UNIVERSIDAD DE JAÉN

FACULTAD DE CIENCIAS EXPERIMENTALES

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TESIS DOCTORAL

HIDROGEOLOGÍA E HIDROGEOQUÍMICA EN ZONAS DE FALLAS EN EL SECTOR ORIENTAL DE LA CORDILLERA BÉTICA. EVALUACIÓN DEL RIESGO SÍSMICO

PRESENTADA POR:

PILAR HERNÁNDEZ PUENTES

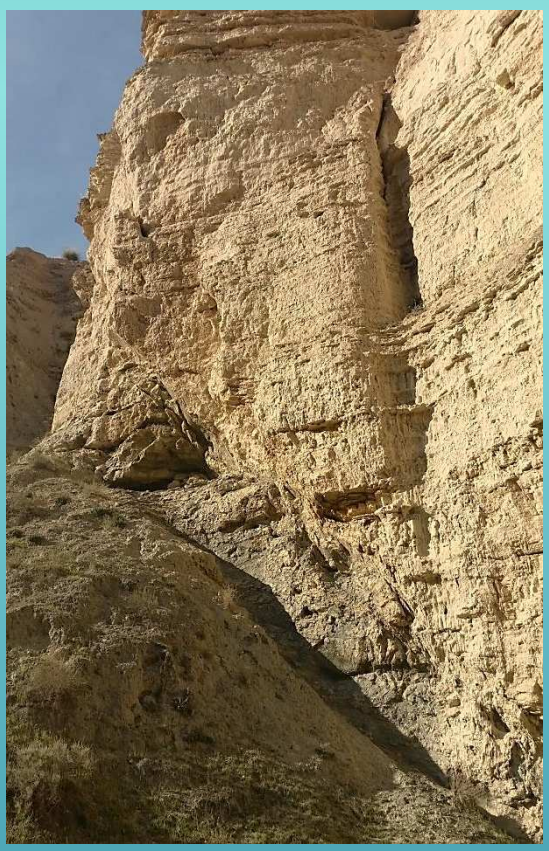
DIRIGIDA POR:

DRA. DÑA. ROSARIO JIMÉNEZ ESPINOSA

JAÉN, 25 DE FEBRERO DE 2016

ISBN 978-84-16819-73-7

Hidrogeología e Hidrogeoquímica en Zonas de Fallas del Sector Oriental de la Cordillera Bética. Evaluación del Riesgo Sísmico



Pilar Hernández Puentes

Tesis Doctoral

Jaén, 2016

UNIVERSIDAD DE JAÉN

Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra
Departamento de Geología

HIDROGEOLOGÍA E HIDROGEOQUÍMICA EN ZONAS DE FALLAS EN EL SECTOR ORIENTAL DE LA CORDILLERA BÉTICA. EVALUACIÓN DEL RIESGO SÍSMICO

Programa de Doctorado en Ciencia y Tecnología de la Tierra y del Medio Ambiente.

Tesis Doctoral con Mención Internacional

Pilar Hernández Puentes

Jaén, enero 2016

UNIVERSIDAD DE JAÉN

Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra

Departamento de Geología

Programa de Doctorado en Ciencia y Tecnología de la Tierra y del Medio Ambiente

HIDROGEOLOGÍA E HIDROGEOQUÍMICA EN ZONAS DE FALLAS EN EL SECTOR ORIENTAL DE LA CORDILLERA BÉTICA. EVALUACIÓN DEL RIESGO SÍSMICO

Memoria de Tesis presentada por la Licencia en Ciencias Geológicas Pilar Hernández Puentes para optar al grado de Doctor por la Universidad de Jaén, con mención de Doctorado Internacional.

Esta Tesis Doctoral ha sido dirigida por Rosario Jiménez Espinosa (Departamento de Geología y Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra de la Universidad de Jaén).

Jaén, Enero de 2016

VºBº de la directora — La Doctoranda

Fdo. Dra. Rosario Jiménez Espinosa — Fdo. Pilar Hernández Puentes

RESUMEN

El comportamiento de los sistemas acuíferos en regiones afectadas por fallas activas, se ve influenciado por los procesos geológicos asociados a la nucleación y propagación de movimientos sísmicos que se producen en estas zonas. Los cambios hidrológicos asociados con los terremotos se conocen desde hace más de 2000 años, pudiéndose observar, tanto en la actividad presísmica, cosísmica como postsísmica, fluctuaciones de los parámetros físico-químicos de las aguas subterráneas, tales como incorporaciones de trazas elevadas de boro (B), aumentos de temperatura (T), cambios de olor, turbidez, fluctuaciones en el caudal (Q) y en los niveles piezométricos en pozos y sondeos, no debidos al aumento o escasez de las precipitaciones, cambios de pH y de conductividad eléctrica (CE), exhalaciones anormales de los gases CO_2, He y CH_4, alteraciones en los elementos Ca^{2+}, SO_4^{2-} y Cl^-, e incluso, anomalías en los contenidos isotópicos en ^{18}O, ^{2}H, ^{3}H, ^{13}C y ^{222}Rn.

Esta Tesis Doctoral aborda el estudio completo de las aguas subterráneas y de los materiales acuíferos en las inmediaciones de cuatro zonas de fallas activas del sector oriental de la Cordillera Bética (SE España): la Zona de Fallas de Palomares-Carboneras (ZFPC) (Almería), la Zona de Fallas de Tíscar-Larva (ZFTL) (Jaén), la Zona de Fallas de Torreperogil-Sabiote (ZFTS) (Jaén) y la Zona de Fallas de Baza-Galera (ZFBG) (Granada).

En el período de la presente Tesis Doctoral (2011-2015), la actividad sísmica en las zonas de estudio ha sido de moderada a baja, condicionado esta investigación, al tener que analizar parámetros físico-químicos de las aguas en sismos de baja magnitud en campo y en laboratorio. Sin embargo, los resultados obtenidos en el transcurso de esta Tesis, tras el estudio periódico

de los parámetros físico-químicos de las 104 aguas subterráneas analizadas, y su comparación con la investigación de la presencia de arcillas en planos de fallas cercanos a estas aguas, han puesto de manifiesto la existencia de puntos acuíferos de posible circulación profunda y que, probablemente, estén influenciados por la actividad sísmica de las zonas de fallas principales y desarrollando fluctuaciones en su composición tras eventos sísmicos importantes. Este es el caso de los puntos acuíferos del sondeo Los Guiraos, manantial Sopalmo y galería Sopalmo para las ZFPC; del sondeo Acra, manantial Gurullas y sondeo Larva I para la ZFTL; del sondeo Lentiscar, sondeo Santa Quiteria y manantial Torremocha para la ZFTS; y por último, del manantial Hedionda, manantial Sismitas, manantial Fuencaliente y sondeo Baños de Zújar para la ZFBG. La mineralogía resultante de la interacción fluido-roca influye en el comportamiento mecánico de las zonas de falla, favoreciendo el desarrollo de eventos sísmicos o asísmicos, dependiendo de la formación de esmectita o clorita (ZFTL, ZFTS y ZFPC), o de filosilicatos fibrosos (ZFBG).

Esta investigación incita a proseguir con este estudio más a largo plazo, haciendo muestreos periódicos en las diferentes aguas subterráneas citadas anteriormente, con el objetivo de poder observar fluctuaciones temporales de algunos parámetros físico-químicos e isotópicos, como temperatura, conductividad eléctrica, B, Cl^-, SO_4^{2-}, ^{222}Rn o caudales, entre otros, y poder observar su posible relación con la actividad sísmica existente en las zonas de estudio. De esta manera, en un futuro, podría establecerse una red de control permanente que permita crear un patrón predictivo de confianza en los puntos especialmente sensibles a fluctuaciones presísmicas y/o postsísmicas en este sector oriental de la Cordillera Bética.

SUMARY

The behaviour of aquifer systems in regions affected by active faults is influenced by the geological processes associated to the earthquake nucleation and propagation of seismic movements that occur in these zones. Hydrological changes related to earthquakes are well known for more than 2000 years ago. During pre-seismic, co-seismic and post-seismic activity, fluctuations in physico-chemical parameters can be observed, such as increase of temperature, changes in odour and turbidity, variations in discharge and piezometric levels not related to changes in precipitation rates, changes in pH and electrical conductivity, abnormal exhalations of CO_2, He or CH_4, alterations in Ca^{2+}, SO_4^{2-} y Cl^- compositions, and even anomalies in isotopic contents (^{18}O, ^{2}H, ^{3}H, ^{13}C, ^{222}Rn).

This PhD Thesis deals with the complete study of groundwaters and aquifer materials surrounding four active faults zones in the eastern part of Betic Cordillera (SE Spain): Palomares-Carboneras Faults Zone (PCFZ) (Almería), Tíscar-Larva Faults Zone (TLFZ) (Jaén), Torreperogil-Sabiote Faults Zone (TSFZ) (Jaén) and Baza-Galera Faults Zone (BGFZ) (Granada).

In the period of this PhD Thesis (2011-2015), seismic activity in the study areas was moderate to low, conditioning this research, because the field and laboratory analysis of physical and chemical parameters of these groundwaters were carried out with low-magnitude earthquakes. However, the results obtained in the course of this Thesis, after the periodic study of physico-chemical parameters of the selected 104 groundwater samples, together with the investigation of clays in faults planes near to these waters, can reveal the presence of possible aquifers points with deep circulation and

probably influenced by the seismic activity of major faults zones and developing fluctuations in composition after major seismic events. This is the case of several aquifers points such as Los Guiraos well, spring of Sopalmo and gallery of Sopalmo for PCFZ; Acra well, Gurullas spring and Larva I well for TLFZ; Lentiscar well, Santa Quiteria well and Torremocha spring for TSFZ; and finally, the Hedionda, Sismitas and Fuencaliente springs and well of Baños de Zújar for BGFZ. The mineralogy produced by the fluid-rock interaction influences the mechanical behaviour of the faults zones, promoting the development of seismic or aseismic events, depending on the formation of smectite or chlorite (TLFZ, TSFZ and PCFZ) or fibrous phyllosilicates (BGFZ).

This research is encouraging to continue with a longer term study, by periodic sampling in the different above selected groundwater sites, in order to observe temporal fluctuations of some physico-chemical and isotopic parameters such as temperature, electrical conductivity, B, Cl^-, SO_4^{2-}, ^{222}Rn or discharge, among others. Also, the possible relationship with the seismic activity in the study areas could be determined. Thus, in the future, the results of this work should provide appropriated criteria to design a network of warning points particularly sensitive to the changes produced by movements associated to fault activity in this study area in the eastern part of the Betic Cordillera.

A mi padre,
estés donde estés

Agradecimientos

Esta Tesis Doctoral es fruto de mucho esfuerzo, constancia y trabajo, pero no hubiera sido posible sin la ayuda y el apoyo incondicional de muchas personas a las que tengo un cariño muy especial.

No puedo comenzar de otra manera que no sea agradeciendo a mi directora, la Dra. Rosario Jiménez Espinosa, por confiar en mí desde el día que me presenté en su despacho por primera vez en busca de una oportunidad en el mundo de la investigación, hasta el día de hoy. Agradecerle todo el apoyo, cariño y dedicación en los momentos clave para que esta Tesis saliera adelante.

Del mismo modo, quiero agradecer al Dr. Juan Jiménez Millán todos sus ánimos y confianza en mí. Gracias por su paciencia, sus conocimientos, sus valiosas sugerencias y consejos, ya que gracias a ellos he conseguido valorar realmente lo que significa "ser un investigador".

Al Dr. Francisco García Tortosa por sus tan importantes explicaciones geológicas sobre la Cordillera Bética y sus zonas de fallas activas, y por su cariño.

Estoy en deuda con todos los compañeros del Departamento de Geología de la Universidad de Jaén, y en especial, con el grupo de investigación "Procesos y Recursos Geológicos, RNM325", por su disposición a ayudarme en cualquier momento, brindándome su apoyo, experiencia, y no pocas risas. Y por supuesto, sin su financiación no hubiese sido posible esta Tesis.

Este capítulo no tendría sentido sin mencionar a mi compañera de batallas durante casi tres años en la sala de mapas, sin esa ingeniera que me apoyó en esta andadura investigadora, la ya doctora Cristina Fernández, que ha compartido conmigo largas y largas horas de trabajo, estrés mutuo, consejos, tiritonas junto a Pingu y muchísimas risas encanadas. Gracias por estar siempre ahí "pequeña". Gracias a ella y a otros compañeros de fatigas como Tere, Cata, y Víctor, por sus palabras de aliento. Gracias a Jorge, por enseñarme que hay que ser fuerte ante la tempestad y que jamás hay que rendirse, eres un gran ejemplo.

Una mención especial se merece Antonio Lope Morales, por su gran ayuda durante varias jornadas de campo y por las fotos aéreas que tomó en su parapente para la cartografía de detalle de Tíscar-Larva.

Un trabajo tan intenso no habría podido realizarse sin la ayuda desinteresada de numerosas personas ajenas a la comunidad científica, entre las que quiero destacar a aquellos propietarios de sondeos que me abrieron las puertas de su casa, cortijo o nave, y en ocasiones, me acompañaron hasta el

punto de muestreo para ayudar y, en otros casos, pusieron en funcionamiento los sondeos a horas inhóspitas de la noche, ya que únicamente se bombeaban en horario de luz nocturna. En general, gracias a todos los vecinos de las zonas de estudio por su colaboración a lo largo de esta Tesis Doctoral.

No puedo olvidarme de la Sección de Minas de la Pontificia Universidad Católica de Perú (Lima-Perú), ni de la Dra. Silvia Rosas y el Dr. Jean Vallance. Gracias por acogerme tan cariñosamente durante esos meses y por sus interesantes aportaciones en esta Tesis Doctoral.

Quiero agradecer a los siguientes centros, departamentos y laboratorios su ayuda y profesionalidad: CICT, CIC, School of environmental Sciencies (Liverpool), CEHIUMA, Scada S.A, y Departamento de Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica (Universidad Politécnica de Cartagena).

Mis últimas líneas son, sin duda, las más emotivas. Mi principal agradecimiento va dirigido a mis padres, que supieron hacerme ver la importancia de la educación como uno de los pilares fundamentales en mi desarrollo personal. Gracias Papá, estés donde estés, sé que estás orgulloso de mí, esta Tesis va en tu memoria. Quiero darle las gracias más cariñosas a mi madre, porque desde que tengo uso de razón es mi ejemplo a seguir, por su constancia, su templanza y su fortaleza. Gracias de corazón mamá, me has enseñado que en momentos difíciles no hay que flaquear y hay que ser fuerte. Agradecer a mis hermanos todo lo que soy, siempre ejerciendo su labor de "padres" conmigo desde muy niña, y dándome buenos consejos. A mis cuñadas y a mis lindos sobrinos que tantas risas me han brindado y que, sin saberlo, han hecho que me relajara en los momentos que quizás más lo necesitaba. A mi súperabuela, a mi preciosa tía Yolanda, doctora también, por motivarme en todo momento y decirme siempre "¡eso ya está hecho campeona!". En general, quiero agradecer a toda mi familia, que sin entender muchas veces aquello que estoy haciendo ni el por qué, siempre me han apoyado para conseguir mis objetivos. Por último, en especial, a mi pareja y confidente Juan Manuel, gracias por aparecer en mi vida y llenarla de felicidad, gracias por aguantar con una sonrisa mis horarios de escritura, por tu apoyo y ánimo día a día, y por tus maravillosos tratamientos en mis cervicales que a veces impedían concentrarme. Este trabajo es en parte tuyo, y sin ti, no estaría escribiendo estas líneas. Gracias de corazón por ser simplemente mágico. Gracias a ti, a tus padres y a tu hermano por la ilusión y alegría que me habéis enseñado a no perder.

En especial, a mis amigos y a todos aquellos que han sabido comprender mi perseverancia en esta Tesis Doctoral y me han prestado su apoyo incondicional, incluso en los momentos en que mi ánimo decaía y mis objetivos se difuminaban, GRACIAS A TODOS.

"El agua es la cosa más suave,
y aun así puede penetrar
montañas y tierra.
Esto muestra claramente
el principio de que
la suavidad supera la dureza"

Lao Tzu

ÍNDICE

Capítulo 1. Introducción 5

1.1 Presentación del estudio y Terminología 7

1.2 Introducción 13

1.3 Antecedentes 33

1.4 Contexto Geológico General: Cordillera Bética 39

1.4.1 Zona Externa 42

1.4.2 Zona Interna 44

1.4.3 Cuencas Neógenas 46

1.4.4 Relieve de la Cordillera Bética 47

1.4.5 Estructuras Recientes 49

1.4.6 Sismicidad 53

Capítulo 2. Objetivos 59

Capítulo 3. Materiales y Métodos 65

3.1 Actividades preliminares 67

3.2 Caracterización Hidrogeológica 69

3.2.1 Toma de muestras 69

3.2.2 Determinación de parámetros físico-químicos in situ 74

3.2.3 Laboratorio: Caracterización Hidrogeoquímica 75

3.3 Caracterización Mineralógica 85

3.3.1 Difracción de Rayos X (XRD) 85

3.3.2 Microscopía Electrónica de Barrido (SEM)..... 88

3.3.3 Microscopía electrónica de transmisión (TEM) 89

3.4 Trabajo de Gabinete 91

Capítulo 4. Resultados y Discusión ZFPC..... 93

4.1 Introducción..... 95

4.2 Marco Geológico e Hidrogeológico 97

4.3 Resultados y Discusión..... 111

4.3.1 Caracterización Hidrogeoquímica 111

4.3.2 Caracterización Mineralógica..... 134

4.4 Conclusiones 149

Capítulo 5. Resultados y Discusión ZFTL 155

5.1 Introducción..... 157

5.2 Marco Geológico e Hidrogeológico 159

5.3 Resultados y Discusión..... 173

5.3.1 Caracterización Hidrogeoquímica 173

5.3.2 Caracterización Mineralógica..... 196

5.4 Conclusiones 205

Capítulo 6. Resultados y **Discusión ZFTS** 211

6.1 Introducción..... 213

6.2 Marco Geológico e Hidrogeológico 215

6.3 Resultados y Discusión..... 231

6.3.1 Caracterización Hidrogeoquímica 231

6.3.2 Caracterización Mineralógica 250
6.4 Conclusiones 259
Capítulo 7. Resultados y Discusión ZFBG 265
7.1 Introducción 267
7.2 Marco Geológico e Hidrogeológico 269
7.3 Resultados y Discusión 287
7.3.1 Caracterización Hidrogeoquímica 287
7.4 Conclusiones 313
Capítulo 8. Conclusiones Generales 319
Capítulo 9. Investigaciones Futuras 327
Capítulo 10. Bibliografía 331
10.1 Referencias 333
10.2 Webgrafía 359
Anexos 361

1

Introducción

1.1 PRESENTACIÓN DEL ESTUDIO Y TERMINOLOGÍA

En la presente memoria de Tesis Doctoral se muestran los resultados del estudio hidrogeológico llevado a cabo en cuatro zonas de fallas activas en el sector oriental de la Cordillera Bética. Con el fin de facilitar el seguimiento y la lectura de la memoria, ésta se ha dividido en 10 capítulos según los criterios que se exponen a continuación.

Inicialmente, en este Capítulo 1 introductorio, se establece una idea general sobre los estudios de aguas subterráneas asociadas a fallas activas y sus posibles cambios previos o posteriores a eventos sísmicos. Se incluyen los antecedentes de estudios hidrogeológicos que relacionan termalismo y fallas activas en la Cordillera Bética y, algunos trabajos sobre los efectos de los eventos sísmicos en sus aguas subterráneas. El último apartado del Capítulo 1 cuenta con una descripción general del contexto geológico de la Cordillera Bética. Posteriormente, el Capítulo 2 contiene la hipótesis general y la justificación para la realización de esta Tesis Doctoral en algunas de las principales zonas de fallas de la Cordillera Bética, así como los objetivos que se persiguen en ella. En el Capítulo 3 se describe la metodología utilizada para la realización de la parte experimental y analítica de este trabajo, tanto metodología de campo como de laboratorio. Los Capítulos 4 al 7 son los más significativos de esta Tesis Doctoral y corresponden a los cuatro capítulos de resultados y discusión de cada zona de fallas. En cada uno de ellos se han descrito sus correspondientes contextos geológicos e hidrogeológicos en mayor detalle, y los resultados y discusiones en el marco hidrogeoquímico de las aguas subterráneas y, en el mineralógico de las rocas de falla. Cada capítulo tiene su correspondiente apartado de conclusiones específicas. Con los

resultados obtenidos de estos cuatro capítulos, se han redactado las conclusiones generales de esta Tesis Doctoral y se han plasmado en el Capítulo 8. En cuanto a los posibles trabajos futuros para la mejora y complementación de este estudio se han citado en el Capítulo 9. Finalmente, en el último capítulo de ésta memoria, correspondiente al Capítulo 10, se incluye toda la bibliografía utilizada en la misma. Además, se ha considerado oportuno incluir un apartado con 3 anexos en los que se recogen las fotografías de los puntos de muestreo hidrogeológico (a excepción de los puntos privados), las localizaciones geográficas de todos los puntos, y por último, la producción científica que se ha desarrollado en el transcurso de esta Tesis Doctoral.

Por otra parte, se ha creído conveniente realizar un glosario de términos y de nomenclatura sísmica usados en la memoria y que pretende ayudar y facilitar la comprensión del trabajo realizado:

Tectónica Activa

También denominada Geomorfología Tectónica, abarca los procesos de deformación más recientes que afectan a la corteza terrestre, manifestándose por terremotos o deformaciones recientes en las fallas y en los pliegues del planeta. Keller en 1986, define Tectónica Activa como el estudio de los movimientos tectónicos que van a ocurrir en el futuro en un lapso de tiempo que afecta a la sociedad.

Falla Activa

El término falla activa lo refiero, del mismo modo en que lo hacen Sanz de Galdeano y Peláez en 2011, como aquellas fallas que presentan

movimientos recientes que afectan desde el Pleistoceno a la actualidad. En la terminología de París et al. (2000), son las denominadas *Quaternary active faults*. Si una falla presenta sismicidad asociada, es decir, epicentros de terremotos en ella, evidencia que se trata de una falla activa.

Nomenclatura sísmica

El geofísico Charles Francis Richter, con la colaboración del sismólogo Beno Gutenberg en 1935, crearon la **escala sismológica de Richter**, también conocida como escala de magnitud local (M_L). Esta escala es logarítmica arbitraria, la cual asigna un número para cuantificar la energía que libera un terremoto, según la siguiente fórmula:

$$M = log_{10}\, A + 3log_{10}(8\Delta t) - 2.92 = log_{10}\left(\frac{A * \Delta t^3}{1.62}\right)$$

donde:

A = amplitud de las ondas (mm).

Δt = tiempo (seg) desde el inicio de las ondas P (Primarias) al de las ondas S (Secundarias).

M = magnitud arbitraria pero constante a terremotos que liberan la misma cantidad de energía.

De esta manera, cada unidad de magnitud indica un aumento de 10 veces en la amplitud de la onda. Pero el incremento de la energía correspondiente a cada unidad es estimado por los sismólogos como de aproximadamente 30 veces superior. Por tanto, un terremoto de magnitud 2 es 30 veces más potente que uno de magnitud 1.

La mayor liberación de energía que se ha podido registrar hasta la actualidad fue en el terremoto de Valdivia (Chile), en mayo de 1960, con una magnitud de momento (M_W) de 9.5. Dado que éste es el mayor sismo registrado y no hay un máximo teórico, la escala de Richter es abierta hasta registrar un sismo mayor.

Tabla 1.1-1. Tabla de magnitudes de la escala Richter.

MAGNITUD	DESCRIPCIÓN	FRECUENCIA
<2.0	Microsismo	± 8000 sismos/día
2.0 – 2.9	Menor y generalmente no sentido	± 1000 sismos/día
3.0 – 3.9	Menor y perceptible a menudo	± 49000 sismos/año
4.0 – 4.9	Ligero	± 6200 simos/año
5.0 – 5.9	Moderado	± 800 simos/año
6.0 – 6.9	Fuerte	± 120 simos/año
7.0 – 7.9	Mayor	± 18 simos/año
8.0 – 9.9	Grande - Devastador	± 1-3 sismos/año
>10.0	Épico	(Nunca registrado)

Por otro lado, en el año 1999, durante el XV *Congreso Internacional de International Union for Quaternary Research (INQUA)* celebrado en Durban (Sudáfrica), la subcomisión de Paleosismología de INQUA promovió el desarrollo de una escala macrosísmica basada únicamente en los efectos de los terremotos sobre la naturaleza. En 2007, después de varias versiones, se le denominó *INQUA Environmental Seismic Intensity Scale ESI-07*. Ha sido cuidadosamente desarrollada para ser consistente con la Escala Macrosísmica Mercalli Modificada (MM-31, Wood y Neumann 1931; MM-56, Richter 1935) y la Escala MSK-64 (Escala de Medvedev-Sponheuer-Karnik), dado que estas son

las dos escalas de mayor aplicación a nivel mundial e incluyen referencias explícitas a los efectos ambientales de los terremotos.

Según el reciente catálogo de los efectos Geológicos de los Terremotos en España del IGME y AEQUA (2014) basado en INQUA ESI-2007, los grados de **Intensidad Sísmica** son los siguientes:

- **I-III: No existen efectos ambientales o geológicos** que puedan ser utilizados como diagnósticos.
- **IV: Ampliamente observado.** Primeros efectos inequívocos sobre el Medio Ambiente.
- **V: Fuerte.** Efectos marginales sobre el entorno. Los efectos naturales afectan marginalmente al terreno y, en ocasiones excepcionales, dejan evidencia en el registro geológico (por procesos de licuefacción) y en ningún caso afectan al registro geomorfológico permanente del paisaje afectado.
- **VI: Ligeramente dañino.** Efectos moderados sobre el medio. Los efectos naturales pueden dejar alguna traza significativa en el terreno, pero por lo general con un grado de permanencia en el paisaje muy corto, de semanas o pocos meses. El registro geológico de procesos de licuefacción y deslizamientos comienza a ser significativo.
- **VII: Dañino.** Efectos apreciables sobre el entorno. Similar al anterior, salvo que en este caso, el grado de supervivencia en el registro geomorfológico es de meses o pocos años, muy excepcionalmente permanentes. El registro geológico de procesos de licuefacción o deslizamientos comienza a ser bastante significativo en áreas propicias.
- **VIII: Muy dañino.** Efectos considerables sobre el medio. Los efectos naturales dejan trazas significativas y, en ocasiones, permanentes en el

terreno. El registro geomorfológico comienza a ser algo significativo y el registro geológico de rupturas de fallas, y excepcionalmente, de procesos de licuefacción y deslizamientos toman un cuerpo notable.

- **IX: Destructivo.** Los efectos en el ambiente son generalizados, constituyendo una fuente de peligrosidad considerable, y empiezan a ser importantes para la determinación de la intensidad. Los efectos naturales dejan trazas considerables y permanentes en el terreno. El registro geomorfológico de este tipo de eventos comienza a ser un dato muy significativo, mientras que en el registro geológico aparecen rupturas de falla, procesos de licuefacción, deslizamientos y, excepcionalmente, tsunamis.
- **X: Muy destructivo.** Los efectos ambientales se convierten en una de las fuentes de peligrosidad dominantes y son esenciales para la evaluación de la intensidad. Estos efectos son dominantes sobre otro tipo de criterios en la evaluación de los daños; son relevantes en el registro geomorfológico, y fundamentales en el geológico, incluyendo el registro de tsunamis.
- **XI: Devastador.** Los efectos ambientales se hacen totalmente esenciales para evaluar la intensidad debido a la saturación de los daños estructurales en edificaciones. Los efectos llegan a ser esenciales para evaluaciones de Intensidad dada la casi total saturación de otro tipo de criterios para estimar los niveles de daños.
- **XII: Completamente devastador.** Los efectos ambientales son el único criterio para determinar la intensidad. Estos efectos son la única herramienta disponible para evaluar la intensidad, los demás criterios para estimar el nivel de daños se encuentran saturados por el colapso generalizado de todo tipo de construcciones.

1.2 INTRODUCCIÓN

Los cambios hidrológicos asociados con los terremotos se conocen desde hace más de 2000 años, aunque durante el siglo XX fueron descartados por no ser un hecho científico real (Muir-Wood y King 1993). Sin embargo, numerosos estudios años más tarde muestran y evidencian la relación que existe entre los cambios hidrogeológicos y los eventos sísmicos (p. ej. Scholz et al. 1973; Wakita et al. 1988; Muir-Wood y King 1993; Bolognesi 1997; Montgomery y Manga 2003; Yuce y Ugurluoglu 2003; Hartmann et al. 2005; Hartmann y Levy 2005; Yaltirak et al. 2005; Hartmann 2006; Inan et al. 2008; Uyeda et al. 2008; Bousquet et al. 2009; Italiano et al. 2010; Keskin 2010a; Yuce et al. 2010; Freund 2011; Ghosh et al. 2011; Grant et al. 2011; Yalım et al. 2012; Italiano et al. 2013; Odeh et al. 2013; Hernández-Puentes et al. 2015, entre otros). Desde mediados del siglo XX, crece el interés mundial por el estudio de la sismicidad, la predicción de terremotos y la influencia de éstos en los parámetros hidrogeológicos. En este sentido, destacan los estudios dedicados a el cómo puede afectar que un manantial esté asociado a una falla activa y qué información nos puede dar acerca de la misma. No obstante, debido a la complejidad de las interacciones y la multitud de factores que intervienen en la identificación de este tipo de relaciones, hace que sea una tarea difícil de estudiar. Algunos de estos autores indican que las respuestas hidrogeológicas ante a la actividad sísmica, se asocian con cambios en la proporción de mezcla de aguas de diferente origen y en el cambio la permeabilidad de los acuíferos debido a la liberación de la tensión o al modelo de difusión dilatancia-fluido, como es el caso de Scholz et al. 1973, Bolognesi 1997, Hartmann et al. 2005 y Hartmann 2006. En la mayoría de las situaciones,

los efectos hidrológicos de los terremotos pueden depender también del tipo de falla o desplazamiento, más que debido a la magnitud del terremoto (Muir-Wood y King 1993). Las características químicas de las aguas subterráneas de los acuíferos afectados por fallas activas, pueden modificarse como consecuencia de diferentes procesos geoquímicos agravados por una intensa fracturación, tales como la mezcla significativa entre aguas profundas de altas temperaturas y aguas superficiales frías, y la interacción con las rocas metamórficas e ígneas, con sedimentos y aguas de formación (Italiano et al. 2010).

Las señales hidrogeoquímicas tras un terremoto se pueden observar hasta varios cientos de kilómetros de distancia desde el hipocentro (Igarashi y Wakita 1990; Bella et al. 1998; Hartmann et al. 2005). El comportamiento de los sistemas acuíferos en regiones afectadas por fallas activas se ve influenciado por los procesos geológicos asociados a la nucleación y propagación de movimientos sísmicos que se producen en estas zonas. Muir-Wood y King (1993) y Keskin (2010a) afirman que tras terremotos de magnitudes diferentes, se pueden observar en las aguas subterráneas de un mismo manantial, diferentes cambios en la composición físico-química y en las concentraciones isotópicas. Estos cambios dependen de las condiciones tales como la magnitud, el epicentro, la distancia del manantial al epicentro, las propiedades físico-químicas de la zona de recarga, la geología y la tectónica del área de zona de falla, la temperatura y presión subterránea, el tipo de fractura, la presión de poros de las rocas, etc.

En las aguas subterráneas se pueden observar, tanto en la actividad presísmica, cosísmica y postsísmica, incorporaciones de trazas anormalmente altas de boro (B), aumentos de temperatura (T), cambios de olor, turbidez,

fluctuaciones en el caudal (Q) y en los niveles de agua en los pozos y sondeos no propios o debidos al aumento o escasez de las precipitaciones, cambios de pH y de conductividad eléctrica (CE), exhalaciones anormales de los gases CO_2, He y CH_4, alteraciones en los elementos Ca^{2+}, SO_4^{2-} y Cl^-, e incluso anomalías en las caracterizaciones isotópicas de ^{18}O, ^{2}H, ^{3}H, ^{13}C y ^{222}Rn (O´Neil y King 1981; Mogi et al. 1989; Toutain y Baubron 1999; Güleç et al. 2005; Hartmann y Levy 2005; Hartmann 2006; Keskin 2010a; Hernández-Puentes et al. 2015, entre otros).

Hay que tener en cuenta que estos cambios pueden aparecer combinados, aunque no siempre de forma simultánea. Además, detrás de un sismo no necesariamente se van a producir cambios en la composición de las aguas subterráneas, sino que dependerá en gran medida del tipo de magnitud y de la distancia al hipocentro.

Las anomalías presísmicas suelen ser, generalmente, ascensos en las concentraciones en torno a las fallas próximas al hipocentro, aunque pueden cesar semanas o días antes del terremoto o mantenerse algún día tras el sismo. En cambio, las anomalías postsísmicas son, en general, descensos en las concentraciones hasta estabilizarse en su concentración habitual, siendo función de la magnitud y de la distancia hipocentral (Tsonugai y Wakita 1996; Martínez y Durán 2004). Por tanto, tras la influencia sísmica, el acuífero tiende a recuperar su estado natural.

El boro se encuentra normalmente en el agua subterránea en concentraciones muy bajas, como un elemento traza o ion minoritario, aportado por lo general por las rocas de acogida y los suelos (Salbu y Steinnes 1995). Sin embargo, aportes naturales y/o antropogénicos vinculados a

sistemas hidrotermales, agua del mar, salmueras, vertidos residuales e industriales (bórax), presencia de arcillas, efectos agrícolas o ambientes evaporíticos pueden aumentar anormalmente su concentración, hasta incluso, superar la concentración media del agua de mar, siendo aproximadamente 4.6 mg/l (por ejemplo, Ellis y Mahon 1977; Sánchez-Martos y Pulido-Bosch 1999; Yuce y Ugurluoglu 2003; Morell et al. 2008; Keskin 2010b; Hernández-Puentes et al. 2015). Por tanto, el boro en las aguas subterráneas es controlado por toda una serie de diferentes factores, dentro de los cuales en cada estudio unos priman sobre otros, según la zona de muestreo y los resultados obtenidos. Según Hem (1975) la concentración de boro en el agua subterránea varía de 0.3 a 100 mg/l en todo el mundo, mientras que ECETOC (1997) indican que la concentración en Europa oscila entre 0.1 y 1.5 mg/l.

Morell et al. en 2008 muestran que la presencia de boro en las aguas subterráneas depende de su salinidad y del contenido de boro en las rocas asociadas. Su relación con la salinidad de origen marino y su elevada concentración en el agua de mar, en comparación con los bajos contenidos en general de la mayoría de las aguas subterráneas dulces, hace importante su interés como indicador de procesos de intrusión marina en acuíferos costeros, dada su buena correlación con el ión cloruro, cuando no actúen otros procesos interferentes (Arad 1986; Giménez 1994; Ellis y Mahon 1977; Molina et al. 2003; Yuce 2007; Morell et al. 2008).

Por otro lado, el trabajo experimental de Ellis y Mahon en 1977 sobre las interacciones agua-roca, ha demostrado que el boro se disuelve fácilmente a partir de rocas antes de la alteración hidrotermal y que, las altas concentraciones de este elemento en áreas geotermales, con diferente tectónica, litología y régimen hidrológico, ponen de manifiesto la clara relación

del boro con los procesos termales. Por tanto, los ambientes geotermales contribuyen a la movilización de boro (Sánchez-Martos y Pulido-Bosch 1999). Estas altas concentraciones pueden deberse a la alteración meteórica de rocas volcánicas y a la actividad hidrotermal (Risacher 1984) o estar relacionadas con el lixiviado meteórico y/o hidrotermal de rocas ricas en boro (Murray 1996). Arnórsson y Andrésdóttir (1995) sugirieron que la temperatura es uno de los principales factores que controlan la liberación de boro a través de los procesos de interacción agua-roca ya que favorece su movilización.

El boro también es un constituyente importante en las cuencas sedimentarias detríticas, ya que está concentrado en los minerales de la arcilla (Goldschmidt y Peters 1932). La concentración de boro en algunas aguas subterráneas está relacionada con el lixiviado de arcillas tipo illita o glauconita, ya que los procesos de adsorción y retención están afectados por otros factores además de la salinidad, como el contenido en K^+, Li^+, Mg^{2+}, Sr^{2+} y I^- (Macpherson y Land 1989). Gemici y Tarcan (2002) consideran en su estudio de aguas termales en Turquía, que los silicatos illita y turmalina, son la razón principal para el aporte de altos contenidos de boro en sus aguas por interacción agua-roca.

En cuanto a la temperatura, The National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) y Geophysical Data Centre sugieren que una temperatura (T) de 20^{o}C puede ser considerada como el límite entre las aguas termales (T ≥ 20^{o}C) (Italiano et al. 2010), y las aguas consideradas como frías (T < 20^{o}C). Otros autores proponen 19^{o}C como la temperatura límite para fluidos hidrotermales (Granda et al. 1979), o de 18^{o}C (Cruz-San Julián y Morales 1985). En el caso de esta Tesis Doctoral se ha considerado como límite de hidrotermalismo 20^{o}C. Los aumentos de temperatura postsísmicos en un agua

subterránea, pueden ser debidos a la ascensión de flujos profundos a favor de fallas activas o fracturas debido a los cambios en el estado de esfuerzos y a su posterior mezcla con esa agua subterránea más fría (Toutain y Baubron 1999). En este caso, se puede producir una cierta interacción agua-roca favorecida sin duda por el incremento de la temperatura. En 1989 Mogi et al. estudiaron la temperatura de un pozo artesiano en Izu (Japón) durante un evento sísmico, y comprobaron que la temperatura caía lentamente, de una manera más o menos lineal previa al sismo y en el momento de un terremoto se incrementaba.

Bolognesi (1997) describe que el movimiento asociado a zonas de fallas activas produce variaciones hidrogeológicas en los niveles del agua subterránea, además de producir modificaciones en el transporte térmico regional y variaciones en el comportamiento del acuífero (Montgomery y Manga 2003; Yuce y Ugurluoglu 2003; Yuce 2007; Brumm et al. 2009; Manga y Rowland 2009; Italiano et al. 2010; Hernández-Puentes et al. 2015). Los mecanismos para explicar los cambios en los niveles piezométricos y en las descargas de agua subterránea pueden relacionarse con la expulsión de fluidos comprimidos en zonas sismogénicas, o bien, al colapso de redes de fracturas de dilatación antes del sismo. Sin embargo, también se ha apuntado a cambios próximos a la superficie, como la compresión elástica de acuíferos confinados y cambios en la permeabilidad episuperficiales (Rojstaczer y Wolf 1991). En hidrogeología, la tectónica de fractura juega un papel determinante en la distribución de permeabilidades dentro de un flujo subterráneo (Benavente y Sanz de Galdeano 1985). Koizumi et al. (1996) en la isla de Awaji (Japón), observaron las surgencias de nuevos manantiales tras un terremoto, y por tanto, la disminución de los niveles de aguas en otros manantiales de la zona,

explicando tal aparición a causa del aumento de permeabilidad debido al movimiento de la falla. Se ha observado también como en los acuíferos confinados, los efectos tras los terremotos se mantienen durante más tiempo, como por ejemplo, en el caso de los descensos piezométricos durante más de seis meses después del sismo de 1989 en Loma Prieta (California) (Rojstaczer y Wolf 1991).

Por otro lado, el estudio de la composición isotópica del agua en hidrogeología se ha convertido en una herramienta imprescindible, al ser usados los isótopos frecuentemente como trazadores en la estimación de los mecanismos de recarga y descarga de los acuíferos (González 2007). Los isótopos estables más comúnmente empleados son ^{18}O y ^{2}H o D, los cuales se utilizan a menudo para la evaluación del origen, las condiciones de recarga y tiempo de residencia del agua subterránea. Además, son ampliamente utilizados para la estimación de las proporciones de mezcla de diferentes fuentes o flujos de agua, en el estudio de las relaciones hidráulicas entre aguas subterráneas y superficiales, o entre diferentes unidades del acuífero dentro de un sistema de aguas subterráneas dado. En 1993 Yurtsever y Araguás-Araguás, establecen que uno de los factores más importantes que rige el uso de los citados isótopos estables es el fraccionamiento isotópico que ocurre durante los cambios de fase, es decir, la condensación o evaporación, que es principalmente un fenómeno dependiente de la temperatura (T). El concepto más ampliamente aplicado en la modelización de las variaciones isotópicas de las precipitaciones asume que el vapor de agua marino que entra al continente sufre un proceso de tipo Rayleigh, por el cual la lluvia se forma en equilibrio isotópico con el vapor y es inmediatamente eliminada de la nube (Dansgaard 1964; Rozanski et al. 1982; Cruz-San Julián et al. 1992). Debido a que las

moléculas de agua pesadas son las preferidas en el proceso de condensación, el vapor de la nube restante se agota progresivamente en deuterio y oxígeno (Cruz-San Julián et al. 1992). El exceso de deuterio (*d*) (Dansgaard 1964; Clark y Fritz 1997) es una función de la media relativa de la humedad en la atmósfera sobre la superficie de evaporación y la velocidad del viento, por lo que se puede considerar como un indicador paleoclimático (Merlivat y Jouzel 1979). Si las tasas de evaporación son altas, debido a la elevada temperatura y baja humedad relativa en la atmósfera durante la formación del vapor de agua, hay un fuerte efecto isotópico cinético, y *d* se hace más alta (Jouzel y Merlivat 1984). Las precipitaciones de origen Mediterráneo occidental, en general, tienen valores de exceso de deuterio (*d*) en torno al 15 ‰ y las precipitaciones de origen Mediterráneo oriental tienen valores de (*d*) por encima de los 20 ‰. En cambio, las precipitaciones de origen Atlántico tienen un exceso de deuterio (*d*) en torno al 10 ‰ (Gat y Carmi 1970). La actividad sísmica puede provocar modificaciones en las concentraciones de isótopos del agua subterránea (O´Neil y King 1981; Igarashi y Wakita 1990). O´Neil y King en 1981, estudiaron la aparente conexión entre la actividad sísmica y las variaciones de isótopos estables en algunas aguas subterráneas de San Juan Bautista (California) después de un sismo importante de 5.7 en 1975 en Oroville (California). Estas variaciones isotópicas fueron precedidas o coincidieron con el aumento repentino de la sismicidad. Güleç et al. (2005) atribuyeron los aumentos en ^{18}O y D tras un terremoto, a la mezcla de agua térmica y fría en su ascenso hacia la superficie a favor de una falla.

Por último, la investigación de isótopos radiactivos, tales como el tritio (^{3}H) o el radón (^{222}Rn), es interesante y fundamental en este tipo de estudios. Por un lado, la determinación del tiempo de residencia del agua en el acuífero

desde su infiltración puede ser deducido a partir del ^{3}H (Plata 2006), y, por otro lado, la obtención de datos de precursores sísmicos e indicaciones de la dinámica geológica puede usarse el ^{222}Rn (Planinić et al. 2004).

El tritio (^{3}H) es el isótopo radiactivo del hidrógeno, el cual se desintegra por emisión de partículas beta (β) de muy baja energía, con una vida media de 12.32 años. Debido a este corto período, su uso en hidrología e hidrogeología se concreta a la investigación de procesos en los que intervienen aguas procedentes de precipitaciones recientes (Plata 2006). Pequeñas actividades de este radionucleido son producidas de forma natural en la alta atmósfera como consecuencia de la reacción nuclear entre el nitrógeno atmosférico y los neutrones (*n*) y protones (*p*) térmicos (Libby 1946; Mook et al. 2002; Plata 2006; González 2007; Fernández-Chacón 2009). La actividad de tritio se expresa en unidades de tritio (UT), donde una UT corresponde a un átomo de ^{3}H por cada 10^{-18} átomos de ^{1}H. Las concentraciones medias anuales de tritio en las precipitaciones antes de 1952 eran de 2 (UT) en zonas tropicales y 20 UT en las regiones polares. En zonas de clima templado, tales como Europa, tenían concentraciones próximas a 5 UT. Las explosiones termonucleares realizadas en 1952 produjeron grandes entradas de tritio en la atmósfera y lo distribuyeron por todo el globo terrestre, donde fue arrastrado por las precipitaciones en forma de agua tritiada. El contenido en tritio aumentó su concentración en todo el planeta alcanzando su máximo en 1963, llevándose la mayor parte el Hemisferio Norte (pasaron de 5-25 UT a casi 10000 UT) (Plata 2006; Fernández-Chacón 2009). En el Hemisferio Sur sólo se incrementaron en un factor aproximado de 10, aunque presentan un retardo de 2 años. Sin embargo, hoy en día, los valores de tritio han regresado a un nivel natural en invierno, pudiendo ser el doble en verano (Carulla 1978; Clark y Fritz 1997;

Mook et al. 2002; Barragán 2008; Hernández-Puentes et al. 2015). Según Yurtsever y Araguás-Araguás (1993), el contenido de tritio en las precipitaciones ha vuelto a los niveles pre-nucleares (5-20 UT) en el Hemisferio Norte y menos de 10 UT en áreas tropicales y en el Hemisferio Sur. En el caso de la Península Ibérica, a partir de 1990, las concentraciones de tritio se han mantenido relativamente constantes en 7.1 UT (Tabla 1.2-1).

Tabla 1.2-1. Modelo de tritio válido para las precipitaciones de Madrid. (Tomado de Plata 2006)

AÑO	UT	AÑO	UT	AÑO	UT	AÑO	UT
1953	13.0 (1.0)	**1966**	225.4 (23.8)	**1979**	21.9 (4.8)	**1992**	7.5 (3.4)
1954	143.6 (7.7)	**1967**	135.3 (15.1)	**1980**	33.5 (7.8)	**1993**	9.1 (4.4)
1955	21.3 (1.2)	**1968**	117.6 (13.9)	**1981**	23.9 (5.9)	**1994**	9.9 (5.0)
1956	69.3 (4.2)	**1969**	107.5 (13.4)	**1982**	14.5 (3.8)	**1995**	6.9 (3.7)
1957	47.3 (3.0)	**1970**	104.6 (13.8)	**1983**	11.6 (3.2)	**1996**	5.9 (3.4)
1958	231.1 (15.6)	**1971**	153.2 (21.4)	**1984**	18.6 (5.4)	**1997**	5.8 (3.5)
1959	218.9 (15.6)	**1972**	51.4 (7.6)	**1985**	11.5 (3.5)	**1998**	8.2 (5.2)
1960	68.5 (5.2)	**1973**	64.8 (10.1)	**1986**	14.4 (4.7)	**1999**	7.5 (5.1)
1961	149.9 (11.9)	**1974**	67.1 8(11.1)	**1987**	10.4 (3.6)	**2000**	5.0 (3.6)
1962	505.4 (42.6)	**1975**	60.4 (10.6)	**1988**	12.3 (4.5)	**2001**	5.9 (4.5)
1963	1392.6 (124.2)	**1976**	31.2 (5.8)	**1989**	10.8 (4.2)	**2002**	5.4 (4.3)
1964	751.1 (70.8)	**1977**	39.5 (7.7)	**1990**	8.0 (3.3)	**2003**	6.0 (5.1)
1965	351.0 (35.0)	**1978**	44.7 (9.3)	**1991**	9.0 (3.9)		

Los valores de la tabla 1.2-1 indican concentraciones medias anuales de tritio en Madrid desde el año 1953 hasta 2003. Los valores entre paréntesis corresponden a las concentraciones corregidas por desintegración radiactiva con referencia al año 2006. Observando esas concentraciones corregidas por desintegración radiactiva, se aprecia como los valores se han mantenido casi iguales desde el año 1982 con un valor medio de 4.1 UT.

Los valores negativos para el tritio indican que el valor está por debajo del límite de detección y se supone que es cero en términos prácticos (Keskin 2010a). Las concentraciones de tritio igual a 0 UT indican que la muestra de agua no contiene contribución alguna de precipitaciones posteriores a 1953 (Plata 2006). Las aguas con contenidos inferiores a 1 UT son, con seguridad, anteriores a 1940 en su mayor parte, es decir, tienen un ciclo de recarga de más de 50 años, y por lo tanto, tienen un largo y profundo tiempo de permanencia bajo tierra (Custodio y Llamas 1983; Fernández-Chacón 2009; Hernández-Puentes et al. 2015). Los valores de las aguas subterráneas inferiores a 4 UT en zonas de interior y 3 UT en zonas costeras, indican que se trata de mezcla de precipitación anterior y posterior a 1953. Las aguas que presentan concentraciones de tritio superiores a 4 UT indican posible procedencia de precipitaciones ocurridas entre 1958 y 1982 (Plata 2006), es decir, precipitaciones de un intervalo de 33-57 años hasta la actualidad (2015). Un contenido de tritio entre 3.2 y 5.4 UT en una muestra tomada en 2015 indicaría que lo más probable es que se trate de agua procedente en su totalidad de las precipitaciones posteriores al año 1982. No obstante, los valores de 3 a 8 UT presentan alta indeterminación, al poder corresponder tanto con aguas infiltradas a comienzos de los años 50 como con aguas infiltradas recientemente desde 1982, con renovación rápida o bajo período

de permanencia en el acuífero. Estas aguas serían las más difíciles de clasificar (Fernández-Chacón 2009).

Por todo ello, el estudio de este isótopo radiactivo, es sin duda, la única herramienta que puede demostrar de una manera inequívoca y evidente la presencia de agua procedente de precipitaciones de los últimos 75 años, y además, ofrecer información sobre la recarga de determinados acuíferos, es decir, información para identificar aguas infiltradas a partir de 1952.

En relación con la actividad sísmica, Güleç et al. (2005) atribuyeron el aumento de ^{3}H en un manantial termal, así como el aumento en isótopos estables tras un sismo, a la mezcla de agua termal y fría favorecida por su ascenso a través de una falla.

Por otra parte, el radón (^{222}Rn) es un gas noble radiactivo de origen litológico producido espontáneamente en la corteza terrestre por el decaimiento de ^{226}Ra, con una vida media de aproximadamente 3.82 días (Nishizawa et al. 1998).

Los estudios experimentales en todo el mundo comenzaron en 1956, cuando Okabe estudió la correlación positiva entre la variación del radón contenido en la atmósfera y la sismicidad local de Japón (Okabe 1956). En 1971 Ulomov y Mavashev, realizaron el primer monitoreo de radón en las aguas subterráneas tras el terremoto de Tashkent (Uzbekistán), y observaron que los procesos sismogénicos influyen en el comportamiento de los fluidos subterráneos. A partir de esta fecha, aparecen numerosos estudios que avalan esta teoría (Scholz et al. 1973; Hauksson 1981; Cothern y Smith 1987; Wakita et al. 1988; Igarashi y Wakita 1990; Igarashi et al. 1995; Nishizawa et al. 1998; Toutain y Baubron 1999; Planinić et al. 2004; Baixeras et al. 2005; Hartmann y

Levy 2005; González-Díez et al. 2009; Ghosh et al. 2011; Yalım et al. 2012, Ortega et al. 2015, entre otros).

La procedencia del gas radón se ubica en los niveles inferiores de la corteza terrestre, y durante su ascenso hacia la superficie a favor de fracturas, el radón puede interceptar niveles acuíferos donde se podría disolver en el agua y, entonces, las concentraciones de radón en ese agua subterránea podrían ser un indicador de la dinámica geológica de esa zona (Planinić et al. 2004; Baixeras et al. 2005). La actividad del radón presente en el agua subterránea depende básicamente de dos procesos: *emanación* y *migración* o trasporte. *Emanación* es el fenómeno por el cual un átomo de radón que se ha producido por desintegración de un átomo de radio contenido en un grano sólido, es expulsado desde su lugar de origen a los poros y fracturas adyacentes (Ortega et al. 2012). Los principales factores que controlan la emanación de radón son (Sakoda et al. 2011; Ortega et al. 2012):

- La distribución del ^{226}Ra en el sólido. La emanación es mayor si Ra está concentrado próximo a la superficie de los granos
- El tamaño de grano del sólido. La emanación es mayor cuanto menor sea el tamaño del grano.
- El contenido en humedad. La emanación se incrementa con la humedad.
- La temperatura. La emanación aumenta con la temperatura.

Una vez en el medio saturado, la *migración* de radón puede producirse por difusión molecular en zonas donde la velocidad de flujo es pequeña, pero en general, parece que la mayor parte del transporte de radón en acuíferos se debe a advección (Tanner 1978; Hoehn y Von Gunten 1989). Cuando el agua

entra en contacto con los poros de la roca, el ^{222}Rn es absorbido y posteriormente puesto en libertad a la atmósfera (exhalación) cuando las aguas llegan a la superficie a través de la zona no saturada (Davis y Watson 1990; Ball et al. 1991; González-Díez et al. 2009). Se ha comprobado que las concentraciones de los gases terrestres en el suelo y en el agua subterránea pueden ser anormalmente altas a lo largo de fallas activas, lo que sugiere que las fallas pueden ser caminos de menor resistencia para el proceso de desgasificación de la tierra (Cothern y Smith 1987). Las corrientes de agua subterránea y el empuje del CO_2 contribuyen a transportar el radón hasta la superficie a través de zonas de fractura. De acuerdo con Toutain y Baubron (1999) e Igarashi y Wakita (1990) las señales "gasgeoquímicas" pueden ser causadas por los cambios en la permeabilidad de la corteza terrestre.

El origen y el mecanismo de las anomalías de radón observados y su relación con los terremotos ha sido, a lo largo de los años, difícil de entender y lleva a disparidad de opiniones (Virk 1993), el modelo de difusión de dilatancia propuesto por Scholz et al. (1973) permite, en primer lugar, explicar aquellas relaciones que se dan, y en segundo lugar, que las anomalías se puede utilizar como posibles indicadores de un falla activa en áreas de baja a moderada actividad sísmica. En zonas de baja a moderada sismicidad, donde hay esfuerzos tectónicos continuos que pueden desarrollar movimientos sísmicos, la liberación de radón podría ser constante. Esto podría ser una buena situación para identificar fallas latentes.

Desde el punto de vista geológico, las rocas con una composición química que incluya ^{238}U y/u otros miembros de su cadena de desintegración, como por ejemplo ^{226}Ra, por lo general, deben presentar aguas subterráneas con alta actividad de ^{222}Rn, adquirido por interacción agua-roca (Baykara y

Dogru 2006; Yalım et al. 2007; González-Díez et al. 2009). La cuestión es saber discernir si se trata de una concentración normal, típica de la litología de las rocas del acuífero o de la falla, o si bien, se trata de una anomalía (un aumento del valor de referencia de ^{222}Rn).

Las concentraciones de radón, en general, pueden variar entre los diferentes tipos de rocas que componen el acuífero:

- Los acuíferos formados por rocas ricas en sílice, tales como rocas plutónicas de tipo sienitas, granitos o, pegmatitas, rocas volcánicas ácidas o gneises, tienen una concentración en uranio superior a 5 mg/l, por tanto, las aguas subterráneas ligadas a dichos materiales acuíferos presenten elevadas actividades de ^{222}Rn, siendo sus valores de referencia superiores a 50 a 500 Bq/l.

- En los acuíferos de tipo sedimentario, formados por rocas carbonatadas, areniscas o lutitas, rocas ígneas intermedias y básicas, en general, las aguas subterráneas tienen valores de referencia de las actividades de ^{222}Rn entre 5 y 70 Bq/l.

Las anomalías de ^{222}Rn precedentes a grandes terremotos (M > 6) son con frecuencia observadas a una distancia de 100 a 500 km desde el epicentro del sismo. El tiempo desde la aparición de una anomalía de ^{222}Rn hasta el momento que ocurre un terremoto, es decir, el tiempo precursor, aumenta con la magnitud del terremoto pero disminuye con la distancia entre el epicentro y la estación de medición de radón. Además, las anomalías de radón se observan con mayor frecuencia antes de grandes terremotos que antes de pequeños (Hauksson 1981). En 1998, Nishizawa et al. detectaron en las aguas

subterráneas elevadas anomalías en la actividad de radón y en las concentraciones de Cl^- y SO_4^{2-}, asociadas con el enjambre sísmico de la costa E de Izu (Japón) en septiembre de 1995. Las variaciones en las concentraciones de los iones las relacionan con una simple mezcla de aguas, debido a producirse tras el sismo. Sin embargo, las anomalías de la actividad de radón (3 días antes del sismo), al no coincidir con las variaciones de los iones en este caso, las asocian a la posible formación de microgrietas causadas por el esfuerzo de compresión que precedió al enjambre sísmico.

Por todo ello, el estudio de radón sirve de complemento a la investigación sobre la composición hidrogeoquímica de las aguas subterráneas, con el fin de conocer mejor la dinámica geológica de estas zonas, además de conocerse su evidente carácter precursor sísmico (semanas o meses antes de que se produzca el evento sísmico) (Hauksson 1981). Sin embargo, a fin de obtener datos precursores fiables, es necesario establecer un seguimiento a largo plazo en las zonas de estudio de esta Tesis Doctoral, dado nuestro grado de sismicidad en la Península Ibérica, con el fin de poder evaluar el comportamiento característico de puntos de monitoreo precisos.

Todos estos cambios hidrogeológicos que se han argumentado en esta introducción y que se producen en zonas de fallas activas, pueden ser originados por:

1. Alteraciones en la permeabilidad producidos por la apertura o cierre de las fracturas y barreras como consecuencia de aumentos de la presión de poros causados por la deformación cosísmica (Brumm et al. 2009; Aquilina y Dreuzy 2011).

2. La liberación de agua y otros líquidos causados por consolidación o licuación de sedimentos próximos a superficie.

3. Las reacciones de deshidratación mineral de arcilla en zonas profundas (Bousquet et al 2009; Vidal y Dubacq 2009).

Por otro lado, el comportamiento de las fallas se ve afectado por distintos factores que pueden resultar complementarios, tales como los materiales presentes en la zona de falla, el estado de litificación, el grosor, y la estructura interna de la falla (Tesei et al. 2012). La mayoría de los materiales acuíferos presentan mayoritariamente composición carbonatada o cuarzo-feldespática y por ello tienen un comportamiento frágil debido a sus altos coeficientes de fricción (cerca de μ = 0.6 a 0.7) (Byerlee 1978; Dieterich y Kilgore 1994). Por ello, su estilo de deformación, generalmente, se caracteriza por la presencia de bloques, donde la deformación se localiza preferentemente en abundantes superficies de falla pulidas y estriadas. Los mecanismos de deformación en este tipo de materiales durante el desarrollo de las zonas de falla en la corteza superior implican generalmente procesos de fracturación, de plasticidad cristalina a baja temperatura y de difusión y transferencia de masas (Lloyd et al. 1992). Sin embargo, las microestructuras presentes en los materiales originales (por ejemplo, el tamaño de grano, la granoclasificación, el empaquetamiento, las superficies de contacto, y el cemento y las fases de la matriz) pueden jugar un papel importante para influir en los procesos de deformación.

La presencia de filosilicatos en zonas de fallas, ya sea como arcillas neoformadas o heredadas se relaciona, en general, con el debilitamiento del

comportamiento mecánico de la falla (por ejemplo, Wang 1984; Lachenbruch y Sass 1988; Zoback 2000; Solum y Van der Pluijm 2004; Ikari et al. 2011; Tesei et al. 2012). Los bajos coeficientes de fricción de filosilicatos (en general, $\mu < 0.4$ para un gran número de filosilicatos), han sido comúnmente considerados como los responsables de este debilitamiento y de los procesos de desplazamiento progresivo (*creep*) en una amplia variedad de condiciones corticales. Un factor crítico para la comprensión del papel mecánico que juegan las arcillas en las rocas de falla, es determinar el momento de la formación de las asociaciones minerales y la microestructura de las rocas de falla y el protolito. El enriquecimiento en filosilicatos de las rocas de falla puede ser el resultado de un proceso sedimentario, metamórfico, o hidrotermal, que puede proucirse antes, durante o después de la actividad de las fallas. La alteración hidrotermal es especialmente importante en zonas con actividad volcánica asociada. Los filosilicatos son, comúnmente, los minerales de alteración hidrotermal dominantes y su estudio es, por lo tanto, importante para la comprensión de las condiciones de alteración. Sin embargo, la circulación de fluidos también puede producir la cementación de las rocas de falla debida a la cristalización de carbonato o de cuarzo puede conducir a un fortalecimiento significativo del comportamiento mecánico de dichas fallas (por ejemplo, Karner et al. 1997; Olsen et al. 1998; Muhuri et al. 2003).

Los efectos de alteración posteriores al fallamiento pueden limitar la obtención de conclusiones sobre el comportamiento de las rocas exhumadas, especialmente de aquellas producidas por deformación frágil. Algunos afloramientos de zonas de falla jóvenes recientemente expuestas a condiciones climáticas áridas proporcionan excelentes oportunidades para estudiar la influencia de los filosilicatos en el estilo de deformación de las rocas

y su influencia en el comportamiento sísmico de la falla debido a sus propiedades lubricantes e hinchables (Wu et al. 1975; Chester et al. 1993; Morrow et al. 2000; Warr y Cox 2001; Bedrosian et al. 2004; Schleicher et al. 2006).

Por todo ello, es importante el estudio de la influencia de los procesos de interacción fluido-roca en su origen, y la influencia de estos minerales en las propiedades mecánicas de las rocas cuarcíticas o carbonatadas en zonas de fallas que controlan su comportamiento sísmico general.

1.3 ANTECEDENTES

El interés mundial que despierta el estudio de la sismicidad, la predicción de terremotos y su influencia en las características hidrogeoquímicas de un agua subterránea asociada a una falla activa es significativo. No obstante aún en la actualidad, existen lagunas científicas en relación a los diferentes acuíferos afectados por fallas activas, tanto de la Península Ibérica como del resto del planeta.

Si es importante destacar que, existen numerosas investigaciones que relacionan termalismo y fallas activas.

García-Rosell y Pezzi (1975) y Benavente y Sanz de Galdeano (1985), entre otros autores, estudiaron la relación existente entre la situación de las principales surgencias termales de la Cordillera Bética y la fracturación reciente, donde revelan una clara relación entre los manantiales termales y la fracturación profunda (especialmente la intersección entre los sistemas N130-160E y N70-100E), y, a su vez, puede ser una fuente de datos acerca de la profundidad que alcanzan las propias fracturas.

Martín-Escorza (1992) relacionó la estructura geológica de la Península Ibérica con sus aguas termales, de modo que estudió la posible relación de algunos fenómenos tectónicos con la distribución de aguas termales y/o minero-medicinales. Además, representó diferentes mapas de puntos fríos (T < 20^{o}C), puntos hipotermales (T $\simeq$ 20-30^{o}C), puntos mesotermales (T $\simeq$ 30-40^{o}C) y puntos hipertermales (T > 40^{o}C), de la Península Ibérica.

A continuación, se citan las investigaciones más relevantes sobre termalismo, sismicidad y, algunos trabajos sobre efectos de los eventos

sísmicos en las aguas subterráneas, en las provincias pertenecientes a la Cordillera Bética que forman parte de esta Tesis Doctoral.

Almería

Martín-Vallejo y García-Rossell (1993) presentaron un estudio hidroquímico e isotópico relativo al termalismo en la Cuenca del Almanzora, en el cual observaron ciertas anomalías geoquímicas debidas a la conexión con aguas marinas.

Cerón y Pulido-Bosch (1996a, 1996b) publicaron varios artículos sobre aguas termominerales carbogaseosas en Los Guiraos, remarcando que las aguas analizadas revelaban enriquecimiento en algunos elementos minoritarios y trazas, y que además, poseían elevadas concentraciones anómalas de CO_2, relacionándolas con el Cinturón Carbogaseoso de Europa Occidental, asociado a zonas sísmicamente activas. Años más tarde, Cerón et al. (1998a, 1998b) Cerón y Pulido-Bosch (1999) aplicaron análisis isotópicos (^{18}O-^{2}H y ^{13}C) para esclarecer el origen profundo del CO_2 en aguas gaseosas de las Cuencas de Aguas, Antas, Almanzora y Guadalentín. Cerón et al. (2000) revelaron que las variaciones espaciales de CO_2 en las aguas subterráneas estaban relacionadas con la proximidad de los Sistemas de Fallas de Carboneras, Palomares y Guadalentín, y podían ser la manifestación en superficie de una zona de adelgazamiento cortical.

Por otra parte, Molina et al. (2002) estudiaron diversos registros de temperatura y conductividad eléctrica de aguas subterráneas en el Campo de Dalías, para comprender el comportamiento hidrogeológico de un sistema complejo, el cual está compartimentado por un gran número de fracturas que pueden causar anomalías geotérmicas en las aguas. No obstante, este estudio

no compara las posibles implicaciones de un movimiento de esas fracturas en el funcionamiento del sistema acuífero.

Granada

Cruz-San Julián et al. (1972) presentaron un trabajo sobre las aguas termales de Alhama de Granada, concretamente en las inmediaciones del paraje de los Baños, donde observaron una anomalía hidrogeotérmica importante en el contexto de la Cordillera Bética. Más adelante, Cruz-San Julián y Granda (1979) estiman una temperatura de base próxima a 86-90^{o}C en los manantiales termales de Alhama de Granada, mediante la aplicación del método de Fournier y Truesdell (1970), indicando también que la presencia de travertinos es indicio de una baja temperatura de base. López-Chicano y Pulido-Bosch (1996) realizaron observaciones hidrogeológicas e hidroquímicas sobre estos mismos manantiales termales de Alhama de Granada. En este caso, indican que el origen de la anomalía térmica de baja entalpía de Alhama de Granada pueda ser causada por la existencia de un proceso de convección forzada o transporte térmico a favor del gradiente hidráulico. Además, afirman que el acuífero de Sierra Gorda quedaría descartado como posible alimentación a los manantiales termales.

En 1990, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) publicó el Atlas hidrogeológico de la provincia de Granada, dónde afirmaban que buena parte de las principales manifestaciones termales, aparecen alineadas jalonando direcciones de fracturas de importancia en la estructuración de la Cordillera Bética. Estas importantes fracturas evidencian el papel que juegan en el funcionamiento acuífero.

Jaén

La falla de Tíscar presenta algunas surgencias termales asociadas (Cruz-San Julián et al. 1972; Cruz-San Julián y García-Rossell 1975). Sanz de Galdeano y Fernández-Rubio (1983) señalaron que los datos hidrológicos sobre estos manantiales termales indican que no corresponden a aguas de origen muy profundo, por lo que se interpreta que no se trata de una falla que penetre en el basamento, afectando sólo a la Cobertera Tabular (Sanz de Galdeano 2003).

Calvache y Benavente (1987) estudiaron el análisis de la fracturación y el funcionamiento hidrogeológico en el sistema Jabalcuz-La Grana (Jaén). Destacan en el macizo de Jabalcuz-La Grana, que los juegos N150-170 y N010-030 se karstifican fácilmente, mientras que lo hace en menor grado el juego N070-090.

El Ministerio de Ciencia e Investigación aprobó el proyecto MICIN CGL2009-2910-CO3 REDESAC en 2011, en el cual, entre otras investigaciones, realizó campañas de muestreo y medición de la actividad de ^{222}Rn en el Sistema Acuífero Profundo de Úbeda (SAPU). Ortega et al. (2012), en el marco de este proyecto, tenían como objetivo evaluar la capacidad del radón para trazar la procedencia litológica de las mezclas de aguas extraídas en distintos puntos del sistema acuífero. Obtuvieron resultados hidroquímicos similares a otros estudios previos, sin embargo, comprobaron la existencia de dos grupos de aguas de ubicación cercana y composición y origen similar pero, en cambio, con valores de actividad de radón diferentes. No obstante, afirman que era necesario seguir investigando sobre los factores que controlan la actividad de radón en este sistema acuífero. Señalan que el aumento de la actividad de ^{222}Rn en los carbonatos jurásicos del SAPU parece vinculado al incremento de la contribución de agua del Mioceno. Heredia et al. (2012), también en el

marco de este proyecto, propusieron un contraste numérico de las aportaciones preliminares de ^{222}Rn de Ortega et al. (2012) al modelo conceptual de funcionamiento del SAPU, ofreciendo un patrón de flujo coherente con la interpretación hidrogeoquímica y, hasta cierto punto, con la actividad de radón.

Murcia

En la Región de Murcia podemos encontrar la mayor parte de estudios basados en la caracterización hidrogeoquímica de aguas subterráneas asociadas a fallas activas de la Cordillera Bética. Algunos de los trabajos al respecto se citan a continuación.

Martínez y Durán (2004) exponen la respuesta de diferentes puntos acuíferos de la zona de Mula a los terremotos ocurridos en 1999. En varios manantiales termales se analizaron algunos parámetros hidrogeoquímicos tras los sucesivos eventos sísmicos. Apreciaron un mes después del terremoto de mayor magnitud en febrero (M = 4.8), un descenso en las concentraciones de SO_4^{2-}, Ca^{2+} y HCO_3^-. Sin embargo, en mayo, varios días después del terremoto de magnitud 3, se manifestó un aumento de casi el 10% en las concentraciones de SO_4^{2-}, Mg^{2+} y Ca^{2+} y del 4% en el Cl^-, estabilizándose la concentración de HCO_3^-. Un mes y medio después de estos últimos análisis, observaron que las aguas subterráneas mostraban descensos generalizados en las concentraciones de los iones mayoritarios y un fuerte incremento de HCO_3^-. No observaron alteraciones en los minoritarios, ni variaciones en la temperatura, pero sí registraron ciertos cambios en los caudales. Antes del sismo de febrero, el manantial Fuente Caputa se secó, para 30 días después, incrementarse de 5 l/s a 30 l/s y volver a descender a los 60 días.

Martínez (2006) realiza un informe interno más completo para el Instituto Geológico y Minero de España sobre la actividad sismotectónica en la Región de Murcia y su relación con las aguas subterráneas en los terremotos de 1999.

Martínez et al. (2009) realizaron el estudio contínuo en los Baños de Mula y el balneario de Archena con tres puntos termales, un manantial y un sondeo de 1000 m, donde se midió CE, T y nivel piezométrico, así como una analítica periódica de componentes mayoritarios y de F y B. Tras el estudio observaron pocas variaciones en estos parámetros como consecuencia de la baja sismicidad en el tiempo de muestreo, nunca superando la magnitud 3.5.

Además, Hornero y Martínez (2012) realizaron una propuesta metodológica para estudiar la influencia de los terremotos en los parámetros físico-químicos de diferentes puntos termales y manantiales de la Falla de Alhama de Murcia (FAM) en el período 2006-2008, pudiendo comparar sus datos con investigaciones previas (Martínez y Durán 2004) tras los terremotos de Mula en 1999. No obstante, como en los casos anteriores, al no registrarse durante su estudio sismos de magnitud superior a 4, no pudieron evidenciar influencias claras en los manantiales de esta falla proponiendo un estudio más a largo plazo.

Como se puede comprobar, existen numerosos trabajos sobre termalismo y sismicidad en la Cordillera Bética, sin embargo, existe una laguna científica en cuanto a estudios previos realizados que aúnen sismicidad, hidrogeoquímica y precursores hidrogeológicos en zonas de fallas activas de la Cordillera Bética, como es el caso de esta Tesis Doctoral.

1.4 CONTEXTO GEOLÓGICO GENERAL: CORDILLERA BÉTICA

La Cordillera Bética constituye la cadena más occidental de la Orogenia alpina en Europa (Platt et al. 2003; Morales et al. 2014). Es un amplio conjunto de sistemas montañosos de más de 600 km de longitud con dirección aproximada Este-Oeste y unos 200 km de Norte a Sur. Se extiende por el Sur de la península Ibérica, ocupando la mayor parte de Andalucía, Murcia, Albacete y la parte meridional de la Comunidad Valenciana. Continúa hacia el Este bajo el mar Mediterráneo, de forma que las islas de Mallorca e Ibiza constituyen zonas emergidas de la misma. Al Norte queda limitada por Sierra Morena y la Cuenca del Guadalquivir, que constituye la Cuenca de antepaís de la Cordillera Bética, mientras que en la parte Nororiental entra en contacto con la Cordillera Ibérica (Albacete, Alicante y Valencia) (Pérez-Valera 2005). La citada Cuenca de antepaís se hace progresivamente más estrecha y menos profunda hacia el Este, en el valle del Alto Guadalquivir, justamente donde se produjo en 2012-2013 la serie sísmica de Torreperogil-Sabiote (Morales et al. 2014; Peláez et al. 2015), la cual se explicará en el Capítulo 6 en su correspondiente apartado de contexto geológico. En la parte occidental la cordillera tiene continuidad con las cadenas alpinas del Norte de África a través del estrecho de Gibraltar.

La orientación preferente de la Cordillera Bética es ENE-WSW, sin embargo, en su parte más occidental sufre un giro de casi 180^{o} y se torna N-S, formando el denominado Arco de Gibraltar, de manera que tanto los conjuntos litológicos como las estructuras de plegamiento observadas en la

Cordillera Bética muestran estrechas semejanzas con el Rif marroquí al otro lado del mar de Alborán (Sanz de Galdeano 1997).

Esta cordillera forma parte de una cadena de plegamientos alpinos que se produjeron en el Mediterráneo Occidental, desde hace unos 65 millones de años hasta la actualidad. Hace más de 8 millones de años, lo que hoy conocemos como Andalucía no existía, todo formaba parte de un dominio marino. Debido al acercamiento y compresión de África hacia Eurasia se originó la Cordillera Bética (convergencia NS a NNW-SSE de placas tectónicas (Morales et al. 1991; Udías y Buforn 1992; Galindo-Zaldívar et al. 1993), formando dos dominios geológicos principales con distintas características litológicas, estratigráficas y estructurales: la Zona Interna o Dominio de Alborán (situada al Sur) y la Zona Externa o Dominio Sudibérico (situada al Norte) (García-Hernández et al. 1980; Vera 2000). Esta división es semejante para el resto de Cadenas Alpinas Mediterráneas. Además, existe otro dominio, las Unidades del Campo de Gibraltar, también denominadas Unidades de los Flyschs, ampliamente representado en la provincia de Cádiz y en algunas zonas del contacto entre Zona Externa e Interna (Sanz de Galdeano et al. 2007). Estas Unidades de los Flyschs no afloran en las zonas de estudio de esta Tesis, y por tanto, se descartan a la hora de su descripción. Sobre estos dominios, se sitúan cuencas sedimentarias, algunas continentales, rellenas por materiales de edad comprendida entre el Mioceno y la actualidad.

En la Figura 1.4-1. se muestra el mapa geológico de la Cordillera Bética con sus diferentes dominios y estructuras geológicas.

A continuación se describen con mayor detalle los dominios que predominan en las zonas de estudio de esta memoria.

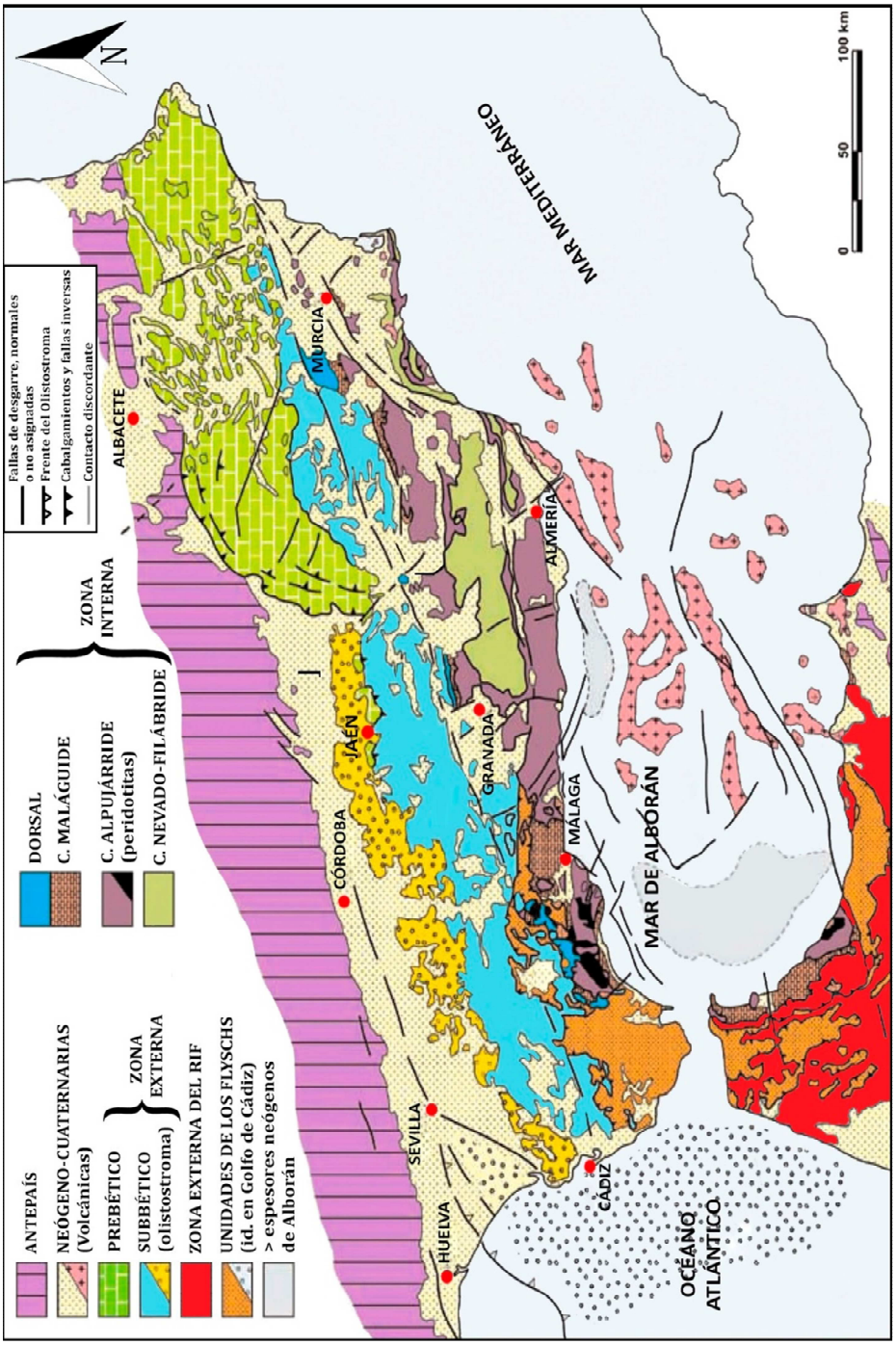


Fig. 1.4-1. Mapa geológico simplificado de la Cordillera Bética. Modificado de Sanz de Galdeano et al. 2007.

