015.....	253
Tabla 4.22. Tiempos de referencia de BTCs utilizados para el cálculo de volúmenes y diámetros de la red de conductos y resultados obtenidos.....	257
Tabla 5.1. Denominación, referencia, cota, ubicación y principales características de los puntos de agua inventariados en el área de Brujuelo.....	262
Tabla 5.2. Resumen de las medidas del caudal drenado por los principales manantiales del área de Brujuelo.....	263
Tabla 5.3. Características de los datos puntuales de temperatura de las aguas de los manantiales y rezumes del área de Brujuelo.....	269
Tabla 5.4. Resumen estadístico ( <b>n</b> : n <sup>o</sup> de medidas/determinaciones; <b>med</b> : valor medio; <b>máx</b> : valor máximo; <b>mín</b> : valor mínimo; <b>cv</b> : coef. de variación expresado en %) de los parámetros físicoquímicos y de los componentes químicos de las muestras de agua tomadas en el área de Brujuelo. CE expresada en mS/cm, T <sup>a</sup> en °C, pH en unidades de pH, y los componentes químicos en mg/l. (-) indica parámetro no determinado.....	273
Tabla 5.5. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas muestreadas en el área de Brujuelo.....	275
Tabla 5.6. Matriz de correlación entre las variables del ACP realizado con la información hidroquímica de las muestras tomadas en el manantial de la Salina de Don Benito.....	282
Tabla 5.7. Parámetros estadísticos (número de medidas, <b>n</b> ; valor mínimo, <b>mín</b> ; valor máximo, <b>máx</b> ; valor medio, <b>med</b> ; y coeficiente de variación, <b>cv</b> ) de los valores de TOC (mg/l) y de los picos de máxima intensidad de fluorescencia C, A, T <sub>1</sub> , T <sub>2</sub> y B (expresada en unidades Raman, U.R.) determinados en las aguas subterráneas y superficiales del área de Brujuelo. (-) No detectado; (x) Analítica no realizada.....	287
Tabla 5.8. Resumen estadístico ( <b>n</b> : n <sup>o</sup> de medidas/determinaciones; <b>med</b> : valor medio; <b>máx</b> : valor máximo; <b>mín</b> : valor mínimo; <b>cv</b> : coef. de variación expresado en %) del logaritmo de la presión parcial del CO <sub>2</sub> y de los índices de saturación ( <b>IS</b> ) de los principales minerales involucrados en los procesos hidrogeoquímicos predominantes en el área de Brujuelo. (-) indica parámetro no determinado.....	293
Tabla 5.9. Pasos de simulación considerados en la modelización hidrogeoquímica inversa y resultados de la transferencia de masa a lo largo de la línea de flujo subterráneo principal SO-	