1.4.1 Zona Externa

Las rocas de esta zona representan sedimentos que se estaban formando en el mar que había adyacente al Macizo Ibérico que ya existía. Se trata de materiales autóctonos mesozoicos y terciarios de ambiente marino (fundamentalmente margosos y carbonatados) que constituían el borde de margen pasivo sudibérico. Esta zona aflora principalmente en la zona de estudio 3 de esta Tesis Doctoral, la Zona de Fallas de Tíscar-Larva.

Durante el Mesozoico y Cenozoico el margen meridional del bloque Ibérico estuvo sometido a una fuerte subsidencia, lo que provocó una potente acumulación de sedimentos marinos. En la Cordillera Bética las unidades externas se diferencian de Norte a Sur por dos dominios tectonoestratigráficos (Prebético y Subbético), ambos formados por sucesiones de rocas sedimentarias de edad Triásico a Mioceno, fuertemente deformadas pero poco o nada afectadas por metamorfismo alpino, ya que en ellas, la deformación tuvo lugar especialmente en los niveles superficiales de la corteza (Arias et al. 2004):

- El **Prebético** es de carácter más somero y en algún caso llegan a ser sedimentos continentales (López-Garrido 1971; García-Hernández et al. 1980; Arias et al. 2004). La estructura del Prebético presenta materiales de la cobertera del Mesozoico con escaso desplazamiento respecto del basamento Paleozoico, que se produce a favor de las formaciones evaporíticas y arcillosas del Trías, que actúan como nivel general de despegue. Este dominio se prolongaría hacia el SW, pero sus depósitos fueron desplazados tectónicamente hacia el Oeste y actualmente quedan cubiertos por los

sedimentos de la Depresión del Guadalquivir. El Prebético se divide en *Prebético Externo*, caracterizado por series de poca potencia y con lagunas estratigráficas que abarcan el Cretácico inferior y el Paleógeno (Azema et al. 1979) y constituye una zona de escamas fuertemente imbricadas (Arias et al. 2004); y *Prebético Interno* con mayor espesor de sedimentos y secciones estratigráficas más completas (García-Hernández et al. 1980). Presenta grandes pliegues y cabalgamientos subordinados (Arias et al. 2004).

- El **Subbético** de carácter más profundo es el subdominio mayor y más meridional de la Zona Externa. Está formado por sedimentos de facies de talud continental y pelágicas propias de una posición más distal en la plataforma continental. El Subbético cabalga ampliamente sobre el Prebético y aflora al S de éste y al N de la Zona Interna (Arias et al. 2004). Dentro del Subbético pueden diferenciarse varias unidades. Por un lado, un *Subbético externo* más alejado del núcleo de la Cordillera Bética y por lo tanto más cercano al margen continental de la placa ibérica. En él la subsidencia durante el Jurásico medio y superior fue mínima, lo que determinó el desarrollo de facies condensadas. Por otro lado un *Subbético interno* (o Penibético), que durante el Jurásico medio-superior constituyó un umbral pelágico poco subsidente (Arias et al. 2004). Ambos con diferentes ambientes batimétricos de sedimentación que indican la existencia de surcos y umbrales durante la sedimentación mesozoica (García-Dueñas 1967; García-Hernández et al. 1980; Sanz de Galdeano y Vera 1992).

1.4.2 Zona Interna

Las rocas pertenecientes a la Zona Interna están más cercanas a la zona de convergencia de placas. La Zona Interna es la región más intensamente deformada del Orógeno (Alonso-Chaves et al. 2004) y está formada por materiales paleozoicos, mesozoicos y en algunos puntos paleógenos, estructurados en mantos de cabalgamiento que forman un apilamiento generado durante la Orogenia alpina (Egeler y Simon 1969; Sanz de Galdeano 1997). La mayoría son materiales metamórficos, los cuales han sufrido mayores presiones y temperaturas, y por tanto, mayores deformaciones que la Zona Externa, debido a su proximidad al límite de placas. A diferencia también de los materiales de la Zona Externa, son materiales alóctonos, es decir, no se formaron adyacentes al Macizo Ibérico, sino que son materiales de la misma edad que éste pero que estaban situados hacia el Este, frente a las actuales costas de Argelia, es decir, la Zona Interna fue desplazada hacia el Oeste de su posición original principalmente durante el Mioceno temprano (Sanz de Galdeano 1990).

Pueden distinguirse tres grandes complejos estructurales, diferenciados tanto por la edad y facies de las distintas unidades litológicas, como por la forma en que se desarrollaron otros procesos geológicos, como el magmatismo, el metamorfismo y su emplazamiento tectónico. Estos complejos son de muro a techo los siguientes (Fontboté 1986; Sanz de Galdeano 1997):

- **Complejo Nevado-Filábride**, formado por sucesiones peleozoicas, pérmicas y mesozoicas (carbonatadas en parte) afectadas por un metamorfismo regional de alta presión. Ocupa la posición tectónica más baja

dentro de la Zona Interna (Alonso-Chaves et al. 2004). Presenta algunas unidades alóctonas, y cada una de ellas está formada por dos conjuntos de rocas metamórficas con varias fases de deformación, unas pertenecientes al zócalo pre-Mesozoico y otras, al Mesozoico. Es el complejo que presenta mayores dificultades a la hora de su diferenciación de unidades y edades debido a los diferentes grados de metamorfismo alpino que ha sufrido asociados a la formación de la Cordillera Bética. En primer lugar, se da un metamorfismo de alta temperatura y alta presión en el Eoceno, que se produjo a consecuencia de una subducción. Posteriormente, en el Neógeno, hay un metamorfismo de temperatura y presión media, a causa de la colisión entre el paleomargen Sudibérico y el Dominio de Alborán (García-Hernández et al. 1980). Finalmente, el metamorfismo de baja temperatura y baja presión se da en el Langiense, coincidiendo con la formación de la Cordillera Bética, última colisión que da lugar a la gran estructuración de las Béticas. Según la clasificación de Sanz de Galdeano (1997).

- **Complejo Alpujárride.** Está formado por tres grupos de unidades, inferior, medio y superior, tectónicamente superpuestos. Es el complejo más extenso de la Zona Interna y aflora a lo largo de 400 km. El Alpujárride se superpone al Complejo Nevado-Filábride, fundamentalmente en el sector central-oriental de la Cordillera Bética. El Complejo Alpujárride está formado por esquistos en la base, sobre estos filitas y cuarcitas, a veces yesos e intrusiones ígneas básicas, y potentes tramos carbonatados de dolomías y calizas o mármoles dolomíticos y calizos con intercalaciones de metapelitas (Delgado et al. 1981; Sanz de Galdeano 1997; García-Tortosa 2002). Incluye varias unidades alóctonas de rocas metamórficas de alta presión y alta temperatura con varias fases de deformación.

- **Complejo Maláguide,** formado por un zócalo Paleozoico de sedimentos clásticos de facies marinas profundas. Estos sedimentos fueron afectados por la Orogenia varisca o hercínica. Está poco afectado por metamorfismo y cabalga sobre el Complejo Alpujárride, aunque en algunos puntos, el contacto original ha sido modificado por la tectónica extensional (Martín-Algarra 1987; Alonso-Chaves et al. 2004). Tienen un metamorfismo de grado bajo, y una cobertera que comienza con capas rojas del Permo-Trías al que sigue una serie marina jurásica, cretácica y eocena. Es un complejo por tanto, más reciente que los dos anteriores. Este complejo no aflora en las zonas de estudio.

1.4.3 Cuencas Neógenas

Los depósitos neógenos-cuaternarios se disponen en numerosas cuencas intramontañosas rellenas por potentes sucesiones de sedimentos que se apoyan discordantemente sobre los materiales de las Zonas Externa e Interna de la Cordillera (Alfaro 1995). La mayoría de estas cuencas, junto con la Cuenca del Guadalquivir, han estado controladas directamente por la actividad tectónica. Durante la parte alta del Mioceno medio se encontraban sumergidas y conectadas entre sí por el mar, para sufrir durante el Mioceno superior un progresivo proceso de somerización e individualización sedimentaria con continentalización (Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano 1992). A pesar de su carácter postorogénico, estas cuencas también están afectadas por la Tectónica Activa. La geometría y evolución neógeno-cuaternaria de estas cuencas está estrechamente ligada con la actividad de importantes zonas de falla con movimientos verticales y de desgarre.

1.4.4 Relieve de la Cordillera Bética

El relieve actual de la Cordillera Bética (Fig. 1.4-2) ha sido formado principalmente con los procesos tectónicos ocurridos desde el Tortoniense (Mioceno tardío) y que, a su vez, están controlados por la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática. Por este motivo, los sedimentos marinos del Tortoniense son un marcador ideal para estimar el levantamiento diferencial de la Cordillera Bética en los últimos 8 Ma. Existen varios trabajos que calculan la tasa de levantamiento reciente de la Cordillera Bética, como por ejemplo los estudios de Braga et al. (2003) y Silva et al. (2003). El relieve de la Cordillera Bética está estrechamente vinculado a las nuevas estructuras que se han desarrollado a partir de ese momento (Sanz de Galdeano y Alfaro 2004).

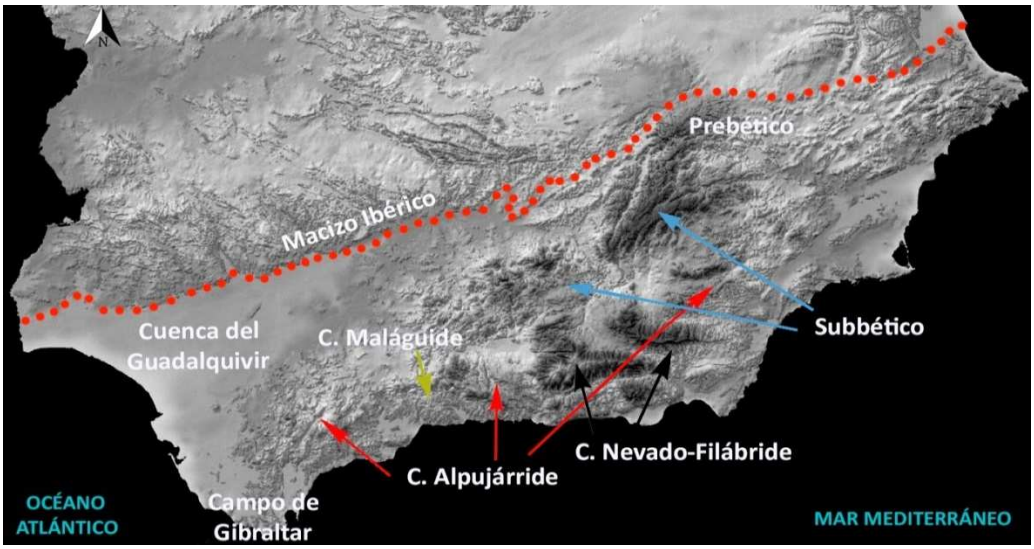


Fig. 1.4-3. Modelo Digital del Terreno. Modificado de grupo ANAYA.

La Zona Interna experimentó una extensión durante su desplazamiento hacia el Oeste desde el Burdigaliense hasta el final del Mioceno medio (García-Dueñas 1967), formando los primeros relieves de la Cordillera Bética (Sanz de

Galdeano y Vera 1992; Braga et al. 2003). A partir de finales del Tortoniense en adelante, la Cordillera Bética ha sufrido una compresión horizontal aproximadamente N-S, oscilando entre NNE-SSW y más frecuentemente NNW-SSE, dependiendo de las zonas y el tiempo (Sanz de Galdeano 1990; Sanz de Galdeano y Vera 1992; Galindo-Zaldívar et al. 1999, entre otros). A esta compresión le acompaña una importante extensión en dirección casi perpendicular ENE-WSW (Galindo-Zaldívar et al. 1999), correspondiente a un escape tectónico iniciado durante el Mioceno temprano, también conectado con la apertura del mar de Alborán y las zonas adyacentes (Watts et al. 1993; López-Casado et al. 2001). Este escenario geodinámico continúa hasta la actualidad, siendo el levantamiento regional en la Cordillera Bética mucho más marcado en su sector central (desde Sierra Nevada y la Sierra de los Filabres hasta Sierra Cazorla) (Sanz de Galdeano y Alfaro 2004).

Las máximas cotas de la Zona Externa están comprendidas entre 2381 y 1500 m s.n.m., mientras que la Zona Interna tiene el relieve más elevado de la Cordillera Bética, especialmente en el sector comprendido de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, destacando Sierra Nevada con su pico más elevado, el Mulhacén de 3481 m s.n.m. La Zona Interna tiene un relieve concordante en el que los antiformes coinciden con sierras, mientras que los sinformes lo hacen con valles o depresiones. Algunas de estas sierras con estructura antiforme son Sierra Nevada, Sierra de los Filabres y Sierra Alhamilla, entre otras (Sanz de Galdeano et al. 2007).

La Cuenca del Guadalquivir, que actúa como una cuenca de antepaís, es una zona donde la corteza ha disminuido claramente y donde el gran Olistostroma Subbético se ha emplazado gravitacionalmente. Sin embargo, al ENE de esta cuenca, se produce un levantamiento notable haciendo que el

Prebético avance hacia el NW, formando empujes imbricados responsables del relieve de la zona de Cazorla (Sanz de Galdeano y Alfaro 2004).

1.4.5 Estructuras Recientes

El relieve actual de la Cordillera Bética se debe principalmente a estas estructuras recientes (Sanz de Galdeano y Alfaro 2004; Sanz de Galdeano et al. 2007):

1. Amplios pliegues kilométricos de dirección E-W en la Zona Interna, ligados a la compresión de la Cordillera Bética (NNW-SSE), que localmente, están cortados por fallas normales de dirección NW-SE. Son pliegues simétricos y pliegues vergentes al Norte (como el caso del gran antiforme asimétrico de Sierra Nevada). La compresión NNW-SSE genera elevación regional de la Cordillera con una velocidad máxima en Sierra Nevada de 0.5 mm/año. Algunos de estos pliegues deben estar asociados a cabalgamientos profundos.
2. Pliegues y cabalgamientos de la Zona Externa de menor longitud que los anteriores y que afectan a una cobertera de hasta 5-6 km de espesor. Por este motivo, los relieves de la Zona Externa son menos elevados.
3. Fallas normales de bajo ángulo asociadas a la extensión perpendicular ENE-WSW a la que está sometida la Cordillera Bética en los últimos millones de años. Esta extensión aproximadamente perpendicular (ENE-WSW) se acomoda principalmente por fallas normales que tienen, en su mayoría, una dirección NW-SE. Estas fallas activas escalonan el relieve y generan cuencas intramontañosas (depresiones topográficas) entre los relieves del basamento

(bloques levantados de las fallas), como es el caso de una de las fallas principales de esta Tesis Doctoral, la falla de Baza.

En la Cordillera Bética también existen fallas normales de alto ángulo y fallas de deslizamiento que cortan pliegues tardíos del Tortoniense-Messiniense (Sanz de Galdeano 1983; Weijermars et al. 1985; Vera 2004) y despegues extensionales.

Según Sanz de Galdeano (1983), los tres principales juegos de fallas existentes en la Cordillera Bética son los siguientes:

- Un conjunto de fallas con dirección variable entre N-S a NE-SW, ubicadas en la zona más oriental de las Béticas. Se trata de una zona de cizalla sinistrosa que se extiende desde Almería hasta Alicante (Bousquet 1979; De Larouzière et al. 1988), denominada Zona de Cizalla de la Bética Oriental (EBSZ Eastern Betic Shear Zone). Esta zona de cizalla de aproximadamente 300 km de longitud se caracteriza por contener varias fallas activas entre las que destacan las fallas de Carboneras, Palomares, Lorca-Alhama y Carrascoy (las dos primeras han sido también elegidas para su estudio en esta Tesis). En ellas, predominan los desplazamientos horizontales, por tanto no han generado un relieve muy significativo. Sin embargo, en sus extremos meridional (Almería) y septentrional (Alicante), existen movimientos verticales ligados a fallas normales en el Sur (transtensión) y fallas inversas en el Norte (transpresión). Esta zona de cizalla se prolonga hacia el SW en el mar de Alborán y hacia el Este, en la provincia de Alicante, en el mar Mediterráneo (Hernández et al. 1987; Alfaro et al. 2002). Dicho sistema de fallas se conecta a través del mar de Alborán con las fallas de Jebha y Nekor al Norte de Marruecos, formando el sistema de fallas conocidos como la Zona de Cizalla Trans-Alborán (TASZ Trans

Alboran Shear Zone) (Frizon de Lamotte et al. 1991). La profundidad de estas fallas puede afectar a toda la corteza (De Larouzière et al. 1988) y en tiempo geológico corto ha tenido movimientos de desgarre sinistrosos con desplazamientos acumulados de hasta 60 km (Bousquet 1979).

- Un sistema formado por fallas con dirección NNW-SSE desde la costa Sur hasta la Cuenca de antepaís del Guadalquivir. Este sistema está mejor representado en las proximidades de Granada. La falla de Tíscar es una de las más largas de este sistema (Sanz de Galdeano et al. 1995) y una de las elegidas para su estudio en este trabajo.

- Por último, existen un conjunto de fallas orientadas ENE-WSW que se extienden con relativa continuidad desde Cádiz hasta Alicante (Sanz de Galdeano 1983, 2008). A este conjunto pertenecería como ejemplo las fallas del Bajo Segura y de Crevillente (Alfaro et al. 2014).

Según la interpretación de Sanz de Galdeano (1988 y 1990), los diversos juegos de fracturas (del Neógeno a la actualidad) de las Cordilleras Béticas pueden integrarse en un sistema de desgarre dextroso en el que la dirección del máximo esfuerzo compresivo era WNW-ESE. Posteriormente, cuando la dirección de compresión pasó a ser aproximadamente NNW-SSE los movimientos de los diversos juegos del sistema cambiaron (Benavente y Sanz de Galdeano 1998).

Algunas de estas fallas de estos tres grandes sistemas son potencialmente activas, como las fallas de las zonas de estudio de esta Tesis Doctoral, las cuales, aumentan la sismicidad de la región significativamente.

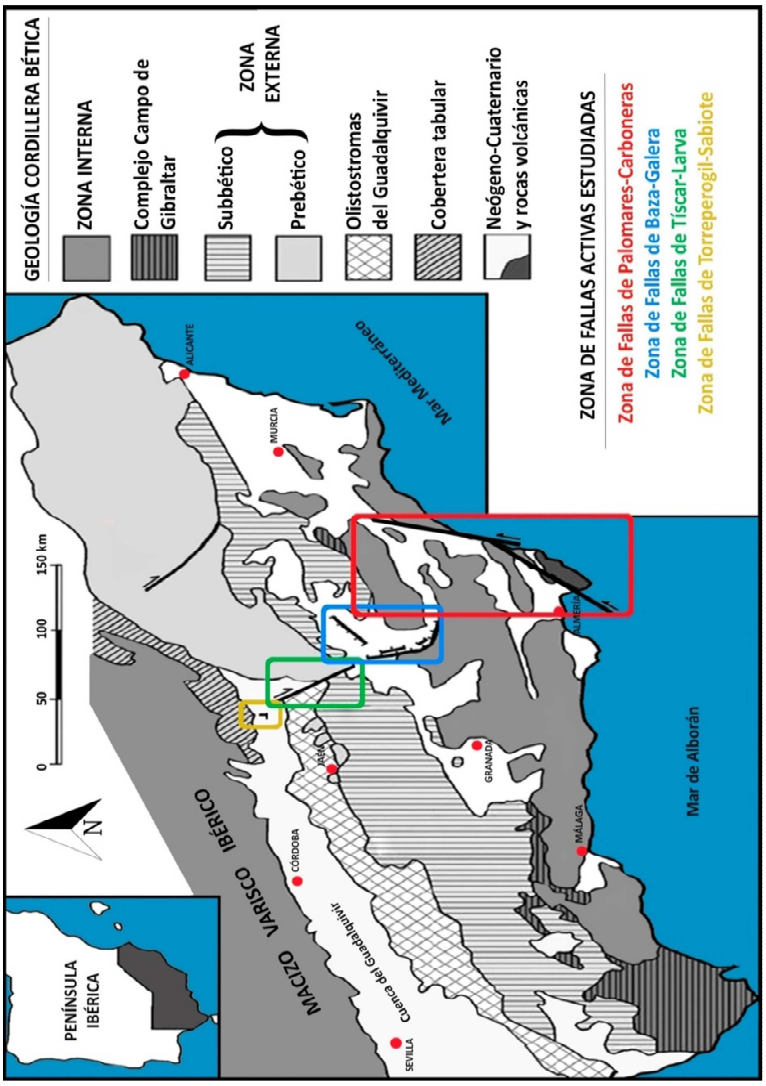


Fig. 1.4-4. Contexto geológico con las zonas de estudio. Ampliado y modificado de Estévez et al. 2004.

La Figura 1.4-3 muestra un mapa geológico de la Cordillera Bética donde se señalan las cuatro zonas de estudio de esta Tesis.

1.4.6 Sismicidad

Existen numerosos estudios sobre la sismicidad de la Cordillera Bética (Inglada 1921; Rey-Pastor 1927; Udías y Buforn 1992; Sanz de Galdeano et al. 1995; Martínez-Díaz 1998; Alfaro et al. 2002; Masana et al. 2004; Gil de la Iglesia 2008; López-Casado y Henares-Romero 2011; Sanz de Galdeano y Peláez 2011; Palano et al. 2013, entre muchos otros).

Como ya se ha mencionado anteriormente, la Cordillera Bética se formó (y se sigue formando) debido a la convergencia entre las placa Africana y Euroasiática, durante el Orógeno alpino. Actualmente, estas placas continúan su proceso de convergencia en dirección NW-SE con una tasa de 4.5-5 mm/año (Argus et al. 1989; Masana et al. 2004), contribuyendo enormemente a la focalización de nuevos terremotos en esta zona (Gil de la Iglesia 2008). Por este motivo, la Cordillera Bética constituye el sector sísmicamente más activo de la Península Ibérica, al menos en cuanto a tasa de actividad sísmica se refiere, como se puede comprobar claramente en la Figura 1.4-4. La información sísmica de esta figura proviene de la base de datos del Instituto Geográfico Nacional (IGN) actualizada al año 2003. Los epicentros del periodo histórico entre los años 1048 y 1919 están representados mediante valores de intensidad sísmica, mientras que los correspondientes al periodo instrumental 1920-2003, se representan por valores de magnitud.

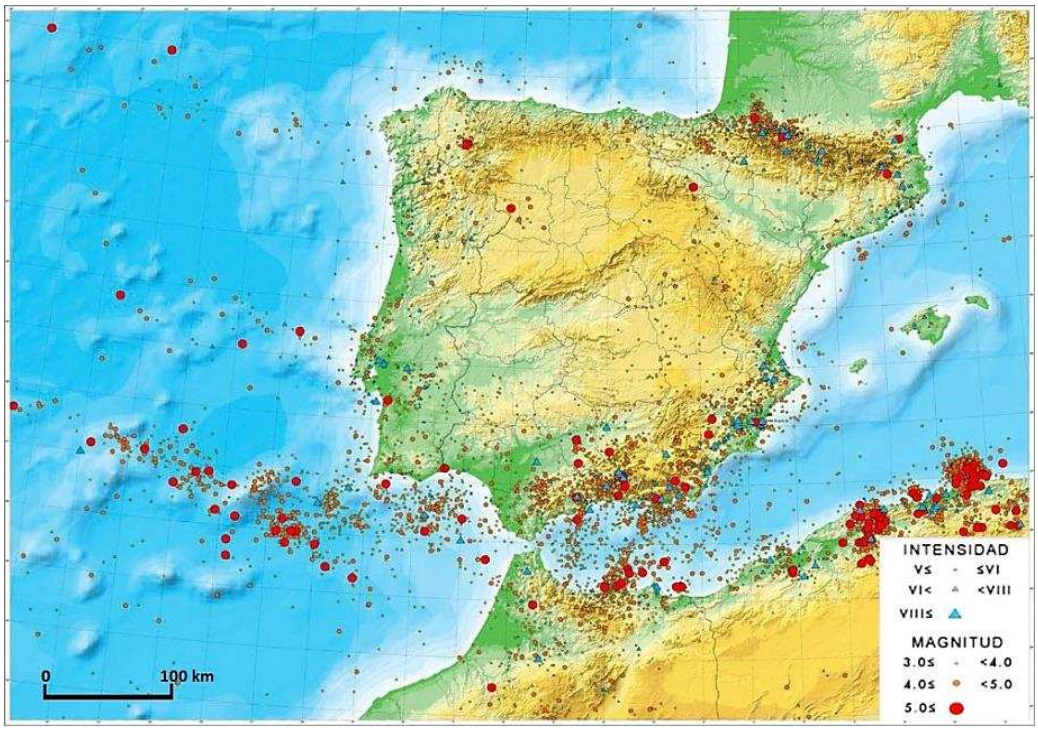


Fig. 1.4-5. Mapa general de sismicidad en España. Proyección U.T.M. Huso 30. (Fuente Instituto Geográfico Nacional (IGN)).

El año 1985 constituye un punto de referencia importante porque, a partir de esta fecha, la calidad de los datos instrumentales mejora considerablemente. En especial, los errores de localización de epicentros e hipocentros disminuye en gran medida, lo que permite establecer unas correlaciones más precisas entre los epicentros-hipocentros y las estructuras sismogenéticas (Alfaro 1995).

La sismicidad que tiene lugar en la Península Ibérica se caracteriza por una actividad continua de magnitud moderada a baja, generalmente inferior a $M_w < 5$, junto con grandes terremotos ($M_w > 6$) que se producen de forma esporádica separados por largos intervalos de tiempo (100-200 miles de años) (Udías y Buforn 1992; Buforn et al. 1995; Masana et al. 2004; Olivera et al.

2006). Sólo existen trece terremotos con magnitudes superiores a 5 registrados en el siglo XX, y ninguno de ellos fue superior a 5.5 (Sanz de Galdeano y López-Casado 1997). La mayor parte de esta sismicidad implica terremotos poco profundos o superficiales (h<30 km). Estos terremotos definen la capa sismogénica de suficiente rigidez como para romperse por fracturas frágiles, y estarían relacionados con las fallas observables en el terreno y su continuidad en profundidad. Refiriéndonos principalmente a las descritas en el apartado anterior como los tres principales juegos de fallas. Las cuales, salvo excepciones, son objeto de estudio de la presente Tesis Doctoral.

Sin embargo, en ciertas zonas de profundidades intermedias (40<h<180 km) se producen seísmos con una distribución N-S, que se relacionan con situaciones en las que el material rígido de la litosfera ha sido introducido en el manto superior, conservando su capacidad de producir terremotos por fractura frágil. Estas situaciones se relacionan, generalmente, con los procesos de subducción (Udías y Buforn 1992).

Palano et al. (2013) obtuvieron un mapa de mecanismos focales con más de 440 terremotos registrados entre 1951 y 2010 con magnitudes entre 2 y 8 (Fig. 1.4-5) para el estudio del patrón de deformación sísmica entre el margen de Argelia, mitad Sur de la Península Ibérica, mar de Alborán y Azores. Como se observa en la Figura 1.4-5 los terremotos de la Cordillera Bética no superan la magnitud 6, siendo generalmente de menor magnitud. Este mapa pudo realizarse a partir de la combinación de todas las bases de datos disponibles en diferentes catálogos públicos (CMT-Universidad de Harvard, RCMT, IAG regional Moment tensor Project-Universidad de Granada) y de la bibliografía de Bezzeghoud y Buforn (1999), Buforn et al. (2004), Ruiz-Constán et al. (2009), Stich et al. (2010), entre otros). Gracias a este mapa podemos

tener una visión general de los mecanismos focales de la Cordillera Bética pudiendo observar cómo en su parte más oriental, predominan los correspondientes a fallas *strike slip* (marcados en rojo en la Figura 1.4-5) con intercalaciones de componentes normales (marcados en azúl) e inversas (negro). En la Bética Central dominan los mecanismos focales de fallas normales. Y por último, en la Cuenca del Guadalquivir y la Zona Externa, dominan los mecanismos focales de fallas inversas con un componente menor de *strike slip*.

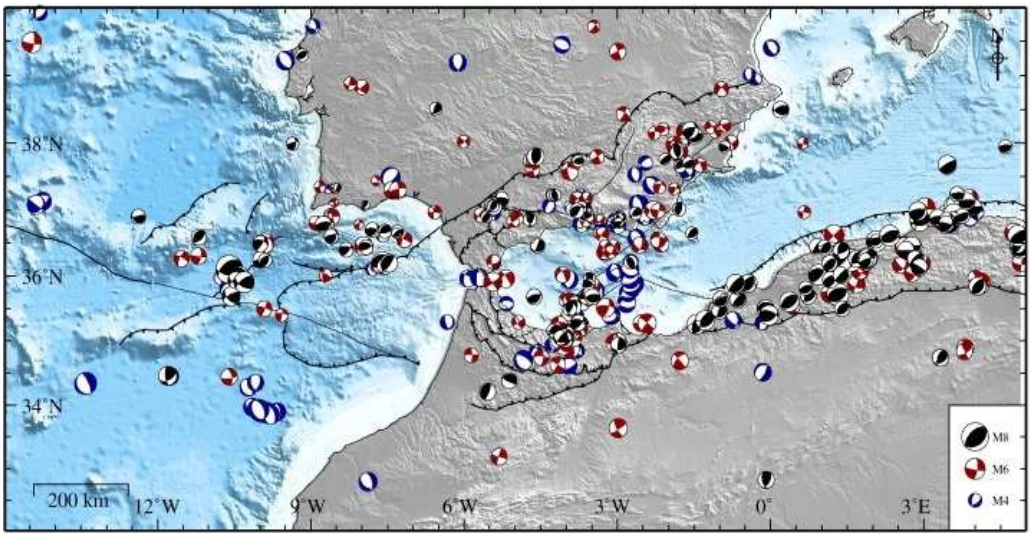


Fig. 1.4-6. Mapa de mecanismos focales compilados de más de 440 terremotos registrados entre 1951 y 2010 (tomada de Palano et al. (2013)).

Los mecanismos focales estudiados por Palano et al. en 2013 ponen en evidencia la complejidad de la tectónica actual de la región, manifestando aspectos compresivos y tensionales en la misma zona. Como se puede observar, la sismicidad en la Cordillera Bética tiende a concentrarse hacia el Sur, mientras que los terremotos tienden a ser más dispersos y menos abundantes hacia la Meseta (Macizo Ibérico).

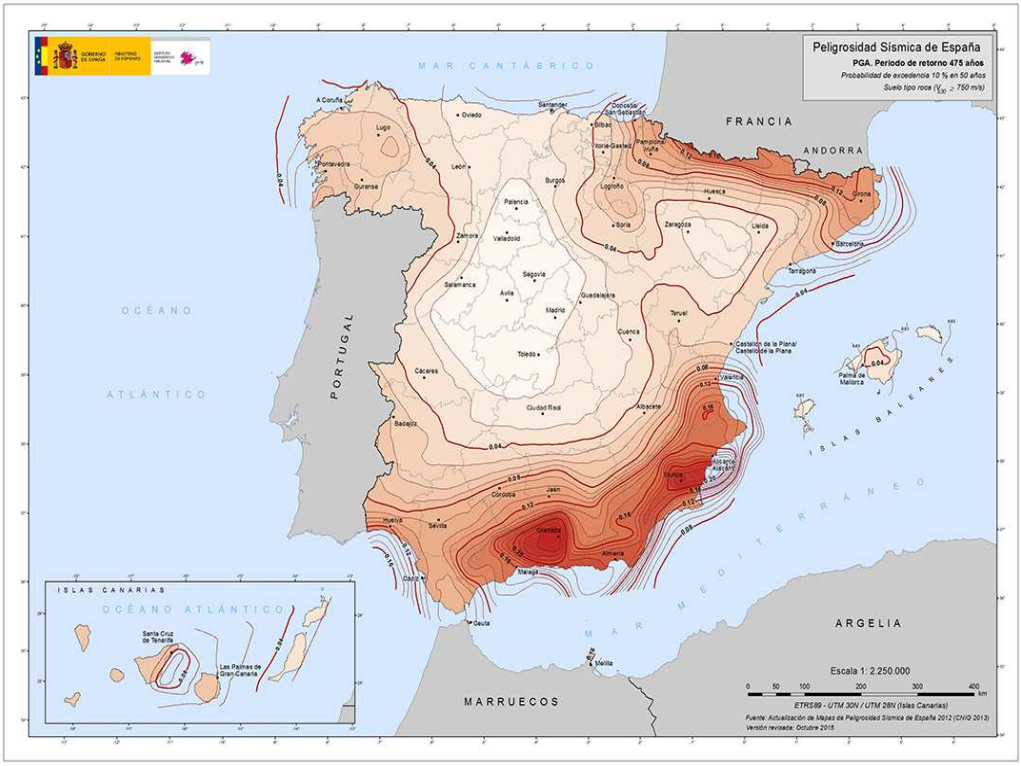


Fig. 1.4-7. Mapa de peligrosidad sísmica en la Península Ibérica en valores de aceleración. (Fuente Instituto Geográfico Nacional (IGN)).

En la Figura 1.4-6 se muestra la peligrosidad sísmica de la Península Ibérica, actualizada a octubre de 2015, en un período de retorno de 475 años. En ella, se puede comprobar cómo la zona de la Cordillera Bética es la zona más vulnerable, y la de mayor peligrosidad sísmica debido a su proximidad al límite de placas.

2

Objetivos

El estudio de las propiedades físico-químicas y los parámetros hidrogeoquímicos de las aguas subterráneas próximas a zonas de fallas activas, puede ser clave a la hora de evaluar si un agua subterránea está asociada a una falla determinada y darnos información importante sobre la actividad de la misma, incluso revelarnos evidencias de posible sismicidad futura.

Como se ha indicado en el Capítulo 1, numerosos autores han estudiado otros sistemas de fallas activas en el mundo relacionándolos con cambios producidos en las aguas subterráneas, como por ejemplo Scholz et al. (1973), Muir-Wood y King (1993), Italiano et al. (2004), Yuce et al. (2010), Ghosh et al. (2011), Italiano et al. (2013), Odeh et al. (2013), entre otros. Además, se ha consultado y analizado el gran número de trabajos y artículos científicos referidos a la tectónica activa y a la sismicidad de la Cordillera Bética, tales como Inglada (1921), Sanz de Galdeano et al. (1995), Sanz de Galdeano y Peláez (2011), Palano et al. (2013). Igualmente, hemos revisado los trabajos científicos en la Cordillera Bética sobre aguas termales y fallas activas, e incluso, algunos trabajos sobre efectos de los eventos sísmicos en las aguas subterráneas, como los de Cruz-San Julián et al. (1972), Calvache y Benavente (1987), Cerón y Pulido-Bosch (1996a, 1996b), Martínez y Durán (2004), Ortega et al. (2012), entre otros.

Sin embargo, hasta ahora, no existe un trabajo científico que aúne sismicidad, hidrogeoquímica y precursores hidrogeológicos en diferentes zonas de fallas de la Cordillera Bética. Por ello, este trabajo de investigación en los sectores de las Zonas de Fallas de Palomares-Carboneras, Tíscar-Larva, Torreperogil-Sabiote y Baza-Galera, puede aportar información esencial para conocer mejor el origen de sus aguas subterráneas, y las posibles relaciones entre la actividad de las fallas y los fluidos que circulan en los acuíferos

afectados por las mismas. En estos sistemas de fallas que se exponen en esta Tesis Doctoral existen muy pocos datos en la literatura científica en cuanto a la relación entre las aguas subterráneas y la actividad de las fallas.

Además, en este trabajo se tratan dos aspectos científicos con una enorme trascendencia social. Por un lado, el estudio de un recurso natural vital y, generalmente escaso, como es el agua subterránea; y por otra parte, el análisis de la sismicidad en un sector sísmicamente activo, como es el sector oriental de la Cordillera Bética. Aparte de estos dos aspectos, interesantes de forma individual, hay que tener en cuenta que ambos aspectos geológicos están interrelacionados y en este trabajo se pretenden analizar los factores que controlan el funcionamiento de los sistemas acuíferos de cuatro regiones afectadas por fallas activas de la Cordillera Bética, a través de la integración de estudios hidrogeológicos, geoquímicos, sismológicos y mineralógicos. La elección de estas zonas de trabajo e investigación se ha planteado debido al gran potencial geológico e hidrogeológico del sector, así como por ser la Cordillera Bética, la zona con mayor actividad sísmica de la Península Ibérica.

Por tanto, este trabajo representa la primera investigación geoquímica integral en estas zonas de estudio, incluyendo caracterizaciones hidrogeoquímicas e isotópicas (^{18}O-D, ^{3}H y ^{222}Rn) y determinaciones mineralógicas de rocas de fallas.

En este ámbito de estudio de zonas de fallas activas, el grupo de investigación al que pertenezco "*Procesos y Recursos Geológicos RNM-325*" de la Universidad de Jaén, cuenta con experiencia más que justificada en el tema, con numerosos proyectos de investigación y trabajos acerca de fallas activas, y por tanto, se ha garantizado la viabilidad de esta Tesis Doctoral en este marco.

De acuerdo con la hipótesis planteada y la laguna de conocimiento existente en este sector de la Cordillera Bética en este contexto, los objetivos que persigue esta Tesis Doctoral son los siguientes:

- Localizar, identificar y caracterizar los manantiales naturales y sondeos en las zonas de estudio directamente relacionadas con las fallas más significativas de este trabajo, para su estudio hidrogeológico e hidrogeoquímico, con especial énfasis en clarificar la existencia de aguas connatas (fósiles) producto de la deshidratación mineral.

- Analizar la influencia de los terremotos en las propiedades hidrogeológicas de los acuíferos de las cuatro zonas de estudio.

- Caracterización mineralógica de las rocas de las zonas de falla principales, para el estudio del efecto de los procesos de circulación hídrica y neoformación de arcillas.

3

Materiales y Métodos

Para poder cubrir los objetivos planteados posteriormente, se han empleado diferentes métodos, que básicamente son los que se describen a continuación.

3.1 ACTIVIDADES PRELIMINARES

La recopilación bibliográfica ha permitido conocer en profundidad el tema fundamental de esta Tesis Doctoral, habiéndose realizado una revisión de la información bibliográfica de antecedentes sobre sistemas acuíferos afectados por fallas activas. Con el fin de definir la metodología necesaria para esta Tesis Doctoral y, posteriormente poder alcanzar los objetivos planteados en la misma, se consultaron numerosos trabajos de investigación relacionados con hidrogeoquímica en zonas de fallas activas, hidrotermalismo en zonas de fallas, sismicidad y aguas subterráneas, cambios en la concentración de radón en aguas, entre otros.

Por otro lado, para el estudio de las aguas subterráneas cercanas a fallas activas del sector oriental de la Cordillera Bética, fue necesario hacer un inventario de puntos de agua en las zonas de estudio, llevando a cabo un diseño inicial y una optimización de la red de observación de dichos puntos de agua. Para llevar a cabo esta tarea, se ha utilizado numerosa información bibliográfica de diferentes fuentes institucionales:

- Proyectos y bases de datos del Instituto Geológico Minero Español (IGME).
- Catálogo de manantiales y fuentes de Andalucía.

www.conocetusfuentes.com

- Atlas Hidrogeológico de Andalucía.

- Comunidades de regantes.
- Tesis doctorales y publicaciones científicas, tanto nacionales como internacionales, relacionadas con aguas subterráneas en las diferentes zonas de estudio de este trabajo de investigación.

Además, el inventario de puntos de aguas de esta Tesis Doctoral se ha completado con un exhaustivo trabajo de campo de búsqueda de manantiales, sondeos, pozos y galerías para el estudio de nuevos registros de aguas subterráneas. Cabe señalar que durante dicho trabajo de campo, se observó que algunos manantiales y pozos inventariados que habían sido recopilados en las anteriores bases de datos citadas, se encontraban en estado de abandono y/o contaminación. Gracias también a este trabajo de campo de búsqueda y contrastado de puntos existentes se han modificado algunas coordenadas UTM que estaban mal ubicadas en la bibliografía para su mejor y fácil localización.

Se realizó una recopilación de información geológica y estructural procedente de la cartografía geológica de la serie MAGNA: hojas 1/50.000 nº 906 (Úbeda), nº 928 (Cazorla), nº 949 (Pozo Alcón), nº 950 (Huéscar), nº 951 (Orce), nº 994 (Baza), nº 972 (Cúllar-Baza), nº 997 (Águilas), nº 1014 (Vera), nº 1015 (Garrucha), nº 1032 (Mojácar) y nº 1046 (Carboneras). A esta información se le ha añadido la procedente de publicaciones científicas, tesis doctorales, así como una aportación personal después de todas las campañas de campo realizadas, donde se han modificado y añadido algunos detalles que se han observado.

3.2 CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA

La caracterización de las aguas subterráneas requiere de un protocolo de actuación que comienza con la exhaustiva preparación de la jornada de campo, la realización del muestreo siguiendo una rutina concreta, la medida *in situ* de una serie de parámetros físico-químicos y el posterior análisis en laboratorio y procesado e interpretación de datos en gabinete. Se ha seguido el protocolo de muestreo de Brassington (2007). A continuación se presentan los pasos llevados a cabo en esta Tesis Doctoral:

3.2.1 Toma de muestras

Para la analítica de los parámetros físico-químicos de las aguas subterráneas en las zonas de fallas de esta Tesis Doctoral se realizaron un total de 25 campañas de muestreo entre mayo de 2012 y noviembre de 2015, donde se tomaron 104 muestras iniciales de las aguas subterráneas, entre manantiales, sondeos, pozos y galerías, y en las campañas posteriores para la observación de posibles fluctuaciones en los parámetros físico-químicos se llevaron a cabo mediciones de conductividad eléctrica, pH, temperatura, bicarbonatos, trazas de boro y caudal de 93 de los puntos iniciales y se realizaron además 51 análisis posteriores de todos los elementos mayoritarios.

En todas las muestras tomadas se analizaron componentes mayoritarios, metales pesados, contenido en trazas de boro (B), y en una selección de ellas se han analizado y medido isótopos estables (^{18}O – D) e isótopos radiactivos como tritio (^{3}H) y radón (^{222}Rn).

El procedimiento de toma de muestras es el siguiente:

En los casos en los que el agua aflora en superficie (manantiales) se ha llevado a cabo un muestreo manual. Las muestras de agua de sondeos y pozos han sido tomadas por bombeo directo si el pozo está instalado; en caso contrario se ha utilizado un hidrocaptor.

Los protocolos modernos de control de la calidad del agua, como los usados por United States Environmental Protection Agency (USEPA 1986) o por la EA en Inglaterra y Gales (Clark y Fritz 1997) suelen requerir el desalojo de un gran volumen de agua del sondeo antes de que se tome la muestra. De este modo, nos aseguramos de que el agua que se toma sea representativa del agua de formación en lugar de que haya sido modificada durante el tiempo de permanencia en el sondeo.

Por precaución, siempre se ha cogido un número superior de frascos al número de muestras que se ha previsto tomar en cada jornada de campo.

En cada punto experimental se procede al llenado de diferentes frascos de polietileno de alta densidad (HDPE) de varios volúmenes: 15 ml (1 unidad), 50 ml (2 unidades) y 250 ml (2 unidades), que posteriormente se utilizaron para diferentes análisis en laboratorio. Una característica común a todos los tipos de muestreos de agua subterránea es la necesidad de mantener el equipo limpio para prevenir la contaminación de la muestra y que una vez en el laboratorio no se efectúen errores en la analítica. El llenado de los frascos se llevó a cabo mediante jeringas esterilizadas de 50 ml y filtros de 0.45 μm de tamaño de poro para evitar partículas sueltas o arcillas finas. Es importante filtrar las muestras para evitar que se incluya materia en suspensión en la muestra de agua, lo que afectaría a los resultados analíticos. Por cada muestra

se utilizó un frasco de 250 ml destinado para análisis de elementos mayoritarios e isótopos estables y otro de igual volumen para su posterior congelación y almacenamiento para futuros análisis. Además, se tomó en cada emanación un frasco de 50 ml para la determinación del contenido en trazas de boro (B) y otro para la medición del isótopo radiactivo tritio (^3H). Por último, en frascos de 15 ml se tomaron muestras para el análisis de metales. En este caso hay que tener en cuenta que el oxígeno reacciona con la mayoría de los metales en disolución, haciéndoles precipitar como óxidos e hidróxidos insolubles, por tanto, este frasco, ha sido necesario acidificarlo in situ a pH<2.0, mediante la adición de ácido nítrico (HNO_3), reactivo ACS con una pureza de 70%, con el objetivo de evitar intercambio iónico y/o precipitación química que pudieran afectar a los resultados analíticos. Es importante no llenar demasiado esta botella para que no se diluya demasiado el ácido. Todos los frascos fueron identificados con unas siglas características de cada zona de falla y un número. Seguidamente precintados y sellados con una película de parafina de plástico autosellante (Parafilm) alrededor del tapón para evitar pérdidas de líquido en el transporte hasta el laboratorio y la entrada de aire en los frascos de muestra.

Es indispensable preservar las muestras lo mejor posible para evitar su alteración, para ello, en el campo se transportan en neveras portátiles con bloques de hielo que garantizan una temperatura próxima de 4^oC y, posteriormente, hasta poder analizarlas en laboratorio, se conservaron en frigorífico también a temperaturas en torno a 4^oC. El período de análisis en laboratorio nunca ha sido superior a las 24/48 horas.

La metodología para la toma de muestra de agua destinada al análisis de concentración de radón es totalmente diferente a lo citado anteriormente.

Las muestras tienen que ser etiquetadas claramente para identificar el punto de muestreo y la fecha y hora exacta en que se tomaron, puesto que el período de semidesintegración del radón es de 3.82 días, y por tanto, esto limita el período de tiempo que pueden estar las muestras almacenadas antes de su medición.

La técnica utilizada para la toma de muestra consiste en recoger el agua en una botella de vidrio de 250 ml con mucho cuidado de no perder el gas radón. Para ello, se ha utilizado un recipiente grande y una manguera conectada al punto de sondeo mientras está abierto el flujo de agua (Fig. 3.2-1) o en el caso de tratarse de un manantial, el agua fue bombeada directamente del punto de emanación con una bomba portátil sumergible conectada a una batería de 12-24V (Fig. 3.2-2). De esta manera, evitamos cualquier contacto del agua con el aire en el momento de la recogida de la muestra. Una vez llenado el recipiente, se sumergió la botella (en vertical) hasta el fondo del mismo. Es indispensable que el agua siga circulando dentro del recipiente que se utilice mientras se almacena el agua. Una vez llena la botella cerramos con el tapón sin sacar la botella del agua revisando que no queda ninguna burbuja en su interior. En todo el proceso básicamente se ha evitado tomar volúmenes de agua que hubieran estado en contacto con aire atmosférico y procurando reducir al mínimo el número de burbujas de aire en el proceso de recogida y transporte con la botella. Esta metodología se ha llevado a cabo gracias a la ayuda en campo y en laboratorio de la Dra. Manzano y de Lucía Ortega del departamento de Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica de la Universidad Politécnica de Cartagena.

Fig. 3.2-1. Llenado de botella destinada a ^{222}Rn en un sondeo.

Fig. 3.2-2. Bombeo de agua de manantial para el llenado de botella destinada para la medición de ^{222}Rn.

3.2.2 Determinación de parámetros físico-químicos in situ

Los parámetros físico-químicos medidos in situ mediante un medidor multi-paramétrico HI 9828 de Hanna – Instruments fueron: Conductividad Eléctrica para una temperatura estándar de 25^{o}C (CE (µS/ cm)), con una sensibilidad de este dispositivo en ± 1 µS/cm); Total de Sólidos Disueltos (TDS (mg/l), ± 1 mg/l); pH (± 0.02 pH); Temperatura (T (^{o}C), ± 0.15^{o}C). Este equipo fue previamente calibrado en cada salida de campo con soluciones de calibración para cada parámetro. El medidor multi-paramétrico es una sonda impermeable y resistente multi-sensor basada en un microprocesador, el cual facilita además las coordenadas geográficas del punto. La lectura de los datos se recogió y anotó en una ficha de campo, una vez estabilizado el equipo, que posteriormente fue informatizada a una base de datos. Los datos más importantes recogidos en dichas fichas son: Término municipal, toponomía, coordenadas UTM, nombre del propietario, altitud, fecha y hora de muestreo, profundidad del nivel piezométrico en caso de sondeos y pozos, parámetros determinados in situ y caudal.

Una vez terminado este procedimiento hay que limpiar el equipo de muestreo con agua destilada para evitar contaminación o variaciones en la siguiente lectura.

La medición de alcalinidad se realizó para cada muestra mediante valoración ácido-base, usando ácido clorhídrico (HCl). El procedimiento consistió en valorar 5 ml de muestra con HCl 0.1 N, utilizando como indicadores colorimétricos la fenolftaleína ($C_20H_{14}O_4$) y el naranja de metilo ($C_{14}H_{14}N_3NaO_3S$) o el azúl de bromofenol ($C_{19}H_{10}Br_4O_5S$). La fenolftaleína es un indicador de pH que en disoluciones ácidas permanece incoloro (pH en torno a

8.2), pero en presencia de disoluciones básicas toma un color rosado (pH≥10). En cambio, el naranja de metilo es un colorante azoderivado (los átomos de nitrógeno están unidos por enlace doble), el cual vira de rojo (pH<3.1) a naranja (pH=4.4), mientras que el azúl de bromofenol tiene un viraje de amarillo (pH=3) a violeta (pH=4.6). Esta medición permite conocer el contenido en bicarbonatos (y carbonatos en el caso de que existan) a partir de la medida del volumen de ácido clorhídrico consumido en la valoración (titración).

Además, se midió en cada emanación el caudal (m^3/seg).

3.2.3 Laboratorio: Caracterización Hidrogeoquímica

A continuación se describen las técnicas utilizadas para los diferentes análisis de las aguas subterráneas de este trabajo de investigación.

1. Elementos mayoritarios (Cationes (Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} y K^+) y Aniones (Cl^-, SO_4^{-2} y NO_3^-)

La analítica de los elementos mayoritarios se realizó en diferentes laboratorios y bajo distintas técnicas que se describen a continuación:

Al comienzo de este estudio se realizaron dos análisis de mayoritarios en el Laboratorio Scada S. A. de Granada, donde se siguieron los siguientes procedimientos:

- Para la determinación de sulfatos (SO_4^{2-}) y nitratos (NO_3^-) se utilizó turbidimetría con un espectrofotómetro de absorción molecular UV-V 230V, CE, SHIMADZU modelo UV - 1700.
- Por otro lado, en el análisis de cloruros (Cl^-) se utilizó la técnica de volumetría, método de Mohr con precipitación de nitrato de plata ($AgNO_3$).
- La medición de los parámetros calcio (Ca^{2+}), magnesio (Mg^{2+}), sodio (Na^+) y potasio (K^+) se realizó mediante un espectrofotómetro de absorción atómica de la marca PERKIN ELMER, modelo "pinAAcle 900 H" para el análisis por llama y cámara de grafito, HGA.

El mayor número de análisis de elementos mayoritarios y hasta la finalización de esta Tesis Doctoral, se decidió utilizar el método de cromatografía iónica (CI), ya que esta técnica moderna permite una separación y determinación eficiente de aniones y cationes mediante columnas de intercambio iónico, ya sean inorgánicos u orgánicos de bajo peso molecular. Estas columnas de intercambio iónico retienen en mayor o menor grado a los analitos en función de sus interacciones iónicas (polaridades). Cada analito es eluido de la columna con diferente tiempo de retención. El resultado del método es un cromatograma donde la posición de los máximos indica el ión presente (análisis cualitativo) y el área que forma corresponde a su concentración en la disolución (análisis cuantitativo). El método CI se ha convertido en indispensable en el análisis del agua y del medio ambiente gracias a los diferentes mecanismos de separación, los tipos de detección y a sus posibilidades de automatización para la preparación de muestra. Este método de análisis de aguas se ha realizado mediante los equipos técnicos que dispone el Centro de Instrumentación Científico-Técnica (CICT) de la Universidad de Jaén:

- Cromatógrafo de intercambio iónico Dionex DX 120, mediante detección por conductividad. Permitió el análisis de todo tipo de iones, utilizando como método la separación isocrática en columnas de intercambio iónico con una previa supresión del fondo del eluyente. El eluyente utilizado fue carbonato sódico (Na_2CO_3) 9 mN para el análisis de aniones, ácido metanosulfónico (CH_4SO_3) 20 mN para el análisis de cationes. Las supresoras (ASRS y CSRS) fueron utilizadas en modo autorregenerante. El límite de detección de este equipo es de 0.1 mg/l. Este equipo utiliza el software Peak Simple para el procesado de los cromatogramas. Debido a la incorporación de un nuevo cromatógrafo iónico professional IC 850 con 919 IC Autosampler Plus, se dejó de utilizar éste en agosto de 2013.

- Cromatógrafo iónico Professional IC 850 con 919 IC Autosampler Plus de Metrohm. Este cromatógrafo es el primer sistema de cromatografía iónica profesional con componentes inteligentes conectados entre sí. Antes de la inyección, las muestras pasan por la célula de ultrafiltración instalada directamente en el 858 Professional IC Sample Processor. Detector por conductividad: El detector transfiere la señal digitalizada directamente al software MagIC Net™. El eluyente utilizado para aniones fue carbonato sódico (Na_2CO_3) 3.20 mN y bicarbonato sódico ($NaHCO_3$) 1.00 mN. Además, se utiliza el dosino 800 de Metrohm, el cual es necesario para la analítica de aniones únicamente. El dosino es un motor de bureta multifuncional y versátil para dosificaciones de reactivo, que en este caso se trata de ácido sulfúrico (H_2SO_4) concentrado. En el caso de los cationes, el eluyente que se preparó fue de ácido nítrico (HNO_3) 1.70 mN y ácido dipicolínico ($C_7H_5NO_4$) 1.70 mN. La excelente constancia de temperatura, la caja de Faraday y la función DSP (procesamiento digital de la señal) de última generación garantizan la mayor

de las precisiones. El amplio margen de medición del iDetector de 0 a 15000 µS/cm garantiza unos resultados precisos y exactos, desde trazas a porcentajes, en un solo cromatograma. La detección cuantitativa se realiza midiendo el área de los picos cromatográficos y comparando aquella con la serie de patrones empleados. El límite de detección de este equipo es de 0.1 mg/l. Utiliza el software MagIC Net™, el cual permite la comprobación, el registro de datos, la evaluación de datos y la monitorización de datos, así como la elaboración de informes de análisis de cromatografía iónica.

2. ***Análisis de metales y elementos minoritarios***

Los análisis de metales y elementos minoritarios se realizaron en el espectrómetro ICP-masas modelo 7500 de Agilent, ubicado en el Centro de Instrumentación Científico-Técnica (CICT) de la Universidad de Jaén. Este equipo dispone de un muestreador de 96 posiciones para introducción automática de muestras mediante una bomba peristáltica, un nebulizador tipo Babington y una cámara de nebulización de cuarzo refrigerada por sistema Peltier, conos de la interfase de níquel y analizador de masas tipo cuadrupolo. Una vez que la muestra es ionizada en la antorcha de plasma, los diferentes iones generados son arrastrados por un gas portador (argón) y dirigidos por una serie de lentes hacia el analizador de masas, donde los iones son separados en función de la relación masa/carga (m/z) que presenten. El recurso está dotado del software ChemStation, un paquete de programas específicos que permiten por un lado el control del equipo y por otro el desarrollo de métodos analíticos para la adquisición y posterior tratamiento de datos. Este equipo identifica y cuantifica los elementos químicos presentes en

una muestra mediante su ionización y posterior análisis mediante espectrometría de masas. El análisis que se eligió fue cuantitativo basado en la elaboración de rectas de calibrado mediante el uso de patrones de concentración conocida. El servicio dispone de dos estándares de calibración multielemental certificados y se ha elegido el siguiente, según los metales que se precisaban obtener:

Multielement Calibration Standard-2a de Agilent Technologies que contienen los siguientes elementos: Ag, AI, As, Ba, Be, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ni, Pb, Se, TI, V, Zn; y Cs, Ga, Li, Rb, Sr, U.

La concentración más baja de los patrones utilizados para la calibración del equipo fue de 0.1 ppb.

3. Análisis de Trazas de Boro (B)

El contenido en trazas de boro se midió en el Laboratorio Scada S.A de Granada, mediante un espectofotómetro UV–170 por el método colorimétrico de azometina, con rango de incertidumbre de ±0.05 mg/l. No obstante, para contrastar resultados también se midió en el Laboratorio de Geología de la Universidad de Jaén mediante un pHmetro HI 38074 de Hanna Instruments por titración directa de ácido bórico (H_3BO_3), con un rango de medición de 0-5 mg/l y una incertidumbre de ±0.1 mg/l.

4. Análisis de Isótopos Estables ^{18}O y D

La caracterización isotópica se llevó a cabo en la primera tanda de muestras en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca utilizando los siguientes métodos:

- En la obtención de CO_2 para la determinación de relaciones isotópicas de $^{18}O/^{16}O$ se llevó a cabo el método de equilibrio con CO_2.
- La obtención de H^2 para la caracterización de la relación isotópica D/H, se realizó por el método de reducción con Cr.
- La determinación de las relaciones isotópicas se determinaron por espectrometría de masas de fuente gaseosa en modo Continuous Flow.

Sin embargo, la gran mayoría de las mediciones de isótopos estables (^{18}O y D) se realizaron por espectroscopía láser a través del Centro de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (CEHIUMA), mediante un analizador de isótopos del agua Picarro L2120i-CRS y también en el laboratorio de isótopos estables del "School of Environmental Sciences" de la Universidad de Liverpool, utilizando el sistema Picarro WS-CRDS durante al menos 8 inyecciones secuenciales de 2 µl de agua. Los resultados se normalizaron según los patrones internacionales mediante la escala SMOW / SLAP y verificados por análisis de GISP como un desconocido. Su precisión analítica es superior a 0.08‰ para isótopos de oxígeno y de 0.4‰ para valores de hidrógeno.

5. Análisis de Isótopos Radiactivos Tritio (^{3}H) y Radón (^{222}Rn)

La Espectrometría de centelleo líquido (LSC) de bajo nivel es uno de los métodos más eficientes para la determinación de algunos radioisótopos como el tritio (^{3}H). Este método se basa en la capacidad de ciertos compuestos orgánicos (centelladores) para convertir en luz visible (luminiscencia) una parte de la energía desprendida por radiaciones ionizantes. El espectrómetro mide electrónicamente estos pulsos de luz que son proporcionales a los eventos de decaimiento radiactivo. Los análisis de Tritio (^{3}H) se determinaron en el Centro de Instrumentación Científica (CIC) de la Universidad de Granada (España). Se utilizó para ello un contador de centelleo Beckman LS6500 (líquido de centelleo Oro LLT, PerkinHelmer) a '' bajo nivel '', durante 100 minutos cada muestra. Las incertidumbres en la gama de muestras de bajo ^{3}H se encuentran dentro del ± 5%.

Por otro lado, las técnicas de medición de ^{222}Rn se basan en la detección de los productos emitidos en el proceso de desintegración radioactiva, específicamente las partículas alfa (α) del ^{222}Rn y de sus descendientes, para conocer la concentración de actividad (Bq/m^3), que es proporcional a la cantidad de ^{222}Rn presente. La espectrometría α se basa en la ionización que las partículas α emitidas producen en un medio, o sistema detector. Es un método útil y sensible para la detección de núcleos radioactivos α debido a su resolución en energía y gran sensibilidad (Ayala 2009). Por ello, se utilizó un espectrómetro de masas portátil RAD 7 de la casa Durrige Company propiedad del Departamento de Ingeniería Minera, Geológica y Cartográfica de la Universidad Politécnica de Cartagena. Este equipo permite medir, de forma puntual o continua, el radón y el torón presentes en el aire, el agua y el suelo en un amplio rango de concentraciones.

Utiliza un detector α de estado sólido que consiste en un material semiconductor que convierte la radiación α del gas radón y sus descendientes en una señal eléctrica directamente proporcional a la energía de las partículas α, por tanto, permite distinguir entre los isótopos Rn-222 (radón) y Rn-220 (torón). La extracción del gas ^{222}Rn se hizo mediante un cilindro intercambiador que se conecta al espectrómetro formando un circuito de aire cerrado (Ortega et al. 2012). La concentración de gas radón se ha medido de dos maneras diferentes: in situ en campo con el RAD 7 en modo continuo y en el laboratorio acoplando directamente las botellas de vidrio al dispositivo de burbujeo RAD H2O, produciendo la circulación de aire de un circuito cerrado con el RAD 7 a través de la muestra de agua, provocando la desgasificación del gas radón. El límite de respuesta teórico para un 95% es aproximadamente de 10-15 minutos, impuesto por el período de semidesintegración del ^{218}Po (hijo del ^{222}Rn) de 3.1 min. (Dulaiova et al. 2005). Otros factores como el caudal de agua que entra en el intercambiador, la velocidad de transferencia de radón desde el agua al aire, que a su vez depende del tamaño de la gota de agua y la eficacia de aireación, y/o el volumen del bucle de aire, son factores que pueden influir este límite de respuesta (Ortega et al. 2012), por lo que cada medición consistió en 6 períodos de 10 min. (total 1 hora), estableciendo así el menor grado de incertidumbre en cada medición. Finalmente se ha de realizar una pequeña corrección para tener en cuenta la desintegración del gas radón que haya tenido lugar durante el tiempo transcurrido entre la recogida de la muestra y el momento de la medida. Como se ha descrito anteriormente, se ha procurado que este intervalo de tiempo no fuera superior a 1 día para no perder el gas radón de las muestras por su corto período de semidesintegración.

A continuación, se muestra un cuadro resumen (tabla 3.2-1) con todas las técnicas y equipos utilizados durante la caracterización hidrogeológica en esta Tesis Doctoral.

Tabla 3.2-1. Cuadro resumen de Métodos y Técnicas.

PARÁMETRO	TÉCNICA	EQUIPO
CE	Conductimetría	Multi–paramétrico HI 9828 de
pH, Eh	Potenciometría	Hanna–Instruments
HCO_3	Volumetría	
Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} y K^+	Cromatografía	Cromatógrafos iónicos DX 120 e
Cl^-, SO_4^{2-} y NO_3^-	Iónica	IC 850 - 919 IC Autosampler Plus
Ag, Al, As, Ba, Be, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Na, Ni, Pb, Se, Si, Tl, V, Zn, Cs, Ga, Li, Rb, Sr, U	Espectometría ICP Masas	ICP MS 7500 de Agilent
Trazas Boro (B)	Método colorimétrico de azometina	Espectofotómetro UV – 170
	Titración directa de ácido bórico (H_3BO_3)	pHmetro HI 38074 de Hanna-Instruments
Isótopos Estables: ^{18}O y D	Espestroscopía Láser	Picarro L2120i-CRS y Picarro WS-CRDS
Isótopos Radiactivos: ^3H	Espectrometría de Centelleo líquido	Beckman LS6500
^{222}Rn	Espectrometría alfa	Durridge RAD 7

3.3 CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA

Se realizaron varias campañas destinadas a la visualización y estudio de la tectónica y de los materiales de las zonas de falla de esta Tesis Doctoral, así como para la recogida de suficientes muestras cercanas a algunos puntos de muestras de aguas subterráneas que fueran especialmente característicos de posible vinculación con las fallas activas.

Una vez recogidas las muestras de los materiales de falla, se procedió a la caracterización mineralógica mediante difracción de rayos X (XRD), microscopía electrónica de barrido (SEM) y microscopía electrónica de transmisión (TEM).

3.3.1 Difracción de Rayos X (XRD)

Para la caracterización mineralógica mediante la técnica de difracción de rayos X se utilizó el difractómetro de polvo Siemens D5000 con goniómetro de geometría Θ/2Θ, rendija automática, monocromador de grafito y detector de centelleo, trabajando a 35 kV y 34 mA, ubicado en el Centro de Instrumentación Científico-Técnica (CICT) de la Universidad de Jaén. También se empleó el difractómetro X'Pert PRO ubicado en el departamento de Mineralogía de la Universidad de Granada, con igual geometría y monocromador, trabajando a 45 kV y 40 mA.

Se realizaron análisis cualitativos sobre la muestra total molida y la fracción < 2 µm. Los diagramas de muestra total molida desorientada se realizaron con una constante de tiempo de 0.4 seg., velocidad de exploración

de 6°2Θ/min y explorando el intervalo de 3 a 70° 2Θ. Para la obtención de los diagramas de agregados orientados se empleó una constante de tiempo de 1 seg., velocidad de exploración de 3°2Θ/min y zona explorada entre 2 y 30°2Θ. La identificación de los minerales fue realizada por comparación con las tablas del Powder Diffraction File (K-Smith y Jenkins 1996).

1. ***Preparación de muestras***

Molienda

Las muestras fueron sometidas a un proceso de lavado y secado inicial. Se realizó una molienda con molino de mandíbulas y mortero manual de hierro. Posteriormente, se tamizó con un tamiz de 2mm de modo repetitivo hasta pasar toda la muestra. El proceso de molienda se culminó mediante mortero de ágata (Fig.3.3-1).

Fig. 3.3-1. Detalle de muestra de roca de falla con estrías del plano de falla para su posterior molienda en mortero de ágata.

Separación de la fracción arcilla

El proceso de extracción de la fracción < 2 µm se realizó de manera que la generación artificial de la fracción arcilla se redujera a la mínima posible. El procedimiento seguido en esta Tesis Doctoral fue el que se describe a continuación:

a) Preparación de las muestras en vasos de precipitado con agua (300 ml) y hexametafosfato sódico (Calgón), el cual favorece la defloculación.
b) Dispersión mediante ultrasonidos.
c) Centrifugación basada en la Ley de Stock mediante la centrifugadora KS-8000 de Kubota. El tiempo de centrifugación fue de 100 segundos (seg.) a 1000 revoluciones por minuto (rpm). Se repitió el mismo procedimiento 4 veces hasta obtener la fracción < 2 µm representativa de cada muestra.
d) Montaje de las muestras de fracción < 2 µm en portamuestras de vidrio. A partir de la fracción < 2 µm representativa de cada muestra se preparó una suspensión que se depositó en un portamuestras de vidrio y se dejó secar a temperatura ambiente. De esta manera, se favorecen las reflexiones (001) de los minerales de arcilla, orientándose las partículas de tal manera que el *eje c* se dispone perpendicularmente al portamuestras.

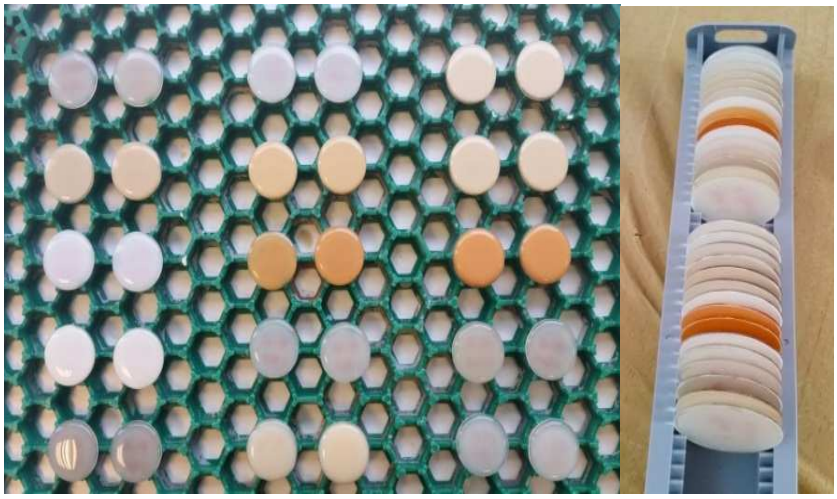


Fig. 3.3-2. Montaje en portamuestras de vidrio.

e) Se prepararon dos agregados de cada muestra: Agregado orientado sin tratamiento adicional (AO) y agregado solvatado con etilenglicol ($C_2H_6O_2$) (AO + EG). Este último tratamiento consistió en calentar un agregado orientado normal a 60^{o}C durante 48 horas en una atmósfera de etilenglicol.

3.3.2 Microscopía Electrónica de Barrido (SEM)

Algunas muestras de los materiales de falla fueron seleccionadas con el objeto de observar su microestructura, morfología de las partículas de arcilla y relaciones texturales entre minerales. Con este fin, se prepararon muestras de aproximadamente 1 cm^3. De las muestras con suficiente consistencia se obtuvo una lámina delgado-pulida destinada al estudio óptico y análisis textural mediante la señal de electrones retrodispersados (BSE) y microcomposicional mediante microscopía electrónica y espectrometría de

dispersión de rayos X (EDX). Se ha utilizado un microscopio electrónico de barrido de alta resolución (FESEM), MERLIN de Carl Zeiss, con capacidad analítica EDX de Oxford del Centro de Instrumentación Científico-Técnica de la Universidad de Jaén. Este equipo consta de un cañón de emisión de electrones por emisión de campo de punta caliente y permite obtener imágenes de electrones secundarios (SE) y de electrones retrodispersados (BSE). El sistema de microanálisis tiene el hardware y el software integrados a través de la plataforma Oxford INCA.

3.3.3 Microscopía electrónica de transmisión (TEM)

Algunas muestras de falla fueron seleccionadas para su estudio textural y microcomposicional a escala nanométrica mediante microscopía electrónica de alta resolución (HRTEM). Esta técnica ha sido fundamental para confirmar la presencia de algunas fases minoritarias difíciles de reconocer mediante XRD y realizar análisis químicos de filosilicatos. Para el estudio se ha utilizado el HRTEM Philips CM20 del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada. Los análisis químicos de las partículas han sido realizados en el modo STEM (Scanning Transmision Electron Microscopy) con un microanalizador de dispersión de energía de rayos X (EDX).

3.4 TRABAJO DE GABINETE

Para el tratamiento y estudio de los datos obtenidos durante las campañas de muestreo, así como para la elaboración de gráficos y mapas se han utilizado los siguientes programas:

- Hoja de cálculo Microsoft Excel.
- Software AQUACHEM 5.1 (Schlumberger Water Services) y Software PHREEQC para Windows (USGS) para el procesado y estudio de los datos hidroquímicos.
- Surfer 8.0. Como apoyo para la realización de los mapas de isocontenidos de los principales parámetros hidroquímicos.
- Programa de análisis estadístico SPSS 15.0 gracias a su sencilla interfaz y a sus multiples opciones en los tratamientos estadísticos.
- Software McDiff para la interpretación de datos de difracción de rayos X.
- Photoshop CS5 y CorelDrRAW X3 para el diseño y edición de gráficos y figuras.

4

Resultados y Discusión ZFPC

4.1 INTRODUCCIÓN

El objetivo de este estudio es analizar los parámetros hidrogeoquímicos de los acuíferos ligados a la Zona de Fallas de Palomares-Carboneras (ZFPC) y estudiar la influencia de los procesos geológicos y tectónicos que se manifiestan en esta zona de estudio en dichas características hidrogeoquímicas. El fin último es poder establecer una serie de puntos de muestreo que sean especialmente sensibles a posibles cambios y que podrían ser indicadores de la actividad sísmica en la ZFPC.

Se ha diseñado una red de muestreo de 34 puntos acuíferos en los que se han determinado las propiedades físicas y químicas de las aguas subterráneas, así como el contenido en isótopos estables (^{18}O - ^{2}H) e isótopos radiactivos (^{3}H y ^{222}Rn).

A partir de estos resultados, se propone establecer una serie de puntos de alerta y control relacionados con aquellos puntos acuíferos que presenten cambios en la composición de las aguas tras algún terremoto ocurrido en el transcurso de esta investigación, o con aquellos puntos con valores por encima del límite de hidrotermalismo, contenidos anormalmente altos de boro y exhalación anómala de ^{222}Rn que indiquen circulación profunda y relación con la actividad sísmica de la Zona de Fallas de Palomares-Carboneras (ZFPC).

4.2 MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

Como hemos visto en el Capítulo 1, el sistema de fallas conocido como Zona de Cizalla Trans-Alborán (TASZ) constituye parte del límite de placas entre África y la Península Ibérica y, aún hoy, la zona experimenta levantamiento regional activo. Las Fallas de Palomares y Carboneras (Fig. 4.2-1) son un importante segmento de este sistema y representa un conjunto de fallas de salto en dirección con orientaciones NNW-SSW y NE-SW respectivamente, que atraviesan el margen Sureste de la Península Ibérica, en el Sureste de España (Booth-Rea et al. 2002; Faulkner et al. 2003). Estas fallas activas desde el Plioceno hasta la actualidad, han tenido una actividad sísmica intermitente, generando deformación en los materiales del relleno de la Depresión de Vera. Esta zona de falla separa el paisaje volcánico de Cabo de Gata en el SE (acumulado a lo largo de 18-6 Ma) de la región alpina metamórfica y Cuencas post-orogénicas (Rutter y Faulkner 2012).

La falla de Palomares fue estudiada inicialmente por Völk (1967). Bousquet y Montenat (1974) la definieron como una zona de falla de desgarre sinistral formada por varios segmentos paralelos con una dirección NNE-SSW (N10^{o}-20^{o}E). Esta falla continúa hacia el Sur hasta el extremo oriental de Sierra Cabrera y hacia el Norte en el Corredor de Pulpí. Tiene una extensión lineal aproximada de unos 25 km y unos 4 km de ancho, entrando en el mar Mediterráneo por el Sur, entre las localidades de Garrucha y Villaricos. Al Norte, se curva en dirección NE/SW limitando el flanco Norte de Sierra Almenara (Westra 1969; Bousquet 1979; Booth-Rea et al. 2004). Esta zona de falla produce importantes arrastres, elevando hacia el Norte los materiales de Sierra Cabrera y los sedimentos del Mioceno y Cuaternario, además de

cortarlos. Además, debido a los movimientos de esta zona de falla se ha producido la salida de rocas volcánicas del Mioceno superior a la superficie (Bousquet 1979; Sanz de Galdeano y Peláez 2011), pudiéndose observar dichos afloramientos en el mapa geológico de la Figura 4.2-1. La Zona de Falla de Palomares (ZFP) tiene una geometría general helicoidal con capacidad de extensión en el extremo oriental de la Cuenca de Vera y de acortamiento hacia el Norte, en la Sierra Almenara (Booth-Rea et al. 2004). Esta geometría es común en los sistemas de fallas *strike-slip* como se indica en Naylor et al. (1986).

Entre Mojácar y Carboneras, al Este de Sierra Cabrera, la falla de Palomares se une con la falla de Carboneras que se prolonga hacia el SW a través del mar de Alborán y parece conectar con las fallas de desgarre sinestrosas NE-SW de la Zona del Rif constituyendo la Zona de Cizalla Trans-Alborán (TASZ) (De Larouzière et al. 1988). La falla de Carboneras es una estructura inversa sinistrosa formada por varias ramas subverticales (Bousquet 1979) que se activó durante el Neógeno-Cuaternario (Keller et al. 1995). Esta falla aflora en superficie a lo largo de 50 km y aproximadamente 90 km bajo el mar. La falla de Carboneras separa el macizo volcánico de Cabo de Gata de la Cuenca de Níjar, y bordea el extremo Sur de la Sierra Cabrera. El ancho de la zona de falla varía desde pocos metros hasta 2 km, formado principalmente por trazas escalonadas o "*en-échélon*" (Gràcia et al. 2006).

El área de estudio se encuentra en el Sureste de España y se localiza entre la latitud 37^{o}00'-37^{o}40' N y la longitud 1^{o}40'-2^{o}00' W (Fig.4.2-1).

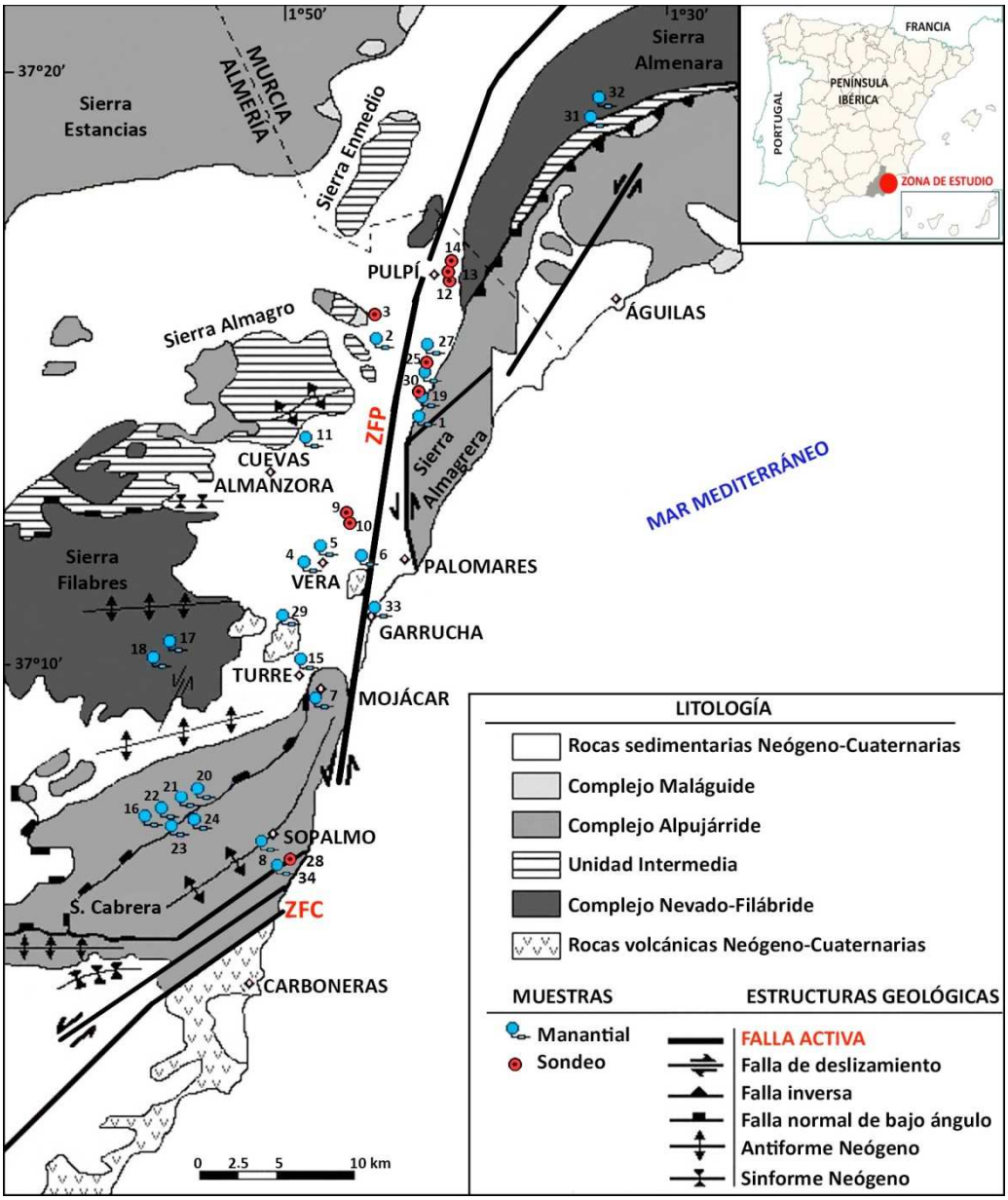


Fig. 4.2-1. Cartografía geológica del área de estudio (modificado de Booth-Rea et al. 2002) y los lugares de muestreo. Números de identificación de muestra se refieren a la Tabla 4.3-1. ZFP Zona de Falla Palomares. ZFC Zona de Falla Carboneras.

Debido a la arquitectura interna de la zona de falla, aparecen bandas de cizalla de sedimentos multicolores miocenos y pliocenos, incluyendo

margas y secuencias de rocas ricas en cuarzo, que se yuxtaponen a las rocas pizarrosas propias del basamento alpino. También es común el afloramiento de microcataclasitas y harinas de falla de los sedimentos post-orogénicos ricas en cuarzo en forma de bandas de diferentes escalas. En la Figura 4.2-2 se pueden observar algunos de los diferentes materiales altamente deformados por la falla de Carboneras, tales como los que se observan en la Rambla de la Granatilla (Sopalmo), donde aparecen materiales triásicos y miocenos, de diferentes tonalidades y rocas volcánicas miocenas. Estos materiales están profundamente imbricados entre sí por la fricción de la zona de falla. En esta imagen se pueden observar margas y areniscas rojas, amarillas y blancas del Terciario.

Fig. 4.2-2. Falla de Carboneras en su parte Norte, en la Rambla de la Granatilla, cerca de su unión con la falla de Palomares.

Este sistema de fallas es uno de los más largos y continuos en la Cordillera Bética, y por tanto, parece ser un buen candidato para generar

terremotos de gran magnitud (Gràcia et al. 2006). Sin embargo, la sismicidad en la zona se caracteriza principalmente por tener sismos de magnitud moderada-baja (Masana et al. 2004). No obstante, se han producido grandes terremotos destructivos a lo largo de la historia en esta región, y por tanto, se ha considerado esta zona de interés en este trabajo dada su probabilidad de generar terremotos en el período de estudio.

La Tabla 4.2-1 recoge el registro de los eventos sísmicos con magnitud superior a 3.0 desde 1518 hasta la actualidad, siendo el de mayor magnitud alcanzando una intensidad de VIII-IX en Vera en 1518, el cual causó 150 muertos y devastó la ciudad (www.ign.es; Bousquet 1979; Weijermars et al. 1985). Por tanto, existe una evidencia de la amenaza sísmica que presenta esta región asociada a las estructuras de la ZFPC.

Tabla 4.2-1. Historia de la actividad sísmica (M > 3.0) en la Zona de Fallas Palomares-Carboneras (ZFPC) desde 1518.

Fecha	*Prof.*	*Intensidad*	*Magnitud*	*Epicentro*	*Fecha*	*Prof.*	*Intensidad*	*Magnitud*	*Epicentro*
09.11.1518		**VIII-IX**		Vera (Al)	26.02.1966			3.2	Sierra Filabres (Al)
01.01.1596		**VI**		Águilas (Mu)	01.09.1966	5		**3.5**	NW Pulpí (Al)
17.12.1796		**V**		Vera (Al)	18.03.1972	5		3.4	E Cuevas Almanzora (Al)
22.09.1860		**V**		Vera (Al)	21/05/1973	5		3.1	SE Mojácar (Al)
14.07.1863		**V**		Vera (Al)	10.10.1980	5		3.0	S Águilas (Mu)
06.08.1863		**V**		Cuevas Almanzora (Al)	14.11.1980	5		3.1	E Garrucha (Al)
22.08.1863		**V**		Vera (Al)	28.02.1981	10	III	3.3	SW Antas (Al)
14.09.1882		IV-V		Vera (Al)	28.08.1983	5		3.0	SE Pulpí (Al)
11.08.1891		**V-VI**		Vera (Al)	28.10.1984	5		3.0	N Antas (Al)
21.05.1893		IV-V		Cuevas Almanzora (Al)	20.05.1988	10	III	3.2	W Antas (Al)
13.05.1895		**VI-VII**		Carboneras (Al)	26.12.1989			3.1	NE Cuevas Almanzora (Al)
28.05.1914		**V**		Pulpí (Al)	08.09.1992			3.1	Carboneras (Almería)
27.04.1915		IV		Cuevas Almanzora (Al)	05.11.1993	2	II-III	3.0	NE Cuevas Almanzora (Al)
14.06.1915		IV		Cuevas Almanzora (Al)	11.03.1994	2	III	3.0	E Cuevas Almanzora (Al)
07.04.1925		IV		Los Gallardos (Al)	15.04.1994	3	III	**3.5**	NW Antas (Al)
14.03.1927		**V**		Cuevas Almanzora (Al)	19.04.1994	5	IV	**3.6**	W Cuevas Almanzora (Al)
04.01.1929		IV		Los Gallardos (Al)	12.06.1994			3.1	Carboneras (Al)
29.11.1929		V		Los Gallardos (Al)	08.12.1994	2		3.1	NE Águilas (Mu)
06.03.1930		IV	3.2	Los Gallardos (Al)	13.02.1995			3.1	Carboneras (Almería)
10.03.1930		IV	3.4	Los Gallardos (Al)	15.12.1995	2		3.0	N Antas (Al)
12.07.1930		IV		Los Gallardos (Al)	06.07.1996	1		3.3	SE Mojácar (Almería)
21.07.1931		**V**		Los Gallardos (Al)	02.09.1996	1	V	**4.5**	N Águilas (Murcia)
02.10.1932		IV	3.4	Los Gallardos (Al)	02.09.1996	2	III	3.1	NE Águilas (Mu)
12.12.1934		IV		Bédar (Al)	09.01.1998	5		3.3	NE Carboneras (Almería)
16.05.1940			3.4	Pulpí (Al)	16.05.1998		III	3.2	NW Antas (Al)
27.11.1940		VI	3.1	Vera (Al)	16.04.1999	4	II-III	3.1	S Vera (Al)
14.05.1942		IV		Cuevas Almanzora (Al)	28.09.2000	9	III	3.1	NE Cuevas Almanzora (Al)
01.07.1943		IV	3.2	Vera (Al)	03.09.2007	11	IV	3.1	E Cuevas Almanzora (Al)
23.03.1945		IV	3.4	Cuevas Almanzora (Al)	24.10.2011	11	IV	**3.7**	W Cuevas Almanzora (Al)
28.03.1945		IV	3.2	Cuevas Almanzora (Al)	22.12.2013	8	III	3.0	SW Mojácar (Al)

Los materiales estudiados pertenecen, principalmente, a la Zona Interna de la Cordillera Bética y, en parte al Complejo Sedimentario Neógeno–Cuaternario que rodea la Zona de Fallas de Palomares-Carboneras.

Dentro de la Zona Interna de la Cordillera Bética existen tres grandes complejos, posicionados desde el punto de vista estratigráfico, de abajo a arriba, como se citan:

Complejo Nevado Filábride: Del Pérmico al Triásico medio. Rocas de alto grado de metamorfismo, siendo las más comunes: esquistos, cuarcitas, gneisses, calizas, yesos y mármoles.

Complejo Alpujárride: En esta zona de estudio se pueden encontrar rocas con metamorfismo de moderada a alta presión y temperatura. Las principales litologías que se encuentran son filitas paleozoicas, esquistos, cuarcitas, conglomerados y areniscas, calizas y dolomías del Triásico.

Complejo Maláguide: Esta unidad es escasa y de afloramientos aislados. En esta zona de estudio aflora en pequeños lugares al N de Águilas y puntualmente en la Sierra de las Estancias. Está compuesta por areniscas, cuarcitas, lutitas y calizas del Pérmico al Triásico.

Las rocas sedimentarias, como conglomerados, margas, yesos, areniscas y calcarenitas, localmente intruídas por rocas volcánicas, comprenden el Complejo de las Cuencas Sedimentarias Neógeno-Cuaternarias. Los depósitos más recientes, plioceno-cuaternarios, son conglomerados y areniscas con intercalaciones de limos y arcillas (García y Kampsuchuur 1973; Martín et al. 1973; Barragán 1997; Barragán 2008). Estas cuencas coinciden con los máximos antiformes del basamento metamórfico de los afloramientos

del Dominio de Alborán, plegadas y levantadas durante el Neógeno superior (Bousquet 1979; Martínez-Martínez y Azañón 1997). Este es el caso de la Cuenca de Sorbas-Vera y Sierra Cabrera.

Esta zona de fallas activas produce una disposición espacial de materiales caracterizada por la alternancia de sustrato bético en las zonas de cumbres, y un relleno sedimentario en las depresiones. También, existen cerros aislados ("cabezos"), donde afloran rocas sedimentarias, metamórficas y volcánicas (Barragán 2008). La variedad de materiales presentes en el área de estudio puede condicionar la diversidad de los procesos que afectan al agua circundante y sus diferentes características y facies hidroquímicas.

En cuanto a la hidrogeología de la zona de estudio, es importante destacar que Almería es una provincia hidrológicamente árida, con una precipitación media anual entre 700 mm/año en las zonas de cumbres de la Cuenca del río Adra (Sierra Nevada), y menos de 200 mm/año en el Levante meridional (Pulido-Bosch et al. 1986; Pulido-Bosch 1997). Actualmente, según los datos de precipitación registrados por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) entre otoño de 2012 y otoño de 2015, la precipitación media anual en la provincia de Almería para este intervalo de tiempo de la presente Tesis Doctoral, ha sido inferior a 142 mm, siendo el año con mayor precipitación 2012 con 178 mm/año, y el de menor precipitación 2015 con menos de 105 mm/año. Esta escasez en las precipitaciones en la provincia de Almería es consecuencia de la barrera que ejerce Sierra Nevada y las Alpujarras frente a los vientos húmedos del Atlántico, y por tanto, condicionan su climatología, haciendo de esta zona, posiblemente, la más árida y seca de la Península Ibérica.

En el Levante Almeriense, la notable escasez de precipitación, la elevada expansión de la población con un gran desarrollo urbanístico por el auge de la segunda residencia, el turismo extensivo y el añadido de la agricultura "intensiva" en arenados en las zonas costeras, han provocado un fuerte incremento de la demanda de agua en los últimos años. Esta demanda para todos los sectores y las posibles extracciones anuales superiores o muy próximas al volumen medio de los recursos anuales renovables, han provocado que algunos de los acuíferos (principalmente detríticos) se encuentren en situaciones cercanas a la sobreexplotación o incluso ya padeciéndola (Custodio 1991; Pulido-Bosch 1997), con el consiguiente problema de la intrusión marina, salinizando los acuíferos y deteriorando gravemente la calidad del agua subterránea.

La Figura 4.2-3 muestra los diferentes acuíferos de la Zona de Fallas de Palomares-Carboneras (ZFPC) así como las diferentes litologías de estos sistemas y su comportamiento hidrogeológico. En esta zona de estudio se abarcan varios sistemas acuíferos comprendidos entre los Sistemas Acuíferos de la Cuenca del Almanzora y los Sistemas Acuíferos de las Cuencas de Níjar-Carboneras, Aguas y Antas. A continuación se detallan los que están presentes en esta zona de estudio.

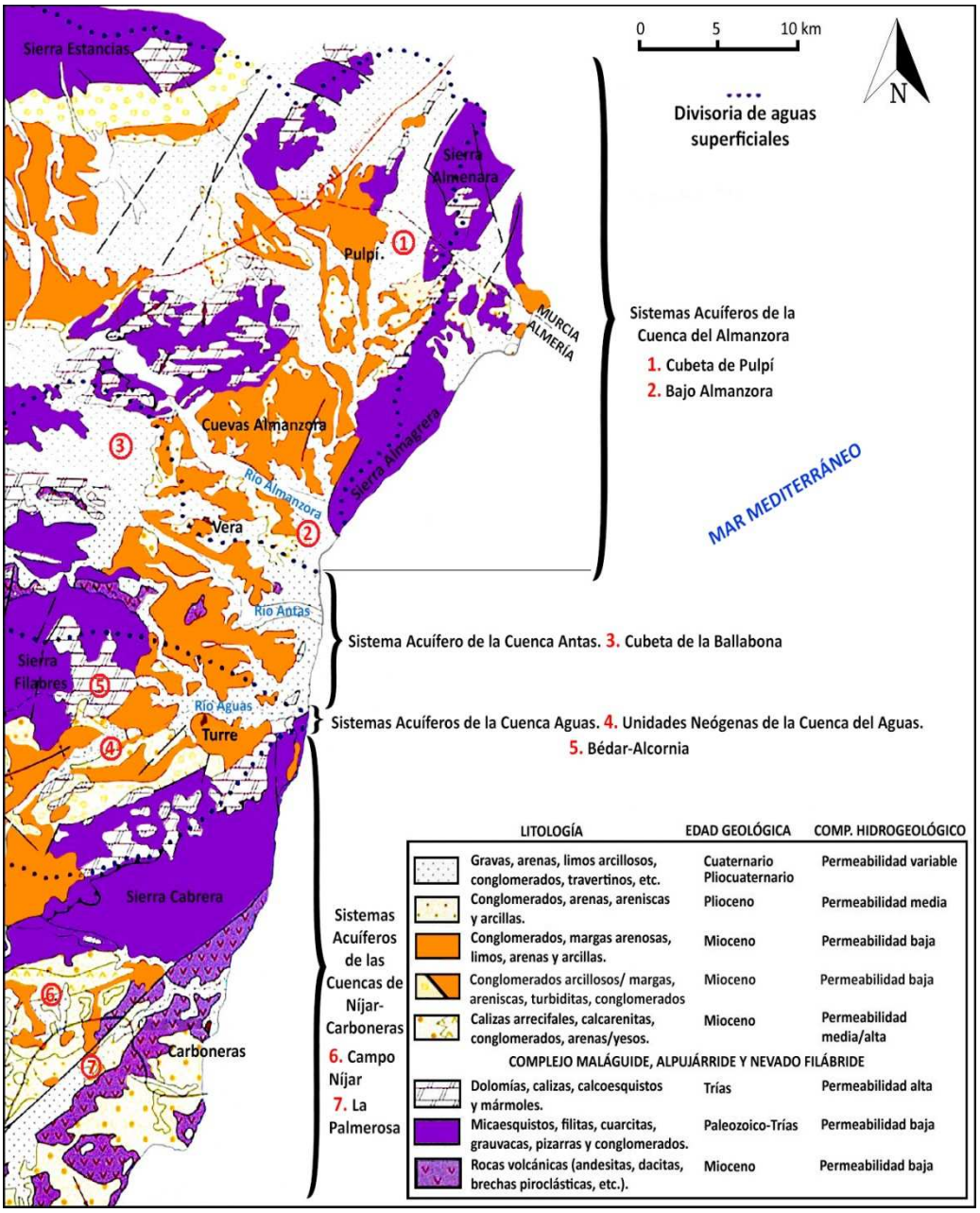


Fig. 4.2-3. Mapa de los acuíferos de la ZFPC. Modificado de ITGE (1998).

Sistemas Acuíferos de la Cuenca del Almanzora

El río Almanzora tiene una longitud de 100 km y su cuenca hidrográfica tiene una superficie de 2650 km^2 (Barragán 2008). Dentro de la Cuenca del Almanzora, Vallejos et al. (1994) diferenciaron dos sectores: el Alto-Medio Almanzora de formaciones acuíferas carbonatadas, el cual no queda representado en esta zona de estudio, y el Bajo Almanzora, destacando en él los acuíferos desarrollados sobre cubetas detríticas pliocuaternarias. Estas masas de agua se agruparon según el IGME (1977) en los acuíferos del sistema 45 "Detrítico de Cuevas del Almanzora y Vera", comprendiendo los subsistemas El Saltador, Huercal-Overa, Pulpí y Bajo Almanzora. Los dos últimos son los incluidos en esta Tesis y se describen a continuación.

- *Cubeta detrítica de Pulpí*. Presenta una extensión de 35 km^2 y está localizado entre Sierra Almenara al Este y Sierra de Enmedio al Oeste. Es un acuífero de alta permeabilidad, formado por arenas y conglomerados de matriz areno-arcillosa del Pliocuaternario, con intercalaciones de arcillas arenosas y margas (IGME 1977; Barragán 2008). Se encuentra entre materiales impermeables constituidos por esquistos paleozoicos del Complejo Nevado-Filábride al NW y E, y margas miocenas al SW y S, dentro de las estribaciones Sur de Sierra Almenara (Vallejos et al. 1994). Los recursos de este acuífero han fluctuado a lo largo del tiempo, Cerón y Pulido-Bosch (1992) expusieron que sus recursos variaban entre 1.7 y 6.2 hm^3/año, mientras que Barragán (2008) afirma que sus recursos totales varían entre 2 y 5.5 hm^3/año. Presentan facies hidroquímica sulfatada cálcico-sódica-magnésica (IGME 1977; Cerón y Pulido-Bosch 1992).

- *Acuífero del Bajo Almanzora*. Presenta una superficie de 20 km^2 y está localizado en el término municipal de Cuevas de Almanzora, desde el embalse de Cuevas hasta la desembocadura del río Almanzora (IGME 1998). Se encuentra encajado entre margas messinienses y pliocenas, salvo en las proximidades de la desembocadura, donde limita con afloramientos de micasquistos grafitosos en la Sierra de Almagrera. Es un acuífero libre formado por el aluvial del río Almanzora, con arenas, limos, gravas y conglomerados cuaternarios orientados en la dirección de flujo. Los recursos totales se estiman en 5.6 y 8.8 hm^3/año. Presentan facies hidroquímica clorurada sulfatada cálcico-magnésica-sódica (IGME 1977; Barragán 2008).

Sistemas Acuíferos de las Cuencas de Níjar-Carboneras, Aguas y Antas

Situados en el extremo SE de la Cuenca Sur, estas tres cuencas superan los 2000 km^2 de extensión conjunta y reciben una aportación media de lluvia útil aproximada de 30-40 hm^3/año (ITGE 1998). Dentro de estos sistemas, los acuíferos que forman parte de la zona de estudio de la ZFPC son los siguientes:

- *Acuífero Campo de Níjar.* Presenta una superficie de 157 km^2 y está situado entre Sierra Alhamilla y la alineación volcánica de la Serrata. Este acuífero está formado por niveles detríticos pliocenos como calcarenitas, arenas, limos y localmente conglomerados en la parte central, y por calizas arrecifales mioceno-pliocenas en los bordes. Los recursos totales se estiman en 15-18 hm^3/año. Presentan facies hidroquímicas mayoritariamente cloruradas sódico-magnésicas con una fuerte componente sulfatada (IGME 1998).

- *Acuífero de la Palmerosa*. Es una pequeña unidad de 17.8 km^2, ubicada al Noreste del campo de Níjar. El acuífero forma parte de una suave estructura sinclinal estrecha y alargada de dirección Suroeste-Noreste. Sobre el sustrato volcánico, se encuentran margas blancas neógenas, con niveles de lignito y yesos en la base (impermeable), sobre la que descansan calizas bioclásticas y calcarenitas arenosas con niveles conglomeráticos del Plioceno, las cuales alcanzan una potencia de 100 m y son consideradas como el acuífero principal. Los recursos estimados son de 0.5-1.5 hm^3/año. Este acuífero presenta unas facies hidroquímicas de tipo sulfatada clorurada sódico-cálcico-magnésicas (IGME 1998).

- *Unidades Neógenas de la Cuenca del Aguas*. Presenta una superficie total del orden de 370 km^2, de los cuales, únicamente 45 km^2 corresponden a materiales permeables y se localiza entre la Sierra de los Filabres al Norte y Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera al Sur. Los niveles detríticos de este acuífero carecen de importancia por su baja permeabilidad y calidad. El acuífero está formado, de más antiguo a más moderno, por conglomerados, gravas y arenas, que a techo pasan a calcarenitas y calizas arrecifales (Andaluciense), yesos (Messiniense), calcarenitas, conglomerados, areniscas y limos arenosos (Mioceno-Plioceno superior), conglomerados, arenas, limos y arcillas rojas (Pliocuaternario) y aluvial (Cuaternario). Los recursos se estiman en 3-3.5 hm^3/año. Este acuífero presenta unas facies hidroquímicas de tipo sulfatada cálcico-magnésica (IGME 1998).

- *Bédar-Alcornia.* Es un acuífero libre perteneciente a la Cuenca del río Aguas como en el caso anterior, pero con una extensión de 75 km^2. Los

materiales que constituyen estas unidades son, por un lado, una potente sucesión de más de 300 m de calizas y mármoles del Triásico del Complejo Nevado-Filábride que se encuentran sobre esquistos paleozoicos, y, por otro lado, materiales carbonatados recubiertos por calizas arrecifales miocenas de hasta 50 m. Los recursos totales se estiman en 1.5-2 hm^3/año. Este acuífero presenta unas facies hidroquímicas de tipo clorurada sulfatada sódico-cálcica-magnésica (IGME 1998).

- *Cubeta de la Ballabona*. Perteneciente a la Cuenca del río Antas, con una extensión de 65 km^2. El relleno permeable de este acuífero libre lo forman, mayoritariamente, una formación detrítica pliocuaternaria de conglomerados de matriz arcillosa y arenas con niveles de arcillas arenosas, con una potencia máxima de 150 m. Además, existe un acuífero colgado respecto a éste, formado por materiales aluviales cuaternarios de menor espesor. Los recursos del acuífero pueden acotarse entre 0.7 y 2.6 hm^3/año. Presentan facies sulfatada clorurada cálcico-magnésica y sulfatada bicarbonatada clorurada cálcico-magnésica a cálcico-magnésica-sódica (IGME 1998).

4.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.3.1 Caracterización Hidrogeoquímica

a) Geoquímica de las aguas subterráneas

El estudio hidrogeoquímico se ha basado en 34 análisis químicos de muestras tomadas en la Zona de Fallas Palomares-Carboneras en una primera campaña entre mayo y julio de 2012 (Fig. 4.2-1). En la Tabla 4.3-1 se recogen los datos de los parámetros hidroquímicos de las 34 primeras muestras de aguas subterráneas recogidas en esta zona de fallas activas, así como las concentraciones de elementos mayoritarios y contenidos en trazas de B.

Dada la importancia de detectar posibles cambios en la composición por posibles eventos sísmicos en el transcurso de esta Tesis Doctoral, se han realizado varias campañas adicionales en los mismos puntos (Tabla 4.3-3) para la observación de los parámetros hidrogeológicos y sus posibles fluctuaciones. Se ha hecho hincapié sobre todo en los puntos que han presentado temperatura superior al límite de hidrotermalismo y concentración elevada alta de B, tratando de clarificar su relación con aguas termales, puesto que son los más claros ejemplos de circulación de agua a favor de fallas.

Tabla 4.3-1. Parámetros físico-químicos, elementos mayoritarios y trazas de los puntos acuíferos de la Zona de Fallas Palomares-Carboneras en el primer muestreo.

Nº	Nombre Puntos de Muestreo	Fecha Muestreo	CE (µS/cm)	pH	T (°C)	Q (l/s)	Prof. (m)	N.P (m)	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO^{-2}_4	NO^-_3	HCO^-_3	B
									(mg/l)								
1	Manantial Tarahal	17.05.2012	9688	7.6	20	7			1312	16.3	491	483	1847	2950	216	366.1	<0.20
2	Manantial Arroyo	17.05.2012	8000	6.6	19	1			1051	30.5	345	386	1530	1893	266	366.1	<0.20
3	Sondeo Los Guiraos	17.05.2012	3849	6.6	33.5	-	400	35	401	15.2	309	131	352	1328	<10	915.3	0.63
4	Manantial Cuatro Caños	18.05.2012	4558	7.3	20.6	2			431	27.6	436	252	469	1814	116	213.6	<0.20
5	Manantial Algarrobo	18.05.2012	8000	6.6	20.9	20			902	37.2	622	433	1119	3062	239	305.1	<0.20
6	Manantial Hatico	18.05.2012	6221	7.1	21.9	0.3			907	29.2	312	248	1014	1708	213	244.1	<0.20
7	Manantial Fuente Árabe	18.05.2012	681	7.5	21	15			42.2	7.2	67.9	37.6	51.2	140	15	183.1	<0.10
8	Manantial Sopalmo	18.05.2012	1940	7.1	25.3	2			277	8.3	86.7	76.7	256	250	<10	500.4	0.36
9	Sondeo Regaor I	29.05.2012	4097	6.9	27.3	-	44	35	279	58.5	555	196	649	1370	39.8	213.6	<0.10
10	Sondeo Regaor II	29.05.2012	5200	7.1	20.3	-	45	35	593	29.2	388	190	832	1343	136	347.8	<0.10
11	Manantial Álamo	29.05.2012	729	7.4	22	5			46.2	2.6	59.2	41.9	93.9	96.5	<10	189.2	<0.10
12	Sondeo Primaflor I	30.05.2012	5580	6.6	28	-	80	35	887	35.5	202	138	564	1464	<10	643.8	<0.10
13	Sondeo Primaflor II	30.05.2012	6400	6.6	28	-	85	35	965	38.9	250	179	629	1708	<10	1006.8	<0.10
14	Sondeo Primaflor III	30.05.2012	7760	7.1	24.1	-	70	40	1298	52.7	302	194	802	1881	<10	1372.9	<0.10
15	Manantial Turre	30.05.2012	500	8	26.3	1			14.8	<1	50.6	28.9	27.6	36.9	<10	213.6	<0.10
16	Manantial Carrasca	30.05.2012	345	7.9	15.7	4			9.9	<1	40.9	19.4	20	20.9	<10	152.5	<0.10
17	Manantial Temprana	30.05.2012	652	7.4	19.6	6			16.4	1.3	79.3	39.3	33.7	41.9	<10	366.1	<0.10
18	Manantial Serena	30.05.2012	536	7.5	21.9	8			16.8	1.3	54.9	32.4	35.2	29.3	<10	280.7	<0.10
19	Sondeo Cobre	09.07.2012	4300	7.3	28	-	60	32	548	67.2	341	207	459	1549	<10	482.1	<0.10
20	Manantial Borda	09.07.2012	468	7.8	26.5	2			24.8	13.8	69.9	30.3	53.9	25.6	<10	292.9	<0.10
21	Manantial Dondo	09.07.2012	326	7.9	14.5	3			11.9	5.6	72.9	17.7	24.7	17.6	<10	244.1	<0.10
22	Manantial Cufrías	09.07.2012	348	8.1	16.4	3			13.5	4.1	47.9	32.5	27.3	22	<10	244.1	<0.10
23	Manantial Moralicos	09.07.2012	300	8	16.9	1.5			12.6	<1	51.5	18.4	23.9	14.7	<10	219.7	<0.10
24	Manantial Balsica	09.07.2012	629	7.3	19.7	0.5			26.9	<1	118	39.2	53.8	50.3	<10	427.1	<0.10
25	Sondeo Amparo	10.07.2012	7830	7.3	27.1	-	140	55	1065	47.7	481	423	1265	2500	316	372.2	0.42
26	Manantial La Zanjilla	10.07.2012	7840	8	27.6	3			1042	46.9	447	427	1249	2433	305	396.6	0.45
27	Manantial Arroyo Gz	10.07.2012	7600	8.5	28	5			1029	40.9	358	418	1327	2154	269	335.6	0.21
28	Sondeo Sopalmo	10.07.2012	6222	7.7	26	-	130	45	819	7.2	224	276	1794	376	<10	610.2	0.46
29	Manantial Nuño	23.07.2012	13710	7.6	19.4	10			2275	53	682.5	550	2662.5	4998	<10	610.2	<0.10
30	Sondeo Grima	23.07.2012	5720	7.5	20	-	55	40	337.5	10.3	580	237.5	798.75	2113.6	81.96	610.2	<0.10
31	Manantial Tébar	23.07.2012	856	7.7	21.6	1			53	1.2	90	45	111.29	89.3	<10	262.4	<0.10
32	Manantial Chuecos	23.07.2012	696	7.6	21.1	1			26	0.9	97.5	18.5	71	62.3	<10	207.5	<0.10
33	Manantial Dolores	23.07.2012	838	7.9	21.9	2			46	3.3	87.7	47.5	74.5	235.5	<10	195.3	<0.10
34	Galería Sopalmo	10.07.2012	4222	7.2	26	1			287.7	2.5	217	185.1	455.9	618.5	<10	561.4	0.42

La conductividad eléctrica (CE) de las aguas subterráneas de la ZFPC es variable, siendo notablemente menor en los puntos acuíferos de las sierras de materiales carbonatados, como Sierra Cabrera (16, 20, 21, 22, 23 y 24), Sierra Filabres (17 y 18), Sierra Almenara (31 y 32) y además, en las fuentes de las inmediaciones o localidades de Cuevas de Almanzora (11), Mojácar (7), Turre (15) y Garrucha (33), no llegando en ningún caso a superar los 850 µS/cm. Estas aguas de baja conductividad, presentan además una menor mineralización. En cambio, los puntos acuíferos del Complejo Neógeno–Cuaternario de la Depresión de Vera (4, 5, 6, 9, 10, 29) y Corredor de Pulpí (2, 12, 13 y 14), así como las aguas subterráneas de las inmediaciones de Sierra Almagrera (1, 19, 25, 26, 27 y 30), presentan conductividades elevadas llegando hasta los 14000 µS/cm y una notable mineralización de sus aguas. Además, se observa un aumento de la conductividad en los sondeos, donde la explotación es más intensa, por descenso en los niveles piezométricos. Se puede apreciar cómo la relación entre la conductividad y la concentración de sodio es muy evidente, lo que parece apuntar que el contenido en sodio podría estar en relación con la intensidad de la interacción agua-roca. Por último, hay tres puntos acuíferos con CE entre 2000 y 4222 µs/cm, siendo las aguas correspondientes al sondeo de los Guiraos (3), el manantial de Sopalmo (8) y la galería de Sopalmo (34). Estas aguas presentan además alta mineralización.

En la Tabla 4.3-2 se recogen los tres grupos de conductividades eléctricas (CE) y la localización de los puntos de muestreo.

Tabla 4.3-2. Grupos de conductividades eléctricas de la ZFPC.

CE 300 - 1000 µs/cm	***CE 2000 - 4222 µs/cm***	***CE 4222 - 14000 µs/cm***
Sierra Cabrera (16, 20, 22, 23, 24)	Los Guiraos (3)	Depresión de Vera (4, 5, 6, 9, 10, 29)
Sierra Filabres (17, 18)	Manantial Sopalmo (8)	Corredor de Pulpí (2, 12, 13, 14)
Sierra Almenara (31, 32)	Galería Sopalmo (34)	Sierra Almagrera (1, 19, 25, 26, 27, 30)
Cuevas Almanzora (11)		
Mojácar (7)		
Turre (15)		
Garrucha (33)		

Un dato muy significativo y esencial para este estudio es la temperatura de emergencia (T) de los puntos acuíferos. Las aguas de elevado enriquecimiento iónico presentan, por lo general, una temperatura superior a 20^{o}C y en algunos casos, como en el sondeo de los Guiraos (3), que ronda los 33.5^{o}C. Sin embargo, bajo sospecha de la posible alteración de este parámetro a consecuencia del efecto de la temperatura ambiental del primer muestreo, se ha comprobado en las siguientes mediciones de noviembre de 2012 (Tabla 4.3-3) como la mayoría de las muestras (1, 4, 5, 6, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 18, 19, 20, 25, 26, 27, 31, 32 y 33) presentan evidentes cambios de temperatura debido al calor ambiental y reducen sus valores hasta quedar por debajo del límite de hidrotermalismo, mientras que las aguas de los Guiraos (3) y las de Sopalmo (8, 28 y 34) siguen teniendo temperaturas superiores al límite de hidrotermalismo, como ya tuvieron en el primer muestreo. Por tanto, considerando 20^{o}C como límite de hidrotermalismo (Italiano et al. 2010), nos encontramos con una posible evidencia de origen hidrotermal y probablemente profundo para algunas de estas aguas (Cerón y Pulido-Bosch 1996a y b; Cerón et al. 1998b). En general, en las aguas de baja mineralización y menor conductividad, la temperatura es considerablemente inferior, lo que

lleva a pensar en la posibilidad de una recarga rápida y una circulación más fluida a través de los materiales carbonatados más alejados de las zonas de fallas profundas y en los que el agua presenta un menor tiempo de residencia en el acuífero.

Tabla 4.3-3. Parámetros físico-químicos, elementos mayoritarios y trazas de los puntos acuíferos de la Zona de Fallas Palomares-Carboneras en las siguientes mediciones.

Nº	Nombre Puntos de Muestreo	Fecha Muestreo	CE (µS/cm)	pH	T (°C)	Q (l/s)	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO^{-2}_4	NO^-_3	HCO^-_3	B
							(mg/l)								
1	Manantial Tarahal	11.11.2012	9656	7.6	18	7	-	-	-	-	-	-	-	366.1	<0.20
2	Manantial Arroyo	11.11.2012	7984	6.6	19	1	-	-	-	-	-	-	-	366.1	<0.20
3	Sondeo Los Guiraos	24.11.2012	3791	6.6	33.7	-	395.4	16.4	322.7	132.8	377	1298	<10	986	0.71
4	Manantial Cuatro Caños	11.11.2012	4750	7.5	18.1	2	471.1	32.7	485.9	288.2	452	1803	120	231.8	<0.20
5	Manantial Algarrobo	11.11.2012	8062	6.6	18.9	21	-	-	-	-	-	-	-	305.1	<0.20
6	Manantial Hatico	24.11.2012	6286	7	17	1	-	-	-	-	-	-	-	244.1	<0.20
7	Manantial Fuente Árabe	24.11.2012	680	7.5	18	15	37.3	6.7	63.5	35.3	53.09	153.5	16.1	183.1	<0.10
8	Manantial Sopalmo	11.11.2012	1920	7.1	22.6	2	256	8.4	92.2	79	251	263	<10	482.1	0.32
9	Sondeo Regaor I	25.11.2012	4082	7	19	-	-	-	-	-	-	-	-	213.6	<0.10
10	Sondeo Regaor II	25.11.2012	5186	7.2	18	-	-	-	-	-	-	-	-	347.8	<0.10
11	Manantial Álamo	11.11.2012	756	7.5	19.3	5	43.6	2.7	50.3	44.6	89.8	91.3	<10	231.8	<0.10
12	Sondeo Primaflor I	25.11.2012	5565	6.6	17.3	-	-	-	-	-	-	-	-	643.8	<0.10
13	Sondeo Primaflor II	25.11.2012	6338	6.5	17.8	-	-	-	-	-	-	-	-	1006.8	<0.10
14	Sondeo Primaflor III	25.11.2012	7746	7.1	17.1	-	-	-	-	-	-	-	-	1372.9	<0.10
15	Manantial Turre	25.11.2012	508	8.2	15.6	1	-	-	-	-	-	-	-	213.6	<0.10
16	Manantial Carrasca	25.11.2012	343	7.9	16	4.5	-	-	-	-	-	-	-	152.5	<0.10
17	Manantial Temprana	12.11.2012	650	7.3	17.2	6	-	-	-	-	-	-	-	335.6	<0.10
18	Manantial Serena	12.11.2012	529	7.5	18.1	8	-	-	-	-	-	-	-	280.7	<0.10
19	Sondeo Cobre	24.11.2012	4413	7.5	19.3	-	-	-	-	-	-	-	-	536.9	<0.10
20	Manantial Borda	12.11.2012	462	7.8	16.8	3	-	-	-	-	-	-	-	292.9	<0.10
21	Manantial Dondo	12.11.2012	329	7.9	14.5	3	-	-	-	-	-	-	-	244.1	<0.10
22	Manantial Cufrías	12.11.2012	338	8	16.2	3	-	-	-	-	-	-	-	244.1	<0.10
23	Manantial Moralicos	12.11.2012	300	8	16.7	1.5	-	-	-	-	-	-	-	219.7	<0.10
24	Manantial Balsica	12.11.2012	618	7.4	18.8	0.5	-	-	-	-	-	-	-	427.1	<0.10
25	Sondeo Amparo	24.11.2012	7845	7.2	19	-	1022	42.4	471	426	1189	2468	320	372.2	0.40
26	Manantial La Zanjilla	24.11.2012	7920	8	18	3	1036	45.2	442	430	1261	2428	311	396.6	0.46
27	Manantial Arroyo Gz	25.11.2012	7621	8.3	19.2	5	-	-	-	-	-	-	-	292.9	0.22
28	Sondeo Sopalmo	11.11.2012	6183	7.8	21.7	-	821	7.3	227	281	1802	379	<10	610.2	0.47
29	Manantial Nuño	25.11.2012	13681	7.5	17.8	10	-	-	-	-	-	-	-	610.2	<0.10
30	Sondeo Grima	25.11.2012	5709	7.4	18.8	-	-	-	-	-	-	-	-	610.2	<0.10
31	Manantial Tébar	25.11.2012	854	7.5	18.5	1	-	-	-	-	-	-	-	262.4	<0.10
32	Manantial Chuecos	25.11.2012	701	7.6	19	1	-	-	-	-	-	-	-	207.5	<0.10
33	Manantial Dolores	24.11.2012	841	7.8	17.6	2	-	-	-	-	-	-	-	195.3	<0.10
34	Galería Sopalmo	11.11.2012	4222	7	23	0.6	283	2.5	214	181.2	458.2	620	<10	561.4	0.41

En cuanto a la presencia de trazas de boro, es interesante comprobar cómo las aguas de mayor T son las que presentan trazas relativamente elevadas en este elemento. No obstante, esto no apunta fehacientemente que esta aportación elevada de boro provenga del carácter hidrotermal, ya que hay que observar el contenido en Cl^- y SO_4^{2-} para poder saber con mayor claridad su procedencia al tratarse de una zona costera. Al realizar las siguientes mediciones (Tabla 4.3-3) se ha comprobado que siguen presentando contenidos elevados de boro las aguas de los Guiraos (3), las de Guazamara (25, 26 y 27) y las de Sopalmo (8, 28 y 34). Sin embargo, las aguas de Guazamara en estas segundas mediciones, han disminuido su T hasta quedar por debajo del límite de hidrotermalismo, pero en cambio, siguen manteniendo contenidos relativamente elevados de boro con respecto a las demás muestras. Por tanto, es posible que esa aportación de boro provenga de sus altos contenidos en Cl^- y SO_4^{2-}, siendo posible su influencia marina y/o interacción con materiales evaporíticos. Asimismo, las aguas del sondeo de Sopalmo (28), presentan un enriquecimiento en boro con respecto al cloruro, por tanto, es muy posible que su aportación venga asociada a intrusión marina y no se trate de un agua termal asociada a la ZFPC (Morell et al. 2008). En cambio, las aguas de los Guiraos (3) y las de Sopalmo (8 y 34) presentan contenidos elevados en boro pero es probable que no esté relacionada tal aportación con los contenidos en Cl^- y SO_4^{2-}, sino que en este caso, sí apuntaría a ser la causa el origen hidrotermal, lo que indica para estos puntos acuíferos, la posibilidad de circulación profunda y probable relación con la actividad de la Zona de Fallas de Palomares–Carboneras (Gemici y Tarcan 2002). No obstante, el sondeo de los Guiraos presenta altos contenidos en sulfatos que pueden estar también relacionados, como en numerosos puntos de muestreo de este trabajo, con las prácticas agrícolas de la zona.

Las aguas subterráneas de elevada CE tienen valores de pH entre 6 y 8.5, por tanto son aguas subterráneas naturales alcalinas, salvo excepciones con cierto carácter ligeramente ácido. Las aguas de baja CE son aguas subterráneas naturales con valores de pH superiores a 7, claramente básicas.

Se ha comprobado como los caudales y los niveles piezométricos se han mantenido relativamente constantes con respecto a las mediciones iniciales, con variaciones muy ligeras y no representativas.

b) Diagramas Hidroquímicos

La composición química de las aguas refleja diferentes tipos y grados de interacción agua-roca, como puede apreciarse a lo largo del presente capítulo.

Los resultados analíticos se muestran en los diagramas hidroquímicos de Piper (Piper 1944). Analizando estos diagramas para las 34 muestras de aguas subterráneas de la ZFPC, se muestra la existencia de tres grupos principales de aguas que se exponen a continuación y se pueden observar en la Figura 4.3-1.

Por un lado, se observa la proyección de las aguas de baja mineralización y baja conductividad eléctrica (300-1000 µS/cm), de facies mayoritariamente bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas (Ca-Mg-HCO_3) en el margen izquierdo del gráfico. Estas aguas son las más alejadas de las zonas de fallas y pertenecen al entorno de Sierra Cabrera, Sierra de los Filabres y Sierra Almenara. Su composición está íntimamente relacionada por la disolución de los carbonatos de dichas sierras.

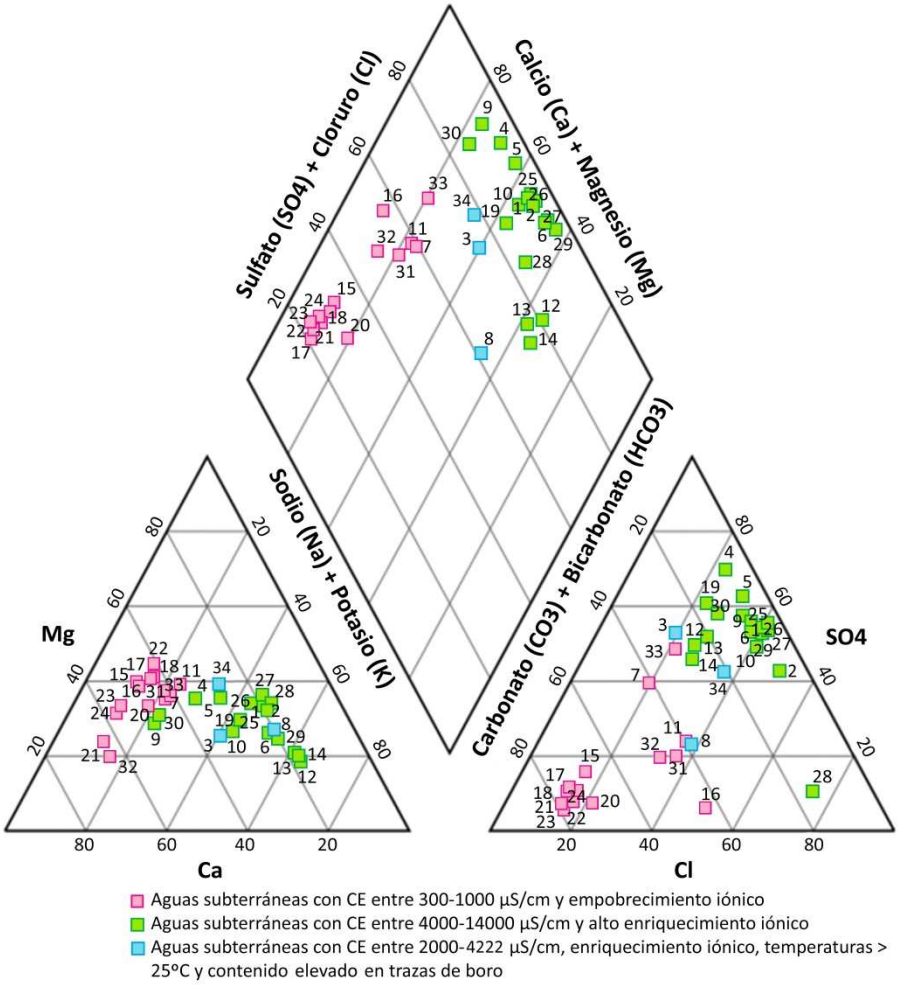


Fig. 4.3-1. Diagramas hidroquímicos de Piper para la ZFPC.

En contraposición, aparecen las aguas con claro enriquecimiento iónico y elevada conductividad eléctrica (4000-14000 µS/cm), siendo sus facies predominantemente cloruradas-sulfatadas cálcico-magnésicas (Ca-Mg-SO_4-Cl) y, en menor medida, facies cloruradas y/o sulfatadas sódicas (Na-Cl- SO_4) (Fig. 4.3-1). La localización espacial de estas muestras (1, 2, 4, 5, 6, 9, 10, 12, 13, 14, 19, 25, 26, 27 y 29) corresponde con la zona central del área de estudio, rodeando la Zona de Falla de Palomares (ZFP). Este conjunto de aguas

mineralizadas están relacionadas con margas pliocenas marinas de la Depresión de Vera y el Corredor de Pulpí (Barragán 2008).

Por último, en los diagramas de Piper (Fig. 4.3-1) se observa un subgrupo menor de aguas subterráneas de moderado contenido iónico y alta conductividad eléctrica (2000-4222 μS/cm), formado por las aguas del sondeo de los Guiraos (3), las aguas de la galería de Sopalmo (34), ambas de facies sulfatadas cálcicas y/o magnésicas (Ca-Mg-SO_4), y las aguas de Sopalmo (8) de facies clorurada y/o sulfatada sódica (Na-Cl-SO_4). Estas aguas podrían estar relacionadas con disolución de evaporitas y carbonatos a lo largo de fallas profundas (Cerón et al. 2000), o por la circulación a través de sustrato metamórfico y/o Mioceno (Cerón y Pulido-Bosch 1996b). El hecho de que emanen aguas termales a lo largo de esta zona de falla parece estar favorecida por la gran profundidad de las fracturas que afectan el sustrato y por la alteración de la carga hidráulica del acuífero debido a la sobreexplotación. Esto permite que la subida de las aguas subterráneas esté enriquecida en gas CO_2 (Cerón et al. 1998b).

c) Isótopos

Con el fin de identificar los orígenes, las condiciones de recarga y el tiempo de residencia de las aguas subterráneas en el área de estudio, se han realizado los análisis de isótopos estables (^{18}O - ^{2}H), y del isótopo radiactivo del hidrógeno (^{3}H).

En la Tabla 4.3-4 se recogen los contenidos en isótopos estables (^{18}O y D) para 15 muestras seleccionadas, las concentraciones de ^{3}H para 19

muestras, y la actividad de ^{222}Rn en 4 puntos acuíferos escogidos, como primera toma de contacto.

Tabla 4.3-4. Contenidos en isótopos estables y radiactivos de la ZFPC.

Nº	Nombre Puntos de Muestreo	$\delta^{18}O$	δD	d	^{3}H	^{222}Rn
		(‰)			(UT) ± 5%	(Bq/l)
3	Sondeo Los Guiraos	-6.73	-40.14	13.70	0.10	15.90 ± 0.49
4	Manantial Cuatro Caños	-5.24	-31.21	10.71	2.10	5.45 ± 2.47
7	Manantial Fuente Árabe	-	-	-	3.38	-
8	Manantial Sopalmo	-6.37	-35.41	15.55	0.65	-
11	Manantial Álamo	-6.62	-38.09	14.87	-0.10	5.85 ± 0.33
12	Sondeo Primaflor I	-	-	-	0.16	-
13	Sondeo Primaflor II	-	-	-	0.12	-
14	Sondeo Primaflor III	-	-	-	0.11	-
15	Manantial Turre	-	-	-	-1.50	-
19	Sondeo Cobre	-	-	-	-3.45	-
20	Manantial Borda	-6.51	-34.99	17.09	-	-
21	Manantial Dondo	-6.97	-36.87	18.89	-	-
22	Manantial Cufrías	-6.56	-35.63	16.85	-	-
23	Manantial Moralicos	-6.50	-35.61	16.39	-	-
24	Manantial Balsica	-6.59	-36.66	16.06	-	-
25	Sondeo Amparo	-	-	-	-2.51	-
26	Manantial La Zanjilla	-4.80	-35.32	3.08	0.17	-
27	Manantial Arroyo Gz	-	-	-	-0.15	-
28	Sondeo Sopalmo	-	-	-	0.70	-
29	Manantial Nuño	-4.58	-29.28	7.36	-1.44	-
30	Sondeo Grima	-5.69	-35.04	10.48	2.63	-
31	Manantial Tébar	-6.98	-41.6	14.24	2.08	-
32	Manantial Chuecos	-7.25	-42.6	15.40	0.74	-
34	Galería Sopalmo	-6.34	-34.55	16.17	2.26	4.55 ± 0.29

Isótopos estables (^{18}O - D)

En la caracterización isotópica, todos los datos utilizados vienen expresados en tanto por mil, y el estándar de referencia utilizado ha sido el VSMOW. Además, para la mejor interpretación de estos datos se han utilizado análisis isotópicos del agua de lluvia para el período 2000-2006 de la red española de vigilancia de isótopos en la precipitación para Murcia y Almería. Los datos de las 15 muestras seleccionadas para estos análisis se han proyectado en un diagrama de $\delta^{18}O$ *vs.* $\delta^{2}H$ (Fig. 4.3-2) conjuntamente con la Línea Mundial o Global de Aguas Meteóricas (LMM) definida por Craig en 1961, y que responde a la ecuación:

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 10$$

y la Línea de Aguas Meteóricas Mediterránea (LMME) de Gat y Carmi (1970):

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 22$$

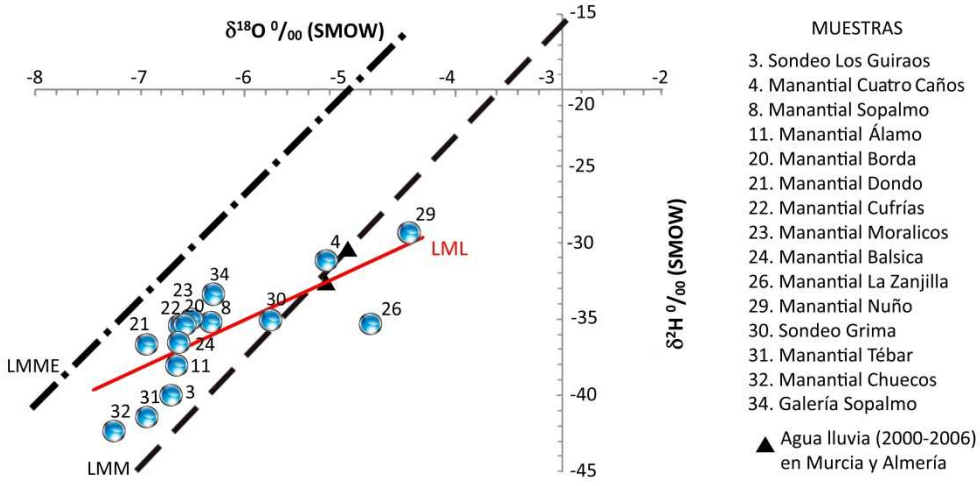


Fig. 4.3-2. Diagrama de $\delta^{18}O$ *vs.* $\delta^{2}H$ de las aguas subterráneas seleccionadas de la ZFPC.

La representación de los valores $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ para las aguas subterráneas de la ZFPC ha permitido obtener una línea local (LML) de los acuíferos muestreados, cuya ecuación resultante es la siguiente: $\delta D=3.5\delta^{18}O-14.6$ ($R^2=0.58$).

Los contenidos isotópicos para el ^{18}O están comprendidos entre -4.80 y -7.25 $^{0}/_{00}$, y entre -29.28 y -42.60 $^{0}/_{00}$ para el ^{2}H. Las aguas se ubican, generalmente, alrededor de las líneas meteóricas, lo que indica que tienen un origen meteórico. Las muestras que corresponden a los manantiales de Sierra Cabrera (20, 21, 22, 23 y 24), los manantiales de Sierra Almenara (31 y 32), el manantial y la galería de Sopalmo (8 y 34), el sondeo de los Guiraos (3) y el manantial Álamo de Cuevas de Almanzora (11), se sitúan en el margen izquierdo del diagrama, ya que son las más empobrecidas isotópicamente, y son por tanto, aguas más ligeras. Estas aguas se encuentran alineadas en su mayoría a lo largo de la LMME, lo que sugiere un origen Mediterráneo del agua de lluvia para la recarga en esta Zona de Fallas Palomares-Carboneras. En cambio, las aguas del manantial Cuatro Caños en Vera (4), el manantial La Zanjilla de Guazamara (26), el manantial Nuño en Vera (29) y el sondeo de Grima (30), están más enriquecidas isotópicamente. El clima de esta zona es semiárido con una alta pérdida por evaporación, y estas muestras se encuentran en las cuencas más cálidas, Vera y Pulpí, donde la humedad del suelo crea la recarga de las aguas subterráneas enriqueciendo en isótopos estables de ^{18}O y ^{2}H, siendo los isótopos ligeros evaporados (Odeh et al. 2013), aparte de un posible proceso de mezcla con agua salada, como se explica a continuación.

Predominan los valores negativos de ^{18}O, lo que induce a pensar en la posibilidad de que puedan ser causados por un intercambio en el agua con CO_2

de origen profundo como consecuencia del adelgazamiento cortical de estas zonas de fallas activas, las cuales podrían pertenecer a la continuación del Cinturón Carbogaseoso de Europa Occidental (Maisonneuve y Risler 1979; Cerón y Pulido-Bosch 1996a). Este cinturón abarca aproximadamente 3000 km y se caracteriza por un hidrotermalismo con importantes manifestaciones de CO_2 libre. Además, está incluido dentro de una de las dos zonas a nivel mundial con manifestaciones de CO_2 asociadas a zonas sísmicas (Barnes et al. 1978; Cerón y Pulido-Bosch 1996a).

Dansgaard (1964) fue el primero que propuso el uso del valor (*d*) para caracterizar el exceso de deuterio en la precipitación global. El valor de (*d*) es definido por una pendiente de 8 y se calcula de la siguiente ecuación de Clark y Fritz (1997):

$$d = \delta^{2}H - 8\delta^{18}O$$

El exceso de deuterio (*d*) en los puntos muestreados de esta zona de falla tiene un valor medio global de 13.78 $^{0}/_{00}$, confirmando un origen de las precipitaciones del Mediterráneo occidental. En el caso de las muestras 26 y 29 este valor de exceso de deuterio es inferior a 10 $^{0}/_{00}$, por tanto, son aguas más ricas en isótopos pesados. Este valor se hace más elevado para zonas de cumbres, y menor para los puntos de menor altitud cerca del mar. Esto confirma que los valores más negativos de ^{18}O están condicionados además por la altitud y que las aguas de salida son mezcla de frentes lluviosos mediterráneos y atlánticos. No hay que olvidar que (*d*) está relacionado con fenómenos de evaporación, es más, la temperatura de emergencia puede alterar su composición isotópica y contribuir a que las desviaciones isotópicas estén relacionadas con evaporación fraccionada (Gat y Carmi 1970; Plata 1994).

Con respecto a la salinidad, se aprecia una clara diferencia entre las muestras recogidas en las zonas de montaña y las cercanas a la costa (4, 26, 29 y 30), siendo el punto 29 el de mayor contenido de cloruros. En este caso, el enriquecimiento isotópico de las aguas subterráneas podría ser debido principalmente a una aportación de agua salada al agua subterránea local. Por lo tanto, hay una posibilidad de que estas cuatro muestras estén colocadas según la línea de mezcla entre la composición isotópica del agua subterránea y del agua del mar (Alhama-Manteca et al. 2012). En el caso de las aguas de alto contenido iónico se ha comprobado su T superior a los 20^{o}C, lo cual puede producir un intercambio isotópico con los minerales de la zona de falla.

Isótopos Radiactivos (^{3}H y ^{222}Rn)

Tritio

Como hemos visto en el Capítulo 1, el isótopo tritio proporciona información esencial para caracterizar el tiempo de residencia del agua en el acuífero, y por lo tanto, el tiempo transcurrido desde su infiltración, a partir de las pruebas termonucleares de 1952.

Las equivalencias con otras unidades de radiactividad son:

1 UT = 0.11919 becquerelios /litro (Bq/l)

Carulla (1979) midió el tritio para el agua de lluvia en la Cuenca de Vera, obteniendo un rango de actividad entre 19 ± 2 UT en octubre de 1973 a 96 ± 10 UT en mayo de 1972. Además, los contenidos de tritio en el agua subterránea también se determinaron, obteniendo valores desde 10 UT hasta de 40 UT, indicando origen diferente para la recarga en la zona de Vera.

Barragán (2008) hizo una serie de medidas de tritio en Pulpí y obtuvo concentraciones por debajo de 0.10 ± 0.04 UT. Estos resultados indican la ausencia de entradas de agua subterránea de origen reciente.

En el caso del área de estudio de la ZFPC, se han realizado 18 medidas de las concentraciones de tritio (Tabla 4.3-4). Los resultados de estos análisis recogen valores entre 0.10 y 3.38 UT. Los valores negativos para el tritio indican que el valor está por debajo del límite de detección y se estima que es cero en términos prácticos (Keskin 2010a).

Las muestras 3, 8, 11, 12, 13, 14, 15, 19, 25, 26, 27, 28, 29 y 32 muestran contenidos de tritio por debajo de 0.8 UT, lo que indica que estas aguas son antiguas, es decir, recargadas antes de 1940 en su mayor parte (Custodio y Llamas 1983).

Por otra parte, las aguas de los manantiales 4, 7, 30 y 31 muestran concentraciones de tritio por encima de 0.8 UT, que pueden indicar un origen de mezcla entre la recarga de precipitación anterior y posterior a 1953. No obstante, la muestra del manantial de Fuente Árabe en Mojácar con contenido de tritio 3.38 presenta alta indeterminación, ya que puede tratarse de un agua infiltrada a comienzos de 1950, como ser un agua más reciente con renovación rápida de 1982 en adelante.

Por lo tanto, la evaluación de los resultados de tritio sugiere que las aguas subterráneas de esta ZFPC con valores inferiores a 0.8 UT, tienen una recarga ciclo de más de 75 años, y por lo tanto, tiene un tiempo de permanencia en el acuífero largo y a un nivel profundo.

Radón

Se ha realizado una primera caracterización de radón en 4 puntos acuíferos concretos de esta ZFPC. Se han elegido tomar estas 4 aguas subterráneas como punto de partida y test del método, aunque estas determinaciones serán objeto de estudios futuros en las diferentes zonas de fallas activas de esta Tesis Doctoral. No obstante, se ha creído importante comprobar si los puntos de agua elegidos presentan la actividad de radón correspondiente a la litología propia del acuífero al que pertenece, o si en cambio, ya presentan alguna anomalía. Es decir, esta primera investigación se ha basado en la comparación de la medición de la concentración ^{222}Rn en agua en modo continuo *in situ* en campo, con un valor de referencia de ^{222}Rn propio de la litología del acuífero. Este valor de referencia se calcula teniendo en cuenta las condiciones geológicas de la zona como se cita en el Capítulo 1.

Se ha comprobado como los puntos 4, 11 y 34 presentan actividades de radón bajas, propias de acuíferos de tipo sedimentario. Sin embargo, la galería de Sopalmo (34), localizada en rocas metamórficas, sorprende en principio que presente tan baja actividad de radón estando tan próximo a la litología más volcánica. Esto se debe a que los esquistos y filitas de la Zona Interna hacen de impermeable respecto a las rocas volcánicas, además de ser un indicio de que los planos de falla en esta zona actúen como favorecedores de la permeabilidad a favor de los mismos y no en perpendicular a ellos. Por otro lado, las aguas de los Guiraos presentan más elevada actividad de radón aun tratándose de un acuífero sedimentario, pudiéndose explicar por el contacto del agua con mineralizaciones de uranio, ya sea contenida en los sedimentos o rellenando planos de falla que podrían contribuir a la creciente concentración de radón en el agua.

d) Índices de Saturación (IS)

Una modelación geoquímica basada en conseguir los Índices de Saturación (IS) se llevó a cabo en las aguas de esta ZFPC mediante el software Phreeqc para la simulación de reacciones químicas y procesos de transporte en aguas naturales o contaminadas. El programa funciona en equilibrio químico de las soluciones acuosas que interactúan con minerales, gases, soluciones sólidas, intercambiadores, y las superficies de adsorción. Ello se basa en un modelo de asociación iónica acuosa y tiene capacidades para la especiación y los cálculos de índices de saturación (Parkhurst y Appelo 1999). Estos índices expresan el grado de equilibrio químico entre el agua y las fases minerales en la matriz de los acuíferos y podrían considerarse como una medida de la disolución y/o procesos de precipitación relacionados con la interacción agua-roca (Drever 1997).

El Índice de Saturación (IS) de un mineral determinado se define por la siguiente ecuación:

$$IS = log_{10}(\frac{IAP}{K_{sp}})$$

donde IAP es el producto actividad de los iones y Kps es el producto de solubilidad a una temperatura dada (Parkhurst y Appelo 1999; Appelo y Postma 1999).

En esta Zona de Fallas Palomares-Carboneras (ZFPC) se ha realizado el cálculo de los Índices de Saturación (IS) para los minerales más representativos del sistema estudiado: calcita, dolomita, yeso, halita, gibbsita, caolinita, illita y montmorillonita. Estos IS se han representado en la Figura 4.3-3 mediante un gráfico de columnas.

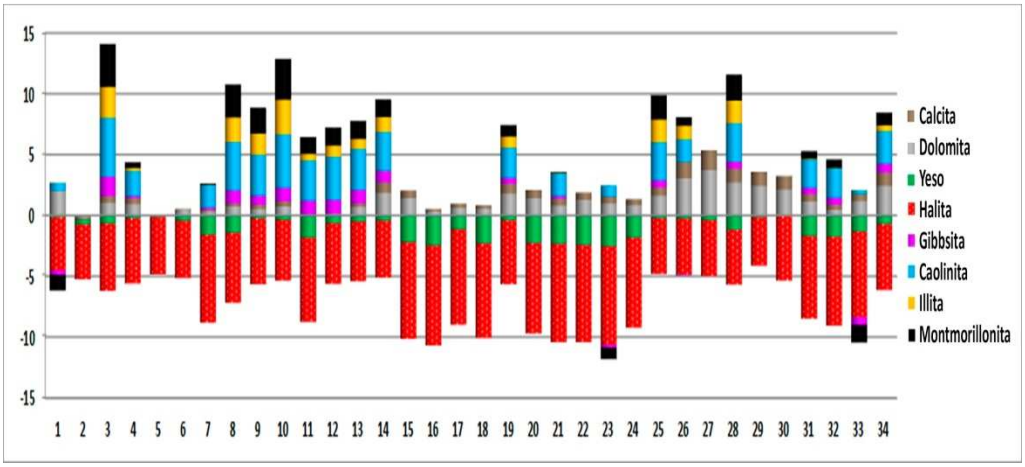


Fig. 4.3-3. Representación de los Índices de Saturación (IS) de las aguas subterráneas de la ZFPC.

Si IS = 0 expresa que hay equilibrio entre el mineral y la solución.

Si el IS > 0 indica que la precipitación es termodinámicamente favorable a pesar del hecho de que las tasas lentas de reacción puedan inhibir la precipitación.

Si el IS < 0 indica que la disolución de eso minerales en subsaturación se ve favorecida (Appelo y Postma 1999; Kortasi 2007).

En las aguas muestreadas de la ZFPC los IS > 0 especifican que el agua subterránea está saturada mayoritariamente con respecto a los minerales carbonatados y por lo tanto, sugiere que estos minerales han precipitado antes y no están incorporando Ca^{2+} y Mg^{2+} en las aguas subterráneas. Tal valor del IS refleja las aguas subterráneas de descarga de un acuífero que contiene suficiente cantidad de estos minerales con suficiente tiempo de residencia para alcanzar el equilibrio. En la Figura 4.3-3 se puede identificar cómo la mitad de las muestras analizadas están saturadas en calcita y en dolomita, correspondiendo las más saturadas y sobresaturadas a las aguas de mayor

conductividad eléctrica, y la otra mitad están menos saturadas y más próximas al equilibrio, salvo los puntos de muestreo del Arroyo cercano a Guazamara (2), de las aguas de los Guiraos (3) y del manantial Algarrobo (5), los cuales están ligeramente subsaturados.

Por otra parte, se ha comprobado como los IS < 0 corresponden a la halita y al yeso, indicando que las aguas subterráneas se han subsaturado con respecto a éstos minerales evaporíticos y la disolución de los mismos es termodinámicamente favorable. Estos valores reflejan el carácter del agua de las formaciones sedimentarias marinas con cantidad insuficiente de minerales que se evaporan para la solución, o un tiempo de residencia corto (Singh et al. 2014). La representación gráfica (Fig. 4.3-3) constata que para la halita, todas las muestras de la ZFPC sin excepción, se encuentran altamente subsaturadas en este mineral, por tanto, esta fase mineral no precipita. En cuanto al yeso, se aprecia que casi la totalidad de las muestras están subsaturadas en este mineral, salvo varios puntos cercanos al equilibrio, tales como el manantial Tarahal (1), el manantial Cuatro Caños (4), el manantial Algarrobo (5), el sondeo El Regaor I (9), el manantial Nuño (29) y el sondeo de Grima (30). Se observa que las aguas de baja mineralización presentan mayor subsaturación en minerales evaporíticos, indicando una evidente disolución de evaporitas en las aguas de estas zonas de fallas, sobre todo para las aguas de baja conductividad eléctrica.

En cuanto a los filosilicatos, encontramos que el punto del manantial Tarahal (1), el manantial de los Moralicos (23) y el Manantial Dolores (33) presentan subsaturación en montmorillonita y gibbsita, no obstante, la mitad de las muestras están sobresaturadas en filosilicatos. La sobresaturación puede ser posiblemente producida por factores que incluyen la incongruente

disolución, el efecto del ion común y la evaporación (Rosso et al. 2011; Kumari et al. 2012). En la otra mitad de las muestras de la ZFPC (puntos 2, 5, 6, 15, 16, 17, 18, 20, 22, 24, 27, 29 y 30) Phreeqc no ha calculado los índices de saturación con respecto a estos minerales, lo que sugiere que estas muestras podrían no tener ni precipitación ni disolución de estos minerales

Los IS para las muestras con alta T y contenido elevado de boro (3, 8 y 34) están sobresaturados con respecto a los minerales de la arcilla (caolinita, illita y montmorillonita). Esto podría favorecer la precipitación de estos minerales, mientras que se produce la disolución de evaporitas. Por tanto, es interesante además, realizar los diagramas de fases minerales para comprobar si estas aguas subterráneas se encuentran en equilibrio termodinámico con estos minerales de la arcilla.

e) Diagramas de estabilidad de fases minerales

Las características químicas de las aguas subterráneas están influenciadas por la relación entre la recarga de las aguas subterráneas y las fases minerales (Kortatsi et al. 2009). El grado en que las fases minerales reaccionan con el agua subterránea depende de la disponibilidad de protones (H^+), el tiempo que ha estado en contacto y el área de superficie por unidad de volumen de agua (Hem 1975). Los diagramas de estabilidad mineral muestran la trascendencia de los fenómenos de disolución y las relaciones entre minerales primarios y los minerales de arcilla en un medio acuoso (Muñoz et al. 1996).

La ecuación del *eje y* viene expresada por:

$$\text{Log } ([\text{catión}^{n+}] / [H^+]^n)$$

y refleja que la carga de los cationes liberados debe ser equilibrada por el consumo de H^+ (Appelo y Postma 1999).

Estos diagramas se basaron en las relaciones de equilibrio enumerados por Tardy (1971) para la temperatura normal (25°C) y presión (1 atmósfera) que aproximadamente representan las condiciones en el agua subterránea (Kortatsi et al. 2009).

La Figura 4.3-4 muestra los diagramas de estabilidad de Na-plagioclasa (albita) y Ca-plagioclasa (anortita). La Figura a) contiene los campos de estabilidad para la albita Na-feldespatos y sus posibles productos de meteorización, gibbsita, caolinita y Na-montmorillonita, expresados como una función de:

$$\text{Log } ([Na^+]/[H^+]) \quad \text{y}$$

$$\text{Log } [H_4SiO_4]$$

donde [] designa la actividad de soluto, que se calcula utilizando el software Phreeqc.

La Figura b) contiene los campos de estabilidad para la anortita Ca-feldespatos y sus posibles productos de meteorización, gibbsita, caolinita y Ca-montmorillonita, expresados como una función de:

$$\text{Log } ([Ca^{2+}]/[H^+]^2) \quad \text{y}$$

$$\text{Log } [H_4SiO_4]$$

Se observa cómo estos diagramas reflejan que el equilibrio agua-mineral para los análisis de las aguas subterráneas de esta Zona de Fallas Palomares-Carboneras, quedan representados en ambos diagramas de estabilidad alrededor del límite de estabilidad caolinita/esmectita (Na-montmorillonita y Ca-montmorillonita), lo que sugiere que el agua subterránea de esta zona está en equilibrio termodinámico con caolinita para un grupo de muestras y con esmectita para otro grupo, es decir, los minerales más estables son las esmectitas y la caolinita. Por otra parte, todas las muestras están por encima del equilibrio de saturación de cuarzo, salvo los puntos muestreados 2 y 22 para el diagrama de la albita y 2, 11 y 22 para el diagrama de la anortita.

Las muestras que se proyectan en el campo de estabilidad de la esmectita son aguas más concentradas durante la meteorización, mientras que la caolinita se desarrolla donde las soluciones son más diluidas (Tardy 1971).

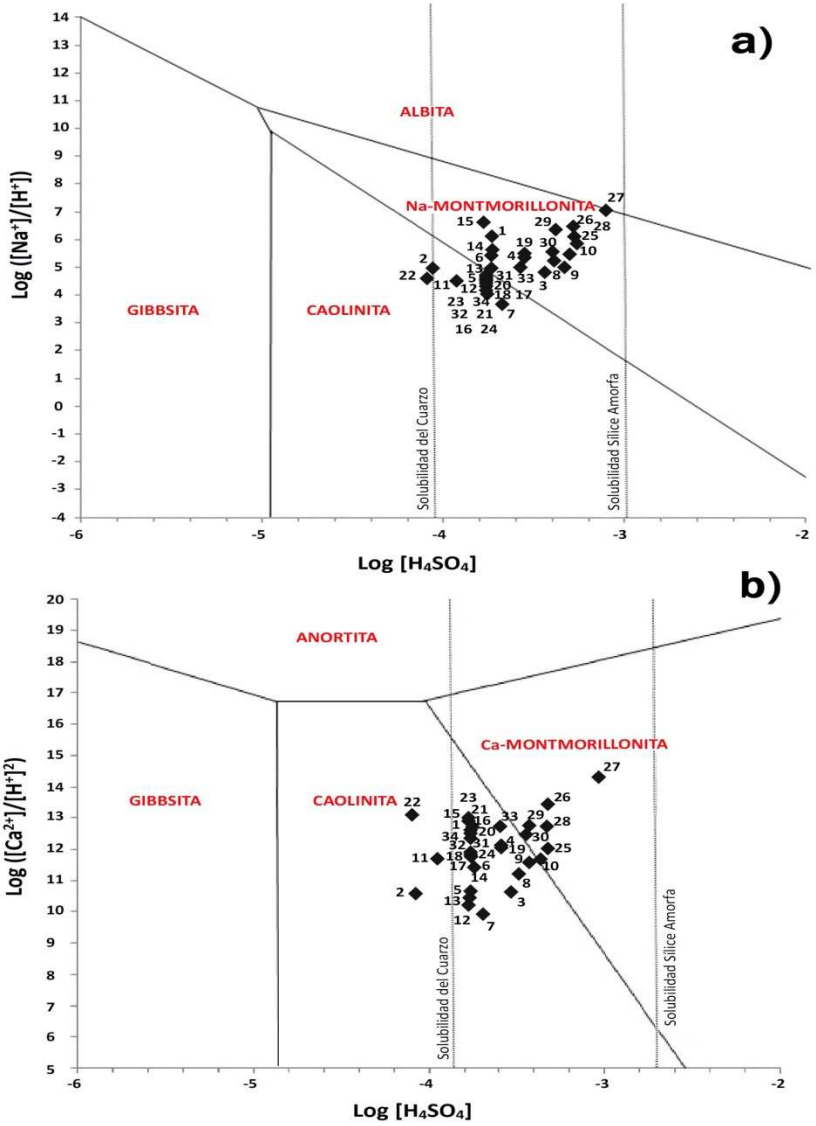


Fig. 4.3-4. Diagramas de fases minerales de a) Na-plagioclasa (albita) y b) Ca-plagioclasa (anortita) para las aguas subterráneas de la ZFPC.

4.3.2 Caracterización Mineralógica

La presencia de filosilicatos en zonas de falla, ya sean neoformados o arcillas heredadas, produce generalmente un comportamiento mecánicamente débil de la falla.

Un factor crítico para comprender el papel que las arcillas juegan en el comportamiento mecánico de las rocas de falla es la determinación del momento de formación de las asociaciones minerales y microestructuras en las rocas de falla y el protolito (Ikari et al. 2011). Los efectos de alteración postcinemáticos limitan considerablemente el estudio sobre el comportamiento de la falla que se puede hacer en las rocas expuestas, especialmente si se trata de materiales cuyo origen se debe a procesos de deformación frágil. Sin embargo, los afloramientos de zonas de falla jóvenes, recientemente exhumadas y expuestas en regiones de clima árido proporcionan una buena oportunidad para el estudio de las reacciones minerales favorecidas por la deformación.

En este contexto, se han realizado varias campañas de campo donde se obtuvieron 42 muestras de rocas de falla para la caracterización mineralógica, petrológica y geoquímica de dos áreas diferentes:

a) La Rambla de la Granatilla cerca de la localidad de Sopalmo en la Zona de Falla de Carboneras (ZFC).

b) Los afloramientos de lentes de falla entre las localidades de Mojácar y Garrucha en la Zona de Falla Palomares (ZFP).

Ambas áreas exponen secciones con un espesor de cerca de 200 m de zona de falla y protolitos que muestra una compleja disposición de las lentes de cizalla de los diferentes tipos de rocas de falla estudiados en este trabajo.

Debido a la estructura interna de la Zona de Falla de Carboneras, se pueden observar lentes de cizalla con esquistos del basamento alpino yuxtapuestas a lentes de cizalla de sedimentos post-orogénicos (Mioceno y Plioceno) formadas por secuencias de margas y areniscas rojas, amarillas y blancas del Terciario. También aparecen lentes con rocas volcánicas de carácter calcoalcalino a potásico de edad Mioceno medio a Pleistoceno **(**Duggen et al. 2004). La comparación entre los materiales deformados y sus protolitos es posible gracias al desarrollo de bandas de escala cm-m de cataclasitas que alternan con lentes de materiales no deformados por la falla (Fig. 4.3-5).

Fig. 4.3-5. Vista panorámica de las lentes de cizalla con esquistos del basamento alpino yuxtapuestas a lentes de cizalla de sedimentos post-orogénicos (Mioceno-Plioceno).

Las superficies pulidas y estriadas son muy comunes en este tipo de rocas (Fig. 4.3-6).

Fig. 4.3-6. Detalle de una superficie de falla en una roca amarilla rica en cuarzo.

En la zona estudiada se han identificado areniscas rojas, amarillas y blancas ricas en cuarzo, así como sus respectivas cataclasitas. Este trabajo se centra, precisamente, en el estudio de este conjunto de materiales, debido a su elevada posibilidad de desarrollar acuíferos y al interés que presenta el desarrollo de filosilicatos sobre el comportamiento mecánico de la falla en este tipo de rocas propensas a la deformación frágil.