---

---

NE. Unidades expresadas en mmol/kg H <sub>2</sub> O. Los valores negativos indican pérdida de masa, y los positivos ganancia. (-) Resultado incongruente .....	296
Tabla 5.10. Resumen estadístico ( <b>n</b> : n <sup>o</sup> de medidas/determinaciones; <b>med</b> : valor medio; <b>máx</b> : valor máximo; <b>mín</b> : valor mínimo; <b>cv</b> : coef. de variación expresado en %) de los valores isotópicos de δ <sup>2</sup> H, δ <sup>13</sup> C y δ <sup>18</sup> O y del exceso de deuterio (d) de las aguas del área de Brujuelo, expresados en ‰. “-“ indica parámetro no determinado.....	301
Tabla 6.1. Denominación, referencia, cota, ubicación y principales características de los puntos de agua inventariados en el área de Los Hoyos.....	308
Tabla 6.2. Resumen de las medidas del caudal drenado por el manantial del Molino de los Aguileras (MH-1) .....	309
Tabla 6.3. Características de los datos de temperatura del agua de las principales surgencias de agua subterránea del área de Los Hoyos .....	318
Tabla 6.4. Resumen estadístico ( <b>n</b> : n <sup>o</sup> de medidas/determinaciones; <b>med</b> : valor medio; <b>máx</b> : valor máximo; <b>mín</b> : valor mínimo; <b>cv</b> : coef. de variación expresado en %) de los parámetros físico-químicos y de los componentes químicos de las muestras de agua tomadas en el área de Los Hoyos. CE expresada en mS/cm, T <sup>a</sup> en °C, pH en unidades de pH y los componentes químicos en mg/l. (-) indica dato no determinado .....	322
Tabla 6.5. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las aguas muestreadas en el área de Los Hoyos.....	325
Tabla 6.6. Matriz de correlación del ACP realizado con la información hidroquímica de las muestras de aguas tomadas en el manantial del Molino de los Aguileras.....	329
Tabla 6.7. Parámetros estadísticos ( <b>n</b> : número de medidas; <b>mín</b> : valor mínimo; <b>máx</b> : valor máximo, <b>med</b> : valor medio; y <b>cv</b> : coeficiente de variación) de los valores de TOC (mg/l) y de los picos de máxima intensidad de fluorescencia C, A, T <sub>1</sub> , T <sub>2</sub> y B (expresada en unidades Raman, U.R.) determinados en las aguas subterráneas y superficiales del área de Los Hoyos. (-) No detectado; (x) Analítica no realizada.....	337
Tabla 6.8. Resumen estadístico ( <b>n</b> : n <sup>o</sup> de medidas/determinaciones; <b>med</b> : valor medio; <b>máx</b> : valor máximo; <b>mín</b> : valor mínimo; <b>cv</b> : coef. de variación expresado en %) del logaritmo de la presión parcial del CO <sub>2</sub> y de los índices de saturación de los principales minerales (IS) involucrados en los procesos hidrogeoquímicos predominantes en el área de Brujuelo. (n.d.) indica parámetro no determinado.....	342
Tabla 6.9. Resumen estadístico ( <b>n</b> : n <sup>o</sup> de medidas/determinaciones; <b>med</b> : valor medio; <b>máx</b> : valor máximo; <b>mín</b> : valor mínimo; <b>cv</b> : coef. de variación expresado en %) de los valores isotópicos de δ <sup>2</sup> H, δ <sup>13</sup> C y δ <sup>18</sup> O y del exceso de deuterio (d) de las aguas del área de Los Hoyos, expresados en ‰. “n.d” indica parámetro no determinado.....	347
Tabla 7.1. Resultados de la determinación de <sup>3</sup> H en las muestras de agua tomadas en los principales manantiales de las tres áreas de estudio y en la laguna de Los Jarales (HJ-2), así como en algunas muestras de agua de lluvia. Anzur Bajo:(p) efecto pistón; (d) dilución.....	360
Tabla 7.2. Estaciones de control mensual de isótopos (δ <sup>2</sup> H, δ <sup>18</sup> O, <sup>3</sup> H) en la precipitación de la GNIP en el S de España y Gibraltar, con indicación del periodo de actividad y el número de datos de <sup>3</sup> H disponibles .....	361
Tabla. 7.3 Resultados de las dataciones con <sup>3</sup> H y <sup>3</sup> He. Se incluyen los datos de gases nobles que se han utilizado para el cálculo de las edades de <sup>3</sup> H/ <sup>3</sup> He.....	367
Tabla. 7.4 Resultados de las dataciones con <sup>4</sup> He, considerando tasas acumulación de <sup>4</sup> He <sub>rad</sub> en agua subterránea de 1,9·10 <sup>-9</sup> Nml/g·año (edad de <sup>4</sup> He mínima; Beyerle et al., 1999), 0,2·10 <sup>-10</sup> Nml/g·año (edad de <sup>4</sup> He máxima; Lehmann et al., 2003) y 7,6·10 <sup>-9</sup> Nml/g·año (edad de <sup>4</sup> He propuesta).....	374
Tabla. 7.5. Resultados de la datación con CFC-11, CFC-12 y SF <sub>6</sub> . (-) Valor de fecha incongruente.....	381
Tabla.7.6. Resultados de la determinación de <sup>14</sup> C y δ <sup>13</sup> C, junto con la edad de <sup>14</sup> C y el coeficiente de dilución ( <b>q</b> ) utilizado para su cálculo.....	387