En la Figura 4.3-7 se muestran varios difractogramas de los distintos tipos de rocas: a) Arenisca roja rica en cuarzo sin deformación; b) Arenisca amarilla rica en cuarzo sin deformación; c) Arenisca amarilla dañada rica en cuarzo; y d) Arenisca blanca dañada rica en cuarzo.

Areniscas no deformadas

Los datos de difracción de rayos X (XRD) indican que la asociación mineral predominante en las muestras no deformadas está formada por cuarzo (Qtz), mica (Ms), pequeñas cantidades de clorita (Chl), feldespatos (Kfs) y calcita (Cal).

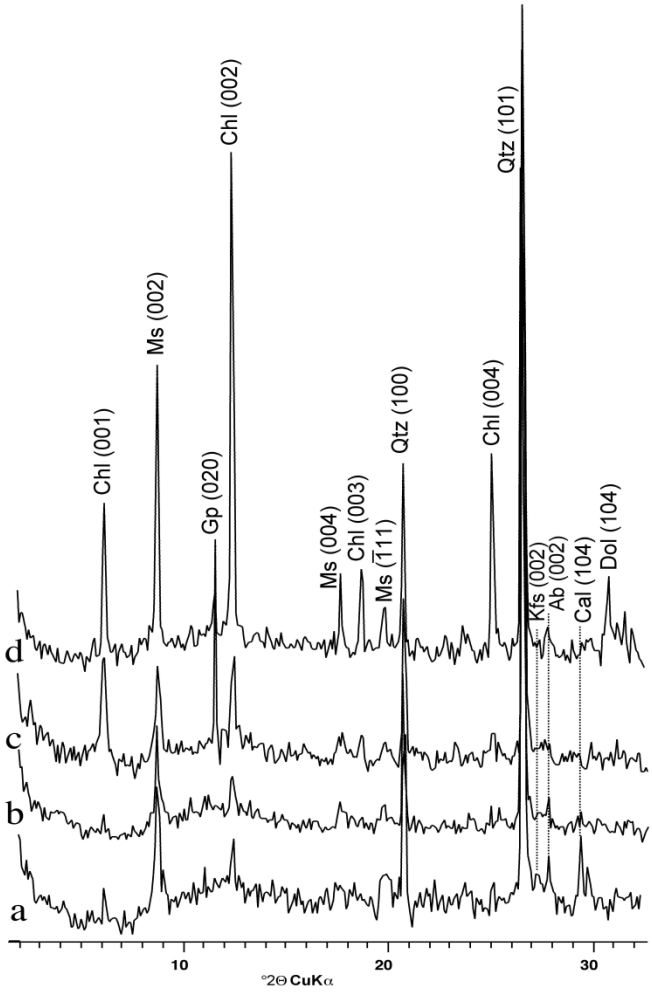


Fig. 4.3-7. Patrones de difracción de XRD de los materiales secados al aire. Abreviaciones minerales según Kretz (1983). Chl = clorita, Dol = dolomita, Gp = yeso, Kfs = feldespato-K, Ms = moscovita, Qtz = cuarzo, Ab = albita, Cal = calcita.

La clorita fue identificada por el espaciado (001) a 14.2 Å, que no se ve afectada ni por la solvatación con etilenglicol ni por el calentamiento a 550^{o}C. Los patrones de XRD también muestran un pico estrecho 001 a 10 Å que indica la presencia de mica. La intensidad de este pico no aumenta significativamente ni después de la solvatación con etilenglicol ni tras el calentamiento, lo que sugiere la ausencia de capas hinchables.

El estudio petrográfico mediante microscopía óptica y electrónica revela que las areniscas presentan una granoselección muy pobre, con un tamaño de grano que oscila de fino a medio. Los granos de filosilicatos (mica y clorita) se disponen en torno a los granos detríticos de cuarzo y calcita (Fig. 4.3-8 a y b; y Fig. 4.3-9). La alineación de los filosilicatos define una foliación débil. Los granos de cuarzo suponen más del 70% del volumen de estas rocas. Las areniscas rojas contienen una cantidad más alta que el resto en hematites (Hem) (15%) (Fig. 4.3-8 a), mientras que las areniscas amarillas y blancas se caracterizan por presentar apatito (Ap), rutilo (Ru) y pirita (Py), en bajas proporciones, alterada a hematites (Fig. 4.3-8 b).

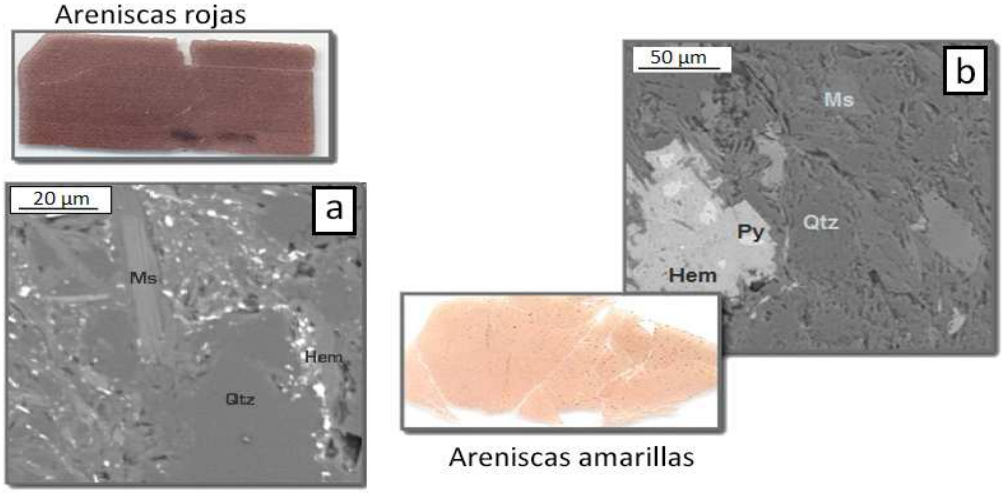


Fig. 4.3-8. Microfotografías de SEM de arcillas no deformadas de la ZFPC.

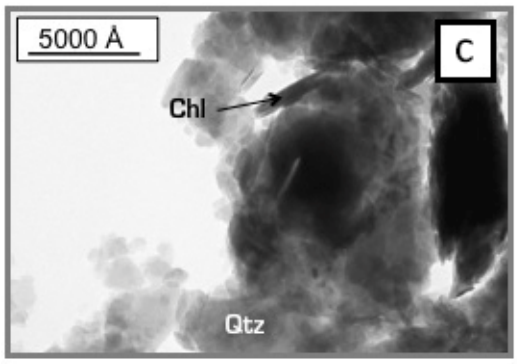


Fig. 4.3-9. Imagen de TEM de una arenisca blanca. Se pueden ver granos detríticos de cuarzo rodeados de clorita.

Areniscas Deformadas

Los datos de XRD indican que, aunque la asociación mineral de estas rocas está muy condicionada por el protolito, las areniscas deformadas se hallan enriquecidas en filosilicatos, sobre todo, en clorita. La intensidad y la posición de los picos de la clorita y la mica no se ven afectados por solvatación con etilenglicol y el calentamineto, lo que sugiere la ausencia de capas hinchables. Las muestras más afectadas por la deformación se caracterizan, además, por la presencia de yeso y dolomita. El estudio mediante microscopía pone de manifiesto que en las rocas de la zona de falla hay una distribución heterogénea de la deformación (Fig. 4.3-10). Existen numerosas zonas en las que se produce una concentración preferente de la deformación. La deformación está muy localizada, en forma de bandas ricas en filosilicatos (clorita y mica, fundamentalmente), muy foliadas y de tamaño muy fino (Fig. 4.3-10 a). La deformación de la falla también produce reducción del tamaño de grano del cuarzo por fracturación frágil (fracturación intragranular e intergranular) y deslizamientos de borde de grano (Fig. 4.3-10 b). Algunos clastos aislados de cuarzo pueden desarrollar rotación interna de fragmentos y

evidencias enmascaradas de plasticidad cristalina, tales como extinción ondulante (Fig. 4.3-10 c). Es común encontrar dolomita y/o yeso en las venas transversales, así como áreas de microcataclasitas recementadas dentro de la roca (Fig. 4.3-10 e).

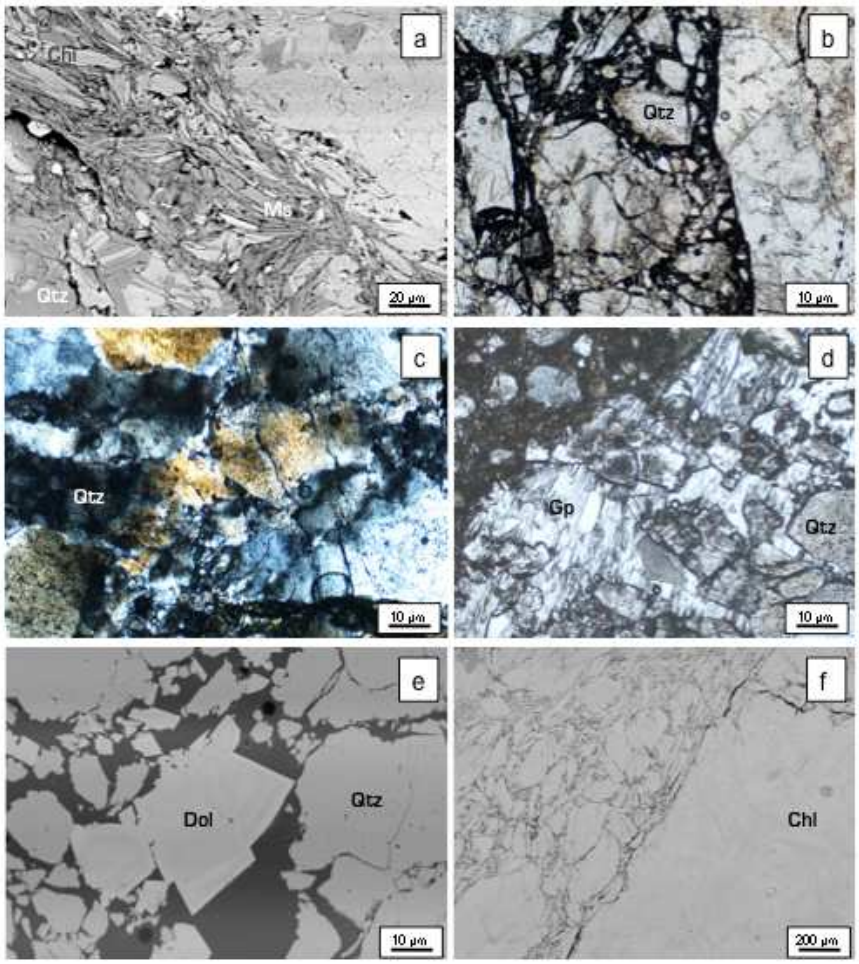


Fig. 4.3-10. Microfotografías de la fábrica de las rocas deformadas: a) imagen BSE de una arenisca blanca donde se desarrolla una banda rica en filosilicatos altamente foliada; b) y c) microfotografías ópticas de areniscas blancas que muestran los efectos de la deformación de la falla en los granos de cuarzo; d) microfotografía óptica de cristales de yeso en una vena transversal de una arenisca blanca; e) imagen BSE de los cristales de dolomita en una vena transversal de una arenisca blanca; f) imagen BSE de un parche de filosilicatos en una lente deformada de una arenisca blanca.

En algunas lentes no deformadas de las cataclasitas se han desarrollado agregados globulares de filosilicatos de tamaño variable formando cristales desorientados de clorita y mica (Fig. 4.3-10 f). Dentro de estos agregados, las imágenes de electrones retrodispersados revelaron dos tipos composicionales de clorita intercrecidos.

El análisis mediante difracción de electrones retrodispersados en microscopía electrónica (SEM-EBSD) muestra que los grandes cristales de dolomita no muestran ninguna evidencia de desorientación interna y sus orientaciones cristalográficas no están dispersas (Fig. 4.3-11 a).

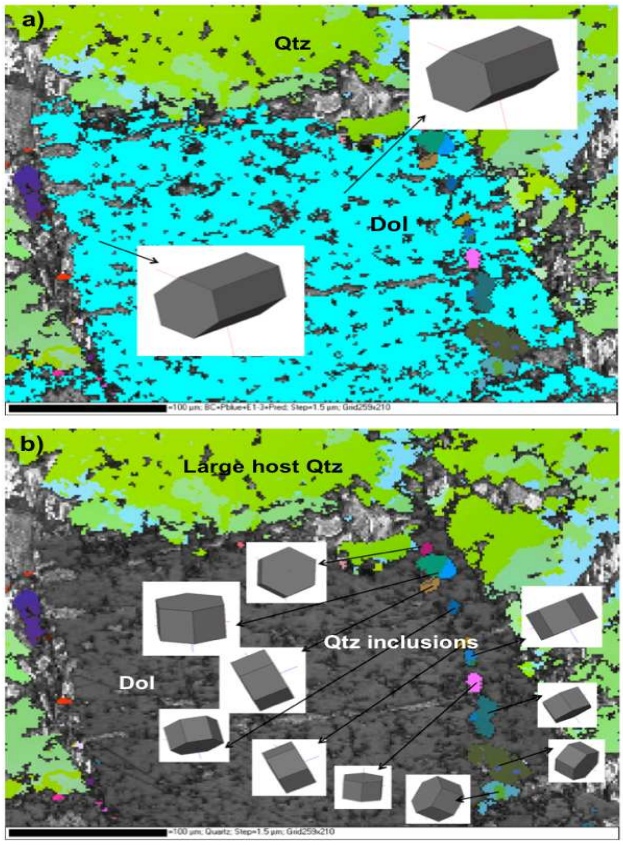


Fig. 4.3-11. Mapas de componentes de textura EBSD y representación de orientaciones cristalinas: a) orientación de los cristales de dolomita; b) grandes granos de cuarzo y pequeños granos de cuarzo incluidos en xenoblastos de dolomita.

Los mapas de componentes textura y figuras de polo de los granos de cuarzo revelan una fuerte desorientación interna en los grandes granos de cuarzo (Fig. 4.3-11 b). Su eje cristalográfico (c) ha girado en torno al eje x. Por otro lado, los pequeños granos de cuarzo no muestran desorientación interna, mostrando una ligera orientación general entre ellos de acuerdo con la dirección de las venas de dolomita (Fig. 4.3-11 b).

Composición mineral

Los análisis SEM-EDX ponen de manifiesto tres variedades composicionales de micas en las areniscas que se han estudiado. Las micas detríticas que definen una foliación débil en las rocas se caracterizan por altos contenidos de Na (> 0.47 átomos por fórmula unidad, a.p.f.u.) y muy bajos contenidos en Fe y Mg (comúnmente < 0.1 a.p.f.u.). Alrededor de los clastos de cuarzo se han podido identificar algunas micas fengíticas pobres en Na y con contenidos en Fe+Mg > 0.2 a.p.f.u. (Tabla 4.3-5). La composición química de las moscovitas de grano fino en las bandas altamente foliadas de los filosilicatos donde se localiza la deformación de la falla, se corresponde con las mismas variedades de composición descritas en la Tabla 4.3-6. Las micas identificadas en los agregados desorientados de clorita-mica dentro de las lentes no deformadas de las cataclasitas son pobres en Fe y Mg (< 0.11 a.p.f.u.). Las tres variedades composicionales descritas se han identificado en las zonas deformadas. En todos los casos, los análisis de las micas se caracterizan por un déficit muy suave en el contenido de cationes en la interlámina.

Tabla 4.3-5. Análisis representativos de micas normalizadas a $O_{10}(OH)_2$ en los protolitos.

	Si	^{IV}Al	^{VI}Al	Fe	Mg	Ti	$^{VI}\Sigma$	K	Na	Ca	Σinter.
1	3.12	0.88	1.94	0.06	0.03	0.02	2.05	0.34	0.47	0.00	0.81
2	3.11	0.89	1.93	0.08	0.04	0.00	2.05	0.45	0.39	0.01	0.85
3	3.09	0.91	1.90	0.06	0.08	0.01	2.05	0.47	0.39	0.01	0.88
4	3.05	0.95	1.94	0.07	0.04	0.01	2.05	0.49	0.41	0.00	0.90
5	3.08	0.92	1.83	0.14	0.07	0.01	2.05	0.75	0.20	0.01	0.96
6	3.13	0.87	1.64	0.29	0.15	0.02	2.09	1.00	0.01	0.00	1.01
7	3.09	0.91	1.81	0.14	0.10	0.03	2.08	0.82	0.07	0.00	0.89
8	3.03	0.97	1.84	0.11	0.10	0.03	2.08	0.84	0.09	0.00	0.93
9	3.05	0.95	1.86	0.15	0.09	0.00	2.11	0.78	0.10	0.00	0.87
10	3.06	0.94	1.87	0.16	0.04	0.00	2.07	0.82	0.11	0.00	0.94

De 1 a 4. Micas Na-K detríticos.
5 y 6. Micas de areniscas rojas.
De 7 a 10. Micas de parches de filosilicatos orientadas al azar en las bandas no deformadas de areniscas blancas falladas.
EDS-SEM microanálisis.

Tabla 4.3-6. Análisis representativos de micas normalizadas a $O_{10}(OH)_2$ en areniscas deformadas de la zona de falla.

	Si	^{IV}Al	^{VI}Al	Fe	Mg	Ti	$^{VI}\Sigma$	K	Na	Ca	Σinter.
1*	3.14	0.86	1.94	0.06	0.02	0.02	2.04	0.34	0.46	0.00	0.80
2*	3.13	0.87	1.93	0.07	0.04	0.00	2.04	0.45	0.39	0.01	0.85
3*	3.12	0.88	1.95	0.05	0.02	0.02	2.04	0.35	0.48	0.00	0.82
4*	3.12	0.88	1.93	0.07	0.03	0.00	2.04	0.45	0.40	0.01	0.85
5*	3.12	0.88	1.95	0.06	0.02	0.02	2.04	0.34	0.47	0.00	0.81
6*	3.12	0.88	1.93	0.07	0.04	0.00	2.05	0.44	0.39	0.01	0.84
7*	3.14	0.86	1.60	0.29	0.15	0.02	2.06	1.09	0.01	0.00	1.11
8*	3.21	0.79	1.59	0.28	0.16	0.02	2.05	1.03	0.01	0.00	1.04
9*	3.17	0.83	1.59	0.30	0.17	0.02	2.08	1.03	0.01	0.00	1.05
10*	3.11	0.89	1.63	0.29	0.18	0.02	2.12	0.94	0.02	0.00	0.96
11**	3.09	0.91	1.82	0.15	0.09	0.02	2.08	0.81	0.10	0.00	0.91
12**	3.11	0.89	1.75	0.15	0.13	0.04	2.06	0.89	0.04	0.00	0.93

De 1 a 6. Micas Na-K de areniscas amarillas.
De 7 a 10. Micas ricas en K de areniscas rojas.
11 y 12. Micas ricas en de parches de filosilicatos deformados en areniscas blancas.
*AEM microanálisis.
**EDS-SEM microanálisis.

Las diferencias sistemáticas en la composición química entre los dos tipos de clorita identificada en las imágenes BSE de los agregados globulares de las muestras de falla revelan (Tabla 4.3-7) que la clorita brillante es rica en Fe (Fe/Mg > 1.15) y rica en Al (Si/Al < 0.90), mientras que la clorita oscura corresponde a una variedad rica en Mg (Fe/Mg < 1.00) con menor contenido en Al, pero mayor en Si que la brillante (Si/Al > 0.90). También estas diferencias en la composición se han observado en la clorita deformada (Tabla 4.3-8).

Tabla 4.3-7. Análisis representativos de micas normalizadas a $O_{10}(OH)_8$ en los protolitos.

	Si	^{IV}Al	^{VI}Al	Fe	Mg	Mn	Ti	$^{VI}\Sigma$
1*	2.50	1.50	1.45	2.69	1.85	0.03	0.00	6.02
2*	2.70	1.30	1.30	2.04	2.66	0.00	0.00	6.00
3*	2.52	1.48	1.45	2.66	1.87	0.03	0.00	6.01
4*	2.56	1.44	1.44	2.61	1.92	0.03	0.00	6.00
5*	2.71	1.29	1.29	2.07	2.63	0.00	0.00	6.00
6*	2.72	1.28	1.29	2.08	2.62	0.00	0.00	6.00
7**	2.49	1.51	1.47	2.72	1.80	0.03	0.00	6.02
8**	2.50	1.50	1.52	2.61	1.87	0.00	0.00	5.99
9**	2.53	1.47	1.46	2.46	2.06	0.02	0.00	6.00
10**	2.63	1.37	1.38	2.25	2.37	0.00	0.00	6.00
11**	2.60	1.40	1.36	2.20	2.42	0.04	0.00	6.02
12**	2.66	1.34	1.31	1.99	2.71	0.00	0.00	6.01

1 y 2. Clorita de las areniscas amarillas.
De 3 a 6. Clorita de las areniscas rojas.
De 9 a 12. Clorita de parches de filosilicatos orientadas al azar en las bandas no deformadas de las areniscas blancas falladas.
*AEM microanálisis
**EDS-SEM microanálisis

Tabla 4.3-8. Análisis representativos de micas normalizadas a $O_{10}(OH)_8$ en los protolitos.

	Si	^{IV}Al	^{VI}Al	Fe	Mg	Mn	Ti	$^{VI}\sum$
1*	2.54	1.46	1.44	2.64	1.89	0.03	0.00	6.01
2*	2.69	1.31	1.31	2.03	2.67	0.00	0.00	6.00
3*	2.58	1.42	1.45	2.58	1.93	0.03	0.00	5.99
4*	2.68	1.32	1.31	2.02	2.68	0.00	0.00	6.01
5*	2.49	1.51	1.46	2.71	1.82	0.03	0.00	6.03
6*	2.67	1.33	1.31	2.01	2.69	0.00	0.00	6.01
7*	2.60	1.40	1.45	2.55	1.95	0.03	0.00	5.98
8*	2.70	1.30	1.30	2.06	2.64	0.00	0.00	6.00
9**	2.48	1.52	1.49	2.63	1.86	0.03	0.00	6.01
10**	2.55	1.45	1.43	2.63	1.96	0.00	0.00	6.01
11**	2.60	1.40	1.38	2.41	2.22	0.00	0.00	6.01
12**	2.73	1.27	1.30	2.38	2.28	0.03	0.00	5.99
13**	2.69	1.31	1.29	2.18	2.52	0.03	0.00	6.01
14**	2.67	1.33	1.32	2.06	2.60	0.03	0.00	6.00

De 1 a 4. Clorita de areniscas amarillas deformadas.
De 5 a 8. Clorita de areniscas rojas deformadas.
De 9 a 14. Clorita de parches deformados de filosilicatos en areniscas blancas de rocas de fallas.
*AEM microanálisis.
**EDS-SEM microanálisis.

Los análisis de microsonda de electrones permiten identificar variaciones en la composición química de elementos traza de las diferentes generaciones de cuarzo. Se analizaron Al (límite de detección, l.d.: 0.007), Zn (l.d.: 0.005), Pb (l.d.: 0.006), Ti (l.d.: 0.005), Fe (l.d.: 0.004), Mg (l.d.: 0.006), S (l.d.: 0.005), As (l.d.: 0.008) y Sb (l.d.: 0.004). El Al es el elemento traza más abundante. Este elemento es significativamente más abundante en los granos pequeños de cuarzo incluidos en las venas de dolomita, entre 0.432 y 0.731 % en peso, que en los grandes cristales de cuarzo del protolito deformados por el efecto de la falla, donde el contenido en Al es generalmente inferior al límite de detección. También fueron detectados contenidos significativos en As y Sb

en los dos tipos de granos de cuarzo. El contenido en Sb alcanza el 0.091 % en peso y las concentraciones de As pueden ser de hasta el 0.185 % en peso en los cuarzos pequeños incluidos en las venas. Otros elementos traza se encuentran sólo en algunos análisis y en concentraciones muy bajas.

La cristalización de dolomita y yeso en las zonas más deformadas de las microcataclasitas pudo estar relacionada con episodios recientes de baja temperatura y circulación de aguas altamente salinas. Esto sugiere que la cataclasis podría ser la responsable del control de la trayectoria y circulación de los sistemas acuíferos actuales.

La ausencia de diferencias composicionales entre los filosilicatos deformados y los no deformados sugiere que, a pesar de la presión de fluidos durante el proceso, las areniscas no se vieron prácticamente afectadas por los mismos, evitando así la alteración sincinemática de los filosilicatos. Sin embargo, las arcillas han debido jugar un papel importante en el comportamiento mecánico de las areniscas en la zona de falla. Se ha considerado que las propiedades lubricantes de los filosilicatos en las rocas cuarcíticas es un factor importante en el control de los mecanismos de movimiento, promoviendo el predominio de deslizamientos asísmicos progresivos respecto a los desplazamientos sísmicos bruscos periódicos (Wu et al. 1975; Chester et al. 1993; Morrow et al. 2000; Warr y Cox 2001; Bedrosian et al. 2004) reduciendo la posibilidad de eventos sísmicos mayores nucleados en los planos de falla localizados dentro de las rocas cuarcíticas contenidas en la zona de falla.

El estudio combinado de XRD, microscopía óptica y microscopía electrónica puede servir de base para un debate sobre el origen del

enriquecimiento de filosilicatos y la cementación de las rocas deformadas en la zona de falla y el papel de los filosilicatos en el comportamiento mecánico de las rocas ricas en cuarzo. Este estudio combinado ha permitido concluir que durante el fallamiento no tuvo lugar un crecimiento significativo de minerales de la arcilla en estas rocas

La deformación está muy localizada en las areniscas ricas en clorita (Fig. 4.3-12). Estas areniscas muestran una sustancial recristalización de arcillas, cuya textura puede relacionarse con un evento hidrotermal anterior al fallamiento, probablemente asociado con la actividad volcánica del área, que condujo a la formación de agregados de clorita-mica.

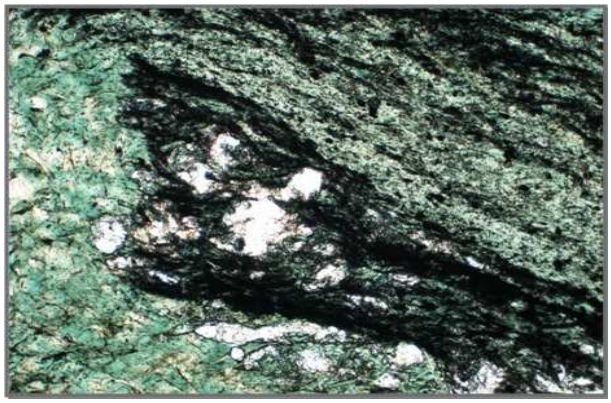


Fig. 4.3-12. Areniscas ricas en clorita de la ZFPC.

4.4 CONCLUSIONES

El estudio de las aguas subterráneas de la Zona de Fallas de Palomares-Carboneras (ZFPC) ha permitido distinguir claramente tres familias hidrogeoquímicas principales:

En primer lugar, aguas subterráneas alcalinas de elevada conductividad eléctrica (hasta 14000 µS/cm) con facies Ca-Mg-SO_4-Cl y Na-Cl-SO_4 con elevado enriquecimiento iónico y relacionadas con margas marinas pliocenas de la Depresión de Vera y del Corredor de Pulpí (Barragán 2008). Presentan saturación y sobresaturación en materiales carbonatados (calcita y dolomita) y en algunos casos también en filosilicatos (caolinita, illita y montmorillonita), y por tanto, favorecen su precipitación en estas aguas, en cambio, se produce disolución de evaporitas (yeso y halita). Los valores de T de estas aguas han variado a lo largo de los diferentes muestreos, siendo mayor en la primera campaña de campo debido a la temperatura ambiental, mientras que en las mediciones posteriores ha mantenido sus valores por debajo del límite de hidrotermalismo (20^{o}C). La única muestra que sigue por encima de éste valor es la del sondeo de Sopalmo (28), que además, presenta trazas significativas de boro en su composición, al igual que las aguas de Guazamara (25, 26 y 27). No obstante, tal aportación de boro en las aguas de Guazamara se debe a sus altos contenidos en Cl^- y SO_4^{2-}, siendo posible su influencia marina y/o interacción con materiales evaporíticos. Por tanto, no se trataría de aguas asociadas a la ZFPC.

En segundo lugar se observan aguas alcalinas de alta CE (2000 – 4222 µS/cm), con facies Ca-Mg-SO_4 y Na-Cl-SO_4 y elevada mineralización. A este grupo pertenecen exclusivamente 3 puntos de muestreo de T superiores al

límite de hidrotermalismo, el sondeo de los Guiraos (3), el manantial y la galería de Sopalmo (8 y 34). Estos puntos pueden relacionarse con disolución de evaporitas y carbonatos a lo largo de fallas profundas o por la circulación a través de sustrato metamórfico y/o Mioceno. Estas aguas están sobresaturadas con respecto a los minerales de la arcilla (caolinita, illita y montmorillonita) y carbonatos (calcita y dolomita). Esto podría favorecer la precipitación de estos minerales, mientras que se produce la disolución de evaporitas. Además, también presentan elevados contenidos en trazas de boro en su composición, lo que indica, una clara evidencia de origen profundo e hidrotermal en ellas, y relación con la actividad de la Zona de Fallas de Palomares-Carboneras (ZFPC).

Por último, aguas subterráneas básicas de CE notablemente inferiores a los dos grupos anteriores (inferior a 1000 µS/cm), de facies Ca-Mg-HCO_3 y un claro empobrecimiento iónico. Proceden de acuíferos carbonatados, y están relacionadas con disolución de materiales carbonatados de las Sierras de Cabrera, Filabres y Almenara. Están saturadas en materiales carbonatados (calcita y dolomita) y en algunos casos también en filosilicatos (caolinita y montmorillonita), y por tanto, favorecen su precipitación en estas aguas, en cambio, se produce disolución de evaporitas (yeso y halita). Presentan temperaturas notablemente inferiores a los dos grupos anteriores y ausencia de trazas de boro en su composición, evidenciando un origen más superficial y sin conexión con los procesos de la ZFPC.

Tras los primeros análisis y valoración de los resultados, se han realizado nuevos muestreos para proseguir con el seguimiento de datos, sobre todo en los puntos que han presentado mayor T y contenidos elevados en boro. Estos nuevos datos se han mantenido prácticamente constantes con

respecto a los iniciales en las concentraciones de los iones mayoritarios y boro, no presentando cambios significativos asignables a ningún evento sísmico. Hay que destacar que durante el período de este trabajo solo se ha registrado en la zona de estudio de la ZFPC un sismo de magnitud 3, el cual no ha generado ninguna variación en la composición de las aguas. Esta circunstancia ha condicionado el estudio ya que no se han observado ni tan siquiera pequeñas oscilaciones, pero sí ha permitido caracterizar los puntos que podrían indicar, en un futuro, posibles fluctuaciones tras un evento sísmico de mayor magnitud. Concretamente, aquellos puntos acuíferos con valores altos de temperatura y presencia elevada de boro, tales como el sondeo de los Guiraos (3) y las aguas de Sopalmo (8 y 34), que indican circulación profunda e hidrotermal y relación con la actividad de la ZFPC, podrían formar parte de una red de control permanente de propiedades hidrogeoquímicas cuyas posibles modificaciones permitieran alertar sobre la posibilidad de eventos sísmicos futuros.

Los contenidos isotópicos para el ^{18}O están comprendidos entre -4.80 y -7.25$^{0}/_{00}$, y entre -29.28 y -42.60 $^{0}/_{00}$ para el ^{2}H. Las aguas de los manantiales de Sierra Cabrera (20, 21, 22, 23 y 24), los manantiales de Sierra Almenara (31 y 32), el manantial y la galería de Sopalmo (8 y 34), el sondeo de los Guiraos (3) y el manantial Álamo de Cuevas de Almanzora (11), son las aguas más ligeras y están alineadas con la LMME, mientras que las aguas del manantial Cuatro Caños (4), el manantial La Zanjilla de Guazamara (26), el manantial Nuño en Vera (29) y el sondeo de Grima (30), están más enriquecidas isotópicamente. Predominan los valores negativos de ^{18}O, lo que induce a pensar en la posibilidad de que sea causado por un intercambio con CO_2 de origen profundo y liberado a causa del adelgazamiento cortical en estas zonas de

fallas activas, posiblemente ligado al Cinturón Carbogaseoso de Europa Occidental. El exceso de deuterio (*d*) tiene un valor medio global de 13.78 $^{0}/_{00}$, confirmando un origen de las precipitaciones del Mediterráneo occidental.

El tritio ha aportado en esta investigación que las 18 muestras analizadas se encuentran entre 0.10 y 3.38 UT, de las cuales la mayoría presentan contenidos de tritio por debajo de 0.8 UT, lo que indica que estas aguas son antiguas, con un ciclo de recarga de más de 75 años, y por lo tanto, tiene un muy largo y profundo tiempo de permanencia en el acuífero. En cambio, 4 muestras contienen concentraciones de tritio por encima de 0.8 UT, que pueden ser indicativas de un origen de mezcla entre la recarga de precipitación anterior y posterior a 1953, aunque una de ellas presenta indeterminación, pudiendo ser correspondiente a infiltraciones de comienzos de los años 50 como ser un agua reciente de a partir de 1982.

Se ha comprobado como los puntos 4, 11 y 34 presentan actividades de ^{222}Rn propias de acuíferos de tipo sedimentario. No obstante, la galería de Sopalmo (34) sorprende que presente tan baja actividad de radón estando tan próxima a la litología más volcánica. Sería interesante, en investigaciones futuras realizar varias mediciones para comprobar si sigue manteniendo tal actividad o si aumenta. En cambio, las aguas de los Guiraos (3) presentan más elevada actividad de radón aun tratándose de un acuífero sedimentario, pudiéndose explicar por el contacto del agua con mineralizaciones de uranio, ya sea contenida en los sedimentos o rellenando planos de falla que podrían contribuir a la creciente concentración de radón en el agua. En este caso, el punto de los Guiraos sería un claro ejemplo de posibilidad de control de este isótopo radiactivo para la investigación de anomalías precursoras sísmicas.

Los diagramas de estabilidad de fases minerales han demostrado que el equilibrio agua-mineral para los análisis de estas aguas subterráneas queda representado alrededor del límite de estabilidad caolinita / esmectita, por tanto, estas fases están en equilibrio termodinámico en estas aguas de la ZFPC. Sin embargo, la caracterización mineralógica de los materiales acuíferos no reveló la precipitación de cantidades importantes de estos minerales.

Por último, el estudio combinado mediante XRD, microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido, ha permitido concluir que durante el fallamiento no tuvo lugar un crecimiento significativo de minerales de la arcilla en estas rocas. Como consideraciones finales de este estudio, se puede concluir que se produce un enriquecimiento de clorita que cristaliza en forma de agregados globulares. Estas características de las rocas ricas en cuarzo de la ZFPC, sugieren que las rocas deformadas fueron sometidas a un proceso de cloritización asociada a la actividad hidrotermal promovida por la actividad volcánica de Cabo de Gata, que condujo a la formación de agregados de clorita-mica. La alteración hidrotermal se produjo antes de que las rocas estudiadas fueran afectadas por los principales movimientos de fallas. La ausencia de cristalización sincinemática de los filosilicatos revela que su influencia se limitó a proporcionar áreas debilitadas con propiedades lubricantes, lo que favoreció los movimientos de deslizamiento progresivo que redujeron la posibilidad de grandes eventos sísmicos. El sellado producido por eventos tardíos de precipitación de minerales, tales como la cementación de dolomita debido a los procesos de interacción roca-fluido, debieron tener un efecto muy limitado debido a la presencia de bandas de debilidad ricas en filosilicatos que favorecieron la creación de superficies de deslizamiento progresivo.

5

Resultados y Discusión ZFTL

5.1 INTRODUCCIÓN

El objetivo de este estudio ha sido analizar los parámetros hidrogeoquímicos de los acuíferos ligados a la Zona de Fallas de Tíscar-Larva (ZFTL), y estudiar la influencia de los procesos geológicos y tectónicos que se manifiestan en las características hidrogeoquímicas, con el fin de poder establecer una red de puntos de muestreo que sean especialmente sensibles a los cambios producidos por terremotos y que podrían ser indicadores de la actividad sísmica en la ZFTL. Además, se ha perseguido caracterizar el efecto de los procesos de circulación del agua y la neoformación de arcillas asociados con esta zona de fallas para proporcionar datos que contribuyan a la comprensión del comportamiento mecánico de estos materiales y su influencia en la sismicidad de la zona.

Se ha diseñado una red de muestreo de 26 puntos acuíferos en los que se han determinado las propiedades físico-químicas de las aguas subterráneas, así como el contenido en isótopos estables (^{18}O - ^{2}H) e isótopos radiactivos (^{3}H y ^{222}Rn).

A partir de estos resultados, se propuso establecer una serie de localizaciones de alerta y control relacionados con aquellos puntos acuíferos que presentasen cambios en la composición de las aguas tras algún terremoto ocurrido en el transcurso de esta investigación, o con aquellos puntos con valores por encima del límite de hidrotermalismo, contenidos anormalmente altos de boro y exhalación anómala de ^{222}Rn, que indiquen circulación profunda y relación con la actividad sísmica de la Zona de Fallas de Tíscar-Larva (ZFTL).

5.2 MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

El Arco de Cazorla o Arco Prebético (Frizon de Lamotte et al. 1991; Sanz de Galdeano et al. 2006) constituye una de las principales estructuras de la Cordillera Bética (Platt et al. 2003). Presenta numerosos cabalgamientos con dirección N-S que avanzan hacia el Oeste, reduciendo el tamaño de las unidades tectónicas, formando numerosas escamas (López-Garrido 1971; Frizon de Lamotte et al. 1991; Sanz de Galdeano 2003). Al Norte queda limitado por la falla de Socovos que constituye una zona de transferencia que ha canalizado toda la deformación en la región hasta la épocas recientes (Sánchez-Gómez et al. 2010). Sin embargo, queda parcialmente limitado al Sur por la Cuenca de Guadix-Baza y la situación es más compleja (Sánchez-Gómez et al. 2014b). El nexo de unión entre la terminación Sureste del Arco de Cazorla y la Cuenca de Guadix-Baza es justamente la presente zona de estudio de este capítulo.

El área de estudio se encuentra en la Zona Externa Prebética de la Cordillera Bética, entre la latitud 37°45'-37°50'N y longitud 3°-3°05'W (Fig. 5.2-1). En concreto, esta zona se localiza en el Corredor Tectónico del río Guadiana Menor (Sanz de Galdeano et al. 2006), entre las poblaciones de Quesada, Tíscar, Huesa y Larva al NE de la provincia de Jaén. Este área presenta formaciones triásicas, cretácico-paleógenas de afinidad subbética, y neógenas que se encuentran afectadas por pliegues y numerosas fallas activas, siendo las de Tíscar y Larva unas de las más relevantes, junto con el sistema de fallas de Collejares (Pérez-Valera et al. 2012).

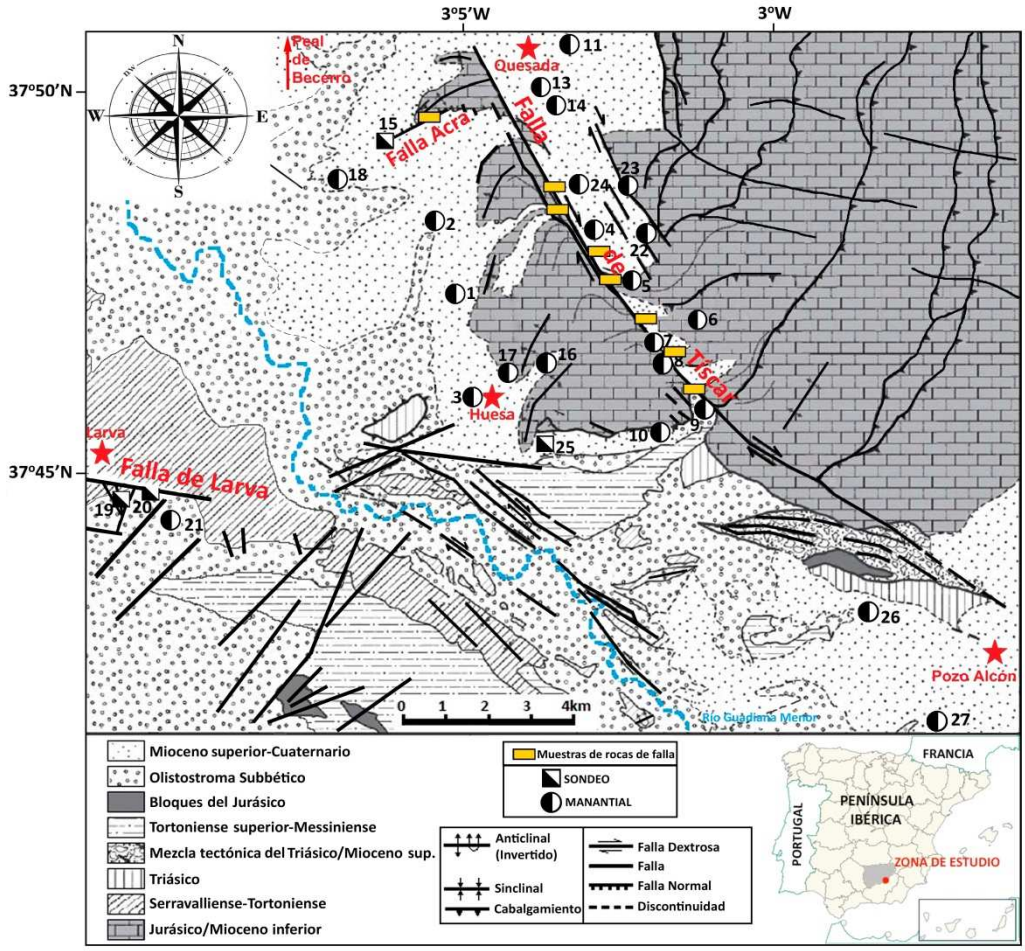


Fig. 5.2-1. Mapa geológico del sector sudoccidental del Arco Prebético y de la Zona de Fallas de Tíscar-Larva con la localización de los puntos de muestreo. Tomado de Foucault (1971), completado y ampliado.

La falla de Tíscar (Foucault 1971) de dirección N130-150°E, es una falla de salto en dirección dextrorsa, con componente normal (Sanz de Galdeano et al. 2006). Su desplazamiento dextrorso es de 5.8 km (Foucault 1971), aunque se ha discutido en épocas más recientes se trataría de un desplazamiento de unos 50 km (Platt et al. 2003), por tanto, su desplazamiento es aun discutido. Tiene una extensión de más de 20 km de longitud haciéndose visible por gran parte de la carretera del puerto de Tíscar, produciendo a ambos lados

impresionantes escarpes. Sin embargo, su continuidad se pierde y no es tan netamente clara debido a que su traza SE está cubierta por sedimentos pliocenos y cuaternarios, y su traza NW está ocupada por sedimentos neógenos. Según Cruz-San Julián y García-Rossell (1975) esta falla parte del extremo occidental de la Sierra de Cazorla y continúa por la Depresión de Baza, y sigue hasta el borde occidental de la costa del Cabo de Gata (Sanz de Galdeano 1983; Benavente y Sanz de Galdeano 1985). Esta teoría podría implicar que la falla de Tíscar esté relacionada con la falla de Baza, puesto que se ha comprobado en esta Tesis Doctoral que, en numerosas ocasiones, cuando se producen terremotos en la Zona de Fallas Tíscar-Larva se producen de similar magnitud en corto período de tiempo en la Zona de Fallas Baza-Galera (ZFBG) y viceversa.

Esta falla del Corredor Tectónico del Guadiana Menor afectó a la cobertera sedimentaria mesozoica desplegándola del basamento Paleozoico originando fallas, cabalgamientos, escarpes y pliegues, siendo interpretada como responsable del avance de los materiales del Subbético hacia el W-NW (Foucault 1971; Platt et al. 2003). Esta falla lleva asociadas diversas superficies aproximadamente paralelas que afectan a materiales del Prebético, del Subbético, al Olistostroma Subbético y a materiales del Mioceno de ese sector que sirven de unión entre la Cuenca del Guadalquivir y la de Guadix–Baza (Sanz de Galdeano 2003; Pérez-Valera 2005; Pérez-Valera et al. 2006). Estas líneas de falla paralelas con claras evidencias de desplazamientos dextrorsos forman en su conjunto una amplia zona de falla (Sanz de Galdeano et al. 2006), la Zona de Falla de Tíscar (ZFT). El comienzo del movimiento de la falla de Tíscar tuvo lugar en el Mioceno superior, es decir, se movió después de las traslaciones de los cabalgamientos del Arco de Cazorla y llegó a parte del

Plioceno inferior, al igual que el resto de fallas asociadas a ésta (López-Garrido 1971; Frizon de Lamotte et al. 1991; Sanz de Galdeano 2003; Sanz de Galdeano et al. 2006; Sanz de Galdeano y Peláez 2011). Los sedimentos pliocenos y pleistocenos se depositaron discordantes sobre estas líneas de falla. En el NE de esta zona de falla el Arco Prebético quedó bloqueado sobre el basamento del Paleozoico, mientras que en el SW, el desplazamiento dextrorso facilitó la continuación de los desplazamientos hacia el N y NE del Olistostroma Subbético y del extremo Suroccidental del Arco (Sanz de Galdeano et al. 2006).

En 2006, Sanz de Galdeano et al., al finalizar el análisis de paleoesfuerzos en la Zona de Fallas de Tíscar postulan que todas las líneas de falla paralelas muestran claras evidencias de desplazamientos dextrorsos, y que la dirección de compresión obtenida es NNE-SSW y una extensión perpendicular ligada, siendo razonable con el desplazamiento de esta falla.

En este sector de la Zona de Falla de Tíscar (ZFT) y las inmediaciones de Huesa se encuentran los siguientes afloramientos (Álvaro et al. 1991; Roldán-García et al. 2006):

- Areniscas y arcillas rojas con niveles esporádicos de yesos del Triásico asociados a los materiales prebéticos en los alrededores de la población de Belerda, y también a 2 km de Huesa, aunque éste se ha considerado como un olistolito de la Unidad Olistostroma.
- Calizas micríticas parcialmente dolomitizadas e intensamente karstificadas del Jurásico cuya potencia puede alcanzar los 200 m de espesor.
- En buena parte del puerto de Tíscar afloran margas pardo-amarillentas arenosas (grises en corte fresco), calcarenitas y calizas con rudistas del Cretácico inferior, de espesor variable, pudiendo alcanzar los 400 m.

- Dolomías masivas (gris claro en superficie y crema en corte fresco) y brechoides e intercalaciones de calizas blancas tableadas del Cretácico superior en las inmediaciones de la Ermita de Tíscar. Morfología tabular de gran espesor de estratos. Potencia de sucesión de hasta 400 m.
- Al NNW de Huesa, en el puerto de Tíscar y en las inmediaciones de Belerda afloran también margas calcáreas blancas, localmente limos y niveles de conglomerados del Serravalliense-Tortoniense inferior. Se disponen mediante discordancia angular y erosiva sobre el Olistostroma y en discordancia con la Unidad Tectónica. Bajo estos sedimentos suele haber calizas con algas y calcarenitas concordantes. Presentan restos fósiles, evidenciando su depósito en una plataforma externa.
- Calizas de algas y/o bioclásticas (rodofíceas) y calcarenitas del Serravalliense-Tortoniense inferior. Los afloramientos sobre el Prebético se encuentran discordantes e implicados en los pliegues. En cambio, los afloramientos sobre el Olistostroma y la Unidad Tectónica en el sector del Guadiana Menor son discordantes y están fuertemente deformados, formando fracturas. Se depositaron en un medio de plataforma interna.
- Por último, en este sector de la Zona de Falla de Tíscar e inmediaciones de Huesa y los Rosales, afloran arcillas, bloques de calizas de matriz arcillosa y derrubios de ladera del Cuaternario. La génesis de estos materiales está en relación con el depósito de abanicos aluviales que se unen al pie de los relieves prebéticos (Roldán-García et al. 2006).

Al SW de la población de Quesada, en las inmediaciones de Acra, se localiza una falla menor normal no descrita previamente asociada a la falla de Tíscar con dirección N240^{o}E. La falla de Acra afecta a materiales carbonatados predominantemente del Serravalliense–Tortoniense inferior (calizas con algas

y/o calizas bioclásticas (rodofíceas) y calcarenitas) que se depositaron en un medio de plataforma interno. Estas calizas se encuentran discordantes sobre margas calcáreas blancas, localmente limos y niveles de conglomerados del Serravalliense-Tortoniense inferior. Se han observado en esta pequeña falla diversas estrías y planos de falla que hacen conocer el sentido de movimiento de la misma. Además, en este trabajo se han estudiado las aguas termales que surgen de ella. Se ha dibujado esta falla en el mapa geológico adjunto de la Figura 5.2-1 y para su mejor visualización, además se puede observar en las fotos aéreas de las Figuras 5.2-2 y 5.2-3 (en detalle).

Fig. 5.2-2. Fotografía aérea de la zona de estudio, donde se ha dibujado la línea principal de la falla de Tíscar y la falla de Acra. Nótese el contraste entre el Olistostroma y los materiales carbonatados (Fotografía tomada por Antonio Lope Morales para esta Tesis Doctoral).

Fig. 5.2-3. Fotografía aérea de detalle de la falla de Acra donde se puede observar el paquete calizo discordante con las margas blancas y limos del Serravalliense–Tortoniense inferior. (Fotografía tomada por Antonio Lope Morales para esta Tesis Doctoral).

La falla de Larva también forma parte de este estudio, con dirección N90-120^{o}E y sentido de cizalla tanto dextro como inverso. Esta Zona de Falla de Larva (ZFL) tiene fracturas conjugadas perpendiculares menores que conectan margas y areniscas del Tortoniense (Mioceno superior) con calcarenitas y calizas bioclásticas con algas del Oligoceno, de hasta 120 m de potencia. La unidad Tortoniense llega a tener espesores de más de 200 m, como es el caso del Oeste de Larva: A muro se encuentran yesos y margas del Keuper. Le siguen 3 m de conglomerados y areniscas amarillentas con huellas de perforación por organismos. 24 m de margas grises con capas periódicas de 10 cm de calcarenitas, incluyendo algún nivel de 60 cm de areniscas de grano medio. 12 m de alternancia de areniscas y margas en secuencias positivas. 30 m de margas grises con capas de 20-40 cm de areniscas de grano medio a fino. 25 m de alternancia de capas de areniscas de 1-2 m y margas grises en

secuencias positivas. Y por último, 100 m de margas blancas con alguna capa intercalada de areniscas. En la Sierra de Larva afloran areniscas, brechas, conglomerados y margas del Burdigaliense que se apoyan sobre las calcarenitas del Aquitaniense (Mioceno inferior). Existen afloramientos menores en los alrededores de Larva de margas grises y blanquecinas de aspecto astilloso fácilmente erosionables del Langhiense (Mioceno medio). Se encuentran intercalaciones de silex y areniscas calcáreas de grano fino de carácter turbidítico. Además afloran alternancias de materiales arcillosos rojizos, limonitas y yesos del Langhiense (Mioceno medio), altamente deformados debido a la intensa actividad tectónica, con espesores que alcanzan los cientos de metros. Los afloramientos de esta serie triásica con tramos yesíferos predominan en el sector oriental (Larva-Huesa) (Álvaro et al. 1991).

Por otro lado, hay que destacar un sistema de fallas inversas descrito recientemente por Pérez-Valera et al. (2012), que no ha sido estudiado en esta Tesis Doctoral al no aparecer puntos de agua en dicha zona de falla. No obstante, sí requiere una mención especial dada su probable importancia también en la actividad de la zona, y más concretamente, en el terremoto de Huesa de 2012 citado más adelante. Se trata del Sistema de Fallas de Collejares (SFC), localizado entre las dos zonas de fallas principales de este capítulo. Se sitúa al Norte de Larva y cruza por la población de Collejares hasta el Sur de Huesa. Son fallas inversas de doble vergencia y de salto en dirección dextro, con orientación N90-120^{o}E y una extensión de 12 km en traza continua. También aparecen algunos pliegues asociados. El SFC afecta a materiales del Cuaternario, compuestos por gravas y arenas fluviales del Guadiana Menor. Pérez-Valera el al. (2012) y Sánchez-Gómez et al. (2014b)

sostienen que este sistema de fallas activo desde el Mioceno medio, presenta una geometría que puede dar respuesta al terremoto de Huesa de 2012, ya que la orientación del SFC coincide con el mecanismo focal de dicho terremoto, en cambio, la dirección de la ZFT tiene un sentido de cizalla opuesto a este mecanismo. En el mapa geológico de la Figura 5.2-1 no se ha dibujado este sistema de fallas al no formar parte del estudio de la Tesis Doctoral.

Estos rasgos geológicos importantes de estas zonas de fallas, le confieren por tanto a esta zona de estudio un especial potencial sísmico, manifestado recientemente por el terremoto producido el 31 de enero de 2012 en el basamento Paleozoico (7 km), con el epicentro al W de Huesa (37.7763 N, -3.1110 W) y con intensidad de IV y magnitud 4.4 m_{bLg} (4.0 M_W) y registrándose tras él 15 réplicas (www.ign.es 2012). La Zona de Falla de Larva también originó un terremoto importante el 22 de mayo de 1951 (37.800 N, -3.200 W) de intensidad V y magnitud 4.4 m_D (Mezcua y Martínez-Solares 1983). El mismo día le siguió otro terremoto en Peal de Becerro de magnitud 3.4 m_D e intensidad III que podría estar relacionado, e incluso tener el mismo foco (www.ign.es; Sanz de Galdeano et al. 2013).

La Tabla 5.2-1 recoge los terremotos más representativos y de magnitud superior a 2 de la ZFTL desde 1951. Estas zonas de fallas parecen ser buenos candidatos para generar terremotos de gran magnitud. Sin embargo, como se puede apreciar en la tabla, la sismicidad en la zona se caracteriza principalmente por eventos de magnitud baja a moderada. Desde 1951 se han registrado más de 50 sismos de magnitud inferior a 2 en estas zonas de fallas.

Tabla 5.2-1. Historia de la actividad sísmica (M > 2.0) en la Zona de Fallas Tíscar-Larva (ZFTL) desde 1951.

Fecha	*Prof.*	*Intensidad*	*Magnitud*	*Epicentro*
22.05.1951		V	**4.4**	Larva (J)
22.05.1951		III	3.4	Peal de Becerro (J)
04.07.1958	5		**3.5**	W Peal de Becerro (J)
26.01.1994	2		2.9	S Larva (J)
11.03.1994	9		2.8	NE Larva (J)
04.10.1996	5		2.5	SE Larva (J)
27.04.1998	5		3.1	SW Huesa (J)
27.04.1998	11		2.0	W Huesa (J)
04.05.1998			2.1	Peal de Becerro (J)
04.11.2000			2.1	NE Larva (J)
09.11.2000			2.3	NE Larva (J)
09.11.2000	10		3.4	NE Larva (J)
16.12.2001	2		2.1	NW Huesa (J)
03.08.2003	10		2.0	NE Larva (J)
02.12.2006	9		2.1	NE Larva (J)
15.03.2010			2.4	NW Larva (J)
21.04.2010			2.0	NE Pozo Alcón (J)
31.01.2012	7		2.9	W Huesa (J)
31.01.2012	7		**4.0**	W Huesa (J)
31.01.2012	7		2.1	SW Quesada (J)
01.02.2012	10		2.2	SW Quesada (J)
01.02.2012	7		2.1	SW Quesada (J)
18.09.2014	20		2.8	Peal de Becerro (J)
30.05.2015	22		2.0	Larva (J)

Desde el punto de vista hidrogeológico, nos encontramos en las proximidades de unas de las principales reservas acuíferas de la provincia de Jaén, con multitud de manantiales y surgencias naturales que han podido verse afectados por dichos terremotos. Se trata principalmente de acuíferos kársticos, asociados especialmente a los materiales carbonatados del Prebético de las estribaciones meridionales de la Sierra de Segura, básicamente dolomías y calizas del Cretácico. Aparte de los importantes

acuíferos carbonatados, habría que considerar una serie de formaciones permeables de carácter detrítico en el Corredor del Guadiana Menor.

Las principales unidades Hidrogeológicas en esta zona de estudio se muestran en la Figura 5.2-4 y se describen a continuación:

Acuíferos de Sierra Cazorla

Los acuíferos de Sierra Cazorla se enmarcan dentro del Dominio Prebético Externo, formado principalmente por materiales sedimentarios marinos fuertemente deformados en época alpina. Los principales materiales acuíferos son las dolomías y calizas del Lías-Dogger, con potencias mínimas de 200 m y superficie de afloramiento de alrededor 350 km^2. Hay que destacar la influencia de las escamas tectónicas en la intensa compartimentación y formación de subsistemas acuíferos de pequeña extensión que provocan cambios bruscos en los niveles piezométricos. Los principales manantiales de estos acuíferos se localizan a los pies de esas escamas, normalmente en contacto con las margas neógenas de la Depresión del Guadalquivir o con las argilitas triásicas del Valle del Alto Guadalquivir. La zona de estudio abarca una pequeña zona en estos acuíferos de Sierra Cazorla, localizándose en la población de Quesada y avanzando por la línea de la Zona de Falla de Tíscar (ZFT). Los materiales acuíferos en esta zona de estudio serían dolomías del Cretácico y margas y calcarenitas del Mioceno (Fig. 5.2-4). Los recursos medios para el conjunto de acuíferos se estiman en 90-100 hm^3/año. La descarga natural por surgencias para la Subunidad de Cazorla se estima en 50 hm^3/año (ITGE-Universidad de Granada 1990; ITGE 1997; Luque-Espinar et al. 2002).

Acuíferos de las Sierras de Quesada-Castril

Se localizan en su totalidad en el Dominio Prebético Interno de la Cordillera Bética caracterizado por una serie mesozoica potente. Coinciden con el conjunto de unidades montañosas de Sierra Segura, alineadas en dirección NNE-SSW, tales como las Sierras del Pozo, Castril, Seca, Gullimona, entre otras. En conjunto poseen una extensión aproximada de 800 km^2 permeables. Los principales materiales acuíferos están constituidos por potentes formaciones de calizas y dolomías del Jurásico y Cretácico, estando separadas en el Cretácico, por formaciones de margas, margas arenosas y margocalizas. La complejidad estructural, junto con las características litológicas que provoca la gran compartimentación en acuíferos, induce a que la piezometría presente cambios bruscos de cota y no presente continuidad (Luque-Espinar et al. 2002). En esta zona de estudio de la ZFT la litología de estos acuíferos se centra en conglomerados, arenas y margas del Plioceno-Cuaternario, margas y arenas del Eoceno-Mioceno y dolomías y calizas del Cretácico. Los recursos medios estimados globalmente se estiman en 250 hm^3/año, de los cuales se considera que 30 hm^3/año correspondan al de Sierra de Castril (ITGE 1997). En cuanto a los límites de las formaciones acuíferas, hacia el NE existe continuidad hidrogeológica, y por tanto no se pueden determinar límites hidrogeológicos, sin embargo, al W la falla del Alto Guadalquivir, en contacto con las arcillas impermeables del Triásico de base, permite establecer dichos límites. Al SW el límite puede ser establecido por el sinclinal del nacimiento del Guadalquivir, mientras que al S y SE, el borde Mesozoico discordante bajo depósitos detríticos neógeno-cuaternarios de la Depresión de Guadix-Baza puede ser considerado como el límite del acuífero (ITGE 1997).

Acuífero de Larva

El acuífero de Larva se encuentra desvinculado del resto de acuíferos del Sistema Larva-Solera, en el sector Nororiental, formado por calcarenitas y dolomías del Triásico (0.5 km^2). Se han calculado sus recursos en unos 0.05 hm^3/año, procedentes en su mayoría de infiltración de lluvia. Por otro lado, las areniscas bioclásticas afloran en la ladera de la Sierra de Larva (3.5 km^2), calculando sus recursos en torno a 0.25 hm^3/año (ITGE 1997).

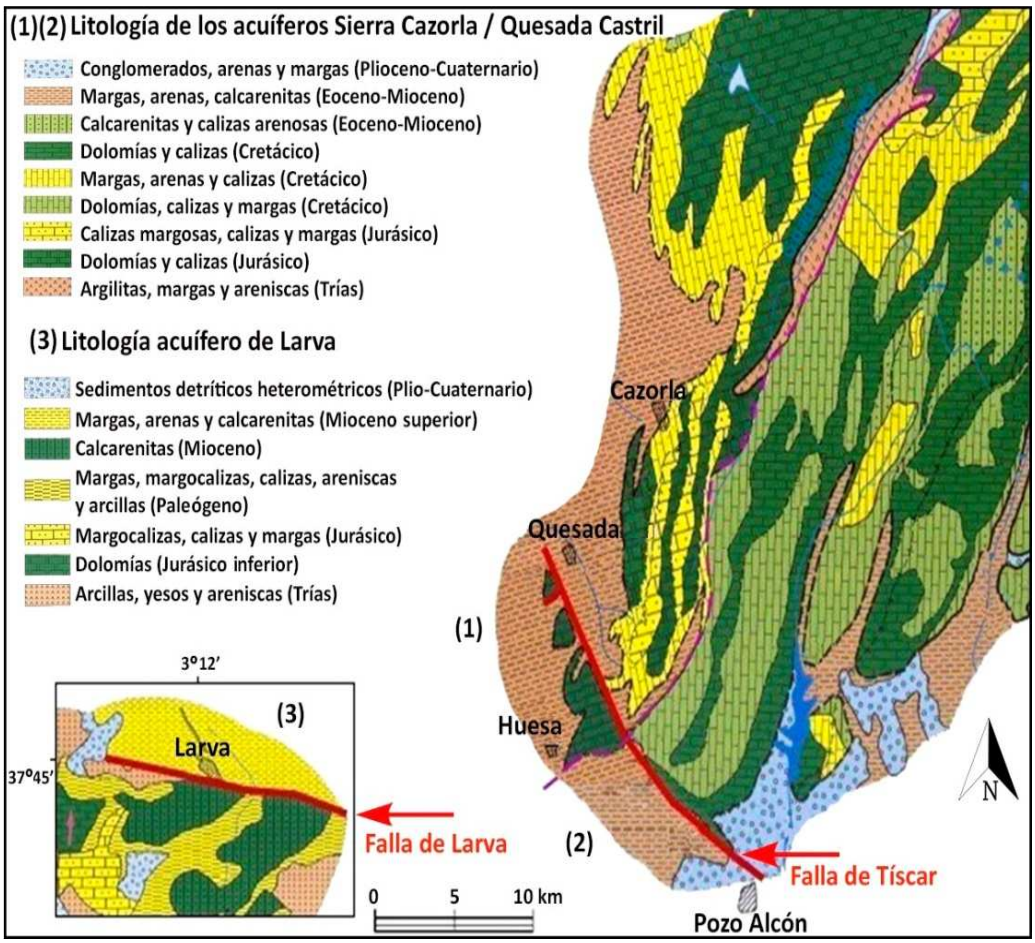


Fig. 5.2-4. Acuíferos de la ZFTL y sus correspondientes litologías. Tomado y modificado del Atlas Hidrogeológico de la provincia de Jaén (ITGE 1997). Se han delimitado las fallas principales.

Como ya se apuntó en el Capítulo 2 de antecedentes, Cruz-San Julián et al. (1972) y Cruz-San Julián y García-Rosell (1975) localizaron en la falla de Tíscar algunas surgencias termales. Estas aguas termales parecen no ser de origen muy profundo y, por tanto, corroboran la interpretación de que se trata de una falla que no profundiza en el zócalo, y afectando solo a la Cobertera Tabular (Sanz de Galdeano y Fernández-Rubio 1983).

5.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.3.1 Caracterización Hidrogeoquímica

a) Geoquímica de las aguas subterráneas

El estudio hidrogeoquímico se ha basado en 26 análisis químicos de muestras tomadas en la Zona de Fallas Tíscar-Larva (ZFTL) en una primera campaña entre enero de 2013 y enero de 2014 (Fig. 5.2-1). En la Tabla 5.3-1 se recogen los datos de los parámetros hidroquímicos de las 26 primeras muestras de aguas subterráneas recogidas en esta zona de fallas activas, así como las concentraciones de elementos mayoritarios y contenidos en trazas de B. Inicialmente se han muestreado 27 puntos de aguas subterráneas, pero la muestra 12 se ha descartado debido a su elevado nivel de contaminación agrícola, no siendo representativa en este estudio.

Dada la importancia de observar posibles cambios en la composición de las aguas subterráneas por posibles eventos sísmicos en el transcurso de esta Tesis Doctoral, se han realizado varias campañas adicionales en los mismos puntos (Tabla 5.3-2) para la observación de los parámetros hidrogeológicos y sus posibles fluctuaciones. Se han realizado estos estudios periódicos sobre todo en los puntos que han presentado temperatura superior al límite de hidrotermalismo y concentración elevada de B, tratando de dilucidar su relación con aguas termales, puesto que serían, *a priori,* los más claros ejemplos de circulación a favor de fallas.

Tabla 5.3-1. Parámetros físico-químicos, elementos mayoritarios y trazas de los puntos acuíferos de la Zona de Fallas Tíscar-Larva en el primer muestreo.

Nº	Nombre Puntos de Muestreo	Fecha Muestreo	CE (µS/cm)	pH	T (°C)	Q (l/s)	Prof. (m)	N.P (m)	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	NO^-_3	SO^{-2}_4	HCO^-_3	B
									(mg/l)								
1	Manantial Rosales	30.01.2013	840	7.5	13.7	2.3			7	1.2	68	19.5	10.7	27.4	57.4	256.3	<0.05
2	Manantial Higueral	30.01.2013	470	7.8	15	0.1			5	1.4	64	14	15.1	8.5	9.8	317.3	<0.05
3	Manantial Iglesia Huesa	30.01.2013	488	7.8	11	0.1			5.1	1.6	76	8.6	10.2	2.3	11.3	274.6	<0.05
4	Cascada Tíscar	30.01.2013	627	9.5	9.5	15			7	2.5	78	28	15.9	5	24.8	445.4	<0.20
5	Manantial Carboneras	30.01.2013	379	8.2	11.7	0.2			2.8	0.6	67	11.5	6.9	7	11.6	244.1	<0.20
6	Manantial Vadillo 3 caños	30.01.2013	408	7.7	14	10			3.8	1	63	8.63	7.9	10	12.7	231.9	<0.05
7	Manantial Candilejo	30.01.2013	405	7.6	13.8	0.5			2.1	0.8	62	10.6	7.4	10	12.6	347.8	<0.10
8	Manantial Cueva del Agua	30.01.2013	377	8.7	11.7	-			5.5	0.7	59	7.7	5.2	6	11.5	244.08	<0.05
9	Manantial Don Pedro	30.01.2013	522	7.4	14.1	2.5			4.8	2	65	21.5	8.4	3.1	16	378.3	<0.05
10	Manantial Belerda	28.05.2013	602	8.8	14.8	25			8.1	2.4	84	17	12.1	22	56.6	305.1	<0.05
11	Manantial San Sebastian	28.05.2013	547	7.5	16.8	0.4			1.9	20.5	74.2	23.2	22.8	2.7	15.1	329.5	<0.10
13	Manantial Venta Feos	28.05.2013	1372	9.4	14.4	0.8			25	17	172.9	66.2	41.6	113.7	352.2	366.1	<0.20
14	Manantial Las Gordas	28.05.2013	1035	8.1	15.3	2			7.5	29.8	113.9	45.9	39.9	138.8	81.7	353.9	<0.20
15	Sondeo Acra	28.05.2013	665	7.2	25.2	-	90	20	26.1	14.7	58.7	24	56.1	9.7	15.4	353.9	0.33
16	Manantial Los Rincones	28.05.2013	800	8.2	16.6	0.3			30.8	5.7	326.1	250.2	20.6	9.4	55.3	427.1	<0.20
17	Manantial El Juncal	28.05.2013	650	8.1	17.6	1.6			8.7	13.4	54.4	45.8	18.9	13.3	26.9	366.1	<0.20
18	Manantial Gurullas	28.05.2013	1311	7.5	20	1.2			70	15.5	110.3	61.5	155.9	34.4	81.6	476.0	0.58
19	Sondeo Larva I	05.06.2013	1817	7.1	25	-	210	150.3	127.9	5.7	155.9	89.9	206.9	9.7	527.1	183.1	0.34
20	Sondeo Larva II	05.06.2013	840	7.6	17.6	-	200	150	11.8	2.8	125.7	35.9	29.6	-	243.1	262.4	<0.10
21	Manantial Cueva	05.06.2013	509	7.4	16	2			9.1	1.8	95.3	7	24.9	11.9	17.1	280.7	<0.05
22	Manantial Javier	05.06.2013	550	7.4	16	0.5			1.7	3.2	57.5	41.4	7.1	3.4	16.7	366.1	<0.20
23	Manantial Mulas	05.06.2013	724	7.5	17	1			6.1	1.5	82.2	34.6	14.1	38	64.7	427.1	<0.10
24	Manantial Bernardo	05.06.2013	662	6.8	15.5	0.4			4.7	1.3	73.3	30.4	14.8	37.7	36.6	366.1	<0.20
25	Sondeo Collados	05.06.2013	411	6.7	15	-	85	32	4.5	1.6	51.8	14.5	8	2.8	19.2	279.6	<0.10
26	Manantial Iglesia Hinojares	30.01.2014	860	7.2	14.9	0.2			55.4	3.3	86.5	38	72.5	44.2	95.9	289.8	0.42
27	Manantial San Antonio	30.01.2014	1060	7.2	15.9	4			41.2	2.3	104.7	51.8	202.3	60.2	56.1	250.2	0.84

La conductividad eléctrica (CE) de las aguas subterráneas de la ZFTL oscila entre 377 y 1817 µS/cm, por tanto, son aguas poco salinas en su mayoría. Son aguas en su mayoría poco mineralizadas.

Las aguas subterráneas de esta zona presentan valores de pH entre 6.7 y 9.6, la gran mayoría con tendencia alcalina relacionada con los materiales carbonatados de las sierras.

Un dato muy importante y esencial para este estudio es la temperatura de emergencia (T) de los puntos acuíferos. Se ha comprobado en el primer muestreo que las aguas de la ZFTL, por lo general, presentan una temperatura inferior al límite de hidrotermalismo (20^{o}C), lo que sugiere la posibilidad de una recarga rápida y la circulación superficial a través de materiales carbonatados. Sin embargo, existen tres puntos acuíferos con temperaturas entre 20 y 25.2^{o}C, correspondiendo al sondeo de Acra (15), manantial Gurullas (18) y al sondeo de Larva I (19). En estos tres casos, nos encontramos con una posible evidencia de origen hidrotermal y probablemente profundo para estas aguas subterráneas. Se ha comprobado en las mediciones posteriores de la mayoría de las muestras (Tabla 5.3-2), que las temperaturas no han variado prácticamente y han mantenido sus valores iniciales. Lamentablemente, hay que destacar además, que durante el tiempo de muestreo no se ha producido en la ZFTL ningún sismo que haya superado la magnitud 2, por tanto, no se han podido observar cambios que pudieran estar asociados a algún sismo en concreto.

Con respecto a la presencia de trazas de boro, se ha verificado cómo las aguas de mayor T (sondeo de Acra (15), manantial Gurullas (18) y sondeo Larva I (19)) son las que presentan trazas relativamente elevadas en este elemento. Sin embargo, esto no certifica que esta aportación elevada de boro provenga del carácter hidrotermal, ya que hay que observar el contenido en Cl^{-} y SO_4^{2-} para poder saber con mayor claridad su procedencia. El sondeo de Larva I presenta valores de Cl^{-} y SO_4^{2-} elevados (206.9 y 527.1 mg/l respectivamente),

por tanto, es posible que el aporte de boro provenga de los yesos del Triásico del entorno del acuífero o de la actividad agrícola de la zona. El manantial Gurullas (18) puede adquirir el boro, al margen de su clara contribución hidrotermal, a través de las rocas de origen marino, ya que su contenido en Cl^- es elevado, por tanto, no se descartaría que este hecho sea un aporte de B añadido al posible de origen hidrotermal. Además de las tres aguas mencionadas anteriormente con T superiores al límite de hidrotermalismo (las aguas subterráneas 15, 18 y 19), se ha obtenido un contenido elevado de boro para las aguas subterráneas procedentes de las poblaciones de Hinojares y Fontanar (26 y 27). Su concentración apunta en gran medida a los materiales yesíferos de esta región que posiblemente han disuelto este elemento en su composición, haciendo elevar su contenido. En todos los casos con trazas elevadas de boro no hay que olvidar que puede tener contribución la influencia de la actividad agrícola (véase por ejemplo, Gemici y Tarcan 2002; Yuce 2007; Keskin 2010b; Forrest et al. 2013). Los valores en los análisis posteriores de boro se han mantenido prácticamente iguales (Tabla 5.3-2).

Tras esta fase de estudio analítico, se puede indicar que los contenidos de boro de las aguas del sondeo de Acra (15) y del manantial Gurullas (18) parecen indicar un origen hidrotermal para dicho elemento, lo que sugiere para estos puntos acuíferos, la posibilidad de circulación profunda y probable relación con la actividad de la Zona de Fallas de Tíscar (ZFT) (Gemici y Tarcan 2002). Estos puntos pueden ser posiblemente influenciables tras eventos sísmicos en esta zona de falla y es importante mantener un seguimiento de sus concentraciones. No obstante, conviene observar de igual modo el sondeo de Larva I por su elevada temperatura y su muy posible vinculación con la Zona de Fallas de Larva (ZFL).

La concentración en nitratos (NO_3^-) en las muestras analizadas de la ZFT es siempre inferior al límite máximo admisible (50 mg/l), salvo en tres puntos, 13, 14 y 27, los cuales se encuentran en una zona de olivar expuesta a fertilizantes y al paso del ganado, que puede ser el origen para esta contaminación. La ZFL se encuentra libre de nitratos en las aguas muestreadas en los diversos análisis realizados.

Se ha comprobado como la concentración de potasio (K^+) presenta valores mayoritariamente inferiores a 10 mg/l, sin embargo, aparecen concentraciones superiores en 6 puntos acuíferos, llegando hasta los 29.8 mg/l en el caso del manantial de las Gordas (14). Incluso, en los análisis posteriores al primer muestreo (Tabla 5.3-2), se ha observado un incremento en este ión en los manantiales Carboneras (5), Candilejo (7) y en el sondeo de Acra (15) en los períodos del año con mayor escasez de lluvias, donde los agricultores inician los riegos con abonados intensivos y fertilizantes sintéticos. Esta contaminación ha sido de carácter puntual volviendo a su estado natural en los meses de lluvias.

El ión sodio (Na^+) es muy característico en las aguas que circulan por materiales evaporíticos del Triásico o sedimentos de origen marino (puntos 18, 19, 26 y 27), las cuales presentan mayor contenido en este elemento. El punto 15 debe su concentración a la posible actividad agrícola.

En referencia a los caudales de los manantiales muestreados en la ZFTL, hay que destacar que se han mantenido relativamente constantes con respecto a las mediciones iniciales, con variaciones en algunos puntos como el manantial Vadillo 3 Caños (6) y el manantial Belerda (10) que aumentaron su caudal en épocas de lluvias, sin que tal variación tenga vinculación aparente

con ningún evento sísmico en la ZFTL. Los niveles piezométricos de los sondeos han permanecido prácticamente constantes.

Tabla 5.3-2. Parámetros físico-químicos, elementos mayoritarios y trazas de los puntos acuíferos de la Zona de Fallas Palomares-Carboneras en las siguientes mediciones.

Nº	Nombre Puntos de Muestreo	Fecha Muestreo	CE (µS/cm)	pH	T (°C)	Q (l/s)	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	NO^-_3	SO^{-2}_4	HCO^-_3	B
							(mg/l)								
1	Manantial Rosales	09.07.2013	826	7.7	13.4	2.5	-	-	-	-	-	-	-	256.3	<0.05
3	Manantial Iglesia Huesa	09.07.2013	478	7.8	11.2	0.1	-	-	-	-	-	-	-	274.6	<0.05
5	Manantial Carboneras	09.07.2013	346	8.1	11	0.1	1.9	28.4	67.5	11.7	3.9	4.7	16.1	231.8	<0.20
5	Manantial Carboneras	13.11.2013	421	8.3	11.3	0.1	2.3	1.2	77.3	12.1	6.3	4	11.4	244.1	<0.20
6	Manantial Vadillo 3 caños	13.11.2013	416	8.2	14.4	15	3	1.5	71	11.2	8.8	9.7	16.3	231.9	<0.05
7	Manantial Candilejo	09.07.2013	379	7.9	14.1	0.3	2.6	14.8	75.2	13.2	7.8	9.2	16.1	231.8	<0.10
7	Manantial Candilejo	30.01.2014	415	7.9	12.7	0.4	1.9	0.6	58.5	13.4	7.2	10.1	13.2	244.1	<0.10
8	Manantial Cueva del Agua	09.07.2013	393	9.1	11.4	-	-	-	-	-	-	-	-	250.2	<0.05
9	Manantial Don Pedro	09.07.2013	527	7.8	13.8	2.5	-	-	-	-	-	-	-	323.4	<0.05
10	Manantial Belerda	30.01.2014	591	7.9	14.5	30	-	-	-	-	-	-	-	262.4	<0.05
15	Sondeo Acra	06.11.2013	660	7.2	25.2	-	28.9	1.8	54.3	26.9	51.7	10	18.24	305.1	0.38
15	Sondeo Acra	25.05.2014	580	7.6	25.1	-	26.4	14	59	25.1	54.3	9.8	15.7	353.9	0.35
18	Manantial Gurullas	06.11.2013	1296	7.5	19.8	1.2	66	12	120.6	61.7	147	38.7	78.7	476.0	0.62
18	Manantial Gurullas	25.05.2014	1287	7.6	20	1.3	70.1	15.2	118	61.5	152.1	35	80.4	530.8	0.51
19	Sondeo Larva I	13.11.2013	1878	7.2	25	-	141.5	4.5	174.1	94.8	211	9.7	585	195.2	0.40
19	Sondeo Larva I	25.05.2014	1823	7.3	24	-	133	5.2	162	90.5	205	10	547	183.1	0.35
22	Manantial Javier	25.05.2014	542	7.4	15.7	0.5	-	-	-	-	-	-	-	366.1	<0.20
24	Manantial Bernardo	25.05.2014	658	6.9	15.3	0.4	-	-	-	-	-	-	-	366.1	<0.20
26	Manantial Iglesia Hinojares	25.05.2014	868	7.2	14.9	0.2	-	-	-	-	-	-	-	289.8	0.48
27	Manantial San Antonio	25.05.2014	1057	7.1	15	4.5	-	-	-	-	-	-	-	250.2	0.81

b) Diagramas Hidroquímicos

La composición química de las aguas subterráneas de la Zona de Fallas Tíscar- Larva se muestra en los diagramas hidroquímicos de Piper (Piper 1944) en la Figura 5.3-1. La caracterización hidroquímica y clasificación de las muestras de agua ha permitido agruparlas, en su mayoría, en función de su afiliación a facies hidrogeoquímicas y a su conductividad eléctrica. No obstante, las aguas con carácter hidrotermal (15, 18 y 19) se han agrupado de igual color para su mejor visualización.

Se observa como la mayor parte de las muestras de aguas subterráneas de la ZFTL se proyectan en el margen izquierdo del diagrama de cationes, lo que apunta al Ca^{2+} como elemento predominante. Sin embargo, un grupo de tres muestras (16, 17 y 22) se encuentra en el límite con Mg^{2+}. El subgrupo de aguas que hemos clasificado de origen hidrotermal (15, 18 y 19) y la muestras 26 y 27, se encuentran más centradas en el diagrama de cationes, lo que sugiere que se trate de una familia de aguas de mezcla.

Por otra parte, en el diagrama de aniones, las aguas se colocan cercanas al HCO_3^-, indicando el predominio de este ión en sus aguas. Sin embargo, el grupo de muestras (13, 19 y 20) se proyectan en el límite con el anión sulfato. La muestra del manantial San Antonio (27) se acerca más al ión Cl^-.

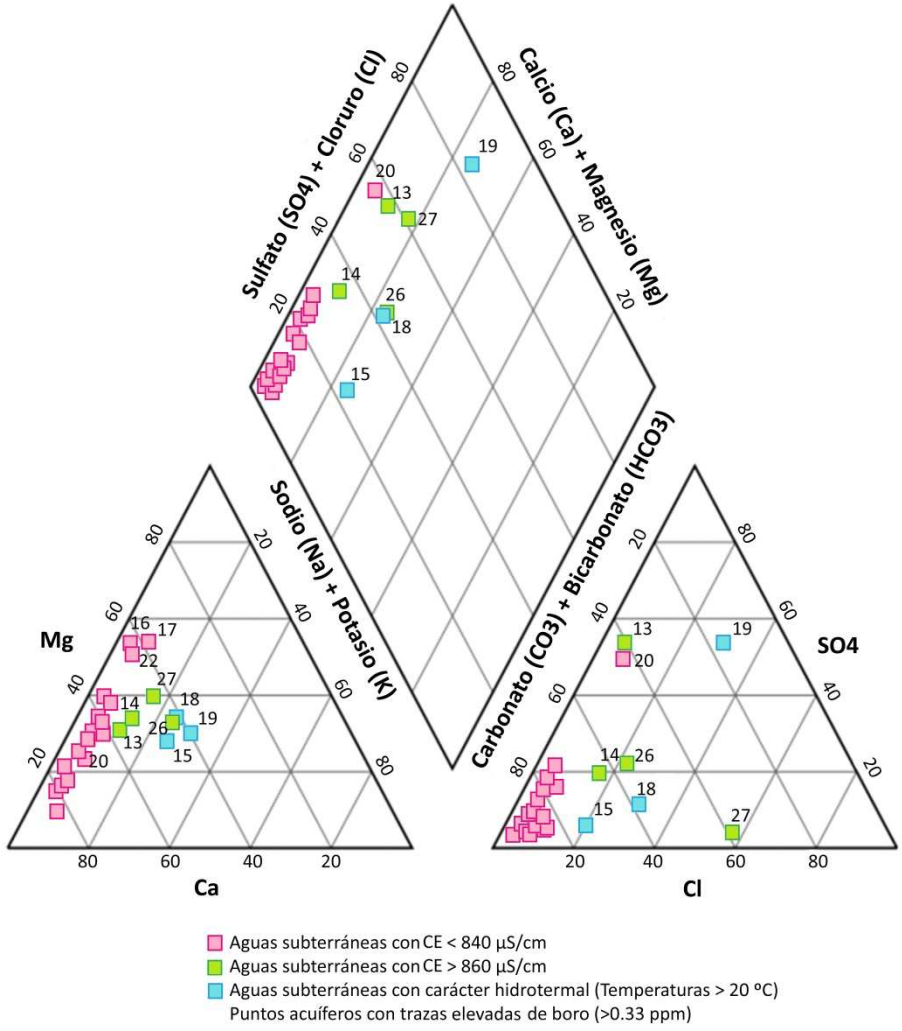


Fig. 5.3-1. Diagramas hidroquímicos de Piper para la ZFTL.

Analizando los diagramas de Piper encontramos que la gran mayoría de aguas subterráneas de la ZFT y el manantial 21 de la ZFL se pueden clasificar como aguas de facies bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas Ca-Mg-HCO_3. Estas aguas sugieren recarga activa y corto tiempo de residencia. Además, muestran una baja salinidad y baja mineralización por debajo de 9 meq/l, y conductividad eléctrica inferior a 860 µS/cm, a excepción de las muestras del

manantial Las Gordas (14) y el manantial Gurullas (18) que presentan conductividades de 1035 y 1311 µS/cm, respectivamente. Por lo tanto, estas características físico-químicas pueden explicarse como resultado del proceso de interacción agua-roca que ocurre en los circuitos hidrogeológicos de profundidad moderada a través de materiales mesozoicos carbonatados. En las dos últimas muestras, las altas concentraciones en algunos elementos pueden deberse a prácticas agrícolas comunes en la región.

Por otra parte, las aguas subterráneas de los sondeos pertenecientes a la ZFL (19 y 20) y las aguas de los manantiales de la ZFT (13 y 27) muestran facies hidroquímicas predominantemente cloruradas-sulfatadas cálcico-magnésicas Ca-Mg-SO_4-Cl con elevada conductividad eléctrica (CE), siendo superior a 840 µS/cm y con valores de mineralización más altos llegando hasta los 30 meq/l. Es posible que el enriquecimiento de Cl^- y SO_4^{2-} de las aguas de la ZFL pueda estar relacionado con la lixiviación de formaciones evaporíticas que afloran en el área de Larva pertenecientes a las secuencias estratigráficas de yesos del Triásico y del Mioceno de esta zona, aunque no se descarta también un aporte agrícola. De igual modo, en las dos aguas de la ZFT con estas facies hidroquímicas, se puede confirmar este enriquecimiento a la circulación local de agua a través de materiales del Triásico ricos en yeso cerca del manantial 13 y del manantial 27. Cerca de este último, son bien conocidas en Hinojares las salinas de manantial "Chillar y Mesto", formadas por la existencia de una surgencia difusa del Barranco de Chíllar, lo que certifica aún más la circulación de las aguas del manantial 27 por estos materiales evaporíticos. No obstante, el manantial 13 puede haber sufrido contaminación procedente de los tanques sépticos cercanos o por las prácticas agrícolas y ello podría influir en esta concentración.

c) Isótopos

Con el objetivo de establecer los orígenes, las condiciones de recarga y el tiempo de residencia de las aguas subterráneas de la ZFTL, se han realizado los análisis de isótopos estables (^{18}O, ^{2}H), y del isótopo radiactivo del hidrógeno (^{3}H). Además se ha analizado la actividad de ^{222}Rn en algunas muestras escogidas para su interpretación como precursor sísmico.

La Tabla 5.3-3 recoge los contenidos en isótopos estables (^{18}O y D) para 13 muestras seleccionadas, las concentraciones de ^{3}H para 10 muestras, y la actividad de ^{222}Rn en 3 puntos acuíferos escogidos, como primera toma de contacto.

Tabla 5.3-3. Contenidos en isótopos estables y radiactivos de la ZFTL.

Nº	Nombre Puntos de Muestreo	$\delta^{18}O$	δ D	d	^{3}H	^{222}Rn
		(‰)			(UT) ± 5%	(Bq/l)
1	Manantial Rosales	-7.97	-53.95	9.81	3.91	-
3	Manantial Iglesia Huesa	-	-	-	3.22	-
4	Cascada Tíscar	-8.16	-50.89	14.39		-
5	Manantial Carboneras	-8.21	-52.67	13.01	4.13	-
6	Manantial Vadillo 3 caños	-8.11	-52.07	12.81	-	-
7	Manantial Candilejo	-8.75	-54.11	15.89	2.2	6.48 ± 1.59
8	Manantial Cueva del Agua	-8.13	-53.04	12.00	-	-
9	Manantial Don Pedro	-8.11	-52.87	12.01	3.31	-
10	Manantial Belerda	-8.28	-52.72	13.52	-	-
11	Manantial San Sebastian	-	-	-	3.94	-
15	Sondeo Acra	-8.27	-53.64	12.52	0.83	6.70 ± 0.9
18	Manantial Gurullas	-7.64	-50.74	10.38	0.97	-
19	Sondeo Larva I	-8.21	-55.50	10.19	1.21	3.60 ± 0.3
22	Manantial Javier	-8.71	-56.40	13.28	-	-
24	Manantial Bernardo	-8.05	-52.96	11.44	4.05	-

Isótopos estables (^{18}O - D)

En la caracterización isotópica, todos los datos utilizados vienen expresados en tanto por mil, y el estándar de referencia utilizado ha sido el VSMOW (Gonfiantini 1978). Los datos de las 13 muestras seleccionadas para estos análisis se han proyectado en un diagrama de $\delta^{18}O$ *vs.* $\delta^{2}H$ (Fig. 5.3-2) conjuntamente con la Línea Mundial o Global de Aguas Meteóricas (LMM) definida por Craig en 1961, y que responde a la ecuación:

$$\delta D=8\delta^{18}O+10$$

y la Línea de Aguas Meteóricas Mediterránea (LMME) de Gat y Carmi (1970):

$$\delta D=8\delta^{18}O+22$$

También se ha representado en la Figura 5.3-2, la Línea de Agua Meteórica Local de la provincia de Jaén (LMLJ), obtenida a partir de valores de ^{18}O y ^{2}H o D de las muestras siguiendo la ecuación de ajuste:

$$\delta D=8\delta^{18}O+12$$

Esta ecuación es similar a la línea de las precipitaciones de la zona de la Sierra de Cazorla y Segura (ITGE-Universidad de Granada 1990):

$$\delta D=7.758\delta^{18}O+10.3$$

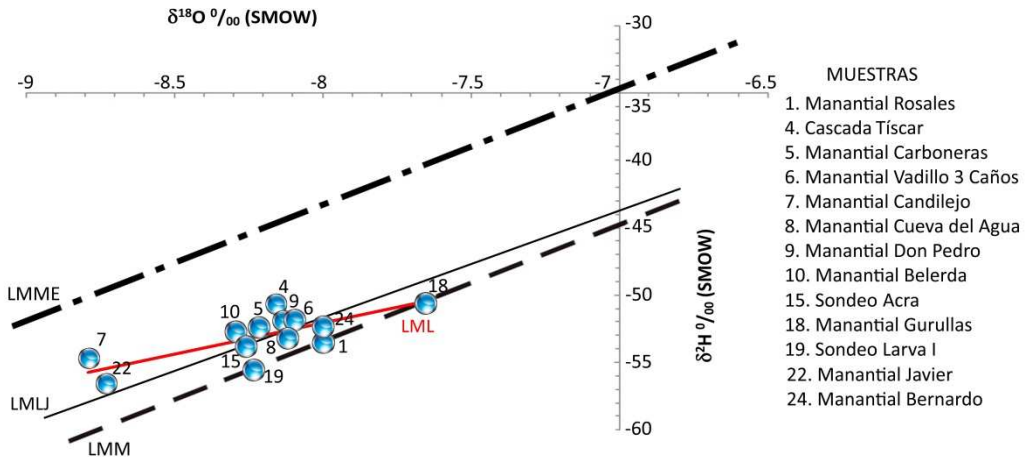


Fig. 5.3-2. Diagrama de $\delta^{18}O$ *vs.* $\delta^{2}H$ de las aguas subterráneas seleccionadas de la ZFTL.

La representación de los valores $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ para las aguas subterráneas de esta zona ha permitido obtener una línea local (LML) de los acuíferos muestreados, cuya ecuación resultante es la siguiente: $\delta D=4.1\delta^{18}O-19.4$ ($R^2=0.53$).

Las muestras de agua subterránea de la ZFTL están alineadas en el diagrama de la Figura 5.3-2 con una pendiente inferior a 8. En general, una pendiente entre 3.9 y 8 indica evaporación (Gonfiantini 1978), y el gradiente de pendiente de las muestras de agua subterránea de este estudio cae dentro de este límite. Sin embargo, esta evaporación puede ser cuestionada cuando se trata de acuíferos kársticos (Vandenshrick et al. 2002).

Los contenidos isotópicos para el ^{18}O están comprendidos entre -7.64 y -8.75 $^{0}/_{00}$, y entre -50.74 y -56.40 $^{0}/_{00}$ para el ^{2}H. Todos los puntos de muestreo están alineados entre la LMME y la LMM, lo que sugiere un origen de las masas de vapor de agua tanto del Mediterráneo como del Atlántico para la

provincia de Jaén (Cruz-San Julián et al. 1992; Vandenshrick et al. 2002). Sin embargo, se ha utilizado el exceso de deuterio (*d*) definido por Dansgaard (1964) con el objetivo de especificar el origen de las masas de vapor de agua. Una importante investigación basada en el estudio de las relaciones entre $\delta D / \delta^{18}O$ durante varios episodios de lluvia y las aguas subterráneas en diferentes áreas del Sureste de España, Cazorla incluido, mostró que el principal origen de recarga para estos acuíferos provenía del Atlántico (Cruz-San Julián et al. 1992).

El valor del exceso de deuterio (*d*) es definido para una pendiente de 8 y se calcula a partir de la siguiente ecuación de Clark y Fritz (1997):

$$d = \delta^{2}H - 8\delta^{18}O$$

El exceso de deuterio (*d*) en las muestras de este estudio tiene un valor medio global de 12.55 $^{0}/_{00}$, lo que podría indicar que las aguas subterráneas de la ZFTL sean recargadas predominantemente por precipitaciones de origen Atlántico, y en menor medida por precipitaciones de origen Mediterráneo. Además, los procesos de evaporación y la temperatura de salida del agua pueden alterar la composición isotópica de un agua subterránea. Esto podría contribuir a desviaciones isotópicas relacionadas con la evaporación fraccionada (Gat y Carmi 1970; Plata 1994).

Las muestras de aguas subterráneas 15, 18 y 19 podrían haber sido afectadas por intercambio isotópico con los minerales del acuífero, principalmente intercambio de ^{18}O entre el agua y sílice y algunos sulfatos. En ocasiones, el contenido en cloruro está relacionado con la temperatura, como en el caso de estas tres muestras, que son las que presentan mayor temperatura y altos contenidos de cloruros. Esto puede indicar un efecto de

concentración evaporativa que afectaría a puntos de menor altitud, lo que implica un mayor trayecto desde la nube hasta el punto de muestreo (Benavente et al. 2004). La concentración en cloruros de estas tres aguas subterráneas está relacionada con la mayor concentración de halita en ellas.

Las muestras 7 y 22 son las más empobrecidas isotópicamente. El resto de las muestras son aguas ligeras relacionadas con las zonas de montaña (750-1156 m). Las aguas del sondeo Larva I (19), el manantial Rosales (1) y el manantial Gurullas (18) corresponden a las aguas subterráneas con CE más elevada (> 840 µS/cm) y aparecen alineadas siguiendo con la LMM, lo que indica que podrían ser aguas meteóricas. El punto 18, es el lugar de menor cota (589 m), ubicado al Oeste de la falla de Tíscar, muestra un ligero enriquecimiento isotópico. La altura de los puntos muestreados en la ZFTL oscila entre los 589 y los 1156 m, correspondiendo las aguas con cierto carácter hidrotermal a las zonas de menor cota. La latitud, la altura y la influencia continental han inducido variaciones en δD y $\delta^{18}O$ de las muestras térmicas (Zhou et al. 2009).

El análisis de los isótopos estables ha permitido estimar la cota media de recarga en torno a 1200 msnm, siendo su alimentación debida mayoritariamente a la infiltración directa de agua de la precipitación sobre los afloramientos permeables (es posible que la Unidad Hidrogeológica Quesada-Castril transfiera recursos hídricos a la Unidad Sierra Cazorla). La descarga del acuífero se realiza en régimen natural mediante numerosos manantiales, entre las cotas 900 y 1300 msnm para los acuíferos de Quesada-Castril, y entre 650 y 1250 msnm para los acuíferos de Sierra Cazorla (ITGE-Universidad de Granada 1990; Luque-Espinar et al. 2002).

Isótopos Radiactivos (^{3}H y ^{222}Rn)

Tritio

Mediante los análisis del isótopo tritio podemos calcular el tiempo de residencia del agua subterránea en el acuífero. Este isótopo nos proporciona información importante sobre el tiempo transcurrido desde su infiltración desde las pruebas termonucleares de 1952.

En el caso del área de estudio de la ZFTL, se han realizado 10 medidas de las concentraciones de tritio (Tabla 5.3-3). Los resultados de estos análisis están comprendidos entre valores de 0.83 a 4.15 UT. Las muestras que han presentado carácter hidrotermal (15, 18 y 19) muestran concentraciones de tritio por debajo de 1.21 UT, lo que indica que son, con seguridad, aguas infiltradas con anterioridad a 1940. El manantial Candilejo (7), presenta una concentración de tritio algo superior a 2, por tanto, se trataría de un agua antigua algo más afectada por aguas modernas. Por otra parte, las aguas subterráneas pertenecientes a los puntos 1, 3, 5, 9, 11 y 24 presentan concentraciones de este isótopo radiactivo entre 3.31 y 4.15 UT, lo que puede ser indicativo de un origen de mezcla entre la recarga anterior y posterior a 1953. No obstante, estas aguas presentan alta indeterminación, al poder corresponder tanto a aguas infiltradas a comienzos de los años 50, como con aguas infiltradas recientemente desde 1982, con renovación rápida o bajo período de permanencia en el acuífero.

Por lo tanto, la evaluación de los resultados de tritio sugiere que las aguas subterráneas muestreadas de la ZFTL con valores inferiores a 1.21 UT, correspondiendo a las aguas de alta temperatura y contenidos elevados de boro (15, 18 y 19), tienen una recarga ciclo de más de 75 años, y por lo tanto,

un tiempo de permanencia en el acuífero largo y a un nivel posiblemente profundo.

Radón

Se ha realizado una primera caracterización de radón en 3 puntos acuíferos concretos en la ZFTL. En este caso, como en el capítulo anterior, se han seleccionado estas 3 aguas subterráneas como punto de partida y test del método, aunque estas determinaciones serán objeto de estudios futuros en las diferentes zonas de fallas activas de esta Tesis Doctoral. Sin embargo, se ha pretendido comprobar si los puntos de agua elegidos presentan la actividad de radón correspondiente a la litología propia del acuífero al que pertenece, o si en cambio, ya presentan alguna anomalía. Es decir, esta primera investigación se ha basado en la comparación de la medición de la concentración ^{222}Rn en agua en modo continuo *in situ* en campo, con un valor de referencia de ^{222}Rn propio de la litología del acuífero. Este valor de referencia se calcula teniendo en cuenta las condiciones geológicas de la zona como se cita en el Capítulo 1.

Se ha comprobado como los puntos de aguas subterráneas del manantial Candilejo (7), el sondeo de Acra (15) y el sondeo de Larva I (19) presentan actividades de radón propias de acuíferos de tipo sedimentario, con valores de 6.48, 3.6, 6.7 Bq/l, respectivamente. No se ha observado, por tanto, ninguna anomalía en estos puntos, y cabe destacar que durante el tiempo de muestreos de esta zona de estudio no se ha producido ningún sismo superior a 2.8, lo que ha dificultado en gran medida esta caracterización.

d) Índices de Saturación (IS)

Se ha llevado a cabo una modelación geoquímica con el fin de conseguir los Índices de Saturación (IS) en las aguas subterráneas de la ZFTL mediante el software Phreeqc para la simulación de reacciones químicas y procesos de transporte en aguas naturales o contaminadas (Parkhurst y Appelo 1999). El programa funciona en equilibrio químico de las soluciones acuosas que interactúan con minerales, gases, soluciones sólidas, intercambiadores, y las superficies de adsorción. Los índices de saturación expresan el grado de equilibrio químico entre el agua y las fases minerales en la matriz de los acuíferos, y pueden considerarse como una medida de la disolución y/o procesos de precipitación relacionados con la interacción agua-roca (Drever 1997).

El IS de un mineral determinado viene definido por la siguiente ecuación:

$$IS = log_{10}(\frac{IAP}{K_{sp}})$$

donde IAP es el producto actividad de los iones y Kps es el producto de solubilidad a una temperatura dada (Parkhurst y Appelo 1999; Appelo y Postma 1999).

En esta Zona de Fallas Tíscar-Larva (ZFTL) se ha realizado el cálculo de los Índices de Saturación (IS) para los minerales más representativos del sistema estudiado: calcita, dolomita, yeso, halita, gibbsita, caolinita, illita y montmorillonita. Estos índices de saturación se han representado en la Figura 5.3-3 mediante un gráfico de columnas.

Si IS = 0 expresa que hay equilibrio entre el mineral y la solución.

Si IS > 0 indica que la precipitación es termodinámicamente favorable a pesar del hecho de que las tasas lentas de reacción pueden inhibir la precipitación (Parkhurst y Appelo 1999). Por tanto, se especificaría que las aguas subterráneas muestreadas de la ZFTL están saturadas en su mayoría con respecto a los minerales carbonatados y por lo tanto, sería incapaz de disolver más calcita o dolomita. Este valor del IS refleja la descarga de las aguas subterráneas de un acuífero que contiene suficiente cantidad de estos minerales con suficiente tiempo de residencia para alcanzar el equilibrio (Kortatsi 2007). En la Figura 5.3-3 se observa que la mayoría de estas muestras de la ZFTL están saturadas o muy cercanas al equilibrio con respecto a la calcita y a la dolomita, lo que sugiere que estos minerales han precipitado antes y no están incorporando Ca^{2+} y Mg^{2+} en las aguas subterráneas.

Por otro lado se encuentra la subsaturación cuando IS < 0, que indicaría que la disolución de esos minerales se ve favorecida (Appelo y Postma 1999; Kortatsi 2007). En las muestras recogidas en la ZFTL se ha comprobado que la totalidad de las muestras están subsaturadas con respecto a la halita, y la mayoría con respecto al yeso, salvo los puntos cercanos a las salinas de Hinojares (26 y 27) que presentan saturación en este mineral. Esta subsaturación de minerales evaporíticos ayuda a la disolución de los mismos en esta zona de falla, enriqueciendo el agua subterránea en Na^{+}, Ca^{2+}, Cl^{-} y SO_4^{2-} (Singh et al. 2014). Esto puede ser debido a que el agua subterránea se origina en un ambiente donde haya empobrecimiento de yeso y halita, o bien que el tiempo de permanencia sea corto y el agua subterránea tenga insuficiente tiempo para que las fases minerales reaccionen al equilibrio.

En relación a los minerales de la arcilla (esmectita, caolinita e illita), las aguas de la cascada de Tíscar (4) y desde el manantial de San Sebastián (11)

hasta el manantial San Antonio (27), se encuentran saturadas en estos minerales de la arcilla, indicando la precipitación favorable en estas aguas con respecto a estos minerales. Los IS de los puntos 1, 6 y 9 no han sido calculados por Phreeqc, lo que sugiere que estas muestras podrían no tener ni precipitación ni disolución de estos minerales arcillosos. Las demás muestras se encuentran subsaturadas o cercanas al equilibrio con respecto a estos minerales, indicando la posible disolución de los mismos en el agua subterránea.

Los IS para las muestras de aguas subterráneas de la ZFTL con alta temperatura y contenido elevado de boro (15, 18 y 19), se encuentran cercanos al equilibrio en relación con los minerales carbonatados y subsaturados con respecto a los minerales evaporíticos, haciendo posible su disolución en estas aguas. En cambio, se ha comprobado la saturación en estas muestras con respecto a los minerales de la arcilla (caolinita, montmorillonita e illita), lo que podría favorecer la precipitación de estos minerales. Este contenido en arcillas para estas aguas de carácter hidrotermal y posible vinculación con la ZFTL podría dar información esencial, junto con los diagramas de fases minerales y los análisis mineralógicos de XRD y SEM en muestras de rocas de falla seleccionadas cercanas a estos puntos, sobre la circulación de fluido a favor de planos de falla.

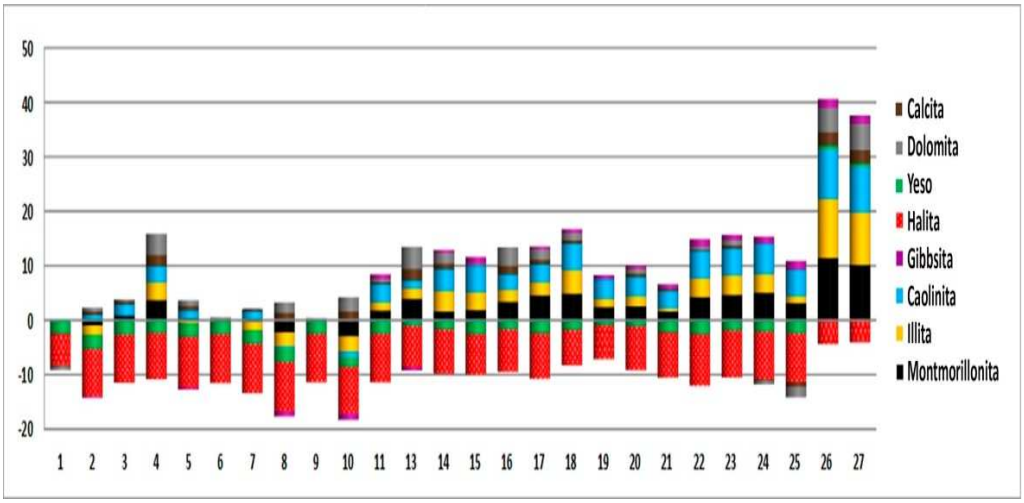


Fig. 5.3-3. Representación de los Índices de Saturación (IS) de las aguas subterráneas de la ZFTL.

e) Diagramas de estabilidad de fases minerales

La caracterización mineral y petrográfica de las rocas de falla de Tíscar, Acra y Larva se compone principalmente de los minerales calcita, esmectita, montmorillonita e illita, como se puede comprobar en el apartado 5.3.2.

Las características químicas de las aguas subterráneas están influenciadas por la relación entre la recarga de las aguas subterráneas y estas fases minerales (Kortatsi et al. 2009). El grado en que las fases minerales reaccionan con el agua subterránea depende de la disponibilidad de protones (H^+), el tiempo que ha estado en contacto y el área de superficie por unidad de volumen de agua (Hem 1985).

Los diagramas de estabilidad mineral muestran la trascendencia de los fenómenos de disolución y las relaciones entre minerales primarios y los minerales de arcilla en un medio acuoso (Muñoz et al. 1996). Estos diagramas

definidos por Tardy (1971), se basaron en las relaciones de equilibrio de fases minerales para la temperatura (25°C) y presión (1 atmósfera) que aproximadamente representan las condiciones en el agua subterránea (Kortatsi et al. 2009).

La expresión del *eje y* viene expresada por la siguiente ecuación:

$$\text{Log } ([\text{catión}^{n+}] / [H^+]^n)$$

y refleja que la carga de los cationes liberados debe ser equilibrada por el consumo de H^+ (Appelo y Postma 1999).

La Figura 5.3-4 muestra los diagramas de estabilidad de Na-plagioclasa (albita) y Ca-plagioclasa (anortita). La Figura a) contiene los campos de estabilidad para la albita Na-feldespatos y sus posibles productos de meteorización, gibbsita, caolinita y Na-montmorillonita, expresados como una función de:

$$\text{Log } ([Na^+]/[H^+]) \quad \text{y}$$

$$\text{Log } [H_4SiO_4]$$

donde [] designa la actividad de soluto.

La Figura b) contiene los campos de estabilidad para la anortita Ca-feldespatos y sus posibles productos de meteorización, gibbsita, caolinita y Ca-montmorillonita, expresados como una función de:

$$\text{Log } ([Ca^{2+}]/[H^+]^2) \quad \text{y}$$

$$\text{Log } [H_4SiO_4]$$

Estos diagramas de fases indican cómo el equilibrio de las muestras de las aguas subterráneas en la ZFTL, está representado en ambos diagramas alrededor del límite de estabilidad caolinita/esmectita (Na-montmorillonita y Ca-montmorillonita). Esto señala que el agua subterránea de esta zona de fallas se encuentra en equilibrio termodinámico con la caolinita para un grupo de muestras (1, 2, 7, 9, 11, 21 y 25), correspondiendo a soluciones más diluidas, y con la esmectita para otro grupo (4, 5, 13, 14, 16, 17, 20, 23 y 24), siendo aguas más concentradas durante la meteorización (Tardy 1971). Existen varias aguas de este estudio que se proyectan muy cerca del límite entre estas las dos fases minerales (caolinita–montmorillonita), siendo estos los puntos 3, 6, 8, 10 y 22. Tras esta valoración se puede afirmar que los minerales más estables en las aguas de la ZFTL son la caolinita y la esmectita (montmorillonita). Todas estas muestras se encuentran por encima del equilibrio de saturación del cuarzo. Sin embargo, se puede observar en la Figura 5.3-4 la existencia de dos muestras de aguas que en ambos diagramas se encuentran en el campo de equilibrio termodinámico de las plagioclasas, albita en la Figura a y anortita en la Figura b. Estas muestras son las correspondientes al manantial Iglesia Hinojares (26) y el manantial San Antonio (27), estando además por encima del equilibrio de saturación de la sílice amorfa.

Los puntos acuíferos con carácter hidrotermal y posibilidad de vinculación con la ZFTL correspondientes a los sondeos de Acra (15) y de Larva I (19) presentan una ligera variación entre ambos diagramas. Estas aguas se proyectan en el campo de estabilidad de Na-montmorillonita para el diagrama de la albita, pero en el límite entre las fases caolinita/Ca-montmorillonita para el diagrama de la anortita, mostrando mayor equilibrio termodinámico con la

esmectita. Del mismo modo, pero en sentido contrario, le ocurre al punto acuífero del manantial de Gurullas (18), el cual muestra equilibrio termodinámico con la caolinita para el diagrama de estabilidad de la anortita, pero en el límite entre las dos fases minerales caolinita/Ca-montmorillonita para el diagrama de estabilidad de la albita.

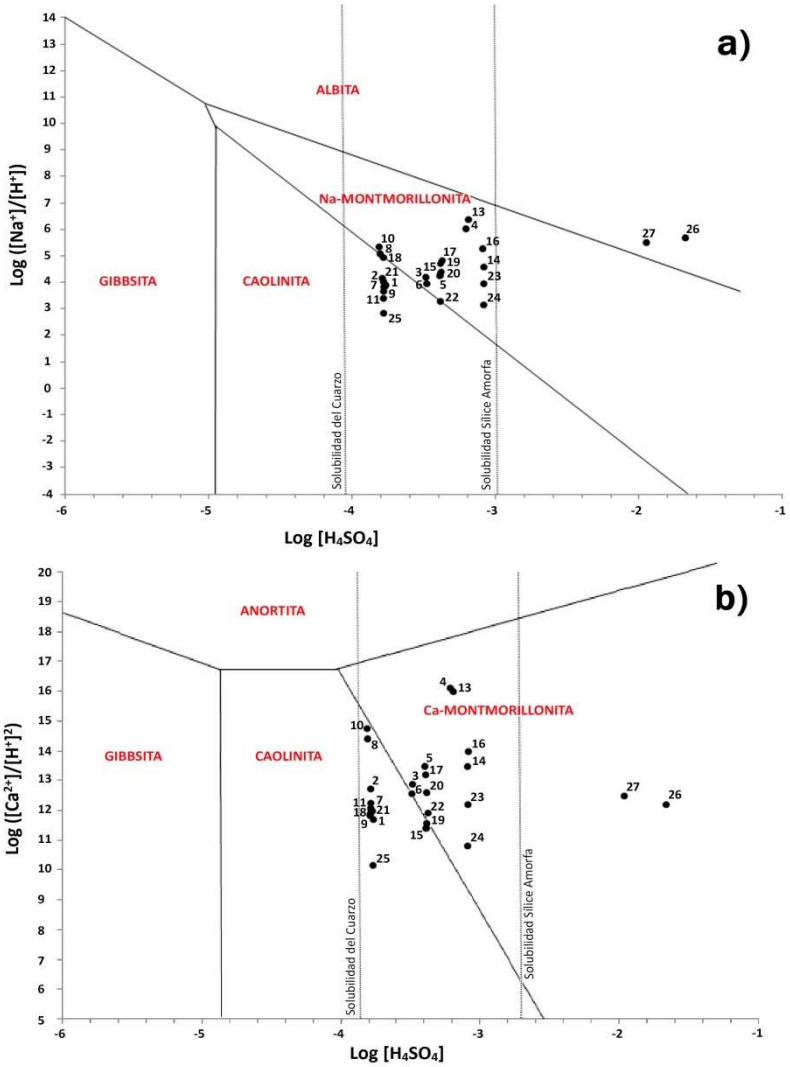


Fig. 5.3-4. Diagramas de fases minerales de a) Na-plagioclasa (albita) y b) Ca-plagioclasa (anortita) para las aguas subterráneas de la ZFTL.

5.3.2 Caracterización Mineralógica

La presencia de filosilicatos en zonas de falla, ya sean neoformados o arcillas heredadas, produce generalmente un debilitamiento del comportamiento de la falla. Un factor crítico para comprender el papel que juegan las arcillas en el comportamiento mecánico de las rocas de falla es la determinación del momento de la formación de las asociaciones minerales y microestructuras en las rocas de falla y el protolito (Ikari et al. 2011).

Se han investigado rocas que aparecen en las zonas afectadas por fallas localizadas cerca de los lugares donde las aguas subterráneas revelaron evidencia de circulación profunda en la ZFTL. Teniendo en cuenta las características litológicas y estructurales básicas, las muestras se pueden clasificar como cataclasitas de grano grueso y harinas de falla foliadas asociadas a zonas de deformación.

La deformación se concentra preferentemente en los niveles margosos, aunque también se encuentran comúnmente superficies pulidas y estriadas en las rocas carbonatadas (Fig. 5.3-5).

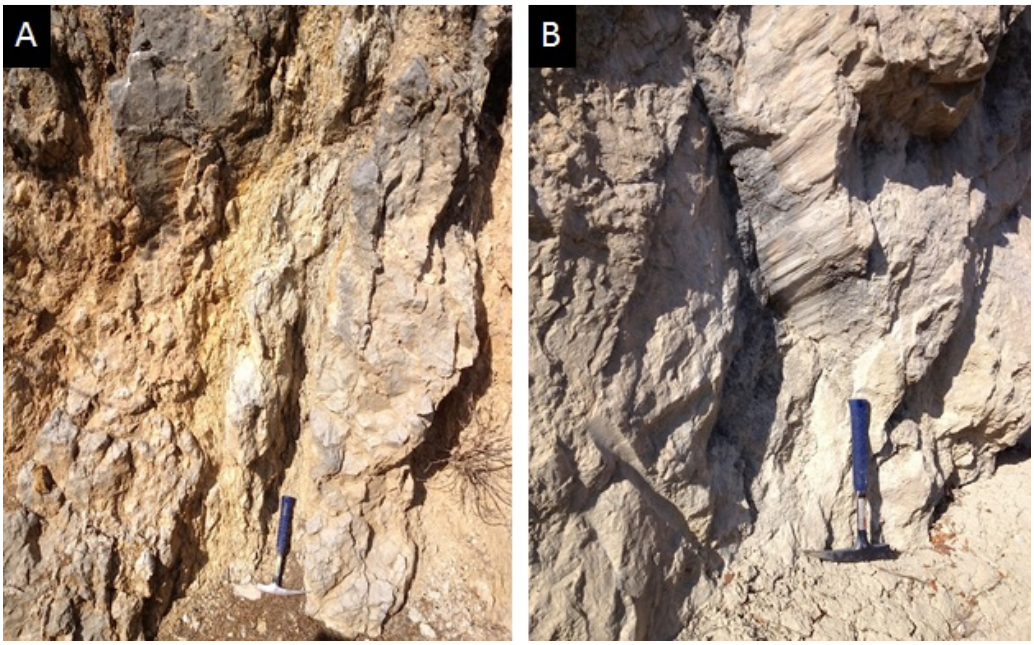


Fig. 5.3-5. Zona de debilidad de la ZFTL. A. Concentración de la deformación en niveles margosos. B. Detalle de una superficie de deslizamiento pulida y estriada en rocas carbonatadas.

Los datos obtenidos de la difracción de rayos X (XRD) indican que la asociación mineral predominante de las muestras no deformadas comprende calcita (Cal) e illita (Ill), con pequeñas cantidades de cuarzo (Qtz) y feldespatos (Kfs) (Fig. 5.3-6A). Los diagramas de XRD muestran un pico estrecho de 001 a 10 Å que indica la presencia de illita. La intensidad de este pico no aumenta significativamente después de someter las muestras a calentamiento y solvatación con etilenglicol, lo que sugiere la ausencia de capas hinchables.

En las rocas de falla asociadas a los puntos con aguas subterráneas ricas en Na^{+}, probablemente equilibradas con los acuíferos profundos, se detectó una pequeña cantidad de esmectita en los diagramas de difracción de rayos X (XRD) gracias a la existencia de un pico con espaciado 14.5 Å que se desplaza a 16.9 Å después del tratamiento con etilenglicol (Fig. 5.3-6B).

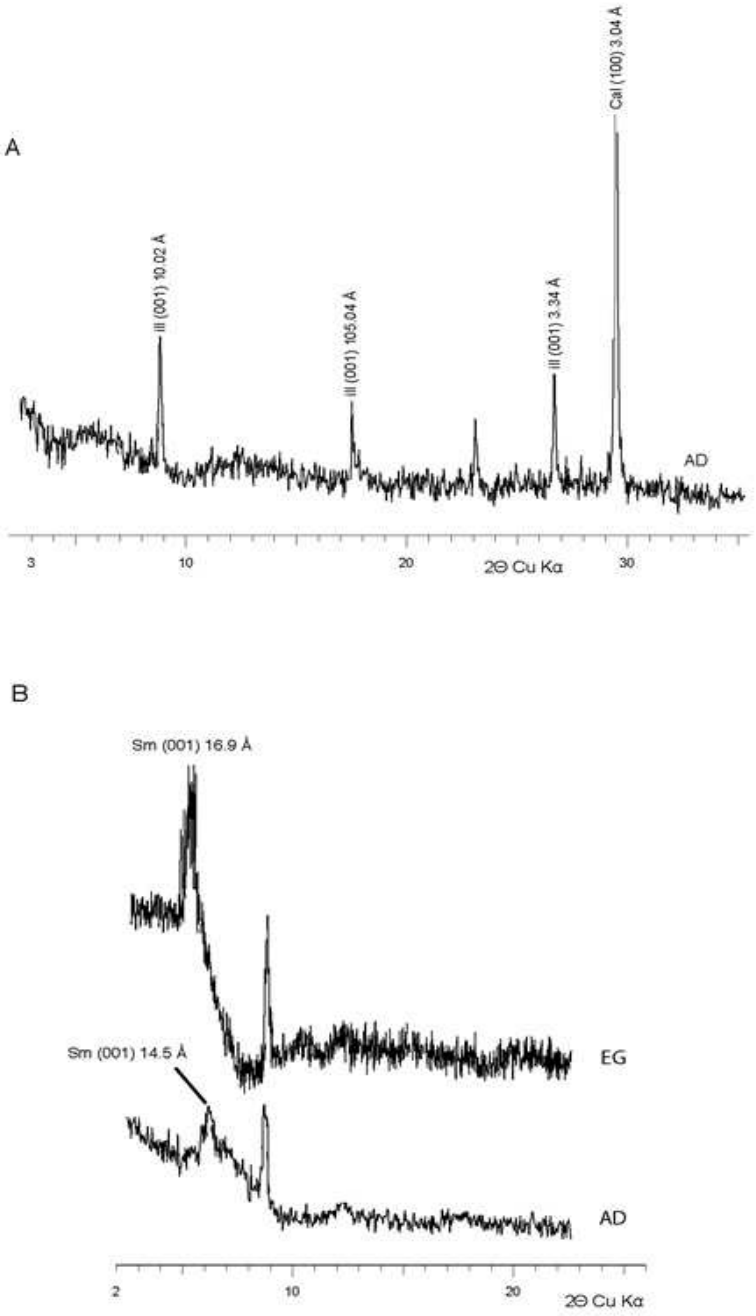


Fig. 5.3-6. A. Difracción de XRD de los materiales no deformados. B. Diagramas de XRD de rocas deformadas con superficies de deslizamiento y con cristalización de esmectita. AD: muestra secada al aire. EG: Muestra con etilenglicol. Abreviaciones minerales según Kretz (1983). Ill = illita, Cal = calcita, Sm = esmectita.

El estudio con el microscopio electrónico de barrido (SEM) revela que las rocas carbonatadas tienen tamaño de grano medio-grueso y no presentan orientación preferente. Ha sido común encontrar venas transversales en rocas de falla rellenas por grandes cristales de dolomita y calcita en esta zona. (Fig. 5.3-7). Los microanálisis de espectrometría de dispersión de rayos X (EDX) revelaron que los granos de carbonato que componen las venas son ricos en sílice y aluminio, lo que sugiere la presencia de pequeñas inclusiones de silicatos.

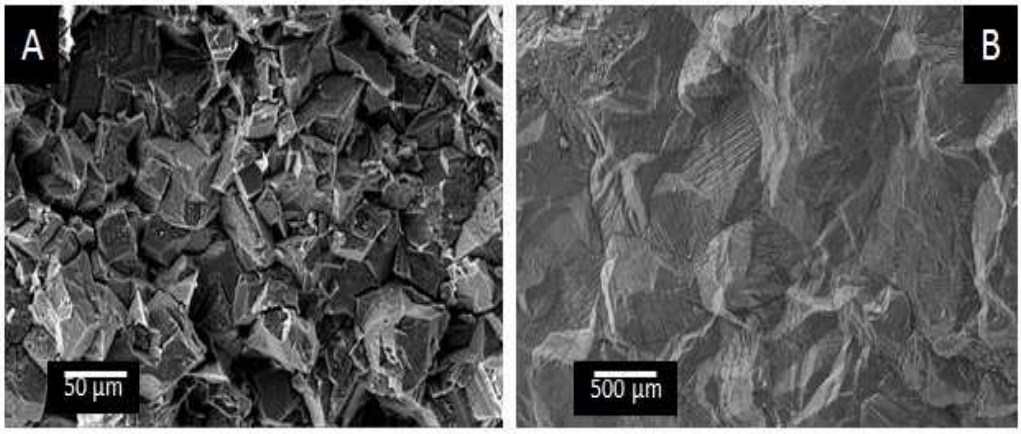


Fig. 5.3-7. A. Imagen SEM de una roca carbonatada no deformada de grano grueso. B. Vena transversal en roca de falla con cristales de dolomita y calcita.

Aunque la asociación mineral está fuertemente controlada por el protolito, las rocas de falla deformadas están enriquecidas en filosilicatos, con un particular aumento en la cantidad de illita (Fig. 5.3-8). El estudio de microscopía SEM también revela una distribución heterogénea de la deformación. Hay numerosas zonas de alta deformación, individualmente reconocibles por el desarrollo de bandas ricas en filosilicatos foliadas. Las imágenes de SEM muestran también que la arquitectura interna de los materiales deformados está formada por lentes orientadas ricas en illita

yuxtapuestas a las bandas de carbonato predominantes aparentemente no deformadas (Fig. 5.3-8A y B). De este modo, en estos materiales se puede observar una red de superficies de deslizamiento. La esmectita aparece como películas delgadas que han crecido en las superficies de fractura (Fig. 5.3-8C).

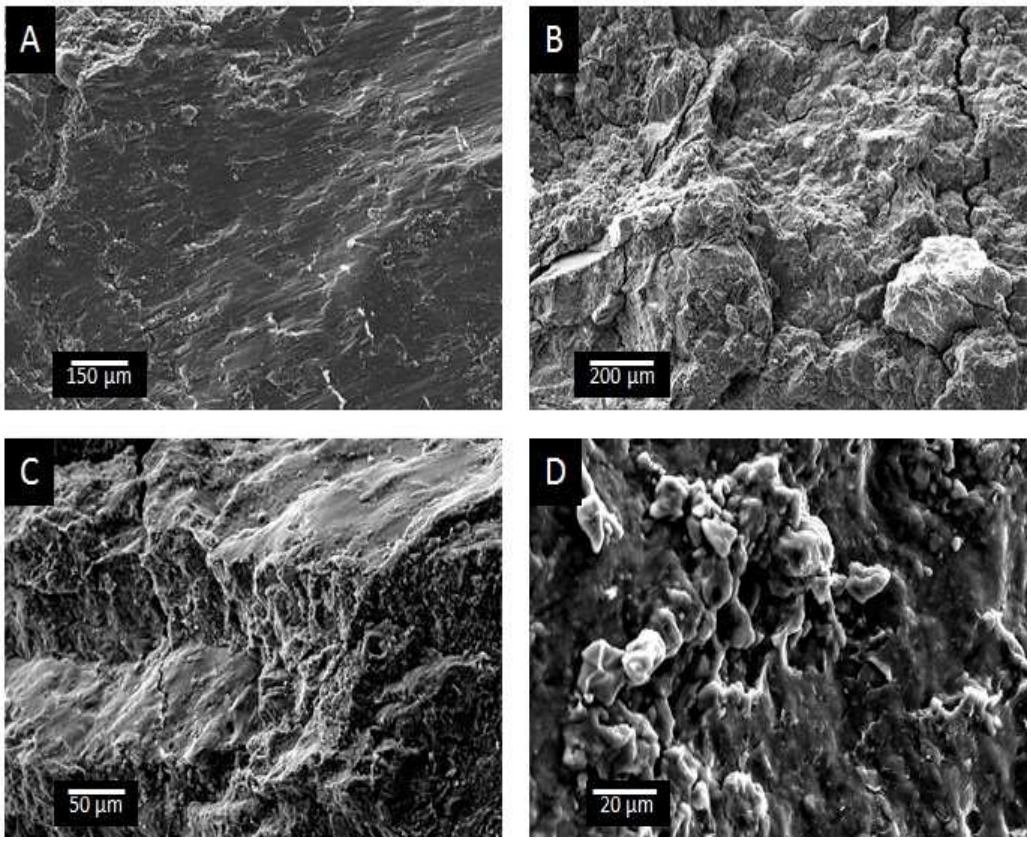


Fig. 5.3-8. A. Banda rica en illita de alta tensión en roca de falla. B. Red de deslizamiento entre las superficies de carbonato aparentemente no deformadas. C. Películas delgadas de esmectita que han crecido en la superficie de fractura. D. Copos de esmectita cristalizada en una superficie de deslizamiento.

Composicionalmente, los análisis SEM-EDX revelan que las esmectitas dioctaédricas son ricas en Al (entre 1.50 y 1.96 a.p.f.u. en la capa octaédrica).

Los procesos minerales asociados con la cataclasis y la infiltración de fluidos pueden tener un papel importante para producir microambientes

adecuados que favorezcan la nucleación de nuevos minerales. La razón por la que se produce la cristalización de una asociación mineral, está relacionada no sólo con la temperatura, sino también con la actividad de los elementos químicos dentro del fluido reactivo y el mecanismo de formación (por ejemplo, Abad et al. 2003; Jiménez-Millán et al. 2007). Los minerales de la arcilla se pueden formar directamente a partir de soluciones, o como un producto de reemplazamiento mineral (Jiménez-Millán et al. 1998; Leoni et al. 2010).

En la ZFTL, el enriquecimiento de las aguas subterráneas en B, Mg, Si, Be y As (sondeo de Acra (15), manantial Gurullas (18) y sondeo de Larva I (19)), así como la elevada temperatura del agua subterránea descargada de estos puntos, puede estar relacionado con la presencia de minerales esmectíticos como una consecuencia de los cambios producidos por los procesos de interacción roca-fluido de baja temperatura con la subsiguiente precipitación de minerales autigénicos. Por lo tanto, la presencia de esmectita y venas transversales rellenas de dolomita que tienen lugar dentro de las muestras de rocas de falla, indica una alteración compleja que muy probablemente sea el resultado del flujo repetido de fluidos de temperatura y la química variable a través de la zona de falla. El hecho de que los datos hidroquímicos de este estudio indiquen que la mayor parte de la composición de las aguas se encuentre dentro del campo de estabilidad termodinámica de la esmectita alumínica apoya la existencia de dichos microambientes favorables a la neoformación de minerales de la arcilla.

El estudio de microscopía electrónica de las rocas de falla ha demostrado que las precipitaciones locales de esmectita a nivel de microescala son abundantes dentro de las rocas de la ZFTL, produciendo microbloques carbonato que con frecuencia, son recubiertos por películas de minerales de

arcilla. Esto sugiere que, en condiciones frágiles, la cristalización de esmectita en las superficies de desplazamiento promueve el deslizamiento progresivo, probablemente asísmico, de las fallas.

Los minerales de la arcilla pueden jugar un papel importante en el proceso de debilitamiento generado por las fallas. Ikari et al. (2009) demostraron que el comportamiento de fricción de harinas de falla ricas en montmorillonita en una amplia gama de condiciones depende del contenido en agua, el contenido de arcilla, y la velocidad de deslizamiento.

La circulación de fluido localizada y el estrés inducido por la disolución-precipitación pueden explicar la presencia de la red de superficies de deslizamiento recubiertas por esmectita observadas en las rocas de falla de la ZFTL. Este proceso debe contribuir a la debilidad mecánica de estas rocas. Schleicher et al. (2006, 2010, 2012) y Holdsworth et al. (2011) sugirieron que este mecanismo de deformación produce un deslizamiento pregresivo asísmico en varios segmentos de la falla de San Andrés. En la ZFTL, la formación de esta esmectita hidrotermal, con baja resistencia de fricción ($\mu \leq 0.2$) (Behnsen y Faulkner 2012) contribuyó a debilitar el material original carbonatado del protolito y favoreció el comportamiento de deslizamiento progresivo (*creep*) en la falla.

Suponiendo un gradiente geotérmico de 25-35^{o}C/km y teniendo en cuenta que la temperatura de estabilidad para las fases esmectíticas es comúnmente considerada inferior a 200^{o}C (Schleicher et al. 2012), la formación de los revestimientos de arcilla en la ZFTL debió ocurrir a profundidades inferiores a 5.5 km. Por lo tanto, se ha considerado que la neo-cristalización de esmectita bajo condiciones de flujo fluido en las superficies de

desplazamiento entre microbloques de carbonatos en las rocas de falla de esta zona, controló el comportamiento frágil de las fallas, favoreciendo su debilitamiento y procesos de deslizamiento progresivo.

5.4 CONCLUSIONES

Las aguas subterráneas de los acuíferos en la Zona de Falla Tíscar-Larva (ZFTL) muestran dos grupos principales familias hidrogeoquímicas:

Un primer grupo mayoritario de aguas subterráneas alcalinas con baja conductividad eléctrica (< 840 µS/cm) y baja mineralización de facies hidroquímicas Ca-Mg-HCO_3, salvo el sondeo de Larva II (20) de facies Ca-Mg-SO_4-Cl. Todas ellas presentan T inferiores al límite de hidrotermalismo y contenidos en trazas de boro por debajo de 0.20 mg/l, apuntando a la posibilidad de una recarga rápida y la circulación superficial a través de materiales carbonatados de las Sierras del Prebético. En tal caso, se trataría de aguas con origen superficial y desvinculación con la actividad de la ZFTL. Estas aguas presentan posibilidad de precipitación de minerales carbonatados y en algunos casos también en minerales arcillosos, pero en menor medida. En estas aguas la disolución de minerales evaporíticos se ve favorecida.

Por otra parte, un segundo grupo de cuatro aguas subterráneas alcalinas con alta conductividad eléctrica (> 860 µS/cm) y enriquecimiento iónico de facies hidroquímicas Ca-Mg-SO_4-Cl para los manantiales 13 y 27, y de facies Ca-Mg-HCO_3 para las manantiales 14 y 26. Presentan T inferiores al límite de hidrotermalismo y trazas de boro inferiores a 0.20 mg/l para dos muestras. Sin embargo, las otras dos muestras del manantial Iglesia Hinojares (26) y el manantial San Antonio (27) presentan contenidos elevados de boro que proceden de la posible lixiviación de los materiales evaporíticos del Triásico por los que circula. En adición, estas dos muestras se encuentran saturadas con respecto al yeso, lo que podría favorecer su precipitación. En

cambio, en las otras dos muestras se produce una ligera subsaturación en minerales evaporíticos, dando la posibilidad de que se produzca disolución de los mismos. Las cuatro muestras se encuentran saturadas en minerales carbonatados y arcillosos, favoreciendo su precipitación en estas aguas.

Dentro de estos dos grupos de la ZFTL se encuentran aguas subterráneas con temperaturas superiores al límite de hidrotermalismo ($20^{o}C$) correspondiendo a las aguas del sondeo Acra (15) con CE de 665 µS/cm, el manantial Gurullas (18) con CE de 1311 µS/cm y el sondeo de Larva I (19) con CE de 1817 µS/cm. Las dos primeras corresponden a aguas de facies Ca-Mg-HCO_3 y la última a facies Ca-Mg-SO_4-Cl. Estas aguas se encuentran prácticamente en equilibrio en relación con los minerales carbonatados, en cambio, en ellas se ve favorecida la disolución de evaporitas y la precipitación de minerales arcillosos. Todas ellas contienen trazas elevadas de boro en su composición, sin embargo, sólo en las aguas del sondeo de Acra (15) y el manantial Gurullas (18) tal contenido apunta a ser de origen hidrotermal, lo que sugiere para estos puntos acuíferos, la posibilidad de circulación profunda y probable relación con la actividad de la Zona de Fallas de Tíscar (ZFT). Estos puntos pueden ser posiblemente influenciables tras eventos sísmicos en esta zona de falla y es importante mantener un seguimiento de sus concentraciones. No obstante, el sondeo de Larva apunta a obtener su contenido de boro de la circulación por materiales evaporíticos del Triásico. Sin embargo, conviene hacer un seguimiento de igual modo en este sondeo por su elevada temperatura y su muy posible vinculación con la Zona de Fallas de Larva (ZFL).

Con el fin de detectar cambios en la composición del agua tras eventos sísmicos se realizaron varias campañas de muestreo y análisis en la ZFTL

durante un período de tiempo de un año aproximadamente. Sin embargo, no se observaron variaciones importantes en los parámetros físico-químicos. El único cambio significativo fue el aumento de K^+ en períodos de riego con fertilizantes en áreas cercanas a algunos puntos de muestreo, pero sin interés relevante en cuanto a la caracterización de precursor sísmico.

Los contenidos isotópicos para el ^{18}O están comprendidos entre -7.64 y -8.75 $^0/_{00}$, y entre -50.74 y -56.40 $^0/_{00}$ para el ^2H. Todos los puntos de muestreo están alineados entre la LMME y la LMM, lo que sugiere un origen de la masa de vapor de agua, tanto del Mediterráneo y del Atlántico para la provincia de Jaén (Cruz-San Julián et al. 1992; Vandenshrick et al. 2002). Sin embargo, *d* presenta un valor medio global de 12.55 $^0/_{00}$, lo que indica que las aguas subterráneas de la ZFTL son recargadas predominantemente por precipitaciones de origen Atlántico. Es posible que en los puntos 15, 18 y 19 se haya producido principalmente intercambio de ^{18}O entre el agua y sílice y algunos sulfatos. En ocasiones, el contenido en cloruro está relacionado con la T como en el caso de estas tres muestras, que son las que presentan mayor T y altos contenidos de Cl^-. Esto puede indicar un efecto de concentración evaporitiva que afecta a puntos de menor altitud, que implican mayor trayecto desde la nube hasta el punto de muestreo (Benavente et al. 2004).

Las 18 muestras analizadas de tritio han presentado valores entre 0.83 y 4.15 UT, de las cuales la mayoría presentan contenidos de tritio por encima de 3 UT, lo que puede ser indicativo de un origen de mezcla entre la recarga anterior y posterior a 1953, no obstante, presentan cierta indeterminación, ya que pueden tratarse también de aguas infiltradas desde 1982. Sin embargo, el ^3H ha aportado en esta investigación un dato importante, y es que las muestras con carácter hidrotermal y posible vinculación con la ZFTL (15, 18 y

19), presentan concentraciones inferiores a 1.21 UT, indicando su infiltración con anterioridad a 1940, tratándose por tanto de aguas antiguas con un ciclo de recarga de más de 75 años, y por lo tanto, un tiempo de permanencia en el acuífero largo y a un nivel posiblemente profundo.

La caracterización de radón para las tres muestras seleccionadas ha revelado que presentan actividad de este isótopo radiactivo propia de acuíferos sedimentarios, sin ninguna anomalía perceptible.

Los diagramas de estabilidad mineral han demostrado que el equilibrio agua-mineral para los análisis de las aguas de la ZFTL, quedan representados en su mayoría alrededor del límite de estabilidad caolinita/esmectita, siendo la mayor parte de las aguas representadas en el campo de estabilidad de la esmectita. Las aguas de esta zona estarían en equilibrio termodinámico con estas fases minerales. Sin embargo, dos muestras correspondientes a los manantiales cercanos a Hinojares (26 y 27), se encuentran en equilibrio termodinámico con las plagioclasas (albita y anortita).

En la ZFTL, el enriquecimiento de las aguas subterráneas (15, 18 y 19) en B, Mg, Si, Be y As, así como la elevada temperatura del agua subterránea descargada de estos puntos, puede estar relacionado con la presencia de minerales esmectíticos como una consecuencia de los cambios producidos por los procesos de interacción roca-fluido de baja temperatura que provocaron la precipitación de minerales autigénicos. Las películas delgadas de esmectita neoformada y las venas transversales rellenas de dolomita son efectos de la cataclasis y la interacción de estas aguas termales con las rocas de falla de la ZFTL. Por lo tanto, la deformación y la circulación del agua subterránea promovieron la creación de microambientes que favorecieron la nucleación de

nuevos minerales. El hecho de que los datos hidroquímicos indiquen que la mayor parte de la composición de las aguas se encuentre dentro del campo de estabilidad termodinámica de la esmectita alumínica apoya la existencia de dichos microambientes favorables a la neoformación de minerales de la arcilla. Los filosilicatos han proporcionado propiedades lubricantes a las rocas carbonatadas, lo que ha favorecido el predominio de los procesos de deslizamiento progresivo sobre los de salto a intervalos reduciendo la posibilidad de grandes eventos sismogénicos. Por lo tanto, la caracterización mineralógica de las superficies de desplazamiento es crítica para la comprensión de los procesos de interacción roca-fluidos y las propiedades mecánicas durante los desplazamientos de las fallas.

Finalmente, este trabajo demuestra que la caracterización hidroquímica realizada de las aguas de ZFTL y mineralógica de las rocas de falla es una herramienta esencial para poder definir en el futuro redes de control integradas por puntos cuyas propiedades hidrogeoquímicas sean sensibles a movimientos en las fallas activas. Especialmente, en los puntos de muestreo de las aguas del sondeo de Acra (15), el manantial Gurullas (18) y el sondeo de Larva I (19), que indican clara circulación profunda y una conexión con la ZFTL.

Es importante mencionar que durante el transcurso de la analítica de esta zona de estudio, no se ha producido ningún evento sísmico característico que haya podido ayudar a observar cambios en las composiciones de las aguas subterráneas posiblemente vinculadas con la ZFTL, de modo que, la investigación en esta zona debe proseguir a lo largo del tiempo a la espera de resultados más esperanzadores fundamentalmente en los tres puntos posiblemente más sensibles a fluctuaciones sísmicas (15, 18 y 19).

6

Resultados y Discusión ZFTS

6.1 INTRODUCCIÓN

El objetivo perseguido en este estudio ha sido analizar los parámetros hidrogeoquímicos de los acuíferos ligados a la recientemente descrita Zona de Fallas de Torreperogil-Sabiote (en adelante ZFTS) e investigar la influencia de los procesos geológicos y tectónicos que se manifiestan en esta zona en dichas características hidrogeoquímicas. Como objetivo final se pretende poder establecer una serie de puntos acuíferos que sean especialmente sensibles a posibles cambios y que podrían ser indicadores de la actividad sísmica en la ZFTS.

Se ha diseñado una red de muestreo de 22 puntos acuíferos en los que se han determinado las propiedades físicas y químicas de las aguas subterráneas, así como el contenido en isótopos estables (^{18}O - ^{2}H) e isótopos radiactivos (^{3}H y ^{222}Rn).

A partir de estos resultados, se propone establecer una serie de puntos de alerta y control en los manantiales y/o sondeos que presenten cambios en la composición de las aguas tras los terremotos ocurridos en la serie sísmica ocurrida durante el transcurso de esta investigación (entre 2012 y 2013), o con aquellos puntos con valores por encima del límite de hidrotermalismo, contenidos elevados de boro y exhalación anómala de ^{222}Rn que indiquen circulación profunda y relación con la actividad sísmica de la Zona de Fallas de Torreperogil-Sabiote (ZFTS).

6.2 MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

El área de estudio se sitúa en las proximidades del margen occidental del Arco de Cazorla, bajo la terminación oriental de la Cuenca del Guadalquivir, cuya dirección es ENE-WSW (Fig. 6.2-1). Esta cuenca alargada se originó como cuenca de antepaís entre dos grandes dominios geológicos: el Macizo Ibérico al Norte y las Zonas Externas de la Cordillera Bética al Sur. La formación de la Cuenca del Guadalquivir se inició en el Mioceno medio (Fernàndez et al. 1998). Esta edad corresponde a los sedimentos más antiguos discordantes sobre el basamento del Paleozoico y la Cobertera Tabular (CT), aunque su relleno más importante se produce durante el Tortoniense (Martínez del Olmo et al. 1984).

Esta zona de estudio está formada por un relleno sedimentario marino del Mioceno superior, constituido por margas y limos con intercalaciones de areniscas de tonos claros que descansan discordantemente sobre la serie infrayacente. Estos materiales afloran de manera horizontal y prácticamente sin deformación, con un espesor variable entre 200 y 500 m. Debajo de los mismos, se encuentra la Cobertera Tabular de la Meseta, formada por una secuencia detrítica del Triásico constituida por arcillas rojas y/o verdosas, lutitas, areniscas, conglomerados y niveles de evaporitas intercalados, cuyo espesor es de unos 150 m. Encima aparecen materiales carbonatados del Jurásico (paquete calizo brechificado y dolomitizado, confiriéndole porosidad secundaria a la zona) con un espesor máximo de 100 m en esta área y dispuesto concordantemente con los materiales del Triásico. Bajo la Cobertera Tabular se localiza el basamento del Paleozoico que pertenece al Macizo Ibérico, constituido por rocas metapelíticas (filitas grises y cuarcitas intensamente plegadas en su mayoría durante la Orogenia hercínica) intruidas

por un batolito granítico (Rey et al. 1995; Rey et al. 1998; García-Tortosa et al. 2013; Sánchez-Gómez et al. 2014a).

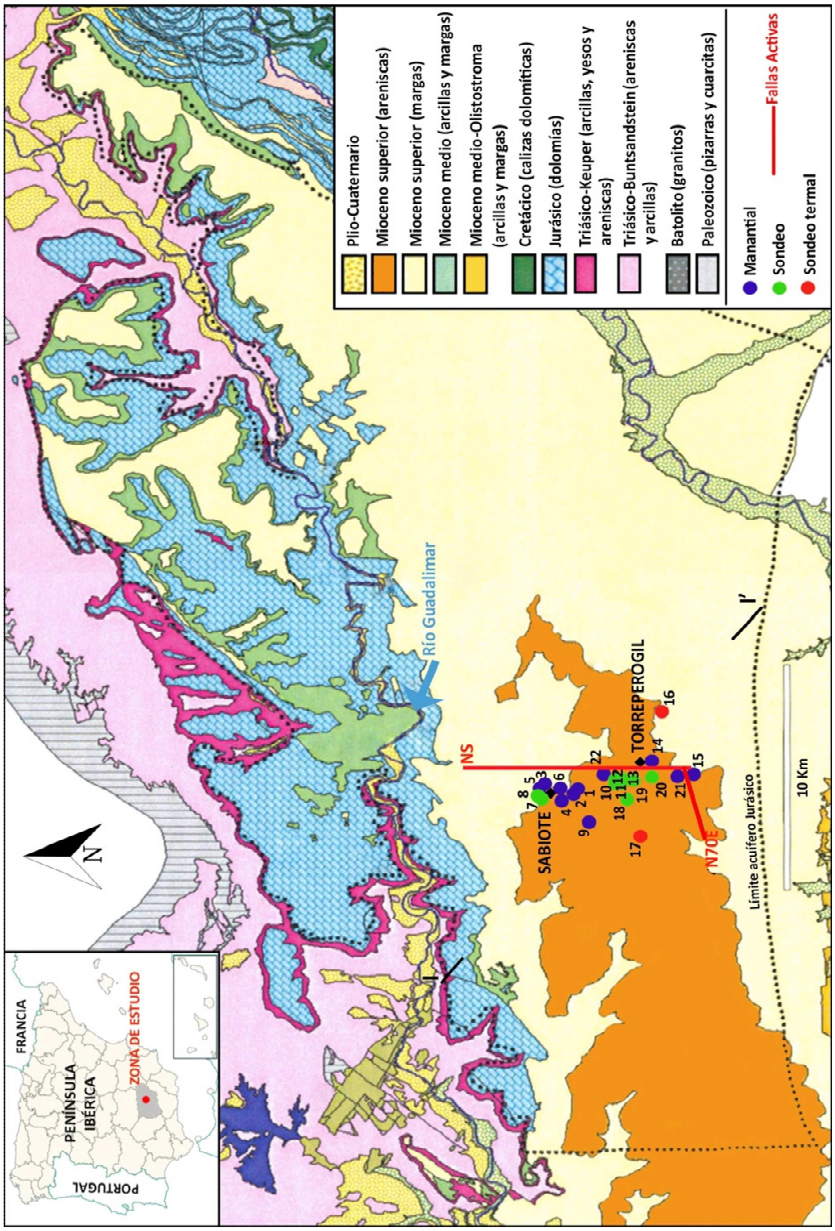


Fig. 6.2-1. Cartografía geológica de la ZFTS y los lugares de muestreo (modificado de Heredia et al. 2011). Los números de identificación de las muestras se refieren a la Tabla 6.3-1.

El área de estudio se localiza entre la latitud 38°00'20''-38°00'51'' N y la longitud 3°14'23''-3°14'46'' W (Fig.6.2-1).

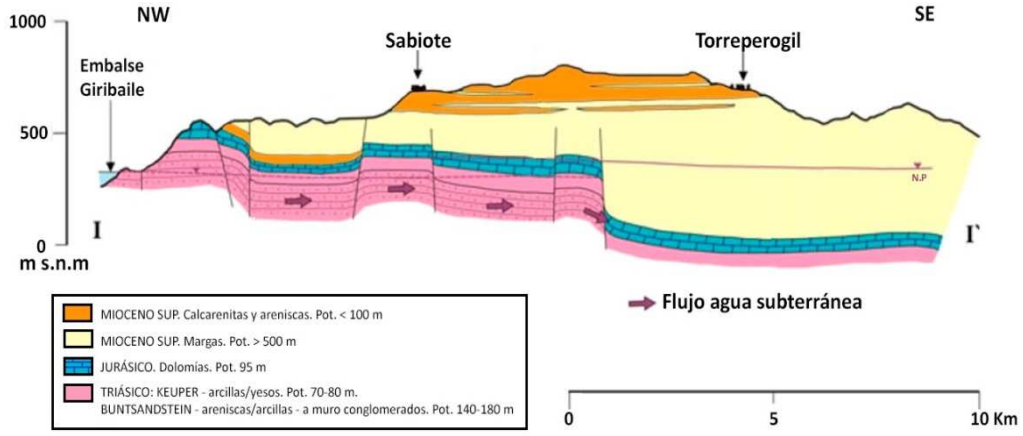


Fig. 6.2-2. Corte geológico I-I' de la zona de estudio correspondiente al mapa de la Fig. 6.2-1. Modificado de González-Ramón et al. (2013).

Los sedimentos del Jurásico y Triásico se ven afectados por fallas NE-SW con deslizamientos de la falla que pueden superar los 100 m como se puede observar en el corte geológico de la Figura 6.2-2, y además, estas fallas desempeñan un papel importante en hidrogeología compartimentando los diferentes acuíferos y produciendo mezclas de aguas (González-Ramón et al. 2013).

Desde el punto de vista tectónico, existen pocos trabajos específicos en la zona dada la aparente poca deformación de sus materiales del Terciario. Sin embargo, gracias a los perfiles sísmicos comerciales de los años 80 realizados por la compañía Chevron Oil Company of Spain (Fig. 6.2-3), junto con algunos estudios hidrogeológicos y geofísicos (Rey et al. 1995; Rey et al. 1998; Motis y Martínez del Olmo 2012), han puesto de manifiesto las únicas estructuras

conocidas hasta el momento en la zona de Torreperogil-Sabiote. Estas estructuras son fallas normales en el basamento Paleozoico y que afectan a la Cobertera Tabular (CT) y al relleno terciario sin llegar, aparentemente en los perfiles sísmicos, a la superficie topográfica (Sánchez-Gómez et al. 2014a). En tal caso, se trataría de fallas no activas, o si lo fueran, serían fallas ciegas (García-Tortosa et al. 2013).

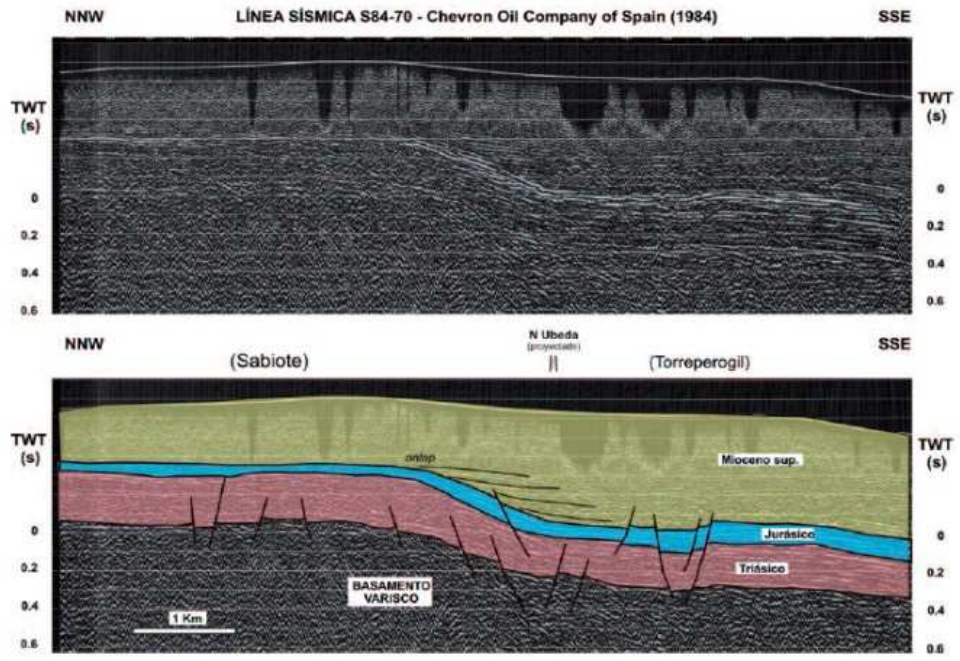


Fig. 6.2-3. Perfil sísmico (S84-70) realizado por Chevron Oil Company of Spain en 1984 e interpretado por Sánchez-Gómez et al. 2014a.

Algunas interpretaciones de perfiles sísmicos más recientes que cruzan la Cuenca del Guadalquivir y de dos sondeos profundos de investigación de hidrocarburos, sugieren que las fallas sí son activas, pero que no rompen la parte superior de la secuencia sino que la deformación se acomoda en los sedimentos miocenos más plásticos, dando lugar a fallas ciegas de carácter transtensivo (Roldán-García et al. 2013).

Estas investigaciones y las siguientes que se citan en éste capítulo han sido motivadas por la conocida e inusual serie sísmica de Torreperogil-Sabiote. Este enjambre sísmico comenzó el 20 de octubre de 2012 y duró hasta el 31 de octubre de 2013, el cual ha liberado más de 7000 microsismos de baja magnitud (-0.8 < m_D < 3.9 (3.7 M_W) en la escala Richter; donde md es la magnitud de duración) (Morales et al. 2014). Estos sismos se localizaron bajo la Cuenca de antepaís del Guadalquivir, concretamente en las localidades de Torreperogil y Sabiote. La Tabla 6.2-1 recoge los datos históricos de los eventos sísmicos (www.ign.es) de magnitud superior a 2.5, desde 1951 hasta el final de la serie sísmica de 2013. En su conjunto, esta serie ha liberado la energía equivalente a un terremoto de magnitud 4.4 m_{bLg} (García-Tortosa et al. 2013). Entre julio y agosto de 2015 ha ocurrido otra mini serie sísmica pero de magnitudes menores a 2.3. El último sismo registrado en ésta zona de estudio ha ocurrido el 28 de octubre de 2015 con una magnitud pequeña de 1.7 y localizado al SW de Sabiote (www.ign.es). La Tabla 6.2-1 además recoge las profundidades de los sismos con M > 2.5 y se demuestra que han sido terremotos poco profundos (de 1 a 6 km), justo en el basamento ibérico.

Cabe señalar que esta zona siempre se ha catalogado de baja actividad sísmica y baja peligrosidad sísmica (Peláez y López-Casado 2002), sin embargo, no es la primera serie sísmica localizada en los últimos años en el curso alto del Guadalquivir. Recientemente se han sucedido las series de Arquillos en 2010-2011 cuyo mayor terremoto registró una magnitud de 3.2 m_{bLg}, y la de Baeza en 2011 cuyo sismo más energético fue de magnitud 2.7m_{bLg} (Peláez et al. 2012). La última serie sísmica ha ocurrido en Lupión-Begíjar en 2014 cuyo mayor terremoto ha sido de 3.8 m_{bLg} (3.5 M_W) (www.ign.es).

Tabla 6.2-1. Historia de la actividad sísmica en la Zona de Fallas Torreperogil-Sabiote (ZFTS) desde 1951 con M > 2.5.