---

---

Tabla 7.7 Concentración de $^3\text{H}$ (UT) y de CFC-12 (pptv), de las muestras analizadas y resultados de la datación conjunta con ambos trazadores. ( <b>Fm</b> ) fracción moderna; ( <b>Fa</b> ) fracción antigua; ( <b>Inf.</b> ) fecha de infiltración media de Fm .....	392
Tabla 7.8. Porcentajes calculados de las distintas fracciones de agua subterránea consideradas ( $F_{\text{post-1953}}$ , $F_{\text{pre-1953/Hol}}$ y $F_{\text{pre/Hol}}$ ) según el supuesto considerado. En los casos en los que no se disponía de información de $^{14}\text{C}$ se han agrupado $F_{\text{pre-1953/Hol}}$ y $F_{\text{pre/Hol}}$ en $F_{\text{pre-1953}}$ (-) indica resultado incongruente.....	396
Tabla 8.1. Raíz del error cuadrático medio (RMSE) y coeficiente de determinación ( $R^2$ ) de las simulaciones limnimétricas realizadas en las lagunas de Los Jarales, Amarga, Brujuelo y Grande, según los distintos cálculos de escorrentía y evaporación utilizados. Los valores de RMSE están coloreados según una escala de verde a rojo, desde el menor al mayor. Los valores de $R^2$ van acompañado de símbolos que ayudan a visualizar los resultados.....	412
Tabla 8.2. Resultado del balance hídrico de la laguna de Los Jarales (en $\text{dam}^3$ ) a escala mensual, entre mayo 2014 y septiembre 2015, y en el total del año 2014/15. ( <b>V</b> ) volumen de agua almacenado; ( <b>P</b> ) volumen de entrada por precipitación directa; ( <b>Ev</b> ) volumen de salida por evaporación; ( <b>Es</b> ) volumen de entrada por escorrentía superficial; ( <b><math>\Delta\text{V}</math></b> ) variación de volumen; ( <b><math>\Delta\text{G}</math></b> ) volumen de intercambio neto con las aguas subterráneas, los valores positivos significan aportación hacia el humedal y los negativo indican infiltración.....	416
Tabla 8.3. Resultado del balance hídrico de la laguna Amarga (en $\text{dam}^3$ ) a escala mensual, entre diciembre de 2014 y septiembre de 2017, y en el total de los años hidrológicos 2015/16 y 2016/17. ( <b>V</b> ) volumen de agua almacenado; ( <b>P</b> ) volumen de entrada por precipitación directa; ( <b>Ev</b> ) volumen de salida por evaporación; ( <b>Es</b> ) volumen de entrada por escorrentía superficial; ( <b><math>\Delta\text{V}</math></b> ) variación de volumen; ( <b><math>\Delta\text{G}</math></b> ) volumen de intercambio neto con las aguas subterráneas, los valores positivos significan aportación hacia el humedal y los negativo indican infiltración desde el humedal.....	420
Tabla 8.4. Resultado del balance hídrico de la laguna de Brujuelo (en $\text{dam}^3$ ) a escala mensual, entre octubre 2015 y diciembre 2016, y en el total del año 2015/16. ( <b>V</b> ) volumen de agua almacenado; ( <b>P</b> ) volumen de entrada por precipitación directa; ( <b>Ev</b> ) volumen de salida por evaporación; ( <b>Es</b> ) volumen de entrada por escorrentía superficial; ( <b><math>\Delta\text{V}</math></b> ) variación de volumen; ( <b><math>\Delta\text{G}</math></b> ) volumen de intercambio neto con las aguas subterráneas, los valores positivos significan aportación hacia el humedal y los negativo indican infiltración.....	423
Tabla 8.5. Cómputo de los descensos ocurridos en la laguna grande y de la precipitación y la evaporación registrada anualmente en la estación de Archidona-RAIF (en mm). Se incluye la evaporación necesaria para provocar los descensos observados, teniendo en cuenta la precipitación.....	426
Tabla 8.6. Resultado del balance hídrico de la laguna Grande (en $\text{dam}^3$ ) a escala mensual, entre julio de 2014 y septiembre de 2017, y en el total de os años hidrológicos 2014/15, 2015/16 y 2016/17. ( <b>V</b> ) volumen de agua almacenado; ( <b>P</b> ) volumen de entrada por precipitación directa; ( <b>Ev</b> ) volumen de salida por evaporación; ( <b>Es</b> ) volumen de entrada por escorrentía superficial; ( <b><math>\Delta\text{V}</math></b> ) variación de volumen; ( <b><math>\Delta\text{G}</math></b> ) volumen de intercambio neto con las aguas subterráneas, los valores positivos significan aportación hacia el humedal y los negativo indican infiltración.....	428

---