Fecha	*Prof.*	*Intensidad*	*Magnitud*	*Epicentro*	*Fecha*	*Prof.*	*Intensidad*	*Magnitud*	*Epicentro*
12.06.1951		IV	**3.6**	Úbeda (J)	22.12.2012	3	III	2.8	NE Torreperogil (J)
09.12.2012	4	IV	3.2	NE Torreperogil (J)	22.12.2012	3	III	2.7	NE Torreperogil (J)
10.12.2012	6	IV	2.8	NE Torreperogil (J)	23.12.2012	4	III	2.5	NE Torreperogil (J)
11.12.2012	2	IV	2.9	NE Torreperogil (J)	23.12.2012	2	II-III	2.6	NE Torreperogil (J)
11.12.2012	1	III	2.7	E Sabiote (J)	29.12.2012	2	III	2.9	E Torreperogil (J)
15.12.2012	2	IV	3.5	SE Sabiote (J)	29.12.2012	3	II-III	2.8	NE Torreperogil (J)
15.12.2012	2	III	2.7	NE Torreperogil (J)	29.12.2012	2	II-III	3.1	E Torreperogil (J)
15.12.2012	3	V	**3.7**	NW Torreperogil (J)	29.12.2012	2	IV	3.4	NE Torreperogil (J)
15.12.2012	2		2.5	NE Torreperogil (J)	31.12.2012	3	IV	3.0	SW Torreperogil (J)
16.12.2012	2		2.5	SE Sabiote (J)	31.12.2012	3	II	2.6	NE Torreperogil (J)
16.12.2012	2	IV	**3.6**	N Torreperogil (J)	02.01.2013	4	II-III	2.6	NE Torreperogil (J)
16.12.2012	3	III	2.5	E Sabiote (J)	14.01.2013	2	II	2.5	E Torreperogil (J)
16.12.2012	2	III	2.8	E Sabiote (J)	05.02.2013	3	III-IV	2.6	NW Torreperogil (J)
16.12.2012	4	IV	2.7	SE Sabiote (J)	05.02.2013		III	2.5	N Torreperogil (J)
17.12.2012	2	V	**3.6**	N Torreperogil (J)	05.02.2013		II-III	2.5	NE Torreperogil (J)
17.12.2012	3	IV	3.2	SE Sabiote (J)	05.02.2013		II	2.5	NW Torreperogil (J)
17.12.2012	3	III	2.7	SE Sabiote (J)	05.02.2013	2	IV	3.0	NW Torreperogil (J)
17.12.2012	4		2.7	SE Sabiote (J)	05.02.2013		II-III	2.7	NE Torreperogil (J)
17.12.2012	3	III	3.1	SE Sabiote (J)	05.02.2013	2	IV	3.2	NW Torreperogil (J)
17.12.2012	3	III	2.9	SE Sabiote (J)	05.02.2013	2	II	2.5	NW Torreperogil (J)
17.12.2012	3	III	2.5	E Sabiote (J)	05.02.2013	2	II	2.6	N Torreperogil (J)
17.12.2012	3	IV	2.8	NE Torreperogil (J)	05.02.2013	3	II	2.5	N Torreperogil (J)
17.12.2012	4	III	2.8	E Sabiote (J)	05.02.2013	3		2.5	NE Torreperogil (J)
17.12.2012	2	III	2.8	E Sabiote (J)	05.02.2013	3	IV-V	**3.6**	NE Torreperogil (J)
17.12.2012	2	III	2.9	SE Sabiote (J)	05.02.2013		V	**3.9**	NE Torreperogil (J)
17.12.2012	1	III	3.0	NE Torreperogil (J)	05.02.2013	5	II	2.8	NE Torreperogil (J)
17.12.2012	2	II-III	2.7	NW Torreperogil (J)	06.02.2013		II	2.5	S Sabiote (J)
18.12.2012	2	II-III	2.8	E Sabiote (J)	06.02.2013		III	2.9	SE Sabiote (J)
18.12.2012	2	III	2.9	E Sabiote (J)	06.02.2013	2		2.5	NE Torreperogil (J)
18.12.2012	2	II-III	3.0	SE Sabiote (J)	06.02.2013		II	2.5	N Torreperogil (J)
18.12.2012	2	II	2.9	NW Torreperogil (J)	06.02.2013		II	2.6	NE Torreperogil (J)
19.12.2012	3	II	2.6	NE Torreperogil (J)	06.02.2013		III-IV	2.8	NW Torreperogil (J)
19.12.2012	4	II-III	2.5	NE Torreperogil (J)	06.02.2013		III	2.9	NW Torreperogil (J)
19.12.2012	3	III	2.9	NE Torreperogil (J)	08.02.2013	3	II	2.5	NW Torreperogil (J)
19.12.2012	3	III	2.8	NE Torreperogil (J)	10.02.2013	2	III	2.5	N Torreperogil (J)
19.12.2012		III	3.0	NE Torreperogil (J)	04.03.2013	3	III-IV	2.7	NW Torreperogil (J)
19.12.2012			2.9	NE Torreperogil (J)	30.03.2013	4	III	3.1	NE Torreperogil (J)
20.12.2012	3	II	2.5	NE Torreperogil (J)	10.04.2013	2	V	**3.5**	NW Torreperogil (J)
20.12.2012	3	III	3.2	NE Torreperogil (J)	18.04.2013	6	III	2.6	E Torreperogil (J)
20.12.2012	3	III	2.9	E Torreperogil (J)	20.06.2013		II-III	2.5	N Torreperogil (J)
21.12.2012	3	III	2.7	NE Torreperogil (J)	19.09.2013	2	III	2.9	E Torreperogil (J)
21.12.2012	4	II-III	2.6	NE Torreperogil (J)	19.10.2013	3	IV	**3.6**	SE Torreperogil
21.12.2012	4	III	2.7	NE Torreperogil (J)	19.10.2013	3	II	2.5	E Torreperogil (J)
22.12.2012	2	II-III	2.7	NE Torreperogil (J)	19.10.2013	3	III	3.1	SE Torreperogil (J)
22.12.2012		II-III	2.6	NE Torreperogil (J)	31.10.2013	4	II	3.1	SE Torreperogil (J)

La relocalización de doble diferencia de los microsismos y la inversión del mecanismo focal de los eventos principales de esta serie sísmica, muestran claramente tres agrupamientos alineados de sismicidad *(clusters)*, delimitados por elipses en la Figura 6.2-4. Dos de ellos con dirección más o menos N-S y separados aproximadamente 1 Km, y un tercer grupo casi lineal con menos eventos y de tendencia ESE-WSW (Peláez et al. 2013; Morales et al. 2014). En la Figura 6.2-4 de Morales et al. (2014), se puede observar que el grupo principal (1) tiene una longitud de aproximadamente 3.5 km, cuyas estimaciones de profundidad varían entre 4 y 6.5 km. Este alineamiento está activo al menos desde la intensificación del enjambre (17 de diciembre de 2012) y continúa produciendo terremotos hasta que la serie se desvanece. Este episodio contiene además el mayor evento de la serie (m_D 3.9) el 5 de febrero de 2013 cerca del centro del agrupamiento 1. Este terremoto parece desencadenar el segundo *cluster* N-S (2 en Fig. 6.2-4), que se encuentra ~ 1 km al Oeste y sub-paralelo a la principal alineación. Este segundo *cluster* es claramente más corto (longitud de ~ 1.5 km), con el mismo rango de profundidad entre 4 y 6.5 km. Por todo ello, estos dos primeros agrupamientos definen dos fallas de desgarre paralelas N-S. Por último, un tercer alineamiento (3 en la Figura 6.2-4) se activa cerca del final de la secuencia y contiene varios terremotos superiores a la magnitud 3. Este *cluster* forma un ángulo de aproximadamente 65^{o} con los agrupamientos N-S y aparece para confinar la actividad a lo largo de esas estructuras al Sur (Morales et al. 2014).

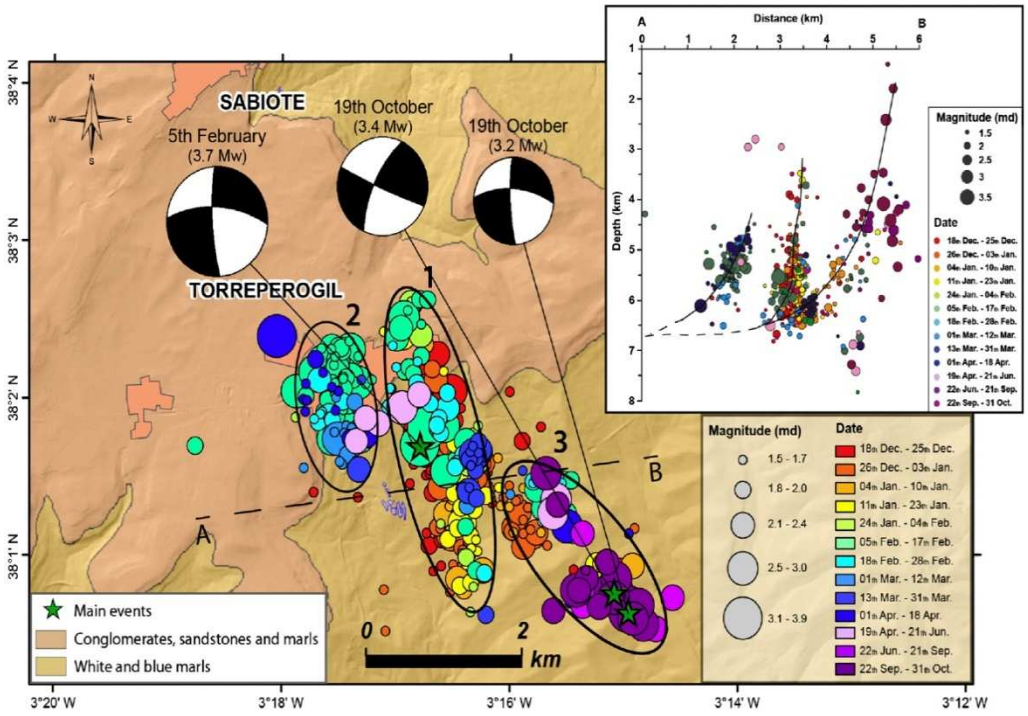


Fig. 6.2-4. Relocalización de doble diferencia de 501 terremotos en la ZFTS. La línea de (AB) es la sección transversal y se muestra en la esquina superior derecha, donde un conjunto de fallas de buzamiento está claramente delimitado por la distribución hipocentral. Se muestran los mecanismos focales de los tres eventos principales de la serie (tomado de Morales et al. 2014)

Como describe García-Tortosa et al. (2013), se ha constatado la existencia de varias zonas de fallas activas en el sector Torreperogil-Sabiote que pueden ser las responsables de los terremotos producidos durante la serie sísmica de 2012-2013. Estas zonas de fallas están dibujadas en la Figura 6.2-1 del mapa geológico de la zona de estudio junto con los puntos de agua muestreados. La estructura más importante tiene una tendencia aproximadamente N-S, cuya expresión topográfica puede continuarse varios kilómetros desde el NE de Sabiote hasta el Sur de Torreperogil. No obstante, su continuidad hacia el N no ha podido observarse debido a la existencia de numerosos olivos. Esta zona de falla ha sido observada en un tramo del Arroyo

de Sabiote (Peláez et al. 2013; Sánchez-Gómez et al. 2014a). La Zona de Falla de Arroyo de Sabiote (ZFAS) se ha observado una fábrica tectónica (Fig. 6.2-5) con una dirección y buzamiento promedio N163^{o}/74^{o}E, con componente principal de desgarre sinistrorso, aunque también se han encontrado estrías que implican movimientos locales en buzamiento.

Fig. 6.2-5. Detalle de la ZFAS, caracterizada por numerosos planos de falla penetrativos a escala decimétrica. Tomado de García et al. 2013.

Afloramientos con evidencias de deformación próximos a la traza considerada principal, parecen indicar que la zona de falla es muy amplia o que está formada por un sistema de fallas ramificado (García-Tortosa et al. 2013). Esto muestra una clara concordancia entre la dirección de la zona de falla y la dirección de las alineaciones que aparecen en la relocalización de los terremotos (Peláez et al. 2013).

Por otra parte, se ha observado al Sur de Torreperogil otra menor zona de falla con desarrollo de fábricas cataclásticas de características texturales similares a la observada en la traza principal, pero con una orientación

diferente de N70^{o}E y buzamientos desde verticales hasta 60^{o}S (Fig. 6.2-1). Esta zona de falla se ha observado en un pequeño recorrido de pocos metros a lo largo de un barranco tributario del Arroyo de Torrebarranco, en el que vierte sus aguas el manantial de San Marcos (Sánchez-Gómez et al. 2014a), muestreado en este trabajo (punto 15). La Zona de Falla del Arroyo de Torreblanco (ZFAT) presenta un bandeado tectónico (Fig. 6.2-6) con orientación N90^{o}/90^{o} y está cortado por fallas también de dirección E-W, con un buzamiento promedio de 65^{o} hacia el Sur. Las estrías de estas fallas son en buzamiento. Esta zona de falla prácticamente E-W puede ser también el origen de numerosos terremotos de la serie sísmica, afectando posiblemente a toda la sucesión terciaria (Peláez et al. 2013). Se ha comprobado que esta zona de falla coincide con la orientación de la "Loma", y por tanto, podría pertenecer a algunas de las fallas señaladas anteriormente en los perfiles sísmicos, en donde diferentes autores las han interpretado como fallas normales, de modo que la "Loma" se correspondería con un *horst* (García-Tortosa et al. 2013).

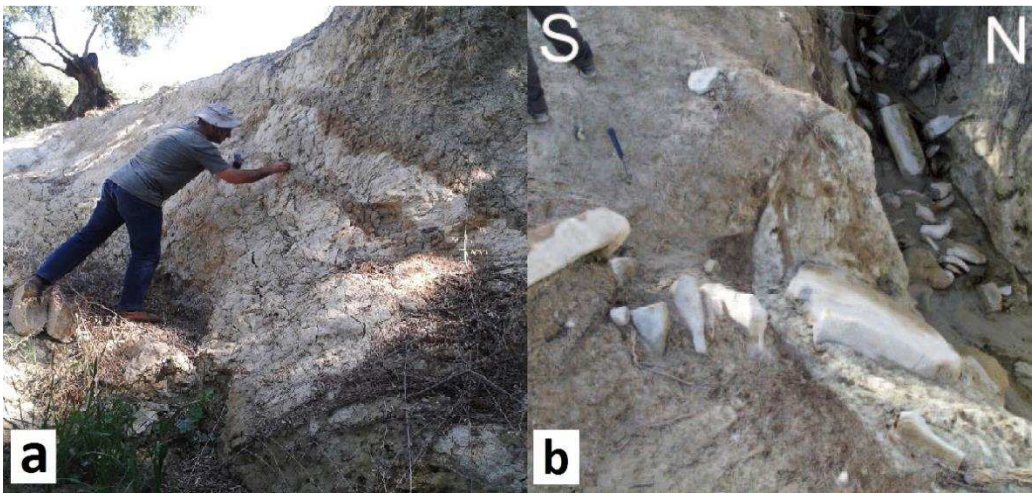


Fig. 6.2-6. a. Planos de falla de la ZFAT. b. Detalle del desarrollo de fábricas cataclásticas de orientación E-W, nótese los fragmentos de bancos de areniscas embebidos en la fábrica con una distribución aparentemente aleatoria (tomada de Sánchez-Gómez et al. 2014a).

Ambas Zonas de Fallas de Torreperogil-Sabiote (ZFTS) afectan a materiales post-Mioceno llegando a involucrar a paleosuelos probablemente cuaternarios (García-Tortosa et al. 2013).

La baja magnitud de la mayoría de los terremotos de la serie podría explicarse por la segmentación de las diferentes zonas de falla, tanto N-S como otras de dirección N70^{o}E, resultantes de su intersección (García-Tortosa et al. 2013).

Además del evidente interés geológico de esta serie sísmica, hay que añadir la importante alarma social que ha generado en estas localidades por el claro efecto de sitio (condiciones geológicas locales), que ha provocado la amplificación de las ondas sísmicas. Este hecho ha incrementado la preocupación de los ciudadanos sobre un posible origen antropogénico relacionado con la inyección de gas en la zona (Bohnhoff et al. 2010; Cesca et al. 2014) o la fracturación hidráulica o *fracking* (Holland 2013). Este hecho es inviable ya que estas actividades no han operado en dicha zona (Morales et al. 2014). Además, el acuífero Triásico bajo esta región no es kárstico, y el acuífero kárstico enclavado en las calizas del Jurásico de la Cobertera Tabular está saturado desde hace millones de años, por lo que no se pueden generar hundimientos o explosiones de gas en esta zona (Peláez et al. 2013).

Por otro lado, la Masa de Agua Subterránea (MAS) que abarca esta zona de estudio es la correspondiente a Úbeda (05.23) definida en el catálogo de unidades hidrogeológicas del territorio peninsular e Islas Baleares (MOPU-IGME 1988). En ella se distinguen tres formaciones acuíferas superpuestas en la vertical denominadas de muro a techo (Fig. 6.2-2): Acuífero Triásico o Sistema Acuífero Profundo de La Loma de Úbeda (SAPU), acuífero carbonatado

del Jurásico de La Loma de Úbeda y acuífero del Mioceno de Úbeda (Fig.6.2-7). Entre ellos existen complejas relaciones hidráulicas, con áreas en las que se produce transferencias de aguas de diferentes edades debido a las numerosas fracturas de gran extensión que afectan a los materiales jurásicos y triásicos. La estructura tectónica y la modificación de la red de flujo por la intensa explotación del acuífero Jurásico favorecen las mezclas laterales y verticales de aguas de distintas formaciones Gollonet et al 2002; CHG 2012; González-Ramón et al. 2015). También existe relación con las aguas superficiales circulantes por el río Guadalimar, que atraviesa los acuíferos Jurásico y Triásico desde el NE hacia el SW (González-Ramón et al. 2015).

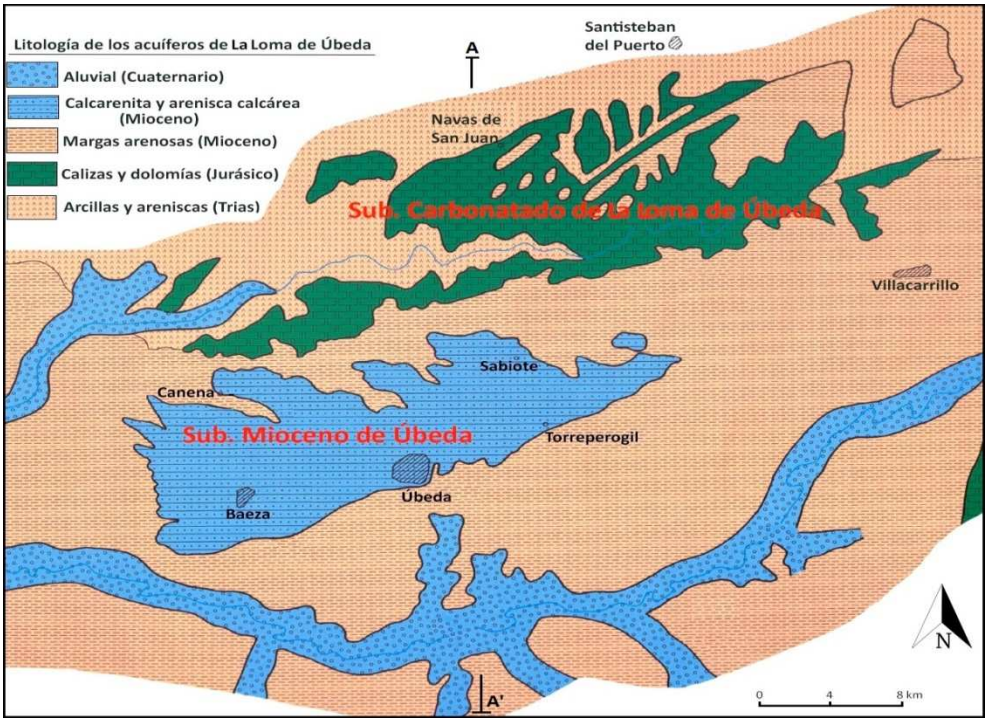


Fig. 6.2-7. Mapa hidrogeológico de los acuíferos de la ZFTS y sus litologías. Modificado de ITGE (1997).

A continuación se describen cada uno de ellos.

Acuífero Mioceno de Úbeda

Este acuífero está constituido, en términos generales, por una serie detrítica de hasta 100 m de espesor, mientras que los niveles permeables rara vez superan los 20 o 30 m. Es un acuífero detrítico multicapa constituido por bancos de areniscas, areniscas margosas y calcarenitas del Mioceno superior, intercaladas en el seno de una formación esencialmente margosa (Gollonet et al. 2002; CHG 2012). El acuífero presenta una superficie permeable de unos 168 km^2, quedando definidos sus límites impermeables por las margas azules de hasta 500 m del Tortoniense superior, desconectándolo del acuífero confinado del Jurásico. Este paquete de margas azules, alberga, ocasionalmente, niveles discontinuos de arenas que pueden alcanzar los 50 metros de espesor y niveles conglomeráticos en su base de entre 10 y 20 metros de espesor. Toda la serie presenta una estructura tabular con buzamiento suave (5-10^o) hacia el Sur y se apoya discordantemente en los materiales mesozoicos del borde de la meseta (ITGE 1998; Gollonet et al. 2002; CHG 2012).

La alimentación del sistema se produce exclusivamente por la infiltración del agua de lluvia (7.6 hm^3/año), y sus recursos renovables podrían situarse entre 15 y 20 hm^3/año. Su descarga se produciría de forma natural por numerosos manantiales de escasa entidad situados en los bordes, mientras que también lo hace de manera antrópica mediante extracciones en pozos y sondeos y, posiblemente por flujo difuso hacia el acuífero Jurásico (ITGE 1998; González-Ramón et al. 2013).

Acuífero Carbonatado de La Loma de Úbeda

Este acuífero fue definido en 2001 por ITGE-DGOH-DGCA. Está constituido por un paquete de dolomías liásicas de la Cobertera Tabular (CT) de la Meseta. Los afloramientos permeables hasta el contacto con las margas del Mioceno superior que lo recubren a techo, es de unos 252 km^2 (Gollonet et al. 2002; Núñez et al. 2006; CHG 2012; González-Ramón et al. 2015). Los materiales triásicos arcillo- margosos constituyen el impermeable de base y el límite septentrional del acuífero. En la Fig. 6.2-1 se puede comprobar el límite que Heredia et al. (2011) dieron para este acuífero. Está limitado hacia el Este por los cabalgamientos prebéticos que conforman el acuífero de Sierra de Las Villas (Unidad de Cazorla). Hacia el Sur el límite lo marcarían las Unidades Olitostrómicas de la Depresión del Guadalquivir y hacia el Oeste desaparece y no se detecta. Por tanto, la extensión del acuífero del Jurásico bajo las margas del Mioceno sería de unos 626 km^2, con lo que la superficie total sería de 878 km^2.

El carbonatado de la Loma de Úbeda se sumerge bajo los depósitos del Mioceno hacia el Sur, convirtiéndolo en un acuífero cautivo y en carga a escasa distancia de sus afloramientos, al tratarse esencialmente de margas impermeables miocenas entre 200 y 500 metros de potencia, si bien a techo y muro albergan otros niveles productivos de menor interés acuífero: las areniscas y calcarenitas del Andaluciense a techo y, niveles discontinuos de arenas y conglomerados en la base. Mientras que los niveles situados a techo de las margas constituyen un acuífero independiente de tipo libre y multicapa, los ya citados que se sitúan a muro estarían en continuidad hidráulica con el acuífero del Jurásico allí donde existan en profundidad (CHG 2012).

Los accidentes tectónicos que afectan al Jurásico (ver corte geológico de la Figura 6.2-2) pueden provocar desconexiones hidráulicas más o menos acusadas en el acuífero confinado y ocasionar compartimentaciones internas del mismo (Gollonet et al 2002; CHG 2012).

El acuífero se alimenta de la infiltración de agua de lluvia (unos 50 hm^3/año) y, en menor medida, por infiltración de escorrentía superficial del río Guadalimar y entradas laterales subterráneas desde el acuífero de Sierra de Las Villas (Gollonet et al. 2002). En condiciones naturales y en ausencia de explotaciones por bombeo, el acuífero libre descargaría directamente hacia el río Guadalimar, y el acuífero confinado estaría totalmente saturado hasta su cota de desagüe, descargando también hacia el río Guadalimar o hacia cauces secundarios situados al Sur del mismo, en la franja entre el río y el contacto con las margas miocenas que lo confinan a techo (Núñez et al. 2006).

Sistema Acuífero Profundo de Úbeda (SAPU)

Este sistema lo conforman niveles triásicos del Buntsandstein (areniscas rojas y arcillas) y Keuper (arcillas, yesos y areniscas) y, a techo de ellos, carbonatos jurásicos, siendo sus extensiones y potencias: 1275 km^2 y 160 m; 990 km^2 y 80 m y 880 km^2 y 96 m, respectivamente. Este sistema se encuentra entre 400 y 800 m de profundidad (Fig. 6.2-2). Al N, el SAPU funciona como acuífero libre y, a techo del sistema quedan restos discontinuos de materiales del Mioceno (Heredia et al. 2012). Al S, el SAPU está confinado por las margas del Mioceno, sobre las que se sitúa, en el SW, el acuífero Mioceno de Úbeda. Los límites del sector libre son los afloramientos del Triásico y Jurásico, mientras que en el sector confinado, hacia el W los carbonatos desaparecen progresivamente por acuñamiento, al E lo limitan los

cabalgamientos prebéticos de la Unidad Cazorla y al S lo limita el Olistostroma de la Depresión del Guadalquivir. Los materiales del Buntsandstein se encuentran tectonizados (fracturas, fallas, pliegues y escamas), al igual que el Jurásico, lo que provoca la compartimentación e interconexión de los distintos niveles, resultando un patrón de flujo de gran complejidad y pudiendo explotar numerosos pozos ambos acuíferos a igual profundidad (Heredia et al. 2012). Este hecho hace difícil la tarea de comprobar la procedencia litológica exacta de las aguas subterráneas ya que es posible la mezcla de las distintas formaciones.

En este sentido, el nuevo modelo conceptual de Heredia (2012) considera un sistema hidrogeológico multicapa, constituido por carbonatos del Jurásico y niveles del Triásico (Keuper y Buntsandstein) vinculados por caminos preferentes de flujo definidos por accidentes tectónicos.

La Loma de Úbeda es una zona de explotación intensa de sus recursos hídricos para el uso de sus cultivos del olivar. Existen numerosos sondeos que explotan principalmente el acuífero Jurásico confinado, sin embargo, en épocas de sequía, extraen agua de las areniscas del Triásico, y en épocas húmedas, cuando la recarga es mayor y la explotación menor, se produce aporte de aguas desde las formaciones marinas del Mioceno (González-Ramón et al. 2013). Según estos autores, las aguas del Jurásico son de facies bicarbonatadas cálcicas-magnésicas, sin embargo, el aporte de aguas triásicas añade principalmente SO_4^{2-} y Ca^{2+} hasta llegar a generar aguas de facies sulfatadas cálcicas, mientras que la contribución de aguas del Mioceno aporta Cl^- y Na^+ y en menor medida SO_4^{2-} hasta generar facies cloruradas sódicas.

6.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

6.3.1 Caracterización Hidrogeoquímica

a) Geoquímica de las aguas subterráneas

El estudio hidrogeoquímico se ha basado en 22 análisis físico-químicos de muestras tomadas en la Zona de Fallas Torreperogil-Sabiote en una primera campaña en diciembre de 2012, mes de intensa actividad sísmica en la zona. En la Tabla 6.3-1 se recogen los datos de los parámetros hidroquímicos de las 22 primeras muestras de aguas subterráneas recogidas en esta zona de fallas activas, así como las concentraciones de elementos mayoritarios y contenidos en trazas de B.

Dada la importancia de detectar posibles fluctuaciones en la composición hidroquímica de las aguas asociadas a terremotos, se ha aprovechado esta serie sísmica de 2012-2013 para la realización de varias campañas adicionales en los mismos puntos desde 2013 (días más tarde del terremoto de máxima magnitud (3.9)) hasta 2014 (Tabla 6.3-2). Se ha hecho hincapié sobre todo en los puntos que han presentado temperatura superior al límite de hidrotermalismo y concentración elevada de B, aunque también se han observado los puntos más cercanos a las nuevas fallas descritas por García-Tortosa et al. (2013), Peláez et al. (2013), Pedrera et al. (2013), Morales et al. (2014) y Sánchez-Gómez et al. (2014a) que se han mencionado en el apartado 6.2 de este capítulo. De esta manera, se ha intentado clarificar su relación con aguas termales, lo que indicaría una clara posibilidad de circulación a favor de estas fallas.

Tabla 6.3-1. Parámetros físico-químicos, elementos mayoritarios y trazas de los puntos acuíferos de la Zona de Fallas Torreperogil-Sabiote en el primer muestreo.

Nº	Nombre Puntos de Muestreo	Fecha Muestreo	CE (µS/cm)	pH	T (°C)	Q (l/s)	Prof. (m)	N.P (m)	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	NO^-_3	SO^{-2}_4	HCO^-_3	B
									(mg/l)								
1	Manantial Corregidora	20.12.2012	720	8.3	13.6	0.1			11.3	1	60	32	33.9	40.8	21.1	305.1	<0.20
2	Manantial Corregidora	20.12.2012	800	8.3	14	1.3			13	0.9	85	42.5	22.1	48.5	37.7	274.6	<0.20
3	Manantial La Canal	20.12.2012	1269	7.3	15	1			40	6.5	131	42	63.7	136.2	217.9	274.6	<0.20
4	Manantial Chiringote	21.12.2012	1224	7.6	15.5	0.9			38	8.2	121.5	29.5	54.2	134.7	197.9	274.6	<0.20
5	Sondeo Pepe	21.12.2012	3750	8.2	13	-	480	-	110	6.9	372.5	170	247.7	391.1	990.1	488.2	0.40
6	Manantial El Pilarillo	21.12.2012	1893	8.5	15.8	0.1			56.5	4.8	161	38	75.8	198.9	404.7	244.1	0.32
7	Sondeo privado	21.12.2012	2216	7.9	14.2	-	430	-	73.4	4.9	250	47.5	94.8	369.1	503.4	305.1	0.29
8	Sondeo Rodríguez	21.12.2012	2441	7.1	15	-	500	-	78.5	5.3	241	71.3	83.6	200.5	596.2	488.2	0.44
9	Manantial Torremocha	22.12.2012	1147	7.1	19.8	0.5			15.3	5.1	110.4	30.1	55.9	42.8	169.7	256.3	0.45
10	Sondeo Agustín	21.12.2012	5400	7.2	11.3	-	80	14	350	8.5	502.5	102.5	816.1	481.7	943.1	500.4	0.25
11	Sondeo Vacares	21.12.2012	618	7.7	13.8	-	300	-	15	1.1	89	16	26.6	36.2	63.9	305.1	<0.20
12	Sondeo Junco	21.12.2012	615	7.9	15.7	-	315	-	25	0.9	72.5	23	49.6	44.2	65.7	305.1	<0.20
13	Sondeo Las Pilillas	21.12.2012	986	7.0	17	-	300	-	6	3.6	178	28.5	23.8	28.5	132.1	427.1	<0.10
14	Manantial Santiago	21.12.2012	897	8.2	13.8	0.5			20.8	3.5	75.8	46.5	37.7	76.3	116.8	427.1	<0.20
15	Manantial San Marcos	22.12.2012	1859	7.2	15	0.8			72.3	4.7	150.2	141.8	191	164.8	389.7	416.2	0.41
16	Sondeo El Lentiscar	28.12.2012	1622	6.7	53	-	600	372	308.2	10.3	29.8	14.4	250.2	1.4	167.2	427.1	0.78
17	Sondeo Santa Quiteria	28.12.2012	1490	6.4	70	-	800	460	178.7	10.4	70.5	45.3	216.8	1.4	206.2	305.1	0.83
18	Sondeo Miguel	20.12.2012	1220	7.2	12.7	-	85	12	23.7	5.6	134.1	79.2	61.2	101.9	489	317.3	<0.20
19	Sondeo Villa San José	20.12.2012	715	7.7	14.4	-	90	-	11.8	2.2	90.4	34.2	38.7	64.1	67.2	231.2	<0.20
20	Sondeo Andrés	20.12.2012	1585	7.2	15.1	-	380	-	62.7	10.3	113.1	62.1	84.8	140.4	436.4	402.7	0.35
21	Manantial Salamanca	20.12.2012	1724	8.3	13.5	0.5			80.6	9.8	127.4	121.6	161.1	104.7	315.4	396.6	0.38
22	Manantial autovía	21.12.2012	670	8.2	12.1	0.1			4.6	5.9	39.8	19.5	27	11.5	64.1	305.1	0.21

Estas aguas subterráneas de la ZFTS, presentan una conductividad eléctrica (CE) de baja a moderada, entre 615 y 1859 µS/cm en las aguas colindantes a la localidad de Torreperogil (puntos de muestreo del 10 al 22), salvo para las aguas del punto 10 (Sondeo Agustín), que presentan una salinidad muy elevada (5400 µS/cm) y una intensa mineralización. Por otro lado, las aguas de la localidad de Sabiote (puntos de muestreo del 1 al 9) se caracterizan por una elevada CE, presentando valores superiores a los 1147

µS/cm, salvo las aguas de los manantiales de la Corregidora (puntos 1 y 2) que son notablemente menos salinas y mineralizadas (720 y 800 µS/cm, respectivamente).

El pH en estas aguas subterráneas es mayoritariamente básico, salvo en dos puntos acuíferos donde se aprecia el carácter ligeramente ácido (sondeos El Lentiscar (16) y Santa Quiteria (17)). Éste carácter más ácido, coincide además con la temperatura (T) más elevada en estos dos puntos (> 53^{o}C), siendo muy superior al límite de hidrotermalismo (20^{o}C) y confiriéndoles un claro origen hidrotermal. Estos dos sondeos profundos (600-800 m) explotan el acuífero del Jurásico confinado con influencia del Mioceno margoso que lo confina, de modo que, es posible que estas aguas sí estén asociadas a las fracturas de dicho acuífero y no precisamente con las zonas de fallas descritas recientemente y ligadas a los terremotos actuales. El punto 9, perteneciente al manantial Torremocha, presenta una temperatura muy cercana al límite de hidrotermalismo, de modo que es importante también su seguimiento pues aporta indicios de un origen posiblemente profundo y flujo a favor de alguna falla. El resto de aguas subterráneas se caracterizan por ser aguas frescas con temperaturas inferiores al límite de hidrotermalismo, lo que sugiere la posibilidad de una recarga rápida y la circulación superficial a través de los materiales miocenos o jurásicos sin influencia de las fallas que lo compartimentan. Por tanto, por el momento, no se podrían relacionar estas aguas con circulación profunda hasta conocer otros indicadores hidrogeoquímicos que permitan conocer y/o interpretar la procedencia del agua (origen profundo). En los muestreos posteriores (Tabla 6.3-2) las T han mantenido su valor, evidenciando su posible origen superficial o mezcla y posible desvinculación con la actividad de estas fallas recientemente descritas.

Tabla 6.3-2. Parámetros físico-químicos, elementos mayoritarios y trazas de boro en los puntos acuíferos de la Zona de Fallas Torreperogil-Sabiote en las siguientes mediciones durante la serie sísmica.

Nº	Nombre Puntos de Muestreo	Fecha Muestreo	CE (µS/cm)	pH	T (°C)	Q (l/s)	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	NO^-_3	SO^{-2}_4	HCO^-_3	B
							(mg/l)								
1	Manantial Corregidora I	08.02.2013	743	7.9	14	0.1	9.2	2.8	53.3	35.5	33.9	40.2	20	244.1	<0.20
1	Manantial Corregidora I	13.11.2013	832	8.3	13.2	0.2	-	-	-	-	-	-	-	244.1	<0.20
1	Manantial Corregidora I	19.02.2014	756	8.4	13	0.1	-	-	-	-	-	-	-	256.3	<0.20
3	Manantial La Canal	08.02.2013	1300	7.2	15.4	1	50.5	7.2	117.4	44.7	63.7	133	217.9	305.1	<0.20
3	Manantial La Canal	13.11.2013	1315	7.1	15.2	1	-	-	-	-	-	-	-	274.6	<0.20
5	Sondeo Pepe	08.02.2013	3810	8.2	12.8	-	105.7	6.8	381.2	168	245.7	390	993.3	488.2	0.40
6	Manantial El Pilarillo	08.02.2013	1893	8.5	15.8	0.1	56.5	4.8	161	38	75.8	198.9	404.7	244.1	0.30
9	Manantial Torremocha	08.02.2013	1154	7.1	19.7	0.4	15	6.3	117.3	30	56.2	41.6	169	256.3	0.43
9	Manantial Torremocha	13.07.2013	1161	7.2	19.4	0.5	-	-	-	-	-	-	-	274.6	0.45
9	Manantial Torremocha	19.02.2014	1150	7.2	19.3	0.4	15.7	5.6	121.5	30.5	55.4	42.7	168.4	286.8	0.43
11	Sondeo Vacares	08.02.2013	618	7.7	13.8	-	15	1.1	89	16	26.6	36.2	63.9	305.1	<0.20
12	Sondeo Junco	08.02.2013	615	7.9	15.7	-	25	0.9	72.5	23	49.6	44.2	46.7	305.1	<0.20
14	Manantial Santiago	08.02.2013	897	8.2	13.8	0.5	20.8	3.5	75.8	46.5	37.7	76.3	116.8	427.1	<0.20
15	Manantial San Marcos	08.02.2013	1859	7.2	15	0.8	71	4.7	145	140	178.9	160.3	370.1	427.1	0.40
15	Manantial San Marcos	13.11.2013	1886	7.2	14.8	1	73	4.9	150.5	142	190.4	165.5	382.5	416.2	0.38
16	Sondeo El Lentiscar	08.02.2013	1635	6.8	53.2	-	310	10.5	30.2	14.7	253.2	1.4	170.7	427.1	0.78
16	Sondeo El Lentiscar	14.11.2013	1624	6.7	53		308	9.8	29.7	13.9	250.2	1.4	167.2	427.1	0.78
17	Sondeo Santa Quiteria	08.02.2013	1502	6.4	70	-	178.7	10.3	70.6	45	214.2	1.4	206.9	305.1	0.84
17	Sondeo Santa Quiteria	14.11.2013	1491	6.4	69.7		178	10.5	71	45.6	217.8	1.4	207.1	305.1	0.83
19	Sondeo Villa San José	08.02.2013	721	7.7	14.1	-	11.2	2.2	91.1	36.3	39	62.8	69.5	231.2	<0.20
20	Sondeo Andrés	08.02.2013	1564	7.2	14.8	-	61.9	101.8	115.6	63	85.2	138.2	441.4	402.7	0.35
21	Manantial Salamanca	08.02.2013	1731	8.1	13	0.5	81.2	10.1	127.3	120.5	162.4	105.3	321.8	427.1	0.38
21	Manantial Salamanca	25.11.2013	1756	8.3	13.5	0.5	-	-	-	-	-	-	-	396.6	0.36
22	Manantial autovía	08.02.2013	663	8.2	12.3	0.05	5.2	5.7	36.7	19	26.8	10	63.8	305.1	<0.20
22	Manantial autovía	19.07.2013	672	8.2	12	0.1	-	-	-	-	-	-	-	305.1	<0.20

Con respecto a la presencia de trazas elevadas de boro, se ha observado en estas aguas subterráneas muestreadas de la ZFTS que aparecen trazas altas en casi la mitad de las muestras. Las concentraciones más elevadas en este elemento (0.78 – 0.83 mg/l) corresponden a los sondeos que previamente han presentado un claro carácter hidrotermal, 16 y 17. No obstante, además del aporte hidrotermal en la concentración de boro en estas

aguas, se aprecia un enriquecimiento en Cl^- y SO_4^{2-} que puede ser otro detonante para su liberación. Estas aguas claramente profundas y de carácter hidrotermal pueden dar información interesante en este estudio pues pueden llegar a ser puntos de interés periódico por posibles fluctuaciones en sus parámetros hidrogeológicos. El manantial Torremocha (9), que previamente había mostrado cierto carácter termal por su T, presenta además trazas elevadas de boro (0.45 mg/l). Sin embargo, estas aguas, posiblemente, deban parte de su concentración de boro a su contenido en SO_4^{2-} procedente de la agricultura intensiva, además del aporte termal. Por tanto, estos tres puntos con carácter hidrotermal sugieren circulación profunda y posible relación con esta ZFTS, pudiendo ser buenos indicadores de posibles cambios tras eventos sísmicos. En cambio, el resto de aguas con trazas algo elevadas de boro en su composición, sí que sugieren este aporte por enriquecimiento de SO_4^{2-} e incluso por Cl^- procedentes de las prácticas agrícolas fundamentalmente y no a la vinculación con aguas termales (Gemici y Tarcan 2002; Forrest et al. 2013). Los valores en los análisis posteriores de boro se han mantenido prácticamente iguales sin cambios asociados a la actividad sísmica de la zona de estudio (Tabla 6.3-2).

En relación con los nitratos (NO_3^-), tratándose de una zona intensamente agrícola como es la Loma de Úbeda, no es de extrañar su elevado contenido en este elemento en una buena parte de sus aguas, ya que se producen retornos de riego en casi la totalidad de la zona de estudio, salvo excepciones (1, 2, 11, 12, 13, 16, 17 y 22), que presentan concentraciones por debajo 50 mg/l. Existen varios puntos con elevada contaminación por NO_3^-, siendo sus valores muy superiores a los límites máximos permitidos, llegando a alcanzar los 391.1 mg/l en el sondeo Pepe (5) y 481.7 mg/l en el sondeo

Agustín (10). Estas concentraciones se han mantenido casi idénticas en las siguientes mediciones (Tabla 6.3-2).

En referencia a los caudales de los manantiales muestreados en la ZFTS, hay que mencionar que se han medido previamente a diferentes sismos y tras ellos, y se ha comprobado cómo no se han producido cambios presísmicos ni postsísmicos en esos puntos, manteniéndose relativamente constantes con respecto a las mediciones iniciales. Del mismo modo, los niveles piezométricos conocidos han mantenido su nivel sin aparente variación.

En las campañas de muestreo posteriores a la inicial se han obtenido resultados en la composición hidrogeológica de las aguas muy similar a la inicial, sin cambios significativos o que den un indicio de relación con la actividad sísmica durante la serie 2012-2013. Incluso tras el terremoto de mayor magnitud (3.9) registrado el 5 de febrero y muestreando los puntos más significativos 3 días más tarde, no se han apreciado cambios en la composición ni en los caudales. Sin embargo, es posible que los puntos 9, 16 y 17 puedan ser influenciables tras eventos sísmicos de mayor magnitud en esta zona de falla y es importante mantener un seguimiento de sus concentraciones y de sus parámetros hidrogeológicos al desencadenarse algún sismo, con el fin de comprobar posibles fluctuaciones en la composición, dado que son los 3 puntos con mayor probabilidad de cambio dadas sus características hidrogeológicas y su posible vinculación con la zona de fallas.

b) Diagramas Hidroquímicos

Analizando los diagramas hidroquímicos de Piper (Piper 1944) para las 22 muestras de aguas subterráneas de esta ZFTS (Fig. 6.3-1), se puede apreciar la tendencia de las facies hidroquímicas en esta zona de falla en tres grupos de aguas.

Por un lado, se observa un grupo de 12 aguas subterráneas de facies Ca-Mg-SO_4-Cl, con CE > 1147 µS/cm y con enriquecimiento mineral. El punto con mayor CE de estas aguas (5400 µS/cm) es el correspondiente al sondeo Agustín (10), el cual además se caracteriza por presentar una contaminación importante por nitratos que ha modificado la calidad natural del agua subterránea, de manera que incluso, puede clasificarse como bicarbonatada-nitratada cálcica (posible alteración por contaminación de vertidos próximos, ganadería y agricultura intensiva). Además presenta claras alteraciones en el resto de elementos posiblemente debido a la contaminación en la propia boca del sondeo. Este grupo de aguas subterráneas tienen variabilidad en cuanto a su procedencia litológica, ya que algunas proceden de las calcarenitas miocenas como es el caso de los manantiales de Sabiote 3, 4, 6 y 9, y los sondeos 10 y 18 de Torreperogil, mientras que otras aguas, tienen posible origen en el acuífero carbonatado Jurásico con posible influencia miocena en algunos casos (manantiales 15, 20 y 21), y con probable influjo del Triásico en otros (sondeos 5, 7 y 8) por sus elevados contenidos en SO_4^{2-} y Ca^{2+}.

Por otra parte, un grupo de 7 aguas subterráneas de facies hidroquímicas Ca-Mg-HCO_3 con CE < 986 µS/cm y débilmente mineralizadas. No presentan trazas elevadas de boro, siendo siempre su concentración inferior a 0.20 mg/l. Este conjunto de aguas bicarbonatadas tienen su origen

en las areniscas del acuífero del Mioceno, con posible influencia del acuífero carbonatado del Jurásico en los sondeos 11, 12 y 13. Son aguas poco profundas y posiblemente desvinculadas con la actividad de las fallas principales.

Por último, un grupo menor de 2 muestras de facies Na-Cl, correspondiendo a las aguas de carácter ácido con mayor temperatura de todas las muestreadas (> 53^{o}C) y presencia de trazas elevadas en boro (0.78-0.83 mg/l, respectivamente). Estas aguas tienen conductividades eléctricas entre 1490 y 1622 µS/cm y serían las correspondientes a los sondeos El Lentiscar (16) y Santa Quiteria (17). Como se ha mencionado anteriormente, estas aguas subterráneas pertenecerían al acuífero carbonatado confinado del Jurásico con influencia del Mioceno margoso.

En el diagrama de aniones se muestran dos conjuntos de facies: en uno las aguas evolucionan de bicarbonatadas a sulfatadas cálcico-magnésicas, y en el otro, las aguas varían entre bicarbonatadas cálcico-magnésicas y cloruradas sódicas. Estas variaciones se pueden interpretar como resultado de mezclas entre aguas características de los carbonatos del Jurásico y de las areniscas del Mioceno (Ca-Mg-HCO_3), del Triásico (Ca-Mg-SO_4) y de las margas Miocenas (Na-Cl) (González-Ramón et al. 2007 y 2013).

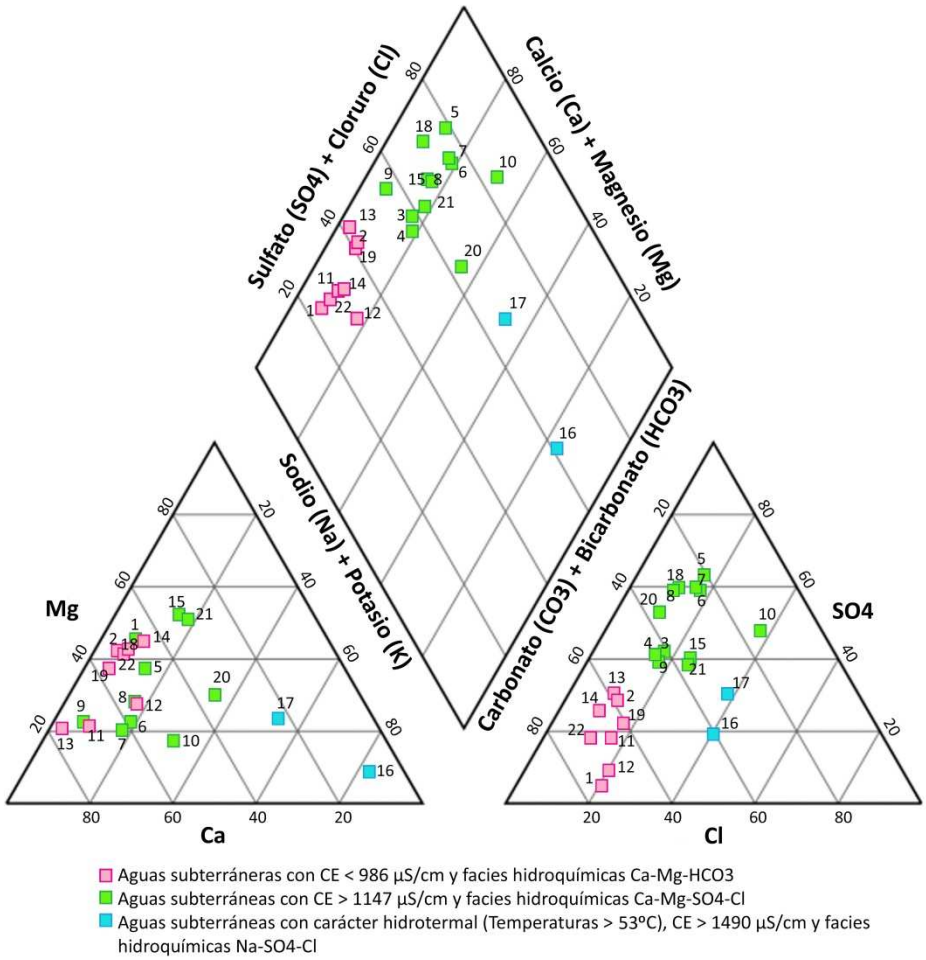


Fig. 6.3-1. Diagramas hidroquímicos de Piper para la ZFTS.

c) Isótopos

Con el fin de identificar los orígenes, las condiciones de recarga y el tiempo de residencia de las aguas subterráneas en el área de estudio, se han realizado análisis de isótopos estables (^{18}O - ^{2}H) para 13 muestras de aguas subterráneas de la ZFTS, y del isótopo radiactivo del hidrógeno (^{3}H) para 11 muestras seleccionadas. Además se ha analizado la actividad de ^{222}Rn en 5

muestras escogidas para su interpretación como precursor sísmico. Todos estos datos se recogen en la Tabla 6.3-3.

Tabla 6.3-3. Contenidos en isótopos estables y radiactivos de la ZFTS.

Nº	Nombre Puntos de Muestreo	$\delta^{18}O$	δD	d	^{3}H	^{222}Rn
		(‰)			(UT) ± 0.3	(Bq/l)
1	Manantial Corregidora I	-6.23	-41.85	7.94	3.10	0.35 ± 0.63
3	Manantial La Canal	-7.38	-46.12	12.94	2.21	4.04 ± 0.84
4	Manantial Chiringote	-7.17	-45.19	12.17	-	-
6	Manantial El Pilarillo	-7.25	-44.88	13.12	-0.66	-
9	Manantial Torremocha	-6.81	-43.63	10.85	3.79	-
12	Sondeo Junco	-	-	-	3.45	-
14	Manantial Santiago	-6.46	-43.05	8.63	6.21	-
15	Manantial San Marcos	-6.35	-42.8	8.00	5.81	5.81 ± 0.95
16	Sondeo El Lentiscar	-6.14	-41.8	7.32	0.21	6.33 ± 1.54
17	Sondeo Santa Quiteria	-6.02	-40.42	7.74	0.20	8.73 ± 1.77
18	Sondeo Miguel	-6.25	-43.03	6.97	-	-
19	Sondeo Villa San José	-6.77	-44.08	10.08	-	-
20	Sondeo Andrés	-6.87	-44.62	10.34	-	-
21	Manantial Salamanca	-5.87	-40.12	6.84	1.84	-
22	Manantial autovía	-	-	-	1.93	-

Isótopos estables (^{18}O - D)

En la caracterización isotópica, los resultados se expresan como desviación isotópica de la muestra en tanto por mil con respecto al patrón de referencia VSMOW (Gonfiantini 1978). Los datos de las 13 muestras de aguas seleccionadas para estos análisis se han proyectado en un diagrama de $\delta^{18}O$ *vs.* $\delta^{2}H$ (Fig. 6.3-2) conjuntamente con la Línea Mundial de Aguas Meteóricas (LMM) definida por Craig en 1961, cuya ecuación es la siguiente:

$$\delta D=8\delta^{18}O+10$$

y la Línea de Aguas Meteóricas Mediterránea (LMME) de Gat y Carmi (1970):

$$\delta D=8\delta^{18}O+22$$

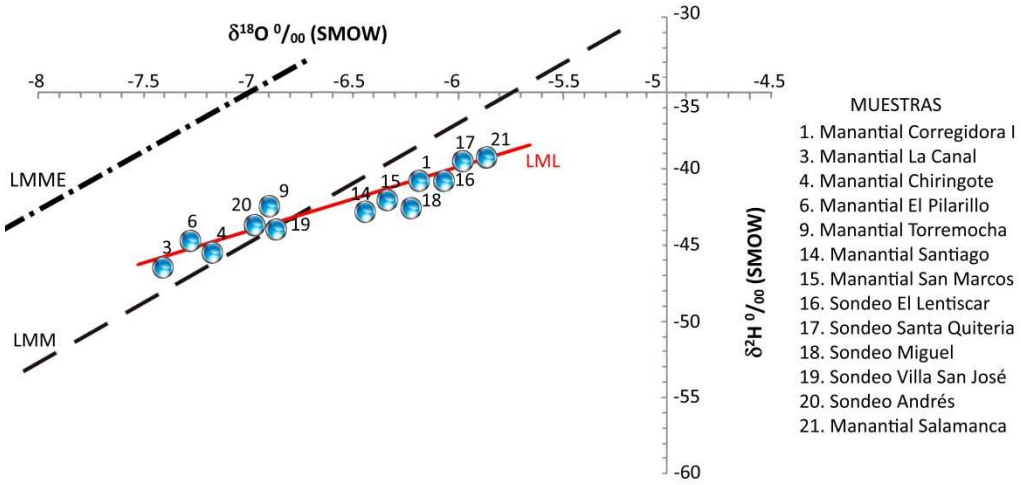


Fig. 6.3-2. Diagrama de $\delta^{18}O$ *vs.* $\delta^{2}H$ de las aguas subterráneas seleccionadas de la ZFTS.

La representación de los valores $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ para las aguas subterráneas de esta zona ha permitido obtener una Línea Meteórica Local (LML) de los acuíferos muestreados, cuya ecuación resultante es: $\delta D=3.5\delta^{18}O-19.9$ ($R^2=0.92$).

Los contenidos para el ^{18}O están comprendidos entre -5.87 y -7.38 ‰, y entre -40.12 y -46.12 ‰ para el ^{2}H. Los valores más ligeros de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ corresponden a los manantiales de la localidad de Sabiote (3, 4 y 6). En cambio, los valores más enriquecidos isotópicamente pertenecen a los sondeos profundos y de carácter hidrotermal (16 y 17) y al manantial Salamanca (21), todos de Torreperogil. Por lo general, se ajustan muy bien a la

Línea Mundial de Aguas Meteóricas (LMM), no obstante se observa una dispersión importante en los puntos, lo que indica que la procedencia del agua en ellos es variable. El agua del sondeo 19 de la Villa de San José presenta un mejor ajuste con la LMM, lo que sugiere que este sondeo recibe agua de procedencia poco o nada variable en el tiempo. El resto de puntos muestran características de aguas evaporadas (Clark y Fritz 1997).

Se ha utilizado el exceso de deuterio (*d*) definido por Dansgaard (1964) con el objetivo de especificar con mayor exactitud el origen de las masas de vapor de agua. El exceso de deuterio (*d*) en las aguas subterráneas muestreadas de la ZFTS tiene un valor medio global de 9.46 ‰, lo que sugiere que estas aguas subterráneas son recargadas predominantemente por precipitaciones de origen Atlántico. Además, los procesos de evaporación y la temperatura de salida del agua pueden alterar la composición isotópica de un agua subterránea. Esto podría contribuir a desviaciones isotópicas relacionadas con la evaporación fraccionada (Gat y Carmi 1970; Plata 1994).

La altura de las aguas subterráneas muestreadas en la ZFTS varía ligeramente ya que es zona sin grandes desniveles (entre 624 y 817 m), por tanto, la influencia de la altura no ha inducido a variaciones en δD y $\delta^{18}O$ en estas muestras.

Isótopos Radiactivos (^{3}H y ^{222}Rn)

Tritio

En esta zona de estudio de la ZFTS, se han realizado 11 medidas de las concentraciones de tritio (Tabla 6.3-3). Los resultados de estos análisis muestran valores comprendidos entre 0.20 y 6.21 UT. Los valores negativos

para el tritio (manantial El Pilarillo (6)) indican que el valor está por debajo del límite de detección y se estima que es cero en términos prácticos (Keskin 2010a).

Las muestras 16, 17, 21 y 22 (sondeo El Lentiscar, sondeo Santa Quiteria, manantial Salamanca y manantial autovía) presentan concentraciones de tritio por debajo de 2 UT, por tanto son anteriores a 1954, o en todo caso, se trataría de aguas antiguas con una proporción muy pequeña de aguas recientes. En concreto, las aguas subterráneas con concentraciones en tritio inferiores a 1 UT (sondeos 16 y 17) son, con seguridad, anteriores a 1940 en su mayor parte (Custodio and Llamas 1965). La muestra 3 (manantial La Canal), presenta una concentración de tritio algo superior a 2, por tanto, se trataría de un agua antigua algo más afectada por aguas recientes.

Por otra parte, las aguas subterráneas pertenecientes a los puntos 1, 9, y 12 presentan concentraciones de este isótopo radiactivo entre 3.10 y 3.79 UT, lo que indica que se tratan de aguas de mezcla de precipitación anterior y posterior a 1953. Las aguas que presentan concentraciones de tritio superiores a 4 UT (manantial Santiago (14) y manantial San Marcos (16)) indican posible procedencia de precipitaciones ocurridas entre 1958 y 1982, es decir, precipitaciones de un intervalo de 33-57 años hasta la actualidad (2015). Estas aguas por tanto, presentan alta indeterminación, al poder corresponder tanto a aguas infiltradas a comienzos de los años 50, como con aguas infiltradas recientemente desde 1982, con renovación rápida o bajo período de permanencia en el acuífero.

En resumen, el estudio de los resultados de tritio sugiere que las aguas subterráneas de la ZFTS con menos de 2 UT (muestras 16, 17, 21 y 22)

presentan una recarga de más de 75 años. Estas aguas corresponden además a varios puntos con elevadas temperaturas y contenidos anormales en trazas de boro, tratándose de los sondeos profundos (16 y 17) del acuífero Jurásico muestreados de la Loma de Úbeda. Estas aguas tienen un tiempo de permanencia en el acuífero largo y a un nivel profundo.

Radón

Dada la intensidad y durabilidad de la serie sísmica se ha realizado una primera caracterización de radón en 5 puntos acuíferos concretos de esta ZFTS. Se han elegido tomar estas 5 aguas subterráneas como punto de partida y test del método, aunque estas determinaciones serán, como se ha mencionado anteriormente, objeto de estudios futuros en las diferentes zonas de fallas activas de esta Tesis Doctoral.

Durante esta serie sísmica se ha perseguido comprobar si ciertos puntos de agua elegidos presentan la actividad de radón correspondiente a la litología propia del acuífero al que pertenecen, o si en cambio, ya presentan alguna anomalía vinculada al efecto de esta serie sísmica. En esta zona de estudio la actividad de radón puede servir para trazar la procedencia litológica del agua en los sondeos que proporcionan posibles mezclas de distintas formaciones (jurásica y triásica).

En este primer estudio, se ha medido la actividad de ^{222}Rn para las aguas de los puntos 1, 3, 15, 16 y 17. Se ha comprobado cómo estas aguas son coherentes con la litología de su entorno, propia de acuíferos de tipo sedimentario, sin presentar ninguna anomalía presísmica en estas mediciones, ofreciendo valores entre 0.35 y 8.73 Bq/l.

Los estudios previos de Ortega et al. (2012) manifiestan que el aumento de la actividad de ^{222}Rn en los carbonatos del Jurásico del SAPU parece vinculado al incremento de la contribución de agua del Mioceno. No obstante, estos estudios merecen un tiempo más largo de observación e investigación.

d) Índices de Saturación (IS)

Como se cita en los anteriores capítulos de resultados, el Índice de Saturación (IS) de un mineral determinado viene definido por la siguiente ecuación:

$$IS = log_{10}(\frac{IAP}{K_{sp}})$$

donde IAP es el producto actividad de los iones y Kps es el producto de solubilidad a una temperatura dada (Parkhurst y Appelo 1999; Appelo y Postma 1999).

En esta Zona de Fallas Torreperogil-Sabiote (ZFTS) se ha realizado el cálculo de los IS para los minerales más representativos del sistema en cuestión: calcita, dolomita, yeso, halita, gibbsita, caolinita, illita y montmorillonita. Estos índices de saturación se han representado en la Figura 6.3-3 mediante un gráfico de columnas.

Si IS = 0 expresa que hay equilibrio entre el mineral y la solución.

Si IS > 0 indica que la precipitación es termodinámicamente favorable a pesar de que las lentas tasas de reacción pueden inhibir la precipitación (Parkhurst y Appelo 1999). En este contexto, las aguas subterráneas muestreadas de la ZFTS presentan saturación en los minerales carbonatados

(caliza y dolomita) en su mayor parte, salvo en los puntos de los sondeos 16 y 17 donde hay subsaturación de carbonatos favoreciendo su disolución. La saturación de carbonatos en las aguas de la ZFTS indica una posible precipitación anterior de estos minerales no incorporando Ca^{2+} y Mg^{2+} en las aguas subterráneas. Por otra parte, la mayoría de las aguas muestreadas de la ZFTS muestran saturación con respecto a los filosilicatos (esmectita, caolinita, illita y gibbsita), lo que sugiere la precipitación favorable de los mismos. En algunos casos, como en las muestras 3, 5, 8, 10 y 14, los IS no han sido calculados por el software Phreeqc debido posiblemente a que estas aguas no presenten ni precipitación ni disolución de estos filosilicatos.

Si IS < 0 indica que la disolución de esos minerales se ve favorecida (Appelo y Postma 1999; Kortatsi 2007). En las muestras recogidas en la ZFTS se ha comprobado que la totalidad de las muestras están subsaturadas con respecto a los minerales evaporíticos (yeso y halita). Esta subsaturación de en estos minerales ayuda a la disolución de los mismos en esta zona de falla, enriqueciendo el agua subterránea en Na^{+}, Ca^{2+}, Cl^{-} y SO_4^{2-} (Singh et al. 2014).

Las aguas de la ZFTS con elevada temperatura y trazas altas de boro (16 y 17), muestran una clara disolución con respecto a evaporitas y carbonatos, mientras que en ellas se ve favorecida la precipitación de arcillas. Este aporte en arcillas en estas aguas de carácter hidrotermal y posible vinculación con la ZFTL podría dar información esencial, junto con los diagramas de fases minerales y los análisis mineralógicos de XRD y SEM en muestras de rocas de falla seleccionadas cercanas a estos puntos, sobre la circulación de fluido a favor de planos de falla.

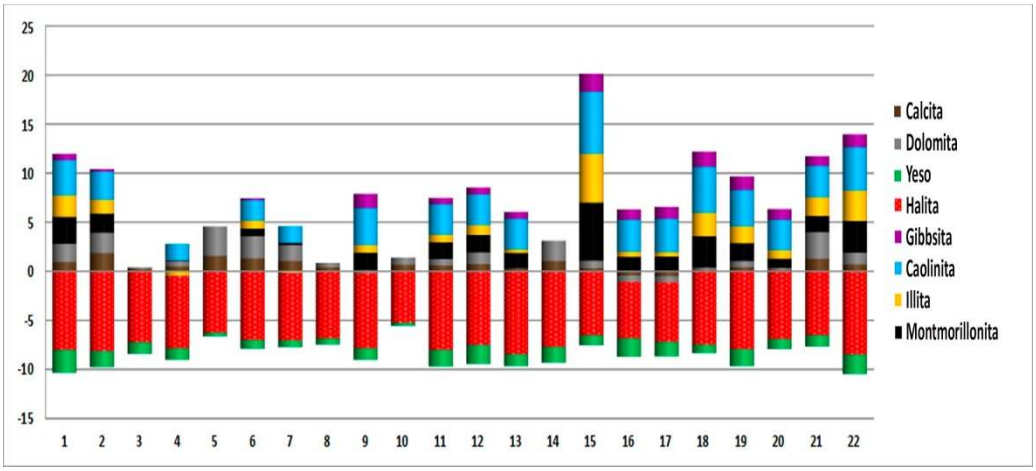


Fig. 6.3-3. Representación de los Índices de Saturación (IS) de las aguas subterráneas de la ZFTS.

e) Diagramas de estabilidad de fases minerales

Las características químicas de las aguas subterráneas están influenciadas por la relación entre la recarga de las aguas subterráneas y estas fases minerales (Kortatsi et al. 2009). Los diagramas de estabilidad mineral definidos por Tardy (1971) muestran la trascendencia de los fenómenos de disolución y las relaciones entre minerales primarios y los minerales de arcilla en un medio acuoso (Muñoz et al. 1996).

La expresión del *eje y* viene expresada por la siguiente ecuación:

$$\text{Log } ([\text{catión}^{n+}] / [H^+]^n)$$

y refleja que la carga de los cationes liberados debe ser equilibrada por el consumo de H^+ (Appelo y Postma 1999).

La Figura 6.3-4 muestra los diagramas de estabilidad de Na-plagioclasa (albita) y Ca-plagioclasa (anortita). En la Figura a) se representan los campos de estabilidad para la albita Na-feldespatos y sus posibles productos de meteorización, gibbsita, caolinita y Na-montmorillonita, expresados como una función de:

$$\text{Log } ([Na^+]/[H^+]) \quad \text{y}$$

$$\text{Log } [H_4SiO_4]$$

donde [] designa la actividad de soluto.

La Figura b) contiene los campos de estabilidad para la anortita Ca-feldespatos y sus posibles productos de meteorización, gibbsita, caolinita y Ca-montmorillonita, expresados como una función de:

$$\text{Log } ([Ca^{2+}]/[H^+]^2) \quad \text{y}$$

$$\text{Log } [H_4SiO_4]$$

En los diagramas de estabilidad de fases de la Figura 6.3-4 se puede observar cómo el equilibrio de las aguas subterráneas muestreadas de la ZFTL, está representado en ambos diagramas entre el campo de estabilidad de la esmectita (Na-montmorillonita) mayoritariamente en la Figura a, y en el campo de la caolinita en la Figura b. Por tanto, el agua subterránea de esta zona de fallas se encuentra en equilibrio termodinámico con la caolinita para un grupo de muestras, sobre todo las muestras 4, 9, 13, 17, 18, 19 y 20, correspondiendo a soluciones más diluidas, y con la esmectita para otro grupo, mayoritariamente para las aguas 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 10, 14 y 15, siendo aguas más concentradas durante la meteorización (Tardy 1971).

Los puntos acuíferos con carácter hidrotermal y posibilidad de vinculación con la ZFTS correspondientes al manantial Torremocha (9) y el sondeo Santa Quiteria (17) se proyectan en ambos diagramas en el campo de estabilidad de la caolinita, mientras que el sondeo El Lentiscar (16) presenta variación en los diagramas, mostrando mayor equilibrio termodinámico con la caolinita para el diagrama de la anortita, pero en cambio, muestra mayor estabilidad con la esmectita en el diagrama de la albita.

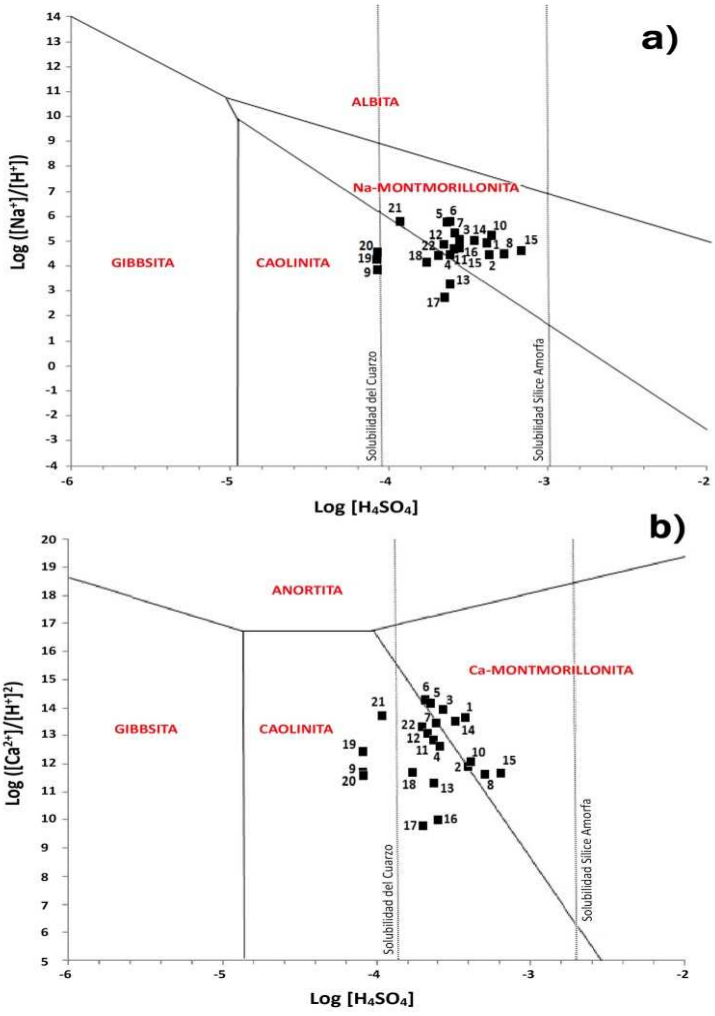


Fig. 6.3-4. Diagramas de fases minerales de a) Na-plagioclasa (albita) y b) Ca-plagioclasa (anortita) para las aguas subterráneas de la ZFTS.

6.3.2 Caracterización Mineralógica

La zona de estudio está constituida por sedimentos de la parte Nororiental de la Cuenca del Guadalquivir de edad Mioceno medio-superior y Mioceno superior (Fig. 6.2-1). Afloran al Sur de los materiales triásico-jurásicos del borde de la Meseta, donde estos materiales los cubren en disconformidad (Roldán-García et al. 2013; Sánchez-Gómez et al. 2014a). Asimismo, se sitúan bajo la pila de cabalgamientos del Arco de Cazorla, que los cubre por el Este (Roldán-García et al. 2013). Al Sur, sus relaciones geométricas con el resto de materiales de las Zonas Externas de la Cordillera Bética son menos claras, debido a la presencia de dos unidades sinorogénicas: la Unidad Inferior, denominada Unidad Olistostrómica (UO; Roldán-García 1994; Roldán-García et al. 2012), depositada gravitacionalmente en origen (Azañón et al. 2012) y de edad Langhiense superior-Serravalliense inferior y la Unidad Superior, denominada Unidad de Castro del Río (UCR; Roldán-García 1994), de edad Serravalliense superior-Tortoniense inferior que se sitúa discordante sobre la anterior. Por tanto, en este segmento de la Cuenca del Guadalquivir los sedimentos del Mioceno medio-superior y Mioceno superior, son autóctonos, dado que se sitúan sobre el basamento varisco y la Cobertera Tabular (CT) del borde de la Meseta y bajo el Prebético de la Sierra de Cazorla.

Se realizó un muestreo detallado de los materiales del Mioceno que constituyen la columna estratigráfica general de la cobertera sedimentaria situada sobre el basamento varisco en el área de estudio (Fig. 6.3-5).

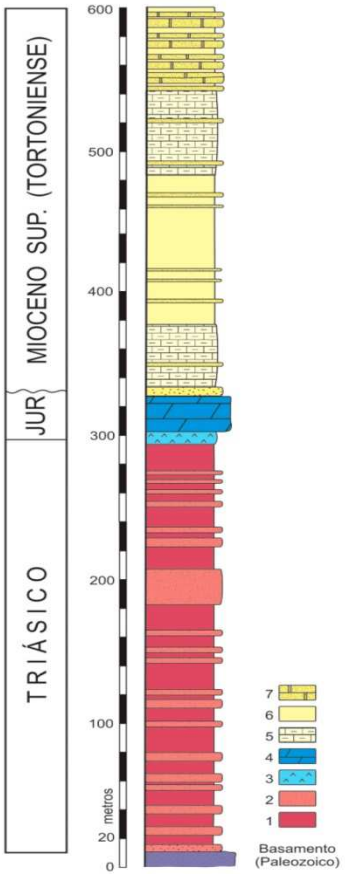


Fig. 6.3-5. Columna estratigráfica general sintética de la cobertera sedimentaria situada sobre el basamento varisco en el área epicentral. Leyenda: 1. Arcillas y lutitas. 2. Areniscas. 3. Yesos bandeados. 4. Dolomías. 5. Margas calcáreas. 6. Margas y arcillas. 7. Areniscas calcáreas. Diseñada a partir de los trabajos y datos de Lanaja (1987), Rey et al. (1998) y Pérez-Valera et al. (2010).

A grandes rasgos, este relleno autóctono está constituido por conglomerados, calcarenitas y areniscas calcáreas en las zonas próximas al antepaís ibérico, que pasan a niveles de margas con paquetes de areniscas subordinados hacia la parte más interna de la cuenca (Sánchez-Gómez et al. 2014a). La parte superior de la secuencia fue muestreada en las proximidades de los núcleos urbanos de Torreperogil y Sabiote por Sánchez-Gómez et al. 2014a (materiales del Mioceno superior). La parte inferior de la columna se

muestreó en el barranco donde se localiza la ZFAT al E de Torreperogil (materiales del Mioceno medio-superior). También fueron muestreados materiales aluviales localizados a la altura de la nueva autovía que pasa entre Torreperogil y Sabiote.

Los estudios de difracción de rayos X y SEM-EDX revelan una asociación mineral formada principalmente por calcita, cuarzo, esmectita e illita/mica con pequeñas cantidades de clorita y feldespatos. La mayor parte de los difractogramas de las rocas estudiadas se caracterizan por la presencia de una importante reflexión 104 de la calcita a 3.03 Å (Fig. 6.3-6). El mayor contenido se encuentra en los materiales de la parte superior de la secuencia, de edad Mioceno superior, que se localizan cerca del núcleo urbano de la ciudad de Torreperogil, lo que revela su carácter margoso calcáreo. La intensidad de este pico de difracción es aún mayor en los niveles arenosos que se intercalan en la secuencia de margas y en las areniscas del sector próximo a Sabiote. Algunos niveles de calcreta asociados al desarrollo de grábenes locales presentan los mayores contenidos en calcita. En todas las rocas de la columna también es posible apreciar una significativa reflexión 100 del cuarzo a un espaciado de 4.26 Å. La presencia de esmectita fue puesta de manifiesto por la aparición de una reflexión 001 entre a 13.56 y 14.70 Å en los diagramas de los agregados orientados de la fracción < 2 μm que se desplaza a un intervalo que varía entre 16.90 y 17.53 Å en el diagrama tratado con etilenglicol. Estas reflexiones se encuentran mejor desarrolladas en los materiales de la parte inferior de la secuencia, de edad Mioceno medio-superior, situadas en el barranco donde se localiza la ZFAT y en algunos diques arcillosos que atraviesan los materiales aluviales muestreados a la altura de la autovía que pasa entre Torreperogil y Sabiote, en la zona de falla principal, que se caracterizan por la presencia de

sedimentos arenosos y calcretas formados mayoritariamente por calcita y cuarzo. La illita/mica ha sido identificada mediante un pico 002 estrecho a un espaciado de 10.01 Å seguido de sus reflexiones 004 y 006 a espaciados de 5.01 Å y 3.34 Å respectivamente. Los mayores contenidos en este mineral se encuentran en niveles arcillosos discontinuos interestratificados entre las margas del tramo inferior de la secuencia sedimentaria, en la zona de falla al E de Torreperogil. La existencia de clorita ha sido puesta de manifiesto por el desarrollo en las muestras glycoladas de una división del pico a 14.50 Å que en el diagrama sin tratamiento aparecía como uno solo, evidenciando la posibilidad de dos fases minerales distintas. Dentro de este pico compuesto, la esmectita se reconoce por el paso del pico de 14.00 Å en el difractograma sin tratamiento a 17.53 Å en el diagrama de la muestra tratada con etilenglicol. El mantenimiento de un pico enmascarado a 14.00 Å (reflexión 001) y otro a 7.09 Å (reflexión 002) sugiere la presencia de clorita.

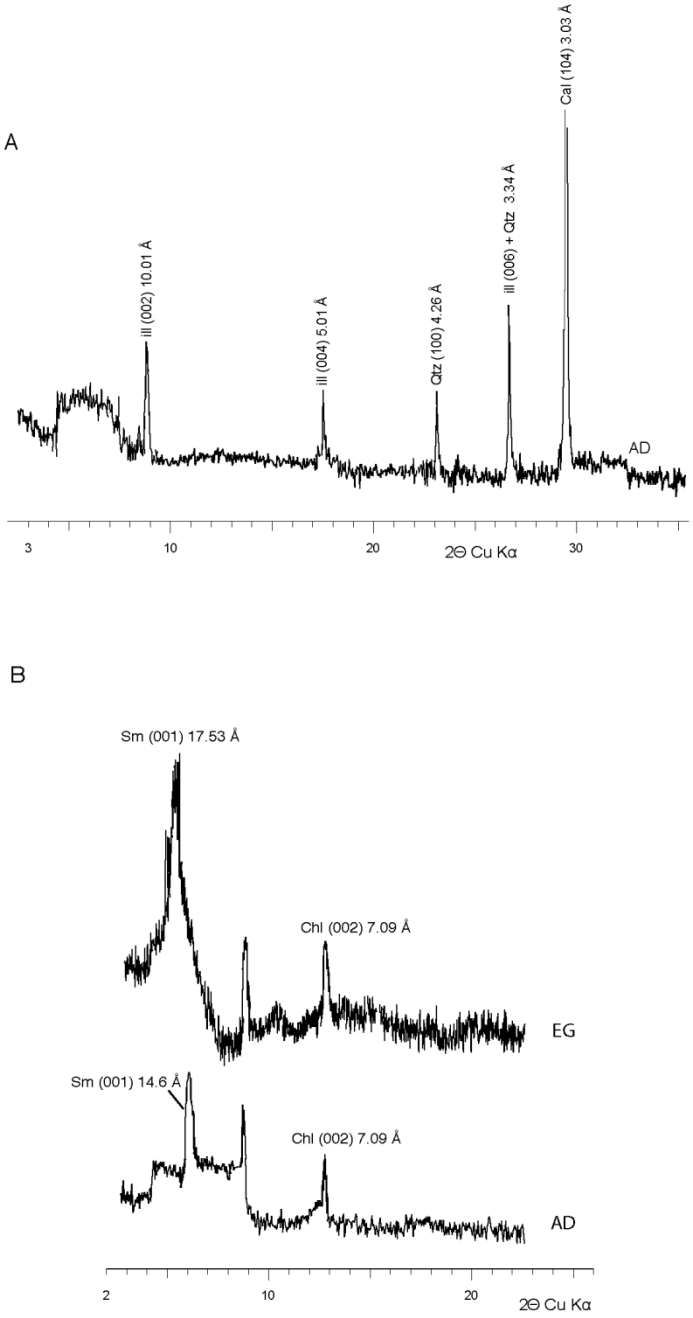


Fig. 6.3-6. A. Difracción de XRD de los materiales de la parte superior de la secuencia. B. Diagramas de XRD de rocas de la parte inferior de la secuencia deformadas con superficies de deslizamiento y con cristalización de esmectita. AD: muestra secada al aire. EG: Muestra con etilenglicol. Abreviaciones minerales según Kretz (1983). Ms = mica, Cal = calcita, Sm = esmectita, Chl=clorita, Qtz=cuarzo.

En cuanto a las observaciones por medio de microscopia electrónica, las imágenes SEM de electrones secundarios muestran una textura granular porosa. Los cristales de mica y clorita aparecen con secciones irregulares pseudo-hexagonales, con dimensiones en las direcciones a y b alrededor de 50 µm y, junto a los cristales de calcita, cuarzo y feldespatos conforman la trama de clastos de la roca. Por otro lado, la esmectita es el principal componente de la matriz y se presenta en forma de láminas onduladas, poco cristalinas, de tamaño generalmente inferior 10 µm (Fig. 6.3-7).

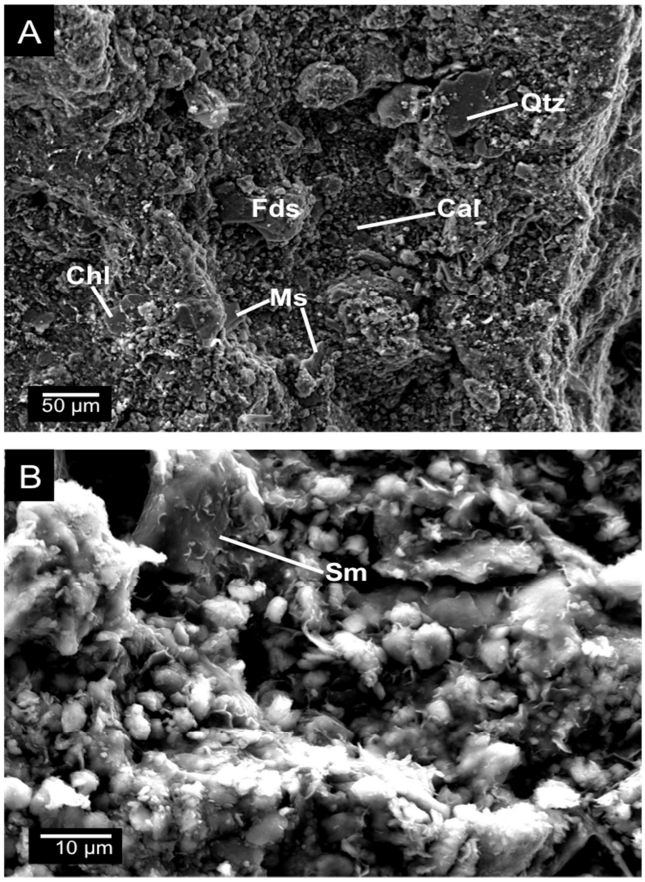


Fig. 6.3-7. Imágenes de SEM de electrones secundarios. A. Textura granular porosa de las margas calcáreas de zonas no afectadas por fallas. B. Matriz rica en esmectita de dichas rocas.

En las zonas más afectadas por la deformación, tales como aquellas encontradas en planos de falla aparecen elementos texturales típicos de rocas sometidas a esfuerzos tales como estrías de falla y superficies pulidas (Fig. 6.3-8). Algunas de estas superficies parecen desarrollar un recubrimiento de material esmectítico (Fig. 6.3-9).

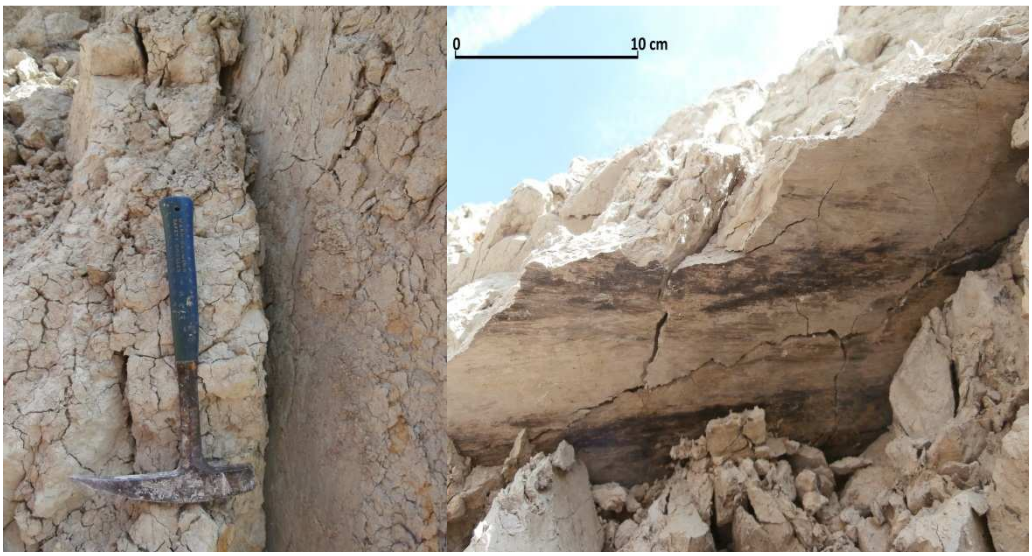


Fig. 6.3-8. Detalles de los planos de falla y estrías en la ZFAS.

Tanto las características de difracción de rayos X como los datos texturales sugieren un origen detrítico para los minerales de estas rocas.

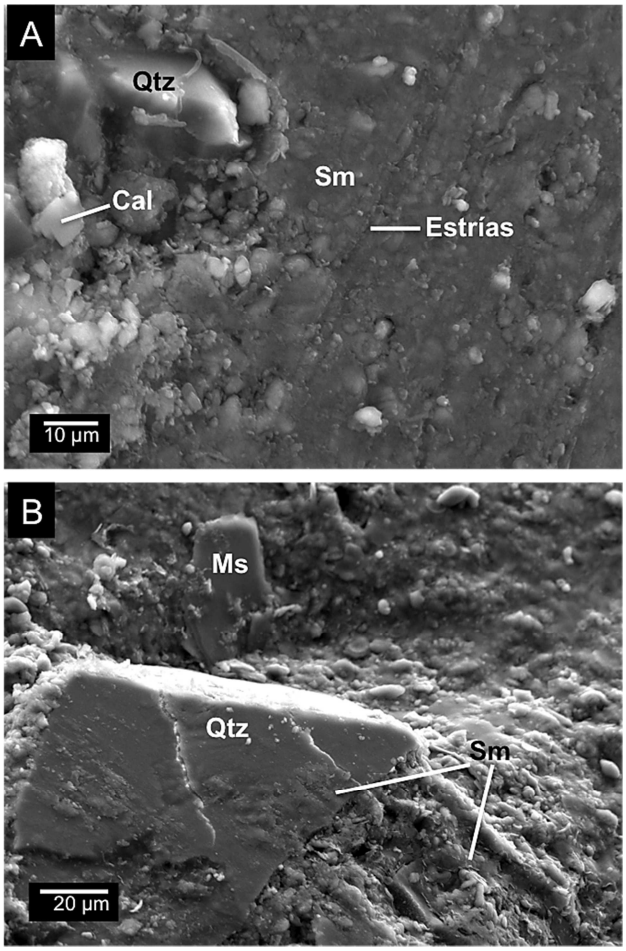


Fig. 6.3-9. Imágenes SEM de las rocas afectadas por falla. A. Plano pulido con recubrimiento de esmectita y desarrollo de estrías. B. Recrecimiento de una fina película de esmectita sobre un cristal de cuarzo y el resto de la matriz.

La presencia de esmectita tapizando mediante finas películas las superficies de deslizamiento asociadas al funcionamiento de las fallas en esta zona, podrían ser el resultado de fenómenos de interacción roca-fluido promovidos por la deformación. La circulación localizada de fluidos a favor de los planos de falla puede dar lugar a procesos de disolución-precipitación que favorezcan la neoformación de esmectita recubriendo las superficies de deslizamiento. Este proceso puede contribuir al debilitamiento mecánico de

estas rocas debido al bajo coeficiente de fricción la esmectita ($\mu \leq 0.2$) (Behnsen y Faulkner 2012; Schleicher et al. 2006, 2010 y 2012; Holdsworth et al. 2011) promoviendo los procesos de deslizamiento asísmico de la falla.

6.4 CONCLUSIONES

El estudio de las aguas subterráneas de la recientemente descrita Zona de Fallas de Torreperogil-Sabiote (ZFTS) ha permitido distinguir claramente tres familias hidrogeoquímicas principales:

En primer lugar, un grupo de 12 aguas subterráneas alcalinas de facies Ca-Mg-SO_4-Cl, con CE > 1147 µS/cm y con enriquecimiento mineral. Por lo general, estas aguas presentan T inferior al límite de hidrotermalismo, lo que indica recarga rápida y la circulación superficial a través de los materiales miocenos o jurásicos sin influencia de las fallas que lo compartimentan. Sin embargo, dentro de este grupo se encuentra el punto 9, correspondiente al manantial Torremocha, el cual tiene un valor muy cercano al límite de hidrotermalismo fijado para esta Tesis Doctoral en 20^{o}C (Italiano et al. 2013). Este punto presenta indicios de carácter hidrotermal y circulación profunda, y por tanto, una posible vinculación con la ZFTS, pues además presenta trazas elevadas de boro debidas a ese carácter termal y a su alta concentración en SO_4^{2-} procedente de la agricultura intensiva. Estas aguas muestran una clara disolución con respecto a evaporitas, mientras que en ellas se ve favorecida la precipitación de filosilicatos y carbonatos. El conjunto de estas 12 aguas subterráneas presenta variabilidad en cuanto a su procedencia litológica, ya que algunas provienen de las calcarenitas miocenas como es el caso de los manantiales de Sabiote 3, 4, 6 y 9, y los sondeos 10 y 18 de Torreperogil, mientras que otras aguas, tienen posible origen en el acuífero carbonatado Jurásico con posible influencia miocena en algunos casos (manantiales 15, 20 y 21), y con probable influjo del Triásico en otros (sondeos 5, 7 y 8) por sus elevados contenidos en SO_4^{2-} y Ca^{2+}.

En segundo lugar se observan un grupo de 7 aguas subterráneas alcalinas de facies hidroquímicas Ca-Mg-HCO_3 con CE < 986 µS/cm y débilmente mineralizadas. Son aguas que presentan una clara disolución con respecto a evaporitas, mientras que en ellas se ve favorecida la precipitación de filosilicatos y carbonatos. Son aguas por lo general frescas, no llegando a superar nunca el límite de hidrotermalismo en ningún muestreo de todo el estudio. No presentan trazas elevadas de boro, siendo siempre su concentración inferior a 0.20 mg/l. Este conjunto de aguas bicarbonatadas tienen su origen en las areniscas del acuífero del Mioceno, con posible influencia del acuífero carbonatado del Jurásico en los sondeos 11, 12 y 13. Son aguas poco profundas y posiblemente desvinculadas con la actividad de las fallas principales.

Por último, un grupo menor de 2 muestras ligeramente ácidas (sondeos profundos El Lentiscar (16) y Santa Quiteria (17)) de facies Na-Cl, correspondiendo a las aguas de carácter ácido con mayor temperatura de todas las muestreadas (> 53^{o}C) y presencia de trazas elevadas en boro (0.78-0.83 mg/l respectivamente) debidas al aporte termal y al enriquecimiento en Cl- y SO_4^{2-} del lavado de terrenos formados en ambientes marinos. Estas aguas tienen conductividades eléctricas entre 1490 y 1622 µS/cm y muestran una clara disolución con respecto a evaporitas y carbonatos, mientras que en ellas se ve favorecida la precipitación de arcillas. Este grupo de aguas corresponden al acuífero carbonatado confinado del Jurásico con influencia del Mioceno margoso que lo confina. Estas aguas subterráneas tienen claro origen hidrotermal y posible vinculación con las fallas o fracturas que afectan al acuífero Jurásico.

Los contenidos para el ^{18}O están comprendidos entre -5.87 y -7.38 ‰, y entre -40.12 y -46.12 ‰ para el ^{2}H. Los valores más ligeros de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ corresponden a los manantiales de Sabiote (3, 4 y 6). En cambio, los valores más enriquecidos isotópicamente pertenecen a los sondeos profundos y de carácter hidrotermal (16 y 17) y al manantial Salamanca (21), todos de Torreperogil. Por lo general, todas las aguas muestreadas se ajustan muy bien a la Línea Mundial de Aguas Meteóricas (LMM), no obstante se observa una dispersión importante en los puntos, lo que indica que la procedencia del agua en ellos es variable. El exceso de deuterio (*d*) en las aguas subterráneas muestreadas de la ZFTS tiene un valor medio global de 9.46 ‰, lo que sugiere que estas aguas subterráneas son recargadas predominantemente por precipitaciones de origen Atlántico.

El tritio ha aportado en éste capítulo que las 11 muestras analizadas se encuentran entre los valores 0.20 y 6.21 UT, de los cuales, los puntos 16, 17, 21 y 22 (sondeo El Lentiscar, sondeo Santa Quiteria, manantial Salamanca y manantial autovía) presentan concentraciones de tritio por debajo de 2 UT, por tanto, son anteriores a 1954, o en todo caso, se trataría de aguas antiguas con una proporción muy pequeña de aguas recientes. Incluso, las aguas de los sondeos 16 y 17 (aguas de carácter hidrotermal y posible vinculación con fallas) presentan concentraciones de tritio inferiores a 1 UT, evidenciando su infiltración anterior a 1940, y por tanto, un tiempo de permanencia en el acuífero largo y a un nivel profundo. El resto de muestras contienen concentraciones de tritio superiores a 3 UT (1, 9 y 12), sugiriendo que se trata de aguas de mezcla de precipitación anterior y posterior a 1953 y, por otro lado, concentraciones superiores a 4 UT (14 y 16) que indican posible

procedencia de precipitaciones ocurridas entre 1958 y 1982, es decir, precipitaciones de un intervalo de 33-57 años hasta la actualidad (2015).

La caracterización de radón para las cinco muestras seleccionadas (1, 3, 15, 16 y 17) ha revelado que presentan actividad de este isótopo radiactivo propia de acuíferos sedimentarios, sin ninguna anomalía perceptible incluso durante la serie sísmica, presentando valores entre 0.35 y 8.73 Bq/l.

Por otra parte, los diagramas de estabilidad de fases minerales han demostrado que las aguas subterráneas muestreadas de la ZFTS estarían en equilibrio termodinámico con las fases minerales esmectita y caolinita. Los puntos acuíferos con carácter hidrotermal y posibilidad de vinculación con la ZFTS correspondientes al manantial Torremocha (9) y el sondeo Santa Quiteria (17) se proyectan en ambos diagramas en el campo de estabilidad de la caolinita, mientras que el sondeo El Lentiscar (16) presenta variación en los diagramas, mostrando mayor equilibrio termodinámico con la caolinita para el diagrama de la anortita, pero en cambio, muestra mayor estabilidad con la esmectita en el diagrama de la albita.

Con el fin de detectar cambios en la composición del agua durante y tras la serie sísmica de 2012-2013, se realizaron varias campañas de muestreo y análisis en la ZFTS durante un año aproximadamente. Sin embargo, sólo se observaron ligeras variaciones en algunos parámetros físico-químicos pero sin interés relevante en cuanto a la caracterización de precursor sísmico, ya que esas ligeras variaciones no han coincidido con eventos sísmicos.

No obstante, dado su carácter termal, su concentración de boro, su posible profundidad y antigüedad en el acuífero, se ha considerado que los puntos del manantial Torremocha (9), el sondeo El Lentiscar (16) y el sondeo

Santa Quiteria (17) pueden ser posiblemente influenciables tras eventos sísmicos de mayor magnitud en esta zona de falla y es importante mantener un seguimiento de sus concentraciones y de sus parámetros hidrogeológicos. En adición, no conviene descartar el resto de puntos pues sería interesante observar de igual modo las muestras más cercanas a cada falla principal observada por García-Tortosa et al. (2013) en esta zona de estudio.

La mayor presencia de esmectita en los tramos inferiores de la secuencia estratigráfica, apareciendo preferentemente como finas películas en las superficies de deslizamiento, sugieren procesos de circulación localizada de fluidos que favorecen la neoformación de filosilicatos con bajo coeficiente de fricción, promoviendo posibles procesos de deslizamiento asísmico de la falla.

Finalmente, este capítulo demuestra que la caracterización hidroquímica realizada de las aguas de ZFTS durante la serie sísmica 2012-2013 y mineralógica de las rocas de falla es una herramienta esencial para poder definir en el futuro redes de control integradas por puntos cuyas propiedades hidrogeoquímicas sean sensibles a movimientos en las fallas activas. Concretamente, los puntos de muestreo de las aguas del manantial Torremocha (9), el sondeo El Lentiscar (16) y el sondeo Santa Quiteria (17), indican clara circulación profunda y una conexión con la ZFTL. Sería interesante seguir el trabajo de investigación futuro en estos puntos para poder observar cambios más significativos y esperanzadores tras eventos sísmicos de mayor magnitud de los sucedidos en este período de la serie sísmica 2012-2013.

7

Resultados y Discusión ZFBG

7.1 INTRODUCCIÓN

El objetivo en este estudio ha sido analizar los parámetros hidrogeoquímicos de los acuíferos ligados a la Zona de Fallas de Baza-Galera (en adelante ZFBG) e investigar la influencia de los procesos geológicos y tectónicos que se manifiestan en esta zona en dichas características hidrogeoquímicas. Como objetivo final se pretende poder establecer una serie de puntos acuíferos que sean especialmente sensibles a posibles cambios y que podrían ser indicadores de la actividad sísmica en la ZFBG.

Se ha diseñado una red de muestreo de 21 puntos acuíferos en los que se han determinado las propiedades físicas y químicas de las aguas subterráneas, así como el contenido en isótopos estables (^{18}O - ^{2}H) e isótopos radiactivos (^{3}H y ^{222}Rn).

Una vez obtenidos los resultados, se propone establecer una serie de puntos de control relacionados con aquellos puntos acuíferos que presenten cambios en la composición de las aguas tras algún terremoto ocurrido en el transcurso de esta investigación, o con aquellos puntos con valores por encima del límite de hidrotermalismo, contenidos anormalmente altos de boro y exhalación anómala de ^{222}Rn que indiquen circulación profunda y relación con la actividad sísmica de la Zona de Fallas de Baza-Galera (ZFBG).

7.2 MARCO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

La última pero no menos importante zona de estudio de esta Tesis Doctoral se encuentra en la depresión intramontañosa o Cuenca de Guadix-Baza (CGB), la cual está situada en la parte central de la Cordillera Bética sobre el contacto entre sus Zonas Interna y Externa, de modo que al N aparece el Subbético y el Prebético, además de la Cuenca del Guadalquivir, y al S se encuentran las unidades del Alpujárride y del Nevado-Filábride (Fig. 7.2-1). Ocupa unos 4000 km^2 y presenta una altitud media por encima de 800 msnm (Vera 1970; Viseras 1991; García-Tortosa et al. 2008a). La Depresión de Guadix-Baza está rodeada por los relieves más importantes de la Cordillera Bética, que superan frecuentemente los 2000 m de altitud, como por ejemplo la Sierra de Baza con 2271 m y la Sierra de la Sagra de 2381 m, entre otras. Este hecho, genera que estos macizos montañosos provoquen un efecto de sombra o paraguas en la CGB, haciendo que su precipitación media anual sea inferior a 300 mm/año.

Desde finales del Mioceno-comienzos del Plioceno, la CGB tuvo un carácter continental endorreico cuando dejó de estar conectada al mar Mediterráneo a través del Corredor del Almanzora y con el Atlántico por la Cuenca del Guadalquivir, aislándose del resto de Cuencas Béticas (Vera 1970; Vera et al. 1994). Esta desconexión obedeció a factores tectónicos que desde el Mioceno superior producían un levantamiento regional de la Cordillera Bética. Durante el Plioceno y gran parte del Pleistoceno, los ríos confluían en la zona de Baza, donde se desarrolló un gran lago en la mitad oriental (Vera 1970; Peña 1979 y 1985; Gibert 2006, entre otros), en el que se acumularon gran cantidad de sedimentos carbonatados y evaporíticos, mientras que en la

mitad occidental se desarrollaron fundamentalmente ambientes fluviales con sedimentación detrítica (Vera 1970; Viseras 1991). A lo largo de la historia endorreica de la cuenca, se desarrolló una amplia superficie de glacis desde los bordes hacia el centro de la misma (García-Tortosa et al. 2007b, 2008a, 2008b y 2011). Gran parte de esta superficie de glacis se conserva en la actualidad como se puede observar en la Figura 7.2-2, representando uno de los últimos vestigios de la etapa endorreica de la CGB, además de ser un buen marcador de la deformación más reciente. Durante un momento indeterminado del Pleistoceno, en el que un tributario del Guadalquivir, que pasaría a convertirse en el río Guadiana Menor, logró rebasar la divisoria de aguas entre ambas cuencas, dejó de ser endorreica. Este tributario partía con una diferencia de cota superior a 500 m respecto a la CGB (la altitud actual de la terraza más alta del Guadalquivir en la zona donde desemboca el Guadiana Menor es de unos 380 m, frente a los 940 m del glacis en el sector de la paleodivisoria de aguas entre las Cuencas del Guadalquivir y Guadix-Baza (García-Tortosa et al. 2008c). A partir de entonces, en la CGB pasan a dominar los fenómenos erosivos sobre los deposicionales y la superficie de glacis comienza a desmantelarse por el encajamiento de la nueva red de drenaje dando lugar a un modelado en badlands (García-Tortosa et al. 2008c).

García-Tortosa et al. (2007b y 2008a) consideran que el tránsito endorreico-exorreico pudo producirse mucho antes de lo indicado anteriormente por otros autores, en torno a los 500 ka. Para ello tienen en cuenta, además de todos los trabajos previos de Vera (1970), Peña (1985), Calvache y Viseras (1997), Díaz-Hernández y Juliá (2006), Gibert (2007) y Azañón et al. (2007), las importantes deformaciones generadas en el glacis por diferentes estructuras activas como las fallas de Baza, Galera, Zamborino, etc.,

así como la deformación producida por algunos pliegues. Si consideráramos una edad inferior a 400 ka se requerirían tasas de desplazamiento próximas a 1 mm/año de movimiento vertical, no conocidas hasta el momento en la Cordillera Bética. Posteriormente, García-Tortosa et al. (2008c) aportaron una nueva evidencia este tránsito por la presencia de cantos metamórficos de la Zona Interna Bética en las terrazas altas del río Guadalquivir, apareciendo únicamente a partir de la confluencia con el Guadiana Menor. La correlación con la edad de las terrazas datadas hacia Córdoba y Sevilla (Díaz del Olmo et al. 1989; Díaz del Olmo et al. 1993; Baena 1993; Baena y Díaz del Olmo 1994), mostró que esa terraza debía tener más de 350000 años. Años más tarde, Díaz-Hernández y Juliá (2006) y Bridgland at al. (2006) volvieron a estudiar estas terrazas de Córdoba y Sevilla, proponiendo que la edad de esas terrazas ascendía hasta los 600000 años. Por tanto, los restos metamórficos encontrados por García-Tortosa et al. (2008c) en la confluencia de ambos ríos pueden llegar hasta los 600 ka, al igual que la edad del glacis y la captura de la CGB.

La Cuenca de Guadix-Baza acumula sedimentos hasta el Pleistoceno medio, cuando el levantamiento del sector central de la Cordillera Bética produce el fallamiento de su relleno Plio-Pleistoceno (Calvache y Viseras 1997). Las características sedimentarias de la Cuenca de Guadix-Baza durante las etapas no marinas, permiten distinguir dos dominios: La Cuenca de Guadix hacia el SW, que se rellenó con sedimentos aluviales y lacustres (Viseras 1991; Vera et al. 1994), y la Cuenca de Baza hacia el NE, que acumula sedimentos lacustres. Este último dominio es donde se ubica la zona de estudio del presente capítulo, justamente donde se localiza la Zona de Falla de Baza (ZFB) y la Zona de Falla de Galera (ZFG) (Fig.7.2-1).

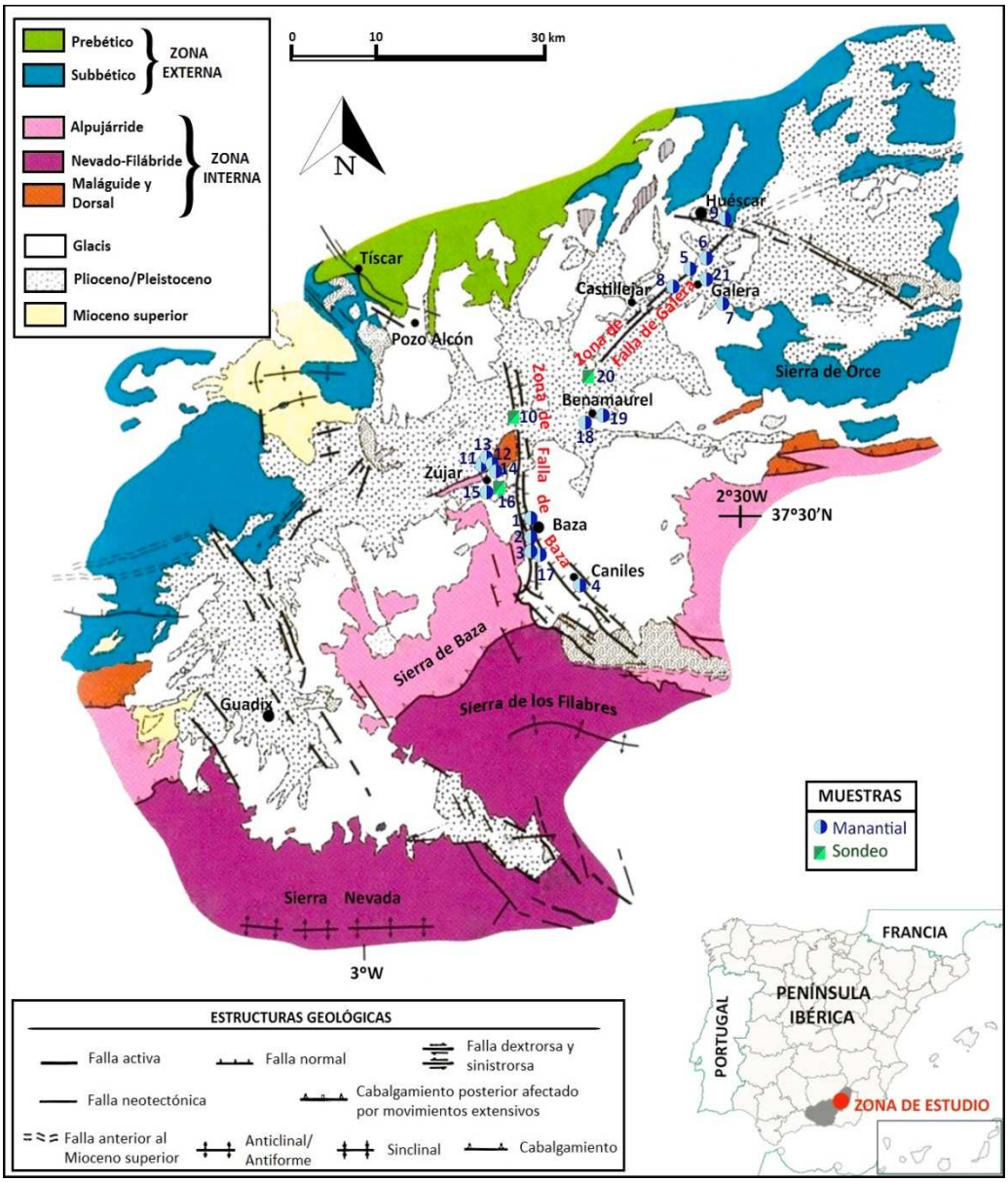


Fig. 7.2-1. Cartografía geológica de la Cuenca de Guadix-Baza con las localizaciones de los puntos de muestreo (modificado de Sanz de Galdeano y Peláez 2011). Los números de identificación de las muestras se refieren a la Tabla 7.3-1.

El área de estudio se localiza entre la latitud 37°20'-37°50' N y la longitud 2°20'-3°00' W (Fig.7.2-1).

Fig. 7.2-2. Fotografía del glacis de la CGB y el modelado en badlands.

El extremo Norte de la CGB está formado principalmente por rocas carbonatadas del Mesozoico que pertenecen a la Zona Externa. El extremo Sur generalmente consta de rocas metamórficas del Triásico de la Zona Interna. Los sedimentos fluviales se componen principalmente de limos, arenas y conglomerados de la denominada Formación Guadix (Vera 1970), mientras que los depósitos lacustres están constituidos, en su mayoría, por calizas, calizas margosas y yesos, y aparecen principalmente en la Subcuenca de Baza. Durante el Plioceno y Pleistoceno se desarrolló un enriquecimiento en Ca-SO_4^{2-} generando tres sistemas de facies desde el centro (más evaporítico) al margen de la Subcuenca de Baza. Juntos, el interior y las zonas intermedias constituyen la Unidad de Yesos de Benamaurel. La zona marginal está formada por rocas sedimentarias detríticas y palustres (Gibert 2006; Gibert et al. 2007).

La tipología predominante de las fallas de esta región es de tipo normal, y es por ello que los mecanismos focales de esta zona realizados por Peláez et al. (2007), corresponden con movimientos de fallas normales.

La falla de Baza con más de 37 km de longitud visibles, es una de las estructuras activas más importantes de la Cordillera Bética y es límite natural entre las Subcuencas de Guadix (bloque levantado) y Baza (bloque hundido) (Alfaro et al. 2008; García-Tortosa et al. 2008a y 2008b). Se trata de una falla normal con un buzamiento que oscila entre 40º y 55º hacia el ENE (Fig. 7.2-3), en la que se pueden distinguir tres segmentos con diferentes orientaciones: un segmento Sur de orientación NW-SE, un segmento central orientado N-S y un segmento Norte de dirección NNW-SSE (Alfaro et al. 2008; García-Tortosa et al. 2008a). Estas diferentes orientaciones corresponden a la heterogeneidad del basamento en esta zona de la Cordillera Bética. El Jabalcón, relieve formado esencialmente por dolomías y calizas de la Zona Interna, podría ser el obstáculo que más influyó en la orientación de la falla, forzando a la dirección N-S de su segmento central (Alfaro et al. 2008). Las estrías visibles en diferentes superficies indican movimientos puramente normales. Esta falla corta al glacis de la CGB descendiéndolo más de 150 m en el bloque de techo respecto al de muro a lo largo de gran parte de su trazado (García-Tortosa et al. 2007b), quedando evidentes escalones bien conservados en el relieve. La falla de Baza se ha movido activamente desde el Mioceno superior y tiene una tasa media de desplazamiento vertical que varía entre 0.17 y 0.49 mm/año (García-Tortosa et al. 2008a y 2011).

Esta falla presenta varias ramas paralelas en la mitad Sur de la misma, formando la Zona de Falla de Baza (ZFB), que hacia el N tienden a converger hasta unirse en una zona de falla más estrecha (García-Tortosa et al. 2008a).

Fig. 7.2-3. A. Vista del escarpe de la falla de Baza. B. Falla normal en una terraza fluvial con dirección N170^{o}E/65^{o}E en la ZFB.

Por otra parte, la falla de Galera (García-Tortosa et al. 2007a) es una falla de salto en dirección de 23 km de longitud aproximadamente, llegando casi a conectar con la falla de Baza, y presenta una dirección N48^{o}E (Fig. 7.2-4). Esta falla tiene 1.5 km de ancho con varios planos de falla paralelos entre sí buzando entre 40-60^{o} hacia el NW formando una amplia zona de falla, la Zona de Falla de Galera (ZFG). Localmente se han observado también buzamientos verticales. La dirección más común de las estrías es de 40^{o}SW, lo que implica el movimiento sinistral-normal (Fig. 7.2-5). La deformación a lo largo de la falla de Galera produce un anticlinal asimétrico alargado en sentido NE-SW en superficie. Esta falla desciende el glacis de la CGB alrededor de 30 m en su segmento central del bloque de techo de la falla respecto al bloque de muro (García-Tortosa et al. 2007b). De acuerdo con esto, la tasa media de

desplazamiento vertical se estima dentro de un rango entre 0.05 y 0.15 mm/año (García-Tortosa et al. 2011).

Fig. 7.2-4. Vista panorámica del plano de falla de la falla de Galera en la propia localidad que afecta incluso a varias casas cueva. Tomada de García-Tortosa et al. 2011.

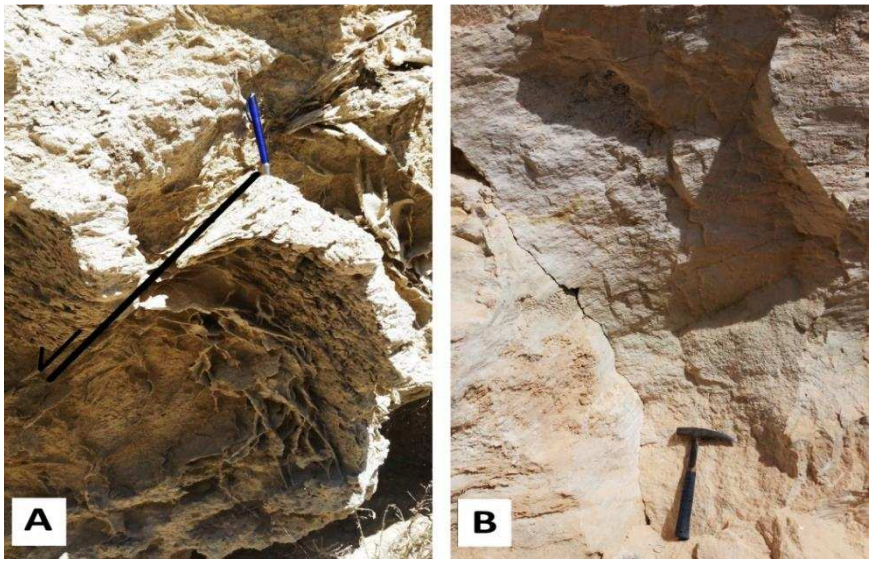


Fig. 7.2-5. A. Detalle de un afloramiento de la falla de Galera, donde las diaclasas son rellenadas por yesos que posteriormente vuelven a estar cortadas por la falla. B. Detalle de las estrías de la falla de Galera.

Esta región constituye un buen ejemplo de la coexistencia de compresión NW-SE y una extensión aproximadamente perpendicular.

En cuanto a la evidencia de actividad sísmica en la Cuenca de Guadix-Baza, Alfaro et al. (1997 y 2010) describen estructuras tipo sismitas (Seilacher 1969) en los depósitos lacustres del Plio-Pleistoceno. Se trata de estructuras sedimentarias de deformación originadas por procesos de licuefacción-fluidificación durante sacudidas sísmicas. No obstante, no todos los eventos sísmicos llegan a formar estas estructuras, ya que el depósito sedimentario debe reunir unas condiciones de granulometría (arena media y limo grueso) y contenido en agua específicas. Hay que destacar que las sismitas gigantes de la Cuenca de Baza, se encuentran en una región donde es poco probable que los sedimentos hayan sido sometidos a terremotos de gran magnitud (M > 7.0) dada la sismicidad histórica de la zona. Por lo tanto, la magnitud no es el principal factor que controla el tamaño de estas estructuras. En la Zona de Falla de Galera (ZFG) también se pueden encontrar espectaculares sismitas en la Rambla de los Pilares (Fig. 7.2-6) descritas por Alfaro et al. (2010) y que posiblemente se generaron durante el Cuaternario tras un terremoto de magnitud 6, suficiente como para generar licuefacción.

Fig. 7.2-6. Fotografías de detalle de las sismitas en la Rambla de los Pilares de Galera en materiales del Pleistoceno.

Entre los terremotos históricos más significativos en la ZFBG destaca el ocurrido en 1531 en Baza de intensidad VIII-IX (Martínez-Solares y Mezcua 2002; www.ign.es) y magnitud 5.1 m_b (López-Casado et al. 2000) que causó aproximadamente 400 víctimas mortales y destruyó parte de las localidades de Baza y Benamaurel (Olivera-Serrano 1995). Otro significativo y más reciente es el ocurrido al SW de Galera en 1964 de magnitud 4.8 m_{bLg} e intensidad VIII, siendo la falla de Galera la probable causante de este terremoto (García-Tortosa et al. 2008d). Este terremoto tuvo 12 réplicas días más tarde, siendo una de ellas de magnitud 3.6 m_{bLg}. Más recientemente, en 2003, en Benamaurel un sismo de magnitud 4 m_b dio un mecanismo focal, según los cálculos del Instituto Andaluz de Geofísica, correspondiente a una falla normal

de dirección NW-SE, de acuerdo con las observaciones de la superficie geológica (Alfaro et al. 2008).

Tabla 7.2-1. Historia de la actividad sísmica (M > 3) en la Zona de Fallas Baza-Galera (ZFBG) desde 1531.

Fecha	*Prof.*	*Intensidad*	*Magnitud*	*Epicentro*
30.09.1531		VIII-IX		Baza (Gr)
01.11.1883		V-VI		Baza (Gr)
01.03.1897		V-VI		Galera (Gr)
25.11.1913		VII		Huéscar (Gr)
25.11.1913		V		Huéscar (Gr)
27.03.1936		IV		Caniles (Gr)
18.10.1950	5	IV	3.3	NW Caniles (Gr)
03.12.1956	5	III	4.4	NE Orce (Gr)
05.11.1962	5	IV	4.7	SE Caniles (Gr)
01.10.1963	5		3.2	SW Benamaurel (Gr)
09.06.1964	5	VIII	4.8	SW Galera (Gr)
09.06.1964			3.2	SW Galera (Gr)
10.06.1964		III	3.6	SW Galera (Gr)
23.04.1966	5		3.3	SW Caniles (Gr)
21.03.1973	5		4	NE Orce (Gr)
09.02.1978		IV	3	Orce (Gr)
17.05.1978	5		3.9	E Huéscar (Gr)
27.10.1986	5	V	3.8	N Huéscar (Gr)
27.10.1986	5	V	4	NE Huéscar (Gr)
14.08.1987	5		3.2	E Huéscar (Gr)
29.01.1989	1	IV-V	3.6	W Huéscar (Gr)
20.04.1989		III	3	SE Huéscar (Gr)
28.04.1991	2	III	3.1	E Huéscar (Gr)
19.12.1991	3	IV	3.5	E Baza (Gr)
12.09.1992			3	NE Orce (Gr)
19.09.1994	3	III	3.2	SW Huécar (Gr)
21.02.1997	7	III	3.1	SW Benamaurel (Gr)
07.03.1997			3	S Castillejar (Gr)
16.11.2003		IV	4	SW Benamaurel (Gr)
26.07.2005	10		3.2	S Galera (Gr)

En la Tabla 7.2-1 se puede observar el historial de terremotos en la ZFBG desde 1531 con magnitud superior a 3 (M > 3). Cabe destacar que existen numerosos sismos de menor magnitud que se producen constantemente en esta zona. El último evento sísmico registrado concretamente en los lugares de esta zona de falla ha ocurrido en junio de 2015, en la localidad de Caniles con una M = 1.4. Una característica a destacar es la poca profundidad de los eventos sísmicos en esta región (Tabla 7.2-1)

Desde el punto de vista hidrogeológico, nos encontramos en una zona de estudio que abarca diferentes Unidades Hidrogeológicas (UH) o Masas de Aguas Subterráneas (MAS).

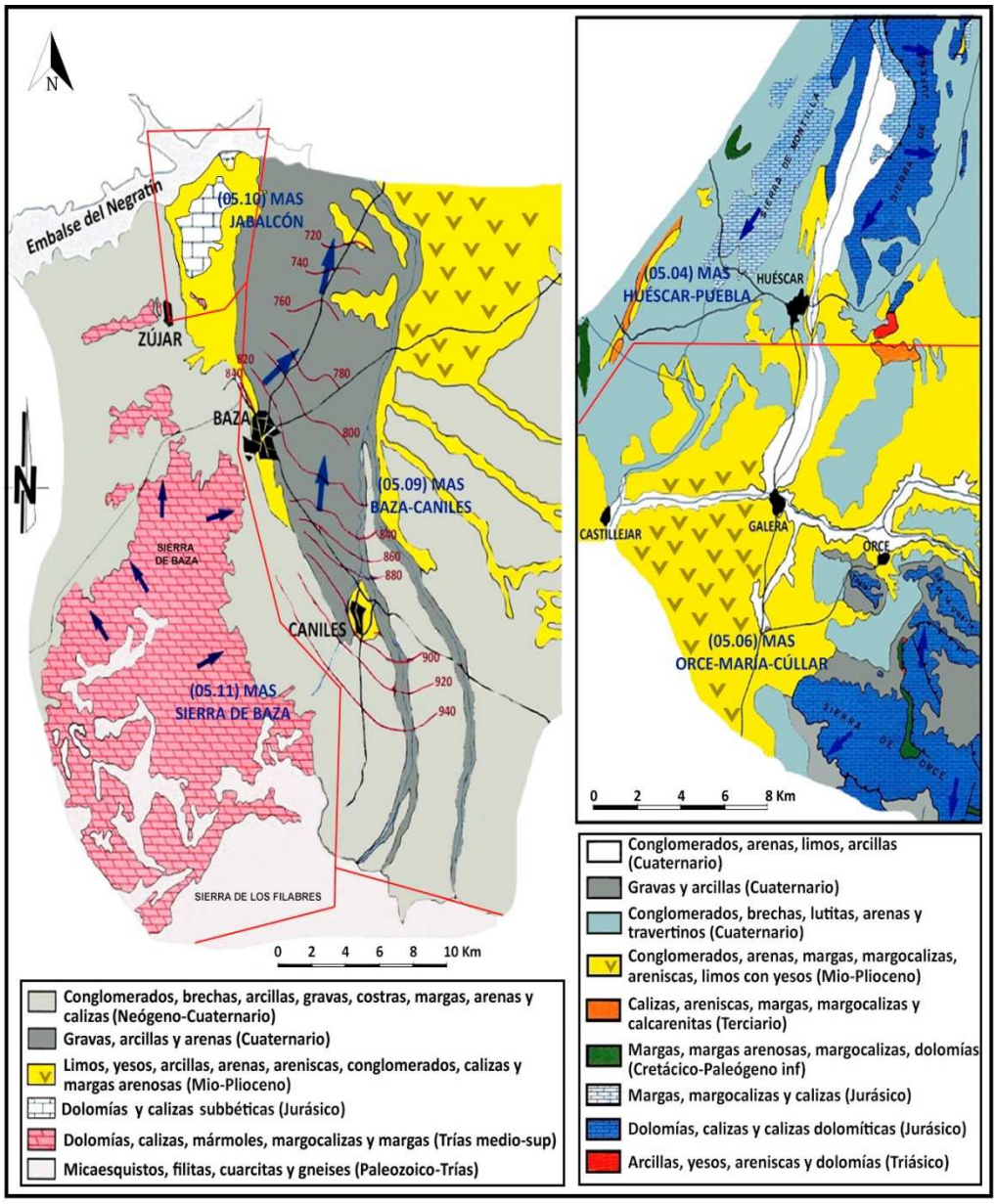


Fig. 7.2-7. Masas de Aguas Subterráneas (MAS) y litologías de la Zona de Fallas Baza-Galera. Modificado de IGME (1990).

Se ha realizado un mapa hidrogeológico resumen (Fig. 7.2-7) con las MAS de la Zona de Fallas de Baza-Galera (ZFBG) modificado y ampliado de varios mapas de IGME (1990).

En el sector de la ZFB podemos encontrar la MAS Sierra de Baza (05.11) y la MAS Baza-Caniles (05.09). Ambas unidades presentan una clara conexión hidráulica según numerosos autores (IGME 1990; ITGE 1998; Hidalgo 2002). En esta zona de estudio también se localiza la pequeña MAS El Jabalcón (05.10). Por otro lado, en la ZFG se localizan la MAS Huéscar-Puebla (05.04) y la MAS Orce-María-Cúllar (05.06).

MAS Sierra de Baza

Es un acuífero carbonatado con una superficie de aproximadamente 300 km^2 y unos recursos totales de 50 hm^3/año (ITGE 2000). Está formado por un potente paquete de calizas y dolomías alpujárrides del Triásico perteneciente en su mayor parte a los relieves de la Sierra de Baza, con un espesor superior a 500 m (IGME 1990; IGME 1994; ITGE 1998). El substrato impermeable generalmente está constituido por micaesquistos del manto Nevado-Filábride, no obstante los tramos esquistosos de los restantes mantos constituyen niveles impermeables que individualizan numerosos sectores acuíferos.

Como rasgo estructural general, cabe señalar la existencia de un gran anticlinorio, de dirección NNE-SSE y con un núcleo en el que afloran materiales esquistosos nevado-filábrides, que permite individualizar dos grandes sectores acuíferos: sector occidental y sector oriental (CHG-IGME 2002; Fernández-Chacón 2009). El flujo subterráneo se produce en sentido W en el sector

occidental, mientras que en el sector oriental los flujos son en sentido E y N, siendo además el sector que alimenta de forma subterránea el acuífero detrítico de Baza-Caniles, por lo que la descarga se realiza en algunas zonas por manantiales situados a cierta distancia de los afloramientos de dolomías alpujárrides (IGME 1990; ITGE 1998). Tal es el caso de los manantiales de San Juan (punto 2) y 7 Fuentes (punto 3), situados en las proximidades del acuífero de Baza-Caniles (ITGE 1998; Hidalgo 2002). Más al N, cerca de Zújar, los manantiales están asociados a pequeños afloramientos de carbonatos alpujárrides, como en las surgencias de Fuente Grande (puntos de muestreo 15 y 16).

Las diferencias en los niveles piezométricos de estos grupos de manantiales reflejan el importante grado de compartimentación del acuífero carbonatado, condicionado por la presencia de niveles impermeables que corresponden a los tramos esquistosos de los diferentes mantos.

MAS Baza-Caniles

Es un sistema de tipo detrítico de 190 km^2 de superficie permeable, dentro del cual se distinguen dos acuíferos de diferentes edades y geometría (Delgado-Pastor et al. 1989; CHG-IGME 2002):

- *Acuífero Mio-Plioceno*. Tiene una extensión permeable de 155 km^2. Está constituido por conglomerados, arenas y limos del Tortoniense y de la Formación Guadix. El sustrato impermeable está formado por materiales alpujárrides y nevado-filábrides en el sector occidental, y por facies detríticas arcillosas y margosas en el resto. El flujo subterráneo presenta un sentido general S-N, con tendencia SSW-NNE en el borde de la Sierra de Baza.

- *Acuífero Cuaternario*. Es un acuífero de unos 35 km^2 y un espesor medio entre 20 y 50 m. Está compuesto por conglomerados con matriz lutítica y arenas limosas que corresponden a los depósitos de llanura de inundación y a antiguas terrazas (ITGE 2000). Es un acuífero libre desconectado del acuífero Mio-Plioceno por los materiales margosos de la Formación Baza, salvo en el sector de Caniles donde muestra una conexión evidente favorecida por los depósitos aluviales de la cabecera de los ríos Gallego, Galopón y rambla de Valcabra, donde estos materiales quedan por encima de la Formación Guadix. Este acuífero se encuentra alimentado por el Mio-Plioceno y por la infiltración de los ríos en épocas de aguas altas (ITGE 1998).

Según ITGE 2000, la alimentación de la MAS se realiza por infiltración directa por lluvia (7.5 hm^3/año), por escorrentía desde el borde occidental en los materiales del Nevado-Filábride (15 hm^3/año) y, por el flujo lateral procedente de las dolomías alpujárrides del acuífero carbonatado de la Sierra de Baza (10 hm^3/año), estimando sus recursos totales en 34 hm^3/año. Hidalgo et al. (1995) sugirieron la desdolomitización como reacción predominante a través de todo el sistema, que consiste en una disolución simultánea de yeso y dolomita y precipitación de calcita, común en la parte central de la Cuenca de Baza, debido a la abundancia de evaporitas.

MAS El Jabalcón

Es un pequeño acuífero de 15 km^2 de superficie situado en Zújar. Está formado por dolomías y calizas del Jurásico con una potencia máxima de 600 m. Las arcillas y margas del Keuper actúan de material impermeable. No obstante, los límites en esta unidad son abiertos, puesto que en su mayor parte, los materiales permeables están en continuidad hidráulica con los

depósitos detríticos del Plioceno y Cuaternario que la rodean. Tiene la particularidad de que, pese a su reducida extensión y, por consiguiente, alimentación por percolación de precipitaciones limitadas (estimadas en 1 hm^3), presenta tres surgencias de elevado caudal, alta conductividad eléctrica y carácter termal (37-45^oC), con facies sulfatadas cloruradas sódicas (IGME 1979), como el punto de muestreo 10 (Sondeo Baños de Zújar), el cual se representa en el corte geológico de la Figura 7.2-8. Según Hidalgo (1993) estas surgencias son resultado de manifestaciones de un sistema termal de baja temperatura. La unidad recibe aportes de otros acuíferos, como el de Sierra de Baza. El flujo subterráneo profundo es de dirección S-N pero con un rápido ascenso a superficie a favor de fracturas. Además debe estar en contacto con las evaporitas del Keuper (IGME 1990; IGME 1994).

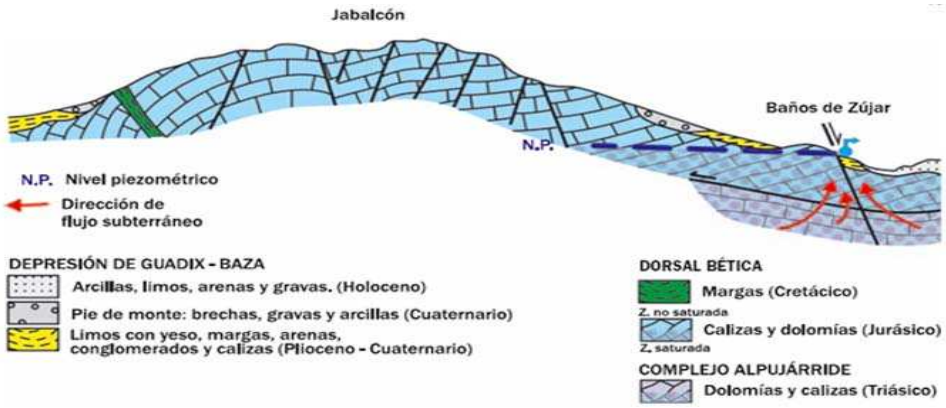


Fig. 7.2-8. Corte SN hidrogeológico del manantial de los Baños de Zújar. Tomada de DIPGRA-IGME (2006).

MAS Huéscar-Puebla

Este sistema está caracterizado principalmente por materiales del Dominio Subbético, salvo en la parte septentrional donde se localizan materiales del Dominio Prebético y Unidad Tectónica. Presenta una superficie

total de 280 km^2. La tectónica del área se encuentra caracterizada por estructuras de dirección NESW, destacando los grandes antiformes de materiales del Prebético que han dado lugar a Sierra Seca, en la parte Noroccidental, y por un gran número de escamas de superficie muy tendidas, cabalgantes hacia el NNW, de materiales del Subbético sobre materiales del Prebético (Fernández-Chacón 2009). La fracturación en la zona puede agruparse en tres familias: fracturas de dirección $N20^oE$-$N40^oE$, que son los frentes de cabalgamiento del Prebético, Subbético y contactos principales entre masas olistostrómicas y los retrocabalgamientos, ubicados en el río Guardal (entre Huéscar y Galera); fracturas de dirección $N130^oE$-150^oE, interpretadas como fallas de desgarre, y fracturas $N60^oE$, dirección a la que se asocian fallas normales que llegan a afectar a materiales cuaternarios (Lupiani et al. 2007). Esta MAS se divide en dos subunidades acuíferas:

- *Subunidad de Huéscar-Puebla.* Formada por materiales carbonatados del Subbético (principalmente calizas y dolomías del Jurásico) con una potencia comprendida entre 300-400 m y máximo de 1150 m (Guzmán et al. 1978; IGME 1990). El límite impermeable lo constituyen, al N, los materiales margosos cretácicos y terciarios, y en el resto, los triásicos (CHG-IGME 2002).

- *Subunidad Pliocuaternaria.* Constituida por los materiales detríticos miopliocuaternarios que rodean a la Subunidad de Húescar-Puebla presentando espesores entre 100-150 m en las proximidades de Huéscar, y por los materiales detríticos, conglomerados, arenas y limos depositados en el Mioceno superior (IGME 1990; DGOH-IGME 1993a; CHG-IGME 2002; Fernández-Chacón 2009). Esta subunidad aflora cerca de Fuencaliente

(muestreo 9), donde surge en materiales detríticos incluidos en una secuencia menos permeable de limos, arenas y margas con yesos (IGME 1990).

MAS Orce-María-Cúllar

La superficie total de afloramientos permeables asciende a 393 km^2. Sin embargo, esta MAS está subdividida en dos Subunidades acuíferas:

- *Subunidad de Orce-María.* Este acuífero de 220 km^2 permeables está constituido por los afloramientos carbonatados del Jurásico pertenecientes al Subbético Interno. Es un acuífero libre que presenta alta permeabilidad por fisuración y karstificación, excepto en parte del sector septentrional, donde el Jurásico queda confinado por las margas del Cretácico y Plioceno y pasa a tener carácter de acuífero confinado (IGME 1990; DGOH-IGME 1993b). El material de base impermeable lo constituyen materiales de facies triásicas.

- *Subunidad Cullar-Baza.* Constituida por el acuífero del Mio-Plio-Cuaternario, formado por los materiales detríticos del Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno (Formación Guadix), así como por los derrubios de ladera y glacis que cubren a los anteriores. Es un acuífero libre permeable por porosidad que, hacia el interior de la cuenca, pasa a ser confinado. Este acuífero se encuentra rodeando al acuífero de Orce-María al N y W, y en conexión hidráulica con él. Dentro del mismo se han diferenciado una serie de conjuntos litológicos de origen fluvial y lacustre. Por un lado, conglomerados, en las zonas de borde; arenas, limos y yesos, hacia la zona central de la cuenca, y calcilutitas y calizas en los márgenes del río Orce (IGME 1990; DGOH-IGME 1993b; Fernández-Chacón 2009).

7.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

7.3.1 Caracterización Hidrogeoquímica

a) Geoquímica de las aguas subterráneas

El estudio hidrogeoquímico se ha basado en 21 análisis químicos de muestras tomadas en la Zona de Fallas Baza-Galera (ZFBG) en una primera campaña en julio de 2013 y una segunda en junio de 2015 (puntos localizados en el mapa de la Figura 7.3-1). En la Tabla 7.3-1 se recogen los datos de los parámetros hidroquímicos de las 21 primeras muestras de aguas subterráneas recogidas en esta zona de fallas activas, así como las concentraciones de elementos mayoritarios y contenidos en trazas de B.

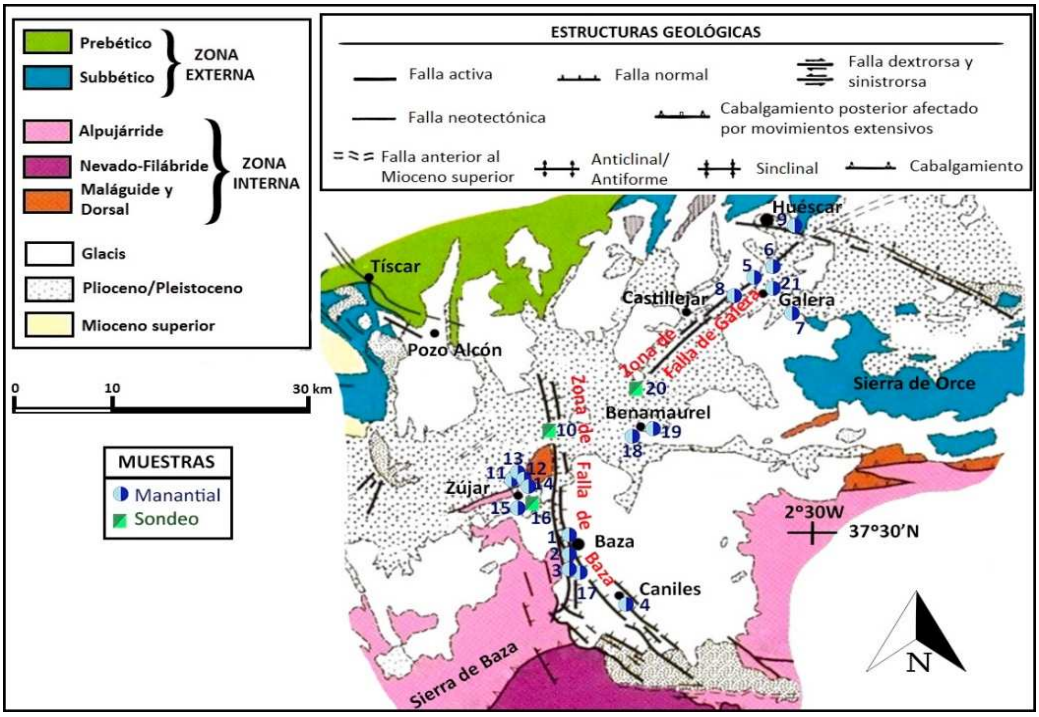


Fig. 7.3-1. Ampliación del mapa de la Figura 7.2-1 con los puntos de muestreo.

En esta Tesis Doctoral es importante observar posibles cambios en la composición de las aguas subterráneas por posibles eventos sísmicos en el transcurso de la misma. Por ello, se han realizado varias campañas adicionales en los mismos puntos (Tabla 7.3-2) para la observación de los parámetros hidrogeológicos y sus posibles fluctuaciones. Se han realizado estos estudios periódicos sobre todo en los puntos que han presentado temperatura superior al límite de hidrotermalismo y concentración elevada de B, tratando de dilucidar su relación con aguas termales, puesto que serían, *a priori,* los más claros ejemplos de circulación a favor de fallas. No obstante, también se han seguido observado y analizando los puntos más cercanos a las zonas de fallas principales.

En esta región, se observan varias zonas geoquímicas caracterizadas por el predominio de diferentes tipos de reacciones fluido-roca (Hidalgo et al. 1995). Según (Hidalgo 2002), como tendencia general, el agua menos mineralizada aparece próxima a los principales bordes de recarga, y la salinidad del agua aumenta significativamente con la profundidad y hacia el centro de la depresión. En este estudio, se observa cómo existen varias familias hidrogeoquímicas con mineralizaciones variables.

Tabla 7.3-1. Parámetros físico-químicos, elementos mayoritarios y trazas de los puntos acuíferos de la Zona de Fallas Baza-Galera en los dos primeros muestreos.

Nº	Nombre Puntos de Muestreo	Fecha Muestreo	CE (µS/cm)	pH	T (ºC)	Q (l/s)	Prof. (m)	N.P (m)	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO^{-2}_4	NO^-_3	HCO^-_3	B
									(mg/l)								
1	Manantial Acrebite	09.07.2013	1500	7.5	16.8	2			54.2	15.3	195.5	62.2	66.8	501.1	-	427.1	<0.20
2	Manantial San Juan	09.07.2013	620	7.6	17	-			51.9	2.8	90.5	34.5	4.8	133.5	4.2	244.1	<0.20
3	Manantial 7 Fuentes Baza	09.07.2013	587	8.1	13.6	150			0.8	0.4	50.9	22.9	4.2	39.7	4.7	225.7	<0.20
4	Manantial Cañico del Molino	09.07.2013	674	7.5	16	0.2			9.2	2.6	104.4	47.9	45.7	672.2	9.6	335.6	<0.20
5	Manantial Hedionda	09.07.2013	2830	7.4	17	10			46.9	8.6	728.3	122.8	54.5	2581.4	2.5	311.2	0.36
6	Manantial D. Juan Austria	09.07.2013	1518	7.9	16.6	1			14.2	1.1	45.6	34.2	127.9	290.8	19.1	414.9	<0.20
7	Manantial 7 Fuentes Galera	09.07.2013	1360	7.5	17.4	6			10.4	1.3	52.3	26.2	65.2	445.6	7.1	268.5	<0.20
8	Manantial Sismitas	15.07.2013	25520	6.6	20	0.1			4159	166.1	563.3	1357.3	5712.9	7791.6	15	305.1	0.62
9	Manantial Fuencaliente	21.07.2013	910	7.4	20	-			97.6	3.3	125.1	61.2	144.9	331.3	21	274.6	0.32
10	Sondeo Baños Zújar	02.06.2015	5910	6.5	43	-	150	-	1440.6	16.7	172.7	130.1	1770.2	1828.2	-	183.1	1.13
11	Manantial San Jorge	02.06.2015	1693	7.3	17	0.5			29.1	24.5	577.4	199.4	56.5	307.2	54	390.5	<0.20
12	Manantial Sima	02.06.2015	720	7.7	16.4	0.1			14.6	2.3	73.4	51.8	13.6	113.6	4.4	256.3	<0.10
13	Manantial Leandro	02.06.2015	990	7.5	16.2	0.3			9.4	15.6	107.2	71.2	12.2	212.5	19.1	268.5	<0.10
14	Manantial León	02.06.2015	737	7.2	17	0.2			11.8	1.1	90.1	49.8	16.2	151.3	4.9	237.9	<0.10
15	Manantial Fuente Grande	02.06.2015	739	7.6	15.8	80			2.6	0.9	91.1	48.4	5.1	140.1	4.9	268.5	<0.10
16	Sondeo Fuente Grande	02.06.2015	746	8.7	16.2	-	40	15	2.9	0.9	86.4	48.6	5.4	143.6	5	237.9	<0.10
17	Manantial Teja	02.06.2015	392	8.2	13.6	2.2			1.2	0.6	55	23.1	3.3	33	3.8	152.2	<0.20
18	Manantial Benamaurel	02.06.2015	394	8	15.4	0.1			4.5	0.9	6.7	14.5	6.9	22.4	3.4	176.9	<0.10
19	Manantial Alhanda	02.06.2015	457	7.8	16.7	0.1			5.8	1.2	70.5	16.9	8.8	33.4	3.6	176.9	<0.10
20	Sondeo José	02.06.2015	4184	7.6	21	-	10	5	232.7	30.7	454.8	268.1	261.1	1558.1	22.6	256.3	1.05
21	Manantial Cruz de los Caídos	02.06.2015	957	7.8	17	0.2			59.9	4.1	88.5	43.5	64.7	152.5	7.1	237.9	<0.10

Las aguas subterráneas muestreadas en la ZFB entre Baza y Caniles se caracterizan por presentar una conductividad eléctrica (CE) inferior a 674 µS/cm (puntos 2, 3, 4 y 17), propia de la MAS Baza-Caniles con el influyente aporte lateral procedente de las dolomías alpujárrides del acuífero

carbonatado de la Sierra de Baza, del cual, es muy probable, que procedan las aguas de los puntos 2 y 3 ya que están muy próximos al límite entre ambos acuíferos. En Baza también existe un punto con CE notablemente superior a las anteriores y más mineralizada (punto 1). En la parte más septentrional de la ZFB, en el entorno de Zújar, una parte de las aguas subterráneas muestreadas presentan poca mineralización y baja conductividad (< 746 µS/cm), concretamente en los puntos 12, 14, 15 y 16 que proceden del acuífero de la Sierra de Baza, mientras que otra parte se encuentran más mineralizadas y con conductividades eléctricas superiores a 990 µS/cm para los puntos 11 y 13, llegando incluso a los 5910 µS/cm en las aguas del muestreo 10, correspondiente al sondeo de los Baños de Zújar. En cambio, en la ZFG las aguas subterráneas muestreadas se caracterizan por ser aguas más salinas y más mineralizadas, presentando una CE > 910 µS/cm, incluso llegando hasta los 25520 µS/cm en las aguas tomadas en el entorno de las sismitas de Galera (punto 8). Las aguas del entorno de Benamaurel son aguas poco mineralizadas y con conductividades por debajo de 457 µS/cm.

Las aguas subterráneas de la ZFBG se caracterizan por ser claramente alcalinas, salvo dos excepciones, el manantial Sismitas (8) y el sondeo Baños Zújar (10) que tienen carácter ácido. El pH tiene valores entre 6.5 y 8.7.

Como hemos visto a lo largo de esta Tesis, la temperatura de emergencia (T) de los puntos acuíferos es un dato muy importante y esencial para este estudio, pues es un claro indicador de origen profundo. Se ha comprobado tanto en los primeros muestreos como en las mediciones siguientes, que las aguas de la ZFBG, por lo general, presentan una temperatura inferior al límite de hidrotermalismo (20^{o}C), lo que sugiere la

posibilidad de una recarga rápida y la circulación superficial a través de los materiales acuíferos carbonatados o detríticos. Sin embargo, existen cuatro puntos acuíferos con temperaturas entre 20 y 43^{o}C, correspondiendo al manantial Sismitas (8), manantial Fuencaliente (9), sondeo de Baños de Zújar (10) y el sondeo José (20). El punto 10 perteneciente al acuífero del Jabalcón tiene un claro y evidente origen profundo hidrotermal, asociado con grandes fracturas que responden al contacto entre la zona Bética (mantos alpujárrides) y la Zona Subbética (IGME 1994). Por tanto, esta surgencia posiblemente esté relacionada con la ZFB en profundidad. En los tres puntos restantes nos encontramos con una potencial evidencia de origen hidrotermal y profundo para estas aguas subterráneas que muy posiblemente asciendan a superficie a favor de fracturas de esta zona de fallas.

En relación con las trazas de boro en esta ZFBG se puede apreciar, como en las anteriores zonas de estudio de la presente Tesis, que las aguas con carácter termal (puntos anteriormente citados 8, 9, 10 y 20), presentan contenidos elevados en trazas de boro (entre 0.32 mg/l y 1.13 mg/l). No obstante, además de la evidente contribución hidrotermal a la liberación de boro en estas aguas (sobre todo en el punto 10), hay que añadir un claro factor evaporítico a esta concentración, dado que estas aguas presentan un enriquecimiento importante en sulfatos y cloruros por la posible disolución de yesos del Plio-Pleistoceno en las mismas. El resto de aguas subterráneas muestreadas presentan contenidos bajos en boro, siempre inferiores a 0.20 mg/l, salvo las aguas del manantial Hedionda (5) en Galera, que tiene una concentración de 0.36 mg/l y muy posiblemente sea producto de la interacción con materiales yesíferos del acuífero Mio-Plio-Cuaternario del sistema Orce-María-Cúllar, dado su alto contenido en SO_4^{2-}. Estas aguas

sulfurosas y las del manantial Acrebite (1) son bien conocidas también por sus propiedades beneficiosas para la salud. El manantial Hedionda (5) es interesante, puesto que es muy característico su fuerte olor a ácido sulfhídrico o "huevos podridos". Este olor está asociado a la presencia de elevados niveles de azufre en el agua, posiblemente asociados a la aparición de bacterias reductoras que se alimentan de sulfatos y crean cantidades residuales de sulfuro de hidrógeno (H_2S). Este hecho es frecuente en circuitos de agua termal, por tanto, es posible que este punto esté asociado a la falla de Galera en profundidad y sea un buen candidato para posibles fluctuaciones en su composición tras eventos sísmicos importantes. Por tanto, estos cuatro puntos (8, 9, 10 y 20) de elevada T y altos contenidos en boro, y el punto 5 incorporado también, posiblemente puedan ser buenos indicadores en relación con la actividad de la ZFBG y es probable que puedan producirse en ellos modificaciones en la composición de sus aguas tras eventos sísmicos importantes en esta zona. Es importante por ello, mantener un seguimiento de sus parámetros hidrogeológicos y concentraciones al desencadenarse algún sismo, con el fin de comprobar posibles fluctuaciones en la composición.

Un dato interesante, ya indicado por Hidalgo et al. (1997), se ha detectado la presencia de altos contenidos en amonio (hasta 3 mg/l) en las aguas con olor a sulfhídrico (manantial Acrebite (1) con 2.8 mg/l y manantial Hedionda (5) con 3 mg/l), indicando un origen natural ligado a procesos de oxidación-reducción en el seno del acuífero. El resto de aguas presentan contenidos normales aproximadamente 0.2 mg/l o incluso no detectado.

En las posteriores mediciones (Tabla 7.3-2) las concentraciones de boro y temperatura siguen manteniendo ligeramente sus valores sin ninguna variación importante. Al igual que el resto de parámetros e iones. En cambio,

merece atención un cambio observado en la composición de las aguas del manantial Hedionda (5) en la segunda medición realizada en noviembre de 2013, en la que se ha producido un descenso en la concentración de SO_4^{2-} y Ca^{2+}, pasando de valores de 2581.4 y 728.3 mg/l respectivamente en el primer muestreo a valores de 1550 y 527.4 mg/l. El día 1 de noviembre de 2013 se produjo un sismo de magnitud 2 con epicentro en Puebla de Don Fabrique y el 20 del mismo mes otro sismo de menor magnitud (1.3) en Huéscar. Es posible que este cambio en la composición sea consecuencia de esta actividad sísmica, aunque no se hayan producido variaciones en la T, ni en el caudal, ni en ningún otro parámetro hidrogeológico. Del mismo modo, tampoco se percibieron cambios en aguas cercanas como las de 7 Fuentes Galera (7) en el mismo día de muestreo. Este hecho puede apuntar a una mezcla con agua más caliente pero menos mineralizada, que ascienda rápidamente a favor de la falla. Meses más tardes, en el siguiente muestreo, la composición regresó a los valores iniciales.

Es común en esta zona de estudio, encontrar aguas subterráneas con altos contenidos en sulfatos como consecuencia de la gran cantidad de yesos del Mio-Plioceno que afloran y que disuelven el ión sulfato en las aguas. La gran mayoría de muestras presentan contenidos elevados en este ión.

El manantial Sismitas (8) de la rambla de los Pilares en Galera, presenta un enriquecimiento muy pronunciado en prácticamente todos los iones, siendo muy llamativo el contenido en sulfatos y cloruros. Este manantial nace en materiales menos permeables, en el acuífero detrítico de la MAS Orce-María-Cúllar, pero con intercalaciones de importantes formaciones de yesos, que interaccionan con las aguas aportando este elevado enriquecimiento.

Tabla 7.3-2. Parámetros físico-químicos, elementos mayoritarios y trazas de los puntos acuíferos de la Zona de Fallas Baza-Galera en las siguientes mediciones.

Nº	Nombre Puntos de Muestreo	Fecha Muestreo	CE (µS/cm)	pH	T (°C)	Q (l/s)	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO^{-2}_4	NO^-_3	HCO^-_3	B
							(mg/l)								
1	Manantial Acrebite	12.11.2013	1451	7.2	15.6	2	54.1	15.5	160.3	62.3	64.7	494.1	1.6	457.6	<0.20
1	Manantial Acrebite	06.06.2014	1486	7.4	16	2	-	-	-	-	-	-	-	427.1	<0.20
2	Manantial San Juan	12.11.2013	590	7.4	15.7	-	52.2	2.1	88.9	32.1	5.7	178.2	4.1	274.6	<0.20
3	Manantial 7 Fuentes Baza	12.11.2013	530	7.7	13	150	0.9	0.5	46.8	21.9	4.1	37.1	4.9	244.1	<0.20
4	Manantial Cañico del Molino	12.11.2013	680	7.8	17	0.2	8.5	1.8	100.6	41.4	37.7	672	8.4	305.1	<0.20
5	Manantial Hedionda	12.11.2013	2840	7.1	16.2	11	40.2	21.3	527.4	113.7	46.1	1550	1.6	305.1	0.34
5	Manantial Hedionda	06.06.2014	2832	7.3	16.8	10	46.1	9.2	730.5	125	51.2	2612.1	2.3	305.1	0.38
7	Manantial 7 Fuentes Galera	12.11.2013	1360	7.5	17.4	6	10.4	1.3	52.3	26.2	65.2	445.6	7.1	269.2	<0.20
8	Manantial Sismitas	06.06.2014	25415	6.5	20	0.1	4394.4	175.8	622.9	1432.8	6013	8003	16.1	305.1	0.65
9	Manantial Fuencaliente	14.12.2013	900	7.4	20	-	97.2	3.3	124.8	62.4	145	333	20	274.6	0.30
9	Manantial Fuencaliente	06.06.2014	890	7.5	20	-	-	-	-	-	-	-	-	292.8	0.42
10	Sondeo Baños Zújar	20.11.2015	5890	6.8	42.6	-	1354	17	183.3	139	1643	1714	3	178.2	1.16
17	Manantial Teja	20.11.2015	396	8.1	13.1	2.4	1.4	0.5	57	26.2	3.4	35	3	164.7	0.20
20	Sondeo José	20.11.2015	4193	7.6	21	-	230.4	31	461.2	272.4	254.7	1620	20	262.4	1.06

b) Diagramas Hidroquímicos

La composición química de las aguas subterráneas de la Zona de Fallas Baza-Galera (ZFBG) se muestra en la Figura 7.3-2, donde se representan las 21 muestras tomadas en los diagramas hidroquímicos de Piper (Piper 1944). En ellos se pueden apreciar varias familias hidroquímicas.

En primer lugar, se observa un claro grupo de 10 aguas subterráneas de facies hidroquímicas Ca-Mg-HCO_3, con CE < 900 µS/cm y débil mineralización. Salvo el punto 4 que presenta facies Ca-Mg-SO_4 y mayor enriquecimiento

iónico, sobre todo en sulfatos. Son aguas frescas sin presencia elevada de trazas de boro, lo que indica su origen superficial que sugiere recarga activa y corto tiempo de residencia y posible desvinculación con la actividad de la ZFB. A este grupo pertenecen las aguas 2, 3, 4, 12, 14, 15, 16, 17, 18 y 19, todas ellas localizadas desde el área central de la zona de estudio hasta la ZFB.

Por otro lado, un grupo de 8 aguas subterráneas más salinas y mineralizadas, con CE > 900 µS/cm llegando hasta los 2830 µS/cm del sondeo manantial Hedionda (5). Estas aguas presentan facies predominantemente Ca-Mg-SO_4. Son aguas con T inferiores al límite de hidrotermalismo (> 20^{o}C) y sin trazas elevadas de boro salvo el punto 5 correspondiente al manantial Hedionda en Galera mencionado anteriormente. Todas las aguas muestreadas del entorno de Galera presentan estas facies hidroquímicas debido a los materiales evaporíticos de la zona.

Por último, se representan en la Figura 7.3-2 las aguas subterráneas con carácter hidrotermal y contenido elevado en trazas de boro, las ya mencionadas muestras de los puntos 8, 9, 10 y 20. Son aguas por lo general de elevada conductividad, llegando a alcanzar los 25520 µS/cm en el caso del manantial Sismitas. Sin embargo el manantial Fuencaliente (9) son aguas de conductividad menor, 910 µS/cm. Las aguas de este manantial y del sonde José son aguas de facies Ca-Mg-SO_4-Cl, mientras que las aguas más mineralizadas de esta zona de estudio (manantial Sismitas (8) y sondeo Baños Zújar (10)) presentan facies Na- SO_4-Cl.

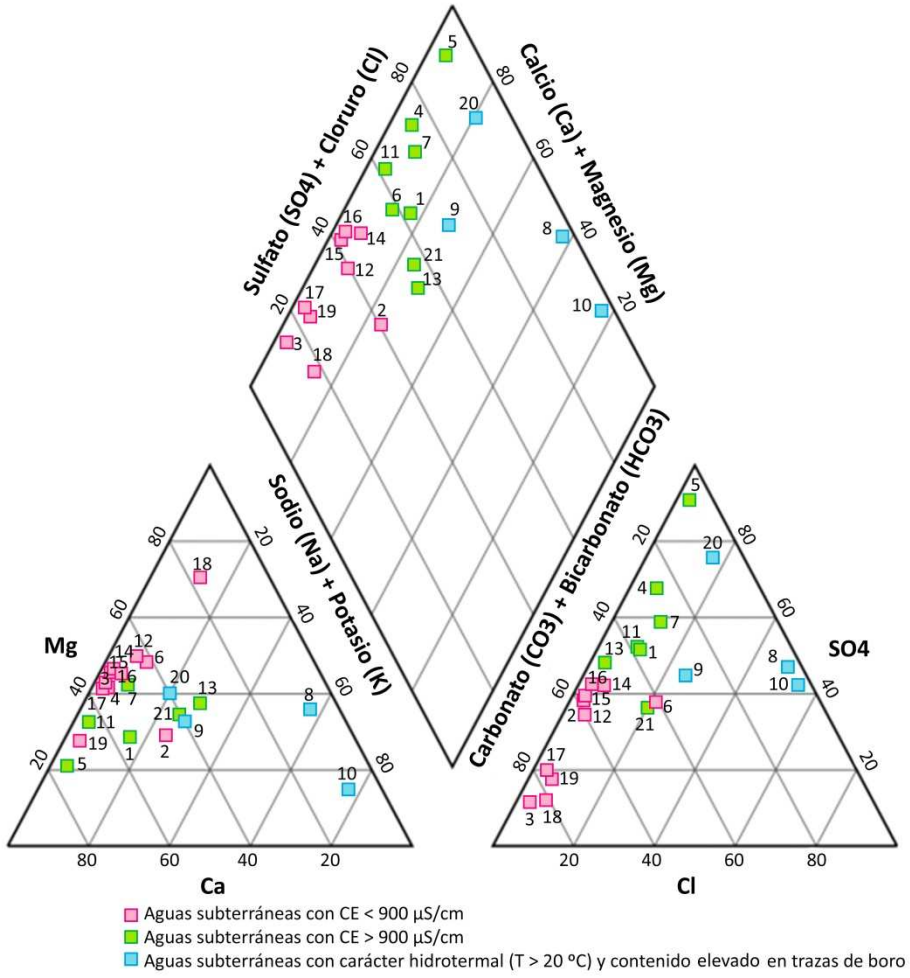


Fig. 7.3-2. Diagramas hidroquímicos de Piper para la ZFBG.

c) Isótopos

Con el objetivo de establecer los orígenes, las condiciones de recarga y el tiempo de residencia de las aguas subterráneas de la ZFBG, se han realizado los análisis de isótopos estables (^{18}O, ^{2}H), y del isótopo radiactivo del hidrógeno (^{3}H). Además se ha analizado la actividad de ^{222}Rn en algunas muestras escogidas para su interpretación como precursor sísmico.

La Tabla 7.3-3 recoge los contenidos en isótopos estables (^{18}O y D) para 13 muestras seleccionadas, las concentraciones de ^{3}H para 13 muestras, y la actividad de ^{222}Rn en 3 puntos acuíferos escogidos, como primera toma de contacto.

Tabla 7.3-3. Contenidos en isótopos estables y radiactivos de la ZFBG.

Nº	Nombre Puntos de Muestreo	$\delta^{18}O$	δ D	d	^{3}H	^{222}Rn
		(‰)			(UT) ± 0.3	(Bq/l)
1	Manantial Acrebite	-9.43	-62.2	13.24	0.72	0.87 ± 0.15
2	Manantial San Juan	-9.73	-63.71	14.13	3.96	0.18 ± 0.05
3	Manantial 7 Fuentes Baza	-9.39	-61.91	13.21	-	-
5	Manantial Hedionda	-8.77	-58.96	11.20	0.81	0.12 ± 0.06
7	Manantial 7 Fuentes Galera	-7.69	-49.20	12.32	-	-
8	Manantial Sismitas	-9.19	-61.41	12.11	0.63	-
9	Manantial Fuencaliente	-	-	-	1.12	-
10	Sondeo Balneario Zújar	-9.12	-60.78	12.18	0.88	-
11	Manantial San Jorge	-	-	-	2.34	-
12	Manantial Sima	-8.93	-60.27	11.17		-
13	Manantial Leandro	-	-	-	3.59	-
16	Sondeo Fuente Grande	-9.06	-60.24	12.24	4.31	-
17	Manantial Teja	-9.54	-62.13	14.19	2.21	-
18	Manantial Benamaurel	-	-	-	4.64	-
19	Manantial Alhanda	-8.84	-58.39	12.33	-	-
20	Sondeo José	-7.88	-51.32	11.74	0.83	-
21	Manantial Cruz de los Caídos	-8.91	-59.24	12.04	4.36	-

Isótopos estables (^{18}O - D)

La caracterización isotópica realizada para las aguas subterráneas de la ZFBG se ha expresado en tanto por mil, y el estándar de referencia utilizado ha sido el VSMOW (Gonfiantini 1978). Los datos de las 13 muestras seleccionadas para estos análisis se han proyectado en un diagrama de $\delta^{18}O$ *vs.* $\delta^{2}H$ (Fig. 7.3-

3) conjuntamente con la Línea Mundial o Global de Aguas Meteóricas (LMM) definida por Craig en 1961, y que responde a la ecuación:

$$\delta D=8\delta^{18}O+10$$

y la Línea de Aguas Meteóricas Mediterránea (LMME) de Gat y Carmi (1970):

$$\delta D=8\delta^{18}O+22$$

También se ha representado en la Figura 7.3-3, la Línea de Agua Meteórica Local del Guadiana Menor (LMGM), obtenida por Fernández-Chacón (2009) y Fernández-Chacón et al. (2010) a partir de valores de ^{18}O y ^{2}H de 96 muestras de precipitaciones recogidas en 39 estaciones diferentes desde 2005 hasta 2007, siguiendo la siguiente ecuación de ajuste:

$$\delta D =7.72\delta^{18}O +9.90$$

La curva δD / $\delta^{18}O$ para esta línea es más superficial que para la LMM, debido a los eventos de lluvias que se producen en primavera y verano. Estos eventos reflejan principalmente los procesos de evaporación entre los meses de mayo y septiembre (con un enriquecimiento en isótopos pesados) debido a la temperatura más alta y la incidencia de la cantidad de la precipitación (el llamado efecto cantidad), un efecto que se manifiesta más en esta época del año que en invierno (Gedzelman et al. 1987). Este efecto se caracteriza por un enriquecimiento en isótopos pesados provocado por la evaporación de las gotas de lluvia entre el final de la nube y la llegada a la tierra, y / o un intercambio de isótopos entre las gotas de lluvia y el vapor de la atmósfera (Dansgaard 1953; Gedzelman et al. 1987), alcanzando a veces valores positivos de ^{18}O como los encontrados en el sector de Granada por Delgado et al. 1991.

En este estudio de las aguas subterráneas de la ZFBG, los contenidos isotópicos de las aguas muestreadas para el ^{18}O están comprendidos entre los valores -7.69 y -9.73 $^{0}/_{00}$, y entre -49.20 y -63.71 $^{0}/_{00}$ para el ^{2}H. Todos los puntos se sitúan por debajo de la LMME y con un buen ajuste con la LMM y la LMGM, lo que sugiere un origen de las masas de vapor de agua tanto del Mediterráneo como del Atlántico. Sin embargo, se ha utilizado el exceso de deuterio (*d*) definido por Dansgaard (1964) con el objetivo de especificar el origen de las masas de vapor de agua.

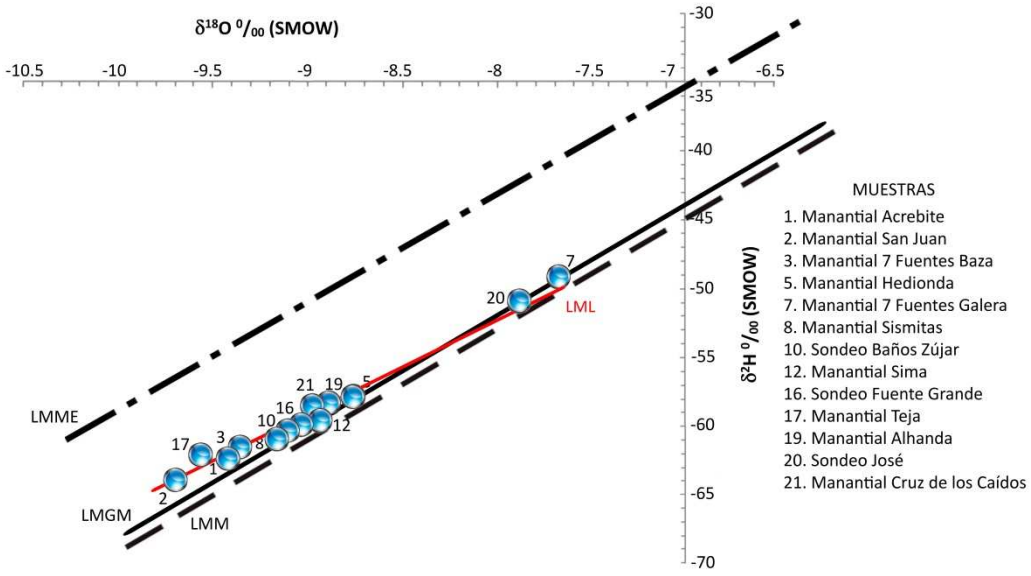


Fig. 7.3-3. Diagrama de $\delta^{18}O$ *vs.* $\delta^{2}H$ de las aguas subterráneas seleccionadas de la ZFBG.

La representación de los valores $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ para las aguas subterráneas de esta zona ha permitido obtener una línea local (LML) de los acuíferos muestreados, cuya ecuación resultante es la siguiente: $\delta D=7.1\delta^{18}O+3.7$ (R^2=0.96). Todos los puntos se sitúan a la derecha de la LMM, lo que sugiere procesos de evaporación adicionales.

Hidalgo (1993) estudió los contenidos isotópicos de las aguas del entorno de Baza y Caniles y sus datos confirmaban el proceso de alimentación lateral subterránea mencionado anteriormente desde la Sierra de Baza hacia el acuífero detrítico Baza-Caniles. El rango de la composición isotópica sugiere que la recarga por la precipitación sobre los carbonatos de la Sierra de Baza se produce de forma rápida, en tanto que en la Sierra de las Estancias tiene lugar un proceso de evaporación previo a la infiltración, lo que conduce a un enriquecimiento en ^{18}O en las aguas subterráneas de esta zona (Hidalgo et al. 1991).

Los datos isotópicos también han puesto de manifiesto que la recarga efectiva de los acuíferos se debe principalmente a las precipitaciones de otoño e invierno (Cruz-San Julián et al. 1992). El exceso de deuterio (*d*) en las muestras de este estudio de la ZFBG tiene un valor medio global de 12.46 $^{0}/_{00}$, lo que sugiere que las aguas subterráneas son recargadas predominantemente por episodios lluviosos de procedencia atlántica, ya que en todos los casos el exceso de deuterio supera el valor 11.20 $^{0}/_{00.}$ Este exceso de deuterio es equivalente a los encontrados en las aguas subterráneas de la Cuenca de Guadix-Baza (CGB) por Cruz-San Julián et al. (1992), y a los análisis realizados en aguas de Baza-Caniles por Hidalgo (2002). Según los estudios climáticos recientes realizados en la Cuenca de Baza por Fernández-Chacón (2009), durante los últimos 28 años desde su investigación, ha habido una tendencia a la disminución de las precipitaciones que llegan del Atlántico y más desde el Mediterráneo. Esto ha llevado a los acuíferos en el NE de la cuenca que están más afectados por los frentes mediterráneos, a presentar mayor enriquecimiento en isótopos pesados que los de la cara Norte de la Sierra de Baza y Sierra Nevada, donde la influencia mediterránea es menor.

El efecto de la altitud en la precipitación es evidente en el agua subterránea revelando el enriquecimiento isotópico en las zonas de recarga de los acuíferos carbonatados al centro de la Cuenca de Baza y en las zonas de descarga de los acuíferos detríticos (Fernández-Chacón et al. 2010).

Isótopos Radiactivos (^{3}H y ^{222}Rn)

Tritio

Mediante los análisis del isótopo tritio podemos calcular el tiempo de residencia del agua subterránea en el acuífero. Este isótopo nos proporciona información importante sobre el tiempo transcurrido desde su infiltración desde las pruebas termonucleares de 1952.

En la Zona de Fallas de Baza-Galera (ZFBG), se han realizado 13 medidas de las concentraciones de tritio en las aguas subterráneas (Tabla 7.3-3).

Los resultados de estos análisis están comprendidos entre valores de 0.63 a 4.36 UT.

Las muestras que han presentado carácter hidrotermal y posible relación con la actividad de la ZFBG (8, 9, 10 y 20) muestran concentraciones de tritio por debajo de 1.12 UT, lo que indica que son, con seguridad, aguas infiltradas con anterioridad a 1940. Incluso las aguas sulfurosas del manantial Hedionda (5) que se ha mencionado anteriormente su posible relación con la actividad de la ZFG y las del manantial Acrebite (1) en Baza, presentan una concentración de tritio inferior a 1, por tanto, también se trataría de aguas subterráneas antiguas de más de 75 años. Los bajos contenidos de tritio indican que las aguas termales no han experimentado ningún tipo de mezcla

con aguas superficiales o de infiltración reciente durante su ascenso a la superficie a favor de fallas.

Por otro lado, las muestras del manantial San Jorge (11) y el manantial Teja (17) tienen concentraciones de tritio superiores a 2, por tanto, se trataría de aguas antiguas algo más afectadas por aguas modernas.

En cambio, las aguas del manantial San Juan, manantial Leandro (13), sondeo Fuente Grande (16) y manantial Cruz de los Caídos (21) tienen concentraciones de tritio por encima de 3.59 UT, lo que sugiere que puede tratarse de aguas de mezcla entre la recarga anterior y posterior a 1952. No obstante, estas aguas presentan alta indeterminación, al poder corresponder tanto a aguas infiltradas a comienzos de los años 50, como con aguas más modernas y con bajo período de permanencia en el acuífero, infiltradas recientemente desde 1982.

Tras esta analítica se ha observado que las aguas subterráneas de la ZFBG con valores inferiores a 1.12 UT tienen una recarga ciclo de más de 75 años y por tanto, son aguas con un tiempo de permanencia largo en el acuífero y posiblemente, a un nivel profundo.

Radón

Se ha realizado una primera caracterización de radón en 3 puntos acuíferos concretos en la ZFBG. En este caso, como en los anteriores capítulos, se han seleccionado estas 3 aguas subterráneas como punto de partida y test del método, aunque estas determinaciones serán objeto de estudios futuros. Sin embargo, se ha pretendido comprobar si los puntos de agua subterránea

elegidos presentan la actividad de radón correspondiente a la litología propia del acuífero al que pertenecen, o si en cambio, ya presentan alguna anomalía.

En esta investigación se ha comprobado como los puntos del manantial Acrebite (1), manantial San Juan (2) y manantial Hedionda (5) presentan actividades de ^{222}Rn propias de acuíferos de tipo carbonatado y detrítico, con valores de 0.87, 0.18, 0.12 Bq/l, respectivamente. Por tanto, no han presentado ninguna anomalía durante el muestreo, ni siquiera en el punto 5, donde sí se habían manifestado ligeros cambios tras un terremoto de magnitud 2. No obstante, esta caracterización debe seguir realizándose en un futuro para poder comprobar con mayor certeza que no se generan anomalías en esos puntos finalmente.

d) Índices de Saturación (IS)

En esta ZFBG se ha llevado a cabo una modelación geoquímica mediante Phreeqc con el fin de conseguir los índices de saturación de estas aguas.

El Índice de Saturación (IS) de un mineral determinado viene definido por la siguiente ecuación:

$$IS = log_{10}(\frac{IAP}{K_{sp}})$$

donde IAP es el producto actividad de los iones y Kps es el producto de solubilidad a una temperatura dada (Parkhurst y Appelo 1999; Appelo y Postma 1999).

Los minerales más representativos del sistema estudiado son calcita, dolomita, yeso, halita, gibbsita, caolinita, illita y montmorillonita, y por tanto, se han calculado los IS de acuerdo a estas fases minerales y se han representado en la Figura 7.3-4 mediante un gráfico de columnas.

Si IS = 0 expresa que hay equilibrio entre el mineral y la solución.

Si IS > 0 indica que la precipitación es termodinámicamente favorable a pesar del hecho de que las tasas lentas de reacción pueden inhibir la precipitación (Parkhurst y Appelo 1999). Este hecho nos indica que las aguas subterráneas muestreadas de la ZFBG presentan saturación en los minerales carbonatados (caliza y dolomita) en la totalidad de sus muestras, así como en filosilicatos (esmectita, caolinita, illita y gibbsita), e incluso en yeso. Esto quiere decir que en las aguas de la ZFBG se produce una posible precipitación de estos minerales. El posible aporte de filosilicatos a las aguas de origen termal y con probable vinculación con la ZFBG (8, 9, 10 y 20) podría dar información interesante, junto con los diagramas de fases minerales y los análisis mineralógicos de XRD y SEM en muestras de rocas de falla seleccionadas cercanas a estos puntos, sobre la circulación de fluido a favor de planos de falla.

Por otra parte, si IS < 0 sugiere que la disolución de esos minerales se ve favorecida (Appelo y Postma 1999; Kortatsi 2007). En este contexto, las aguas muestreadas en la ZFBG sólo indican posible disolución con respecto a la halita en todas las muestras. En cambio, se produciría precipitación de yeso, ya que todas las muestras están saturadas en este mineral evaporítico como consecuencia de los numerosos afloramientos del Plio-Pleistoceno que predominan en esta región, la cual fue interpretada como un mosaico de lagos

poco profundos rodeando un lago salino central. En la zona marginal del sistema de lagos se desarrollaron una variedad de sub-ambientes incluyendo planicies lodosas salinas, y estanques poco profundos de aguas frescas y salinas acumulando depósitos detríticos, carbonaticos y diferentes litofacies de yeso (Gibert et al. 2007).

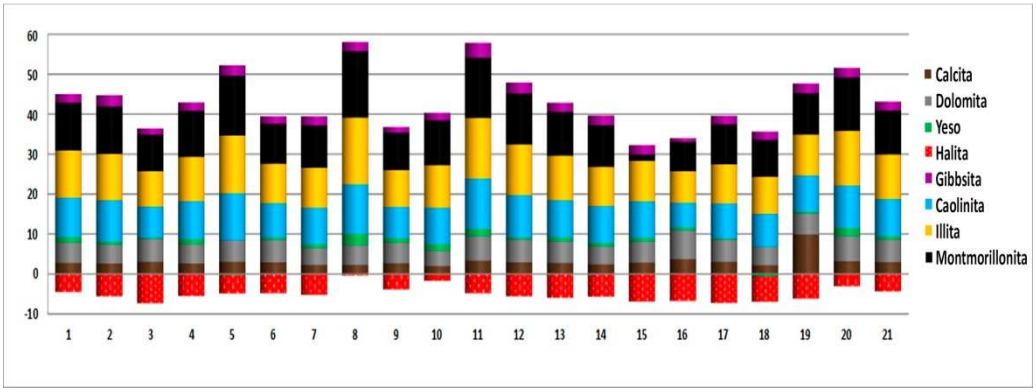


Fig. 7.3-4. Representación de los Índices de Saturación (IS) de las aguas subterráneas de la ZFBG.

e) Diagramas de estabilidad de fases minerales

Las características químicas de las aguas subterráneas están influenciadas por la relación entre la recarga de las aguas subterráneas y estas fases minerales (Kortatsi et al. 2009). Los diagramas de estabilidad mineral definidos por Tardy (1971) muestran la trascendencia de los fenómenos de disolución y las relaciones entre minerales primarios y los minerales de arcilla en un medio acuoso (Muñoz et al. 1996).

Como hemos visto en los anteriores capítulos, la expresión del *eje y* viene expresada por la siguiente ecuación:

$$\text{Log } ([\text{catión}^{n+}] / [H^+]^n)$$

y refleja que la carga de los cationes liberados debe ser equilibrada por el consumo de H^+ (Appelo y Postma 1999).

La Figura 7.3-5 muestra los diagramas de estabilidad de Na-plagioclasa (albita) y Ca-plagioclasa (anortita) para las aguas de la ZFBG.

En la Figura a) se representan los campos de estabilidad para la albita Na-feldespatos y sus posibles productos de meteorización, gibbsita, caolinita y Na-montmorillonita, expresados como una función de:

$$\text{Log } ([Na^+]/[H^+]) \quad \text{y}$$

$$\text{Log } [H_4SiO_4]$$

donde [] designa la actividad de soluto.

Se observa cómo el equilibrio de las muestras de las aguas subterráneas en la ZFBG, está representado en este diagrama alrededor del límite de estabilidad esmectita (Na-montmorillonita)/albita. Esto señala que el agua subterránea de esta zona de fallas se encuentra en equilibrio termodinámico con la albita para un grupo de muestras (1, 2, 4, 5, 6, 8, 9, 10, 11, 12, 16, 20 y 21) más ricas en sodio, y con la esmectita para otro grupo (3, 7, 13, 14, 15, 17, 18 y 19), siendo aguas más concentradas durante la meteorización (Tardy 1971).

En cambio, la Figura b) contiene los campos de estabilidad para la anortita Ca-feldespatos y sus posibles productos de meteorización, gibbsita, caolinita y Ca-montmorillonita, expresados como una función de:

$$\text{Log } ([Ca^{2+}]/[H^+]^2) \quad \text{y}$$

Log [H_4SiO_4]

En este diagrama de estabilidad de fases minerales de la Figura 7.3-5.b se puede observar cómo el equilibrio de las aguas subterráneas muestreadas de la ZFBG, está representado en su totalidad en el campo de estabilidad de la esmectita (Ca- montmorillonita), quedando siempre por encima del equilibrio de saturación de la sílice amorfa. Por tanto, para este diagrama de anortita y sus posibles productos de meteorización, la esmectita estaría en equilibrio termodinámico en todas las aguas subterráneas muestreadas.

Se puede afirmar pues, tras esta analítica, que los minerales más estables en las aguas de la ZFBG son predominantemente la esmectita y la albita.

Tanto los cálculos de los índices de saturación como los resultados de los diagramas de estabilidad de fases minerales indican que el mineral de la arcilla (esmectita) es termodinámicamente estable en estas aguas subterráneas de la ZFBG. Por tanto, la caracterización mineralógica de los análisis de XRD y SEM en muestras de rocas de falla seleccionadas cercanas a estos puntos de aguas muestreados, puede indicar la presencia de este mineral y por tanto, evidenciar la circulación de fluido a favor de planos de falla.

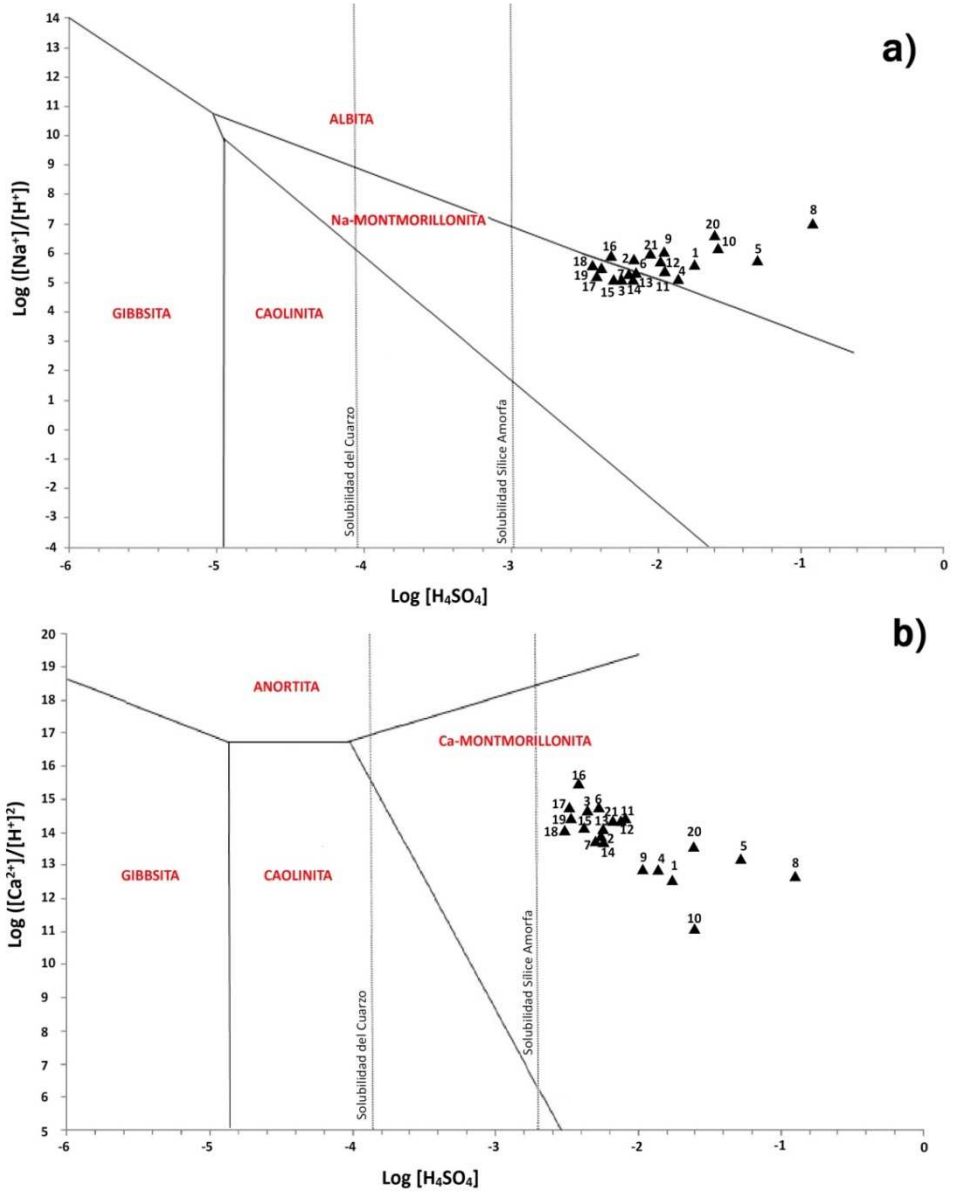


Fig. 7.3-5. Diagramas de fases minerales de a) Na-plagioclasa (albita) y b) Ca-plagioclasa (anortita) para las aguas subterráneas de la ZFBG.

7.3.2 *Caracterización Mineralógica*

La caracterización mineralógica de los materiales relacionados con esta Zona de Fallas de Baza-Galera (ZFBG) está siendo objeto de la Tesis Doctoral de Catalina Sánchez Roa, miembro del grupo de investigación RNM-325, al que también pertenezco, y de trabajos de investigación preliminares realizados por los miembros de dicho grupo. Se presenta a continuación un resumen de algunos de los resultados obtenidos por el grupo sobre la composición mineral de estos materiales que han sido objeto de algunos trabajos previos o de trabajos que se encuentran en proceso de elaboración.

Falla de Galera

En la zona de influencia de la falla de Galera se ha trabajado en dos áreas con el objetivo de reconocer las asociaciones de minerales de la arcilla existentes y su relación con la actividad tectónica. La asociación mineral de las rocas sin deformar está principalmente formada por dolomita, cuarzo, caolinita, esmectita e illita (Sánchez-Roa 2014). Tanto los datos texturales procedentes de microscopía electrónica como los datos de difracción de rayos X sugieren un origen detrítico para los minerales de estas rocas. Se identificaron dos paragénesis dentro del área deformada: la primera dominada por elevadas cantidades de esmectita alumínica y paligorskita, y la segunda, caracterizada por la presencia de sepiolita y pequeñas concentraciones de illita, caolinita y paragonita. Dolomita, halita y yeso están presentes en las rocas deformadas en concentraciones menores que en el protolito. La sepiolita y la paligorskita no se encuentran fuera del área afectada por la deformación de la falla. Esta localización sugiere que el calentamiento y el flujo de fluidos asociados a la actividad de la falla promovieron la neoformación de minerales

restringida a las vías que esta generó. Las características texturales de las fibras de sepiolita y paligorskita, así como el enriquecimiento en Mg, Si, y H_2O de las rocas de falla, podrían indicar un proceso de precipitación a partir de una solución hidrotermal en condiciones alcalinas, cuyas condiciones de salinidad estarían controladas por las concentraciones de Si, Mg, Al y Fe. El enriquecimiento en Mg podría ser consecuencia de la disolución de minerales ricos en Mg tales como la dolomita, ampliamente distribuidos en el ambiente evaporítico de la Cuenca de Guadix-Baza (CGB).

De este modo, la circulación de fluidos enriquecidos en magnesio en la Zona de Falla de Galera controla la cristalización hidrotermal de filosilicatos fibrosos y filosilicatos laminares en diferentes segmentos de la falla, y favorece la inyección de diques clásticos cosísmicos producidos por el incremento de la presión hidráulica (Sánchez-Roa et al. 2013). La formación de arcillas fibrosas, especialmente abundantes en la falla de Galera de la Cuenca de Guadix-Baza, podría favorecer la generación de sectores sísmicos de fallas debido a su comportamiento menos plástico (coeficiente de fricción de hasta 0.7) que en los casos en los que se produce una cristalización de arcillas laminares (coeficiente de fricción inferior a 0.5) (Sánchez-Roa et al. 2014, 2015).

Falla de Baza

Los resultados preliminares del estudio mineralógico que se está realizando por el equipo de investigación en el que me integro (Jiménez-Millán et al. en preparación), muestran que la secuencia estratigráfica de la CGB se caracteriza por la existencia de alternancias (de escala hasta centimétrica) de niveles ricos en arcillas intercalados entre areniscas y limos carbonatados sin litificar. Los niveles carbonatados presentan una textura granular formada

mayoritariamente por un entramado de microcristales de dolomita, calcita y cuarzo (1-5 µm). Sobre esta matriz aparecen cristales de celestina, yeso y estroncianita de mayor tamaño (hasta 100 µm de largo) y moscovita detrítica (> 50 µm). Cuando estos niveles se ven afectados por la actividad de la falla, aparecen zonas fracturadas de deslizamiento que presentan un recubrimiento amorfo de illita y esmectita. Los recubrimientos tienen en ocasiones hábito fibroso.

Los niveles arcillosos son ricos en illita, aunque también presentan cantidades significativas de cuarzo, plagioclasa, mica y clorita. Desarrollan una textura foliada definida por la orientación de los filosilicatos. En las zonas afectadas por la falla se identifican planos de deslizamiento que tienen recrecimientos amorfos.

La caracterización de estos materiales supone el inicio de una futura línea de investigación que se desarrollará en el marco del proyecto "Comportamiento reológico complejo de zonas de falla activas en secuencias carbonatadas multicapa: aplicaciones a la estimación de riesgo sísmico y la explotación de recursos hídricos" financiado por la Universidad de Jaén, cuya investigadora principal es la directora de este trabajo, la Prof. Jiménez Espinosa, y que se desarrollará entre 2016 y 2017. Su interés estriba en que las fallas en sedimentos que contienen alternancias de escala menor (hasta centimétrica) de niveles ricos en arcillas intercalados entre areniscas y limos carbonatados sin litificar, pueden tener un impacto significativo en el flujo de fluidos en reservorios clásticos debido a la creación de barreras impermeables o canales de circulación de fluidos. Por tanto, el estudio y análisis de su efecto es una consideración crucial en la exploración y producción de algunas provincias ricas en hidrocarburos y en el comportamiento de las aguas

subterráneas determinados tipos de acuíferos (Kristensen et al. 2013). Algunos de los mecanismos por los que las fallas pueden alcanzar bajas permeabilidades en sedimentos débilmente litificados son:

a) la cataclasis de arenas y limos.

b) el drenado de niveles arcillosos a lo largo de la falla para formar niveles continuos de roca de falla rica en arcilla (*smears*).

c) el sellado de las rocas de falla mediante la precipitación de cementos carbonatados o sulfatados.

El examen de la microestructura interna de las bandas de cizalla y de los mecanismos de deformación de los niveles de arcillas intercaladas con los niveles de areniscas y limos carbonatados, la descripción de las estructuras internas de las bandas de cizalla en estas secuencias clásticas mixtas, debe permitir aclarar la influencia de factores tales como la profundidad de enterramiento y la presión de fluidos en el comportamiento barrera o conducto de la falla. Por otro lado, la caracterización experimental de los procesos de deformación microfísica asociada a la reptación (*creep*) de los agregados granulares, bajo condiciones de temperatura y presión equiparables a las que existen en la corteza frágil, debe permitir el desarrollo de modelos que faciliten la extrapolación en el tiempo y en el espacio de los datos experimentales a fallas y reservorios a escala cortical. Tal caracterización experimental se puede llevar a cabo mediante la determinación de los parámetros de comportamiento físico y de transporte, tales como el cálculo de las velocidades de propagación de ondas compresionales y de cizalla, la emisión acústica y la determinación de la conductividad hidráulica.

7.4 CONCLUSIONES

Las aguas subterráneas de los acuíferos en la Zona de Falla Baza-Galera (ZFBG) muestran tres grupos principales familias hidroquímicas:

Un primer grupo de 10 aguas subterráneas alcalinas de facies hidroquímicas Ca-Mg-HCO_3, con CE < 900 µS/cm y débil mineralización. Salvo el punto 4 que presenta facies Ca-Mg-SO_4 y mayor enriquecimiento iónico, sobre todo en sulfatos. Son aguas frescas sin presencia elevada de trazas de boro, lo que indica su origen superficial que sugiere recarga activa, corto tiempo de residencia y posible desvinculación con la actividad de la ZFB. A este grupo pertenecen las aguas 2, 3, 12, 14, 15, 16, 17, 18 y 19, todas ellas localizadas desde el área central de la zona de estudio hasta la ZFB.

Por otro lado, un grupo de 8 aguas subterráneas alcalinas más salinas y mineralizadas, con CE > 900 µS/cm llegando hasta los 2830 µS/cm del sondeo manantial Hedionda (5). Estas aguas presentan facies predominantemente Ca-Mg-SO_4. Todas las aguas muestreadas del entorno de Galera presentan estas facies hidroquímicas debido a los yesos del Plio-Pleistoceno de la zona. Son aguas con T inferiores al límite de hidrotermalismo (> 20^{o}C) y sin trazas elevadas de boro, salvo el punto 5 correspondiente al manantial Hedionda en Galera, el cual debe su concentración de boro, en gran parte, al enriquecimiento en SO_4^{2-} por disolución de yesos del acuífero Mio-Plio-Cuaternario del sistema Orce-María-Cúllar. Este manantial es interesante por su fuerte olor a ácido sulfhídrico, relacionado con la presencia de elevados niveles de azufre en el agua, posiblemente asociados a la aparición de bacterias reductoras q se alimentan de sulfatos y crean cantidades residuales de sulfuro de hidrógeno (H_2S). Este hecho es habitual en circuitos termales,

por tanto, es posible que este punto esté asociado a la falla de Galera en profundidad y sea un buen indicador de posibles fluctuaciones en su composición tras eventos sísmicos importantes. A este grupo de facies Ca-Mg-SO_4 también pertenecen dos muestras de aguas con carácter termal y contenido en trazas de boro, adquirido en parte, por ese carácter hidrotermal y además, por la aportación del sulfato y cloruro de los materiales evaporíticos que se disuelven en sus aguas (manantial Fuencaliente (9) y sondeo José (20)).

Otras dos aguas subterráneas separadas del resto por sus facies hidroquímicas y por ser ligeramente ácidas son las aguas del manantial Sismitas (8) y las del sondeo Baños Zújar (10), las cuales presentan facies Na-SO_4-Cl, alta temperatura y trazas elevadas de boro. El manantial Sismitas estaría posiblemente influenciado por la falla de Galera y el sondeo Baños de Zújar por la gran Zona de Falla de Baza en profundidad.

Tras los primeros análisis realizados y valoración de los resultados, se ha creído importante hacer un seguimiento y realizar mediciones posteriores, sobre todo, en los cuatro puntos que han presentado elevada T y altos contenidos en boro (manantial Sismitas (8), manantial Fuencaliente (9), sondeo Baños Zújar (10) y sondeo José (20)), y además, añadir el punto del manantial Hedionda (5) por su posible vinculación con la falla de Galera, ya que posiblemente, puedan ser buenos indicadores en relación con la actividad de la ZFBG, y es probable, que puedan producirse en ellos modificaciones en la composición de sus aguas tras eventos sísmicos importantes en esta zona.

En los muestreos posteriores de todos los parámetros físico-químicos de las aguas subterráneas de esta ZFBG, la mayoría, han mantenido ligeramente constantes esos parámetros y concentraciones, sin cambios significativos. Sin

embargo, es destacable una fluctuación observada en las aguas del manantial Hedionda (5) en segunda medición realizada en noviembre de 2013, produciéndose un descenso en la concentración de SO_4^{2-} y Ca^{2+}, pasando de valores de 2581.4 y 728.3 mg/l respectivamente en el primer muestreo a valores de 1550 y 527.4 mg/l. Se ha comprobado cómo el día 1 de noviembre de 2013 se produjo un sismo de magnitud 2 con epicentro en Puebla de Don Fabrique, y el 20 del mismo mes ocurrió otro sismo de M < 1.3 en Huéscar. Por tanto, es posible que este cambio en la composición sea consecuencia de esta actividad sísmica aunque no se hayan producido variaciones en otros parámetros ni en aguas cercanas a ésta, como en 7 Fuentes Galera (7) muestreado el mismo día. Este hecho puede apuntar a una mezcla con agua más caliente pero menos mineralizada, que ascienda rápidamente a favor de la falla de Galera. En el muestreo posterior la concentración regresó a sus valores iniciales.

Los contenidos isotópicos para el ^{18}O están comprendidos entre -7.69 y -9.73 $^0/_{00}$, y entre -49.20 y -63.71 $^0/_{00}$ para el ^2H. Todos los puntos se localizan por debajo de la LMME y con un buen ajuste con la LMM y la LMGM. Todas las aguas se sitúan a la derecha de la LMM, lo que indica procesos de evaporación adicionales. El exceso de deuterio tiene un valor medio global de 12.46 $^0/_{00}$, lo que sugiere que las aguas subterráneas de la ZFBG son recargadas predominantemente por episodios lluviosos de procedencia atlántica, siendo la recarga efectiva principalmente en otoño e invierno (Cruz-San Julián et al. 1992).

Los resultados de los análisis de tritio han permitido calcular el tiempo de residencia en el acuífero de las aguas subterráneas muestreadas de la ZFBG, evidenciando una recarga ciclo de más de 75 años para las aguas más

importantes de este estudio, las de los puntos 5, 8, 9, 10 y 20. Esto refleja que, muy posiblemente, no hayan experimentado ningún tipo de mezcla con aguas superficiales o de infiltración reciente durante su ascenso a la superficie a favor de fallas. Por tanto, estas aguas son, además de profundas, antiguas. Al igual que éstas, las aguas del manantial Acrebite (1), manantial San Jorge (11) y manantial Teja (17) son aguas que han sido recargadas a principios de 1950. El resto, son aguas con cierta indeterminación, pudiendo ser infiltradas a comienzos de los años 50 como en los 80.

La caracterización inicial efectuada para comprobar la actividad de radón en 3 aguas subterráneas (puntos de muestreo 1, 2 y 5), ha revelado que la actividad registrada es acorde con la correspondiente a acuíferos de tipo carbonatado y detrítico, sin presentar anomalía alguna, ni siquiera en el punto posiblemente influenciado por la falla de Galera (manantial Hedionda (5)).

Todas las aguas subterráneas muestreadas de la ZFBG están saturadas en materiales carbonatados, yeso y filosilicatos, indicando la posible precipitación de estos minerales en las aguas. En cambio, solo se ve favorecida en estas aguas la disolución de halita.

Los diagramas de estabilidad mineral han demostrado que las fases minerales más estables en las aguas subterráneas de la ZFBG son la albita y la esmectita.

El análisis de la microestructura de los niveles arcillosos y carbonatados afectados por la falla de Baza, evidencia el desarrollo de cataclasis de los niveles de arenas y limos carbonatados, el drenado de niveles arcillosos a lo largo de la falla para formar niveles continuos de roca de falla rica en arcilla

(*smears*), y el sellado de las rocas de falla mediante la precipitación de cementos sulfatados (Jiménez Millán et al. en preparación).

En la falla de Galera, la circulación de fluidos enriquecidos en magnesio controla la formación de filosilicatos fibrosos y filosilicatos laminares en diferentes segmentos de la falla, favoreciendo la generación de sectores sísmicos de fallas debido a su comportamiento menos plástico (Sánchez-Roa et al. 2013; Sánchez-Roa et al. 2014, 2015).

8

Conclusiones Generales

En esta Tesis Doctoral, la caracterización hidrogeológica e hidrogeoquímica de las aguas subterráneas en zonas de fallas activas, junto con la determinación mineralógica de rocas de falla cercanas a esas aguas subterráneas, han facilitado el estudio y conocimiento de diferentes factores, de índole natural, que afectan a aguas subterráneas asociadas a Zonas de Fallas Activas de la Cordillera Bética. Las zonas de fallas elegidas en este trabajo han sido las de Palomares-Carboneras (ZFPC), Tíscar-Larva (ZFTL), Torreperogil-Sabiote (ZFTS) y Baza-Galera (ZFBG). Son tectónicamente muy complejas, lo que supone, a su vez, una dificultad hidrogeológica e importantes implicaciones en el funcionamiento de los acuíferos de las zonas.

En general, en el período de la presente Tesis Doctoral (2011-2015), la actividad sísmica en las zonas de estudio ha sido de moderada a baja, salvo en el caso de la ZFTS donde ha sido más intensa, pero nunca superando la magnitud 4. Esta circunstancia ha condicionado esta investigación, al tener que analizar parámetros físico-químicos de las aguas en sismos de baja magnitud en campo y en laboratorio, incluso en épocas sin ningún evento sísmico, obteniendo, por ende, pocas variaciones.

Los resultados obtenidos en el transcurso de esta investigación, tras el estudio periódico de los parámetros físico-químicos e isotópicos de las 104 aguas subterráneas analizadas, y su comparación con la investigación de la presencia de arcillas en planos de fallas cercanos a estas aguas, han puesto de manifiesto que en estas cuatro zonas de fallas activas, existen puntos acuíferos de potencial circulación profunda y que, probablemente, estén influenciados con la actividad sísmica de las zonas de fallas principales, desarrollando fluctuaciones en su composición tras eventos sísmicos importantes. Este es el caso de los puntos acuíferos del sondeo Los Guiraos, manantial Sopalmo y

galería Sopalmo para las ZFPC; del sondeo Acra, manantial Gurullas y sondeo Larva I para la ZFTL; del sondeo Lentiscar, sondeo Santa Quiteria y manantial Torremocha para la ZFTS; y por último, del manantial Hedionda, manantial Sismitas, manantial Fuencaliente y sondeo Baños de Zújar para la ZFBG.

La composición y disposición mineralógica que resulta de los procesos de interacción roca de falla-fluido, ha revelado su influencia en el comportamiento mecánico de las zonas de fallas, favoreciendo en unos casos el desarrollo local de eventos de deslizamiento probablemente asísmico ligados a la formación de esmectita (ZFTL, ZFTS) o clorita (ZFPC), y en otras ocasiones, la formación de segmentos con mayor posibilidad de deslizamiento sísmico debido a la formación de filosilicatos fibrosos (ZFBG, Sánchez-Roa 2014).

La supervisión y analítica periódica de los parámetros físico-químicos en los manantiales y sondeos relacionados, *a priori*, con la actividad de estas Zonas de Fallas de la Cordillera Bética, debe ser considerada como potencialmente útil en los estudios de precursores sísmicos dentro de las áreas de estudio y sus alrededores.

Estos resultados, aunque abiertos a futuras mejoras, representan un paso importante hacia el conocimiento de las aguas subterráneas asociadas con segmentos de fallas específicas de la Cordillera Bética, y su posible relación con eventos sísmicos venideros. Esta metodología y los resultados obtenidos, lleva a proseguir con la investigación más a largo plazo, planificando muestreos periódicos para poder observar evoluciones temporales de algunos parámetros físico-químicos e isotópicos, como temperatura, conductividad eléctrica, B, Cl^-, SO_4^{2-}, ^{222}Rn o caudales, entre

otros, y poder observar su posible relación con la actividad sísmica existente en las zonas de estudio. De esta manera, se podría establecer una red de control permanente, que permita crear un patrón predictivo de confianza en los puntos especialmente sensibles a fluctuaciones presísmicas y/o postsísmicas en este sector oriental de la Cordillera Bética.

In this Doctoral Thesis, hydrogeological and hydrogeochemical characterization of groundwaters in active faults zones, alongside the mineralogical determination of fault rocks near to these groundwaters have enabled the study and knowledge of different natural factors affecting to groundwaters related to Active Faults Zones of the Betic Cordillera. Selected faults zones in this study were: Palomares-Carboneras Faults Zone (PCFZ) (Almería), Tíscar-Larva Faults Zone (TLFZ) (Jaén), Torreperogil-Sabiote Faults Zone (TSFZ) (Jaén) and Baza-Galera Faults Zone (BGFZ) (Granada). They are tectonically complex denoting hydrogeological difficults and important implications in the behaviour of aquifers.

Overall, in the period of this PhD Thesis (2011-2015), seismic activity in the study areas was moderate to low, except in the case of TSFZ where it has been more intense, but never exceeding the magnitude 4. This circumstance has conditioned this research, as the field and laboratory analysis of physical and chemical parameters of these groundwaters were carried out with low-magnitude earthquakes, with slight variations detected.

The results obtained in this Thesis, after the periodic study of physico-chemical parameters of the selected 104 groundwater samples, together with the investigation of clays in faults planes near to these waters, can show the presence of potential aquifer points, with deep circulation and probably influenced by the seismic activity of major faults zones and developing fluctuations in composition after major seismic events. This is the case of aquifer sites, such as Los Guiraos well, Sopalmo spring and gallery of Sopalmo for PCFZ; Acra well, Gurullas spring and Larva I well for TLFZ; Lentiscar well, Santa Quiteria well and Torremocha spring for TSFZ; and finally, the Hedionda, Sismitas and Fuencaliente springs and well of Baños de Zújar for BGFZ.

The mineralogy of the fluid-rock interaction influences the mechanical behaviour of the faults zones, promoting in some cases, local development of sliding processes (probably aseismic) linked to smectite (TLFZ, TSFZ) or chlorite (PCFZ). Othertimes, the creation of segments with major probability of seismic sliding is related to the formation of fibrous phyllosilicates (BGFZ, Sánchez-Roa 2014).

Periodic supervision and analysis of physico-chemical parameters in springs and wells related, *a priori,* with the activity of Faults Zones of the Betic Cordillera must be taken into account as potentially useful in the study of seismic precursors inside study areas and surroundings.

These results are open to future enhancements but represent an important step toward understanding groundwaters associated with specific fault segments in the Betic Cordillera and their possible relation to upcoming seismic events. This methodology and the results obtained, leading to further research, planning periodic sampling campaigns to observe temporal evolution of some physico-chemical and isotopic parameters, such as temperature, electrical conductivity, B, Cl^-, SO_4^{2-}, ^{222}Rn or discharges, among others. Moreover, this allows observing their probable relationship with the seismic activity in the study areas and, accordingly, this should provide appropriated criteria to design a network of warning points particularly sensitive to changes produced by movements associated to fault activity in this study area in the eastern part of the Betic Cordillera.

9

Investigaciones Futuras

Como en toda investigación, el trabajo nunca está concluido completamente y siempre es necesario plantear objetivos de futuro para llevar a cabo más adelante. A continuación se indican algunas de las cuestiones que requerirán mayores avances en el conocimiento y para los que se tienen establecidos una serie de planteamientos de futuro.

En primer lugar, y debido a que en esta Tesis Doctoral se ha realizado una primera toma de contacto y test del método de caracterización de radón (^{222}Rn) en las aguas de los acuíferos de estas zonas de estudio, sería interesante, en un futuro, poder ampliar esta investigación con estudios más amplios de este isótopo en prácticamente todos los puntos de muestreo y contrastar sus actividades con las propias litologías de los acuíferos a los que corresponden. En caso de localizar alguna anomalía, sería necesario realizar mediciones periódicas para comprobar posibles fluctuaciones.

De igual modo, dada la sismicidad moderada de la Cordillera Bética, sería ineludible analizar durante un período de tiempo más largo y periódicamente ^{222}Rn, así como los parámetros físico-químicos e isotópicos de las muestras de agua subterránea de los puntos acuíferos seleccionados en esta Tesis Doctoral como posiblemente relacionados con la actividad de las zonas de fallas. De este modo, previamente o en el momento de un sismo de mayor intensidad se podrían observar mayores fluctuaciones en la composición. En tal caso, sería además de vital interés establecer un sistema de alerta y tomar las precauciones necesarias para avisar en caso de cambios muy bruscos en estos datos, puesto que pueden darnos información muy importante en relación a un sismo inminente. Sería interesante pues, ubicar sensores sobretodo de ^{222}Rn, T y CE en los puntos más señalados en esta Tesis Doctoral para poder comprobar cambios a más largo plazo.

Por otro lado, la relación isotópica del boro (^{10}B y ^{11}B) como trazador geoquímico de procesos hidrotermales y geotérmicos es una herramienta que se pretende plantear en los próximos trabajos de estas zonas de estudio, concretamente en los puntos termales. Esta relación ha sido puesta de manifiesto en numerosos trabajos llevados a cabo en áreas termales de diferentes lugares del mundo (Palmer et al. 1987; Vengosh et al. 1994; Oi et al. 1996; Aggarwal et al. 1999; Dotsika et al. 2005; Morell et al. 2008; Yuan-Yuan et al. 2014), entre otros. Como consecuencia de la notable diferencia de masas entre los dos isótopos y la alta reactividad geoquímica del boro, los procesos de fraccionamiento isotópico dan lugar a variaciones significativas en la relación $^{11}B/^{10}B$ en muestras naturales de diferentes ambientes geológicos. El fraccionamiento isotópico se debe a diferencias de adsorción de las dos especies del boro durante la interacción del boro disuelto con la fase sólida, básicamente debido a procesos de adsorción del boro sobre minerales arcillosos detríticos (Morell et al. 2008). Este estudio añadido a esta Tesis Doctoral puede ayudar a comprender mejor los mecanismos de mezcla y a diferenciar más en detalle los distintos procesos de interacción.

10

Bibliografía

10.1 REFERENCIAS

Abad I, Jiménez-Millán J, Molina JM, Nieto F, Vera JA (2003) Anomalous reverse zoning of saponite and corrensite caused by contact metamorphism and hydrothermal alteration of marly rocks associated with subvolcanic bodies. Clay Clay Miner 5:543-554

Aggarwal JK, Palmer MR, Bullen TD, Arnórsson S, Ragnarsdóttir KV (1999) The boron isotope systematics of Icelandic geothermal waters: 1. Meteoric water charged systems. Geochim Cosmochim Ac 64:579-585

Alfaro P (1995) Neotectónica de la Cuenca del Bajo Segura (Extremo oriental de la Cordillera Bética). Tesis Doctoral, Universidad de Alicante, 224 p

Alfaro P, Delgado J, Estévez A, Soria JM, Yébenes A (2002) Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). Mar Geol 186:337-349

Alfaro P, Delgado J, Sanz de Galdeano C, Galíndo-Zaldívar J, Gracía-Tortosa FJ, López-Garrido AC, López-Casado C, Marín C, Gil A, Borque MJ (2008) The Baza fault: a major active extensional fault in the Central Betic Cordillera (South Spain). Int J Earth Sci 97:1353-1365

Alfaro P, Gibert L, Moretti M, García-Tortosa FJ, Sanz de Galdeano C, Galindo-Zaldívar J, López-Garrido AC (2010) The significance of giant seismites in the Plio-Pleistocene Baza palaeo-lake (S Spain). Terra Nova 22:172-179

Alfaro P, Martín-Rojas I, Estévez A, García-Tortosa FJ, Sánchez-Alzola A, Borque MJ, Rodríguez-Caderot G, De Lacy C, García-Armenteros JA, Avilés M, Herrera-Olmo A, Molina S, Rosa-Cintas S, Gil AJ (2014) Red GPS de la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética Oriental). Implicaciones sobre las tasas de desplazamiento de las fallas del Bajo Segura y de Crevillente. Iberfault 205-208

Alfaro P, Moretti M, Soria JM (1997) Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). Eclogae Geol Helv 90:531-540

Alhama-Manteca I, Alhama F, Rodríguez-Estrella T (2012) Chemical and physical parameters as trace markers of anthropogenic-induced salinity in the Agua Amarga coastal aquifer (southern Spain). Hydrogeol J 20:1315-1329

Alonso-Chaves FM, Andreo B, Azañón JM, Balanyá JC, Booth-Rea G, Crespo-Blanc A, Delgado F, Díaz de Federico A, Estévez A, Galindo-Zaldívar J, García-Casco A, García-Dueñas V, Garrido CJ, Gervilla F, González-Lodeiro F, Jabaloy A, López-Garrido AC, Martín-Algarra M, Nieto JM, O´Dogherty L. Orozco M, Puga E, Rodríguez-Cañero R, Ruíz-Cruz MD, Sánchez-Gómez M, Sánchez-Navas A, Sanz

de Galdeano C, Soto JI, Torres-Roldán RL, Vera JA (2004). Zonas Externas Béticas. Geología de España SGE-IGME, Madrid 890 p

Álvaro M, Hernández-Samaniego A, Soler M (1991) Magna 50-hoja 948 (Torres). IGME

Appelo CAJ, Postma D (1999) Chemical analysis of groundwater. Geochemistry, groundwater and pollution. A.A. Balkema, Rotterdam, 649 p

Aquilina L, Dreuzy JR (2011) Relationship of present saline fluid with paleomigration of basinal brines at the basement/sediment interface (Southeast basin – France). Appl Geochem 26:1933-1945

Arad A, Kafri U, Halicz L, Brenner I (1986) Genetic identification of the saline origins of groundwaters in Israel by means of minor elements. Chem Geol 54:251-270

Argus DF, Gordon RG, DeMets C, Stein S (1989) Closure of the Africa-Eurasia-North American plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. J Geophys Res 94:5585-5602

Arias C, Castro JM, Chacón B, Company M, Crespo-Blanc A, Díaz de Federico A, Estévez A, Fernández J, García-Hernández G, De Gea GA, López-Garrido AC, Martín-Algarra A, Martín-Chivelet J, Molina JM, Morata D, Nieto JM, O´Dogherty L, Pérez-López A, Puga E, Rey J, Rivas P, Ruíz-Ortiz PA, Sandoval J, Sanz de Galdeano C, Vera JA, Vilas L (2004). Zonas Externas Béticas. Geología de España SGE-IGME, Madrid 890 p

Arnórsson S, Andrésdóttir A (1995) Process controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland. Geochim Cosmochim Ac 59(20):4125-4146

Ayala A (2009) Medición de Radón-222 en Ambientes Geohidrológicos en la Fracción Central de México. Tesis de Físico, Universidad Nacional Autónoma de México, 68 p

Azañón JM, Roldán-García FJ, Rodríguez-Fernández J (2012) Fallas y despegues extensionales en el Subbético Central: implicaciones en la evolución Neógena de las Zonas Externas de La Cordillera Bética. Geogaceta 52:13-16

Azañón JM, Tuccimei P, Azor A, Sánchez-Almazo IM, Alonso-Zarza AM, Soligo M, Pérez-Peña JV (2007) Calcrete features and age estimates from U/Th dating: Implications for the analysis of Quaternary erosion rates in the northern limb of the Sierra Nevada range (Betic Cordillera, southeast Spain). Geol Soc Am 416:223-239

Azema J, Foucault A, Fourcade E, García-Hernández M, González-Donoso JM, Linares A, Linares D, López-Garrido AC, Rivas P, Vera JA (1979) Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Publ Universidad de Granada, 83 pp

Baena R (1993) Evolución cuaternaria (3 M.a) de la Depresión del Medio-Bajo Guadalquivir y sus márgenes (Córdoba y Sevilla). Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 589 p

Baena R, Díaz del Olmo F (1994) Cuaternario aluvial de la Depresión del Guadalquivir: episodios geomorfológicos y cronología paleomagnética. Geogaceta 15:102-104

Baixeras C, Bach J, Amgarou K, Moreno V, Font Ll (2005) Radon levels in the volcanic región of La Garrotxa, Spain. Radiat Meas 40:509-512

Ball TK, Cameron D, Colman T, Roberts P (1991) Behaviour of radon in the geological environment: a review. Q J Eng Geol 24:169-182

Barnes I, IrwinWP, White DE (1978) Global distribution of carbón dioxide discharges and major zones of seismicity. US Geological Survey. Water Res Inv 78-89

Barragán G (1997) Evolución geodinámica de la Depresión de Vera. Provincia de Almería, Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 300 p

Barragán G (2008) Hidrogeología e hidroquímica de los acuíferos del bajo Almanzora. Tesis Doctoral, Universidad de Almería, 391 p

Baykara O, Dogru M (2006) Measurements of radon and uranium concentration inwater and soil samples from EastAnatolianActive Fault Systems (Turkey). Radiat Meas 41:362-367

Bedrosian PA, Unsworth MJ, Egbert GD, Thuerber CH (2004) Geophysical images of creeping segment of the San Andreas Fault: Implications for the role of crustal fluids in the earthquake process. Tectonophysics 385:137-158

Bella F, Biagi PF, Caputo M, Cozzi E, Della-Monica G, Ermini A, Gordeez EI, Khatkevich YM, Martinelli G, Plastino W (1998) Hydrogeochemical anomalies in Kamchatka (Russia). Phys Chem Earth 23:921-925

Behnsen J, Faulkner DR (2012) Frictional strength of sheet silicates under medium to high pressure. J Struct Geol 42:49-61

Benavente J, Hidalgo MC, Izquierdo del Arco A, El-Mabrouki K, Rubio JC (2004) Contenido en cloruros y en isótopos estables (^{18}O y D) de las precipitaciones en un área montañosa (Alto Guadalquivir, provincia de Jaén). Geogaceta 36:111-114

Benavente J, Sanz de Galdeano C (1985) Relación de las direcciones de karstificación y del termalismo con la fracturación en las Cordilleras Béticas. Estudios Geol 41:177-188

Benavente J, Sanz de Galdeano C (1998) La fracturación en los macizos kársticos andaluces y su influencia en el desarrollo del relieve kárstico. Karst en Andalucía (IGME) 41-47

Bezzeghoud M, Buforn E (1999) Source parameters of the 1992 Melilla (Spain, MW=4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, MW= 5.8), and 1994 Mascara (Algeria, MW= 5.7) earthquakes and seismotectonic implications. B Seismol Soc Am 89:359-372

Bohnhoff M, Zoback MD, Chiaramonte L, Gerst JL, Gupta N (2010) Seismic detection of CO_2 leakage along monitoring wellbores. Int J Greenh Gas Con 4:687-697

Bolognesi L (1997) A tentative correlation between seismic activity and changes in the composition of thermal waters on Vulcano Island, Italy. Geothermics 26, Nº:3, 379-392

Booth-Rea G, Azañón JM, Azor A, García-Dueñas V (2004) Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. A case study: the Palomares Fault Zone (southeastern Betics, Spain) J Struct Geol 26:1615-1632

Booth-Rea G, Azañón JM, Goffé B, Vidal O, Martínez-Martínez JM (2002) High-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride units outcropping in southeastern Betics (Spain). Geoscience 334:857-865

Bousquet JC (1979) Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. Tectonophysics 52:277-286

Bousquet JC, Montenat C (1974) Présence de décrochements nord-est-sud-ouest plio-quaternaires, dans les Cordillères Bétiques Orientales (Espagne). Extension et signification générale. Comptes Rendus de l'Academie du Sciences, Paris 278:2617-2620

Bousquet R, Vidal O, de Capitani C (2009) Metamorphic reactions, fluids release and their influence on subduction earthquakes. Geophys Res Abstr 11 EGU2009-12554

Braga JC, Martín JM, Quesada C (2003) Patterns and average rates of late Neogene–Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. Geomorphology 50:3-26

Brassington R (2007) Field hydrogeology. The geological field guide series. John Wiley, 3rd edit 264 p

Bridgland DR, Antoine P, Limondin-Lozouet N, Santisteban JI, Westaway R, White MJ (2006) The Palaeolithic occupation of Europe as revealed by evidence from the rivers: data from IGCP 449. J Quaternary Sci 21:437-455

Brumm M, Wang CY, Manga M (2009) Spring temperatures in the Sagehen Basin, Sierra Nevada, CA: Implications for heat flow and groundwater circulation. Geofluids 9:195-207

Buforn E, Sanz de Galdeano C, Udías A (1995) Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. Tectonophysics 248:247-261

Buforn E, Bezzeghoud M, Udías A, Pro C (2004) Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications. Pure Appl Geophys 161:623-646

Byerlee J (1978) Friction of rocks. Pure Appl Geophys 116:615-626

Calvache ML, Benavente J (1987) Análisis de la fracturación y del funcionamiento hidrogeológico en el sistema de Jabalcuz-La Grana (provincia de Jaén). Hidrogeología y Recursos Hidráulicos XII:385-396

Calvache ML, Viseras C (1997) Long-term control mechanisms of stream piracy processes in southeastern Spain. Earth Surf Proc Land 22:93-105

Carulla N (1978) Contribución al conocimiento de la dinámica hidrogeológica en clima semiárido (Depresión de Vera, Almería). Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 373 p

Carulla N (1979) Utilización de los isótopos de Tritio y Oxígeno-18 para el estudio de la hidrodinámica de aguas superficiales y subterráneas, depresión de Vera (Almería) II Simp Nac Hidrogeología II:481-502

Cerón JC, Martín-Vallejo M, García-Rossell L (1998a) Geoquímica de las aguas termales con CO_2 del SE de las Cordilleras Béticas. Estudios Geol 54:199-207

Cerón JC, Martín-Vallejo M, García-Rossell L (2000) CO_2-rich thermomineral groundwater in the Betic Cordilleras, southeastern Spain: Genesis and tectonic implications. Hydrogeol J 8:209-217

Cerón JC, Pulido-Bosch A (1992) Consideraciones sobre la hidroquímica del acuífero de la Cubeta de Pulpí (Almería). Estudios Geol 48:67-78

Cerón JC, Pulido-Bosch A (1996a) Algunas consideraciones sobre aguas termoninerales con CO_2 en Los Guiraos (Sudeste de España). Geogaceta 19:127-129

Cerón JC, Pulido-Bosch A (1996b) Características hidroquímicas de aguas carbogaseosas en Los Guiraos (Sudeste de España). Geogaceta 19:124-126

Cerón JC, Pulido-Bosch A (1999) Geochemistry of thermomineral waters in the overexploited Alto Guadalentín aquifer (South-East Spain). Wat Res 33:295-300

Cerón JC, Pulido-Bosch A, Sanz de Galdeano C (1998b) Isotopic identification of CO_2 from a deep origin in thermomineral waters of southeastern Spain. Chem Geol 149:251-258

Cesca S, Heimann S, González A, Buforn E, Maghsoudi S, Blanch E, Dahm T (2014) The 2013 September–October seismic sequence offshore Spain: a case of seismicity triggered by gas injection?. Geophys J Int 198:941-953

Chester F, Evans JP, Biegel RL (1993) Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas Fault. J Geophys Res 98:771-786

CHG (2012) Recursos de la MAS 05.23 Úbeda. Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir. (Online) Documento para la consulta pública

CHG-IGME (2002) Revisión y actualización de las normas de explotación de las Unidades Hidrogeológicas de las cuencas del Guadalquivir y Guadalete-Barbate.

Propuesta de una nueva normativa y definición de nuevas Unidades hidrogeológicas

Clark I, Fritz P (1997) Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis publishers, New York, 352 p

Cothern CR, Smith JE (1987) Environmental Radon. New York: Plenum Press.

Craig H (1961) Isotopic variations in meteoric waters. Science, New series 133(3465):1702-1703

Cruz-San Julián JJ, Araguás-Araguás L, Rozanski K, Benavente J, Cardenal J, Hidalgo MC, García-López S, Moral F, Olías M (1992) Sources of precipitation over South-Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. Tellus 44:226-236

Cruz-San Julián JJ, García-Rossell L (1975) Termalismo en España meridional. Boletín Geológico y Minero 86: 179-186

Cruz-San Julián JJ, García-Rossell L, Garrido-Blasco J (1972) Aguas termales en la provincia de Granada. Boletín Geológico y Minero 83:266-275

Cruz-San Julián JJ, Granda JM (1979) Temperatura de base de las aguas termales de la provincia de Granada. I Simp Nac Hidrog 5:547-568

Cruz-San Julián JJ, Morales T (1985) Termometría geoquímica de aguas termales del País Vasco. Boletín Geológico y Minero 96:50-57

Custodio E, Llamas M (1983) Hidrología subterránea. Barcelona: Ed. Omega, 2359 p

Custodio E (1991) Characterisation of aquifer overexploitation: comments on hydrogeological and hydrochemical aspects: the situation in Spain». XXIII IAH Congress I:3-19

Dansgaard W (1953) The abundance of ^{18}O in atmospheric water and water vapour. Tellus 5:461-469

Dansgaard W (1964) Stable isotopes in precipitation. Tellus 16:436-468

Davis RM, Watson JE (1990) Influence of ^{226}Ra concentration in surrounding rock on ^{222}Rn concentration in ground water. Health Phys 58:369-371

De Larouzière FD, Bolze J, Bordet P, Hernández J, Montenat C, Ott d'Estevou P (1988) The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. Tectonophysics 152:41-52

Delgado A, Núñez R, Caballero E, Jiménez de Cisneros C, Reyes E (1991) Composición isotópica del agua de lluvia de Granada, IV. Congreso Geoquímica de España. Monografía 350-358

Delgado F, Estévez A, Martín JM, Martín-Algarra A (1981) Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos alpujárrides (Cordilleras Béticas). Estudios Geol 37:45-57

Delgado-Pastor J, Castillo-Pérez E, Rubio JC (1989) Contribución al conocimiento hidrogeoquímicos del acuífero detrítico de Baza-Caniles. III Congreso de Geoquímica de España 6:29-41

DGOH-IGME (1993a) Normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección directa a los embalses de regulación y fuentes de abastecimiento a poblaciones de la Cuenca del Guadalquivir. Unidad Hidrogeológica 05.04 Huéscar-Puebla

DGOH-IGME (1993b) Normas de explotación de las unidades hidrogeológicas con afección directa a los embalses de regulación y fuentes de abastecimiento a poblaciones de la Cuenca del Guadalquivir. Unidad Hidrogeológica 05.06 Orce-María-Cúllar

Díaz del Olmo F, Vallespí E, Baena R (1993) Proyecto: Formaciones cuaternarias y secuencia paleolítica en el Bajo Guadalquivir. VI Jornadas de Arqueología Andaluza 193-210

Díaz del Olmo F, Vallespí E, Baena R, Recio JM (1989) Terrazas pleistocenas del Guadalquivir occidental: geomorfología, suelos, paleosuelos y secuencia cultural. El Cuaternario en Andalucía Occidental, AEQUA Monografías 1:33-42

Díaz-Hernández JL, Juliá R (2006) Geochronological position of badlands and geomorphological patterns in the Guadix-Baza basin (SE Spain). Quaternary Res 65:467-477

Dieterich JH, Kilgore BD (1994) Direct observation of frictional contacts: New Insights for state-dependent properties. Pure Appl Geophys 143:283-302

DIPGRA-IGME (2006) Guía de manantiales de la provincia de Granada. ISBN 84-7807-426-6, 289p

Dotsika E, Poutoukis D, Michelot JL, Kloppmann W (2006) Stable isotope and chloride, boron study for tracing sources of boron contamination in groundwater: boron content in fresh and thermal water in different areas in Greece. Water Air Soil Poll 174:19-32

Drever JI (1997) The geochemistry of natural waters, 3rd edn. Prentice-Hall, Upper Saddle River, 436 p

Duggen S, Hoernle K, Van der Bogaard H (2004) Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. Earth Planet Sci Lett 218:91-108

Dulaiova H, Peterson R, Burnett WC, Lane-Smith D (2005) A multi-detector continuous monitor for assessment of ^{222}Rn in the coastal ocean. J Radioanal Nucl Ch 263:361-365

ECETOC (European Centre for Ecotoxicology and Toxicology Of Chemicals) (1997) Ecotoxicology of some inorganic borates - Interim report. Brussels, special report 11

Estévez A, Vera JA, Alfaro P, Andreu JM, Tent-Manclús JE, Yébenes A (2004) Geología de la provincia de Alicante. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (12.1):2-15

Egeler CG, Simon OJ (1969) Sur la Tectónique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, 25, 3, 90 p

Ellis AJ, Mahon WAJ (1977) Chemistry and geothermal systems. New York: Academic Press, 392 p

Faulkner DR, Lewis AC, Rutter EH (2003) On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain. Tectonophysics 367:235-251

Fernández-Chacón F (2009) Contribución al Conocimiento Hidrogeológico de una Depresión Interna en Clima Mediterráneo Semiárido (Cabecera del Guadiana Menor, Cordillera Bética). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 410 p

Fernández-Chacón F, Benavente J, Rubio JC, Kohfahl C, Jiménez J, Meyer H, Hubberten H, Pekdeger A (2010) Isotopic composition ($\delta^{18}O$ and δD) of precipitation and groundwater in a semi-arid, mountainous area (Guadiana Menor basin, Southeast Spain). Hydrol Process 24:1343-1356

Fernàndez M, Berástegui X, Puig C, García-Castellanos D, Jurado MJ, Torné M, Banks C (1998) Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain. J Geol Soc London 134:29-48

Fontboté JM (1986) La Cordillera Bética: Zonas Internas y unidades adyacentes. En Geología de España, IGME 2:251-343

Forrest MJ, Kulongoskib JT, Edwardsc MS, Farrard CD, Belitzb K, Norrisa RD (2013) Hydrothermal contamination of public supply wells in Napa and Sonoma Valleys, California. Appl Geochem 33:25-40

Foucault A (1971) Étude géologique des environs des sources du Guadalquivir (prov. Jaén et Grenade, Espagne meridionale). Thèse, Université de Paris VI, 633 p

Fournier RO, Truesdell (1970) Chemical indicators of surface temperaturas applied to hot spring waters of Yellowstone Nacional Park. Geothermics Spec 2:529-535

Freund FT (2011) Pre-earthquake signals: Underlying physical processes. J Asian Earth Sci 41:383-400

Frizon de Lamotte D, Andriem J, Guezou JC (1991) Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques. Bull Soc Geol Fr 162-4:611-626

Galindo-Zaldívar J, González-Lodeiro F, Jabaloy A (1993) Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). Tectonophysics 227:105-126

Galindo-Zaldívar J, Jabaloy A, Serrano I, Morales J, González-Lodeiro F, Torcal F (1999) Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras):

example of a late Miocene–present-day extensional Basin in a convergent plate boundary. Tectonics 18:686-702

García-Dueñas V (1697) Unidades paleogeográficas en el sector central de la zona subbética. Not Com Ins Geol Min 101-102:73-100

García G, Kampsuchuur W (1973) Magna 50-hoja 1014 (Vera). IGME

García-Hernández M, López-Garrido AC, Rivas P, Sanz de Galdeano C, Vera JA (1980) Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. Geol Mijnbouw 59:155-168

García-Tortosa FJ (2002) Los complejos tectónicos Alpujárride y Maláguide en el sector oriental de la Zona Interna Bética. Estratigrafía, relaciones tectónicas y evolución paleogeográfica durante el Triásico. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 415 p

García-Tortosa FJ, Alfaro P, Galindo-Zaldívar J, Gilbert L, López-Garrido AC, Sanz de Galdeano C, Ureña M (2008a) Geomorphologic evidence of the active Baza Fault (Betic Cordillera, South Spain). Geomorphology 97:374-391

García-Tortosa FJ, Alfaro P, Galindo-Zaldívar J, Sanz de Galdeano C (2011) Glacis geometry as a geomorphic marker of recent tectonics: the Guadix-Baza Basin (South Spain). Geomorphology 125:517-529

García-Tortosa FJ, Peláez JA, Sánchez-Gómez M, Pérez-Valera F, Sanz de Galdeano C (2013) Zonas de falla en la región epicentral de la serie sísmica de Torreperogil-Sabiote. VIII Reunión de Cuaternario Ibérico

García-Tortosa FJ, Sanz de Galdeano C, Alfaro P, Galindo-Zaldívar J (2008b) Deformación reciente de la Cuenca de Guadix-Baza. Geotemas 10:1007-1010

García-Tortosa FJ, Sanz de Galdeano C, Alfaro P, Galindo-Zaldívar J, López-Garrido AC (2007a) La falla y los pliegues de Galera en la Cuenca de Guadix-Baza. En: Sanz de Galdeano C, Peláez JA (eds.). Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes. CSIC-Univ. Granada. Publ Fac Ciencias Granada 141-153

García-Tortosa FJ, Sanz de Galdeano C, Alfaro P, Jiménez-Espinosa R, Jiménez-Millán J, Lorite-Herrera M (2008c) Nueva evidencia sobre la edad del tránsito endorreico-exorreico de la cuenca de Guadix-Baza. Geogaceta 44:211-214

García-Tortosa FJ, Sanz de Galdeano C, Alfaro P, Ureña M (2007b) El glacis de la Cuenca de Guadix-Baza. Una superficie de referencia para el análisis tectónico y la evolución geomorfológica de la cuenca. En: La cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes (Sanz de Galdeano C y Peláez JA, Eds.). Universidad de Granada, 111-126

García-Tortosa FJ, Sanz de Galdeano C, Peláez JA, Alfaro P, López-Casado C, Galindo-Zaldívar J (2008d) Actividad de la falla de Galera (Cuenca de Guadix-Baza,

Cordillera Bética central). 6ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Godesia y Geofísica.

García-Rosell L, Pezzi M (1975) Un karst mediterráneo supraforestal en Sierra Mágina (Jaén). Condicionamientos geológicos y geomorfológicos. Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada 1:19-57

Gat JR, Carmi I (1970) Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. J Geophys Res 75:3039-3048

Gedzelman SD, Lawrence JR, White JWC, Smiley D (1987) The isotopic composition of precipitation at Mohonk Lake, New York: the amount effect. J Geophys Res 92:1033-1040

Gemici Ü, Tarcan G (2002) Distribution of boron in thermal waters of western Anatolia, Turkey, and examples of their environmental impacts. Environ Geol 43:87-98

Ghosh D, Deb A, Sengupta R, Bera S, Sahoo SR, Haldar S, Patra KK (2011) Comparative study of seismic surveillance on radon in active and non-active tectonic zone of West Bengal, India. Radiat Meas 46:365-370

Gil de la Iglesia A (2008) Estudio de fallas activas en la Cordillera Bética Oriental entre 3°-0° O y 36°30'- 38°30'N. Universidad de Barcelona, 63 p

Gibert L (2006) Análisis de facies y magnetostratigrafia de la cuenca de Baza. Tesis Doctoral, Universidad Politècnica de Catalunya, 261 p

Gibert L (2007) En: La cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes (Sanz de Galdeano C y Peláez JA Eds.). Univerdidad de Granada 29-54

Gibert L, Ortí F, Rosell L (2007) Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin (Betic Chain, SE Spain). Sediment Geol 200:89-116

Giménez E (1994) Caracterización hidrogeoquímica de los procesos de salinización en el acuífero detrítico costero de la Plana de Castellón. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 389 p

Goldschmidt VM, Peters C (1932) Geochemie des Bors: I Nachr. Ges. Wiss. Math-physik K1 (Gottingen) 402-407

Gollonet J, Rubio JC, Martín-Montañés C, González-Ramón A, Peinado-Parra T (2002) Los acuíferos de la Loma de Úbeda, reserve estratégica para el desarrollo del olivar. Presente y futuro de las aguas subterráneas en la provincia de Jaén. IGME 379-383

Gonfiantini R (1978) Standars for stable isotope measurements in natural compounds. Nature 271:534-536

González A (2007) Hidrogeología de los acuíferos kársticos de las sierras de Pegalajar y Mojón Blanco (Jaén). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 333p

González-Díez A, Soto J, Gómez-Arozamena J, Bonachea J, Martínez-Díaz JJ, Cuesta JA, Olague I, Remondo J, Fernández-Maroto G, Díaz de Terán JR (2009) Identification of latent faults using a radon test. Geomorphology 110:11-19

González-Ramón A, Gollonet J, Rubio JC, Núñez I (2007) Los acuíferos de la Loma de Úbeda. IGME, 56 p

González-Ramón A, Marín-Lechado C, Moreno-Martínez JA (2015) Análisis de factores que condicionan las variaciones temporalis físico-químicas e isotópicas del agua subterranean en los acuíferos de la Loma de Úbeda (Jaén). SIAGA 2015

González-Ramón A, Rodríguez-Arévalo J, Martos-Rosillo S, Gollonet J (2013) Hydrogeological research on intensively exploited deep aquifers in the 'Loma de Úbeda' area (Jaén, southern Spain). Hydrogeol J 21:887-903

Gràcia E, Pallàs R, Soto JI, Comas M, Moreno X, Masana E, Santanach P, Díez S, García M, Dañobeitia J (2006) Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. Earth Planet Sc Lett 241:734-749

Granda JM, Martín A, García-Rossell L (1979) Estudio geoquímico de aguas termales de España Meridional. Macro constituyentes. II Simp Nac Hidrog II:589-611

Grant RA, Halliday T, Balderer WP, Leuenberger F, Newcomer M, Cyr G, Freund FT (2011) Groundwater chemistry changes before major earthquakes and possible effects on animals. Int J Environ Res Public Health 8:1936-1956

Güleç N, Hilton DR, De Leeuw GAM, Mutlu H, Süer S, Çifter C (2005) Isotope composition of geothermal fluids along the North Anatolian Fault Zone: spatial and temporal variations in relation to seismic activities. Proceedings World Geothermal Congress 2005, Antalya, Turkey

Guzmán J, Baena L, Fernández MC, Granados L, Del Pan Arana T (1978) Mapa geológico 1:50.000, hoja 930 Puebla de Don Fadrique

Hartmann J (2006) Long-term seismotectonic influence on the hydrochemical composition of a spring located at Koryaksky-Volcano, Kamchatka: deduced from aggregated earthquake information. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 95:649-664

Hartmann J, Berner Z, Stüben D, Henze N (2005) A statistical procedure for the analysis of seismotectonically induced hydrochemical signal: a case study from the Eastern Carpathians, Romania. Tectonophysics 405:77-98

Hartmann J, Levy K (2005) Hydrogeological and Gasgeochemical Earthquake Precursors – A Review for Application. Nat Hazards 34:279-304

Hauksson E (1981) Radon content of groundwater as an earthquake precursor: evaluation of worldwide data and physical basis. J Geophys Res 86:9397-9410

Hem JD (1975) Study and interpretation of chemical characteristics of natural waters. US Geological Survey, Water Supply Paper 1473

Heredia J (2012) Modelo numérico tridimensional de flujo del sistema hidrogeológico de la Loma de Úbeda (05.23). Proyecto IGME-CHG: Realización de estudios complementarios en la Loma de Úbeda. Pautas sobre la sostenibilidad del acuífero. Tomo 2, cap 9

Heredia J, González-Ramón A, Gollonet J, Moreno A, López-Geta JA (2011) Un modelo tridimensional de flujo como herramienta para la planificación de la explotación sostenible de un sistema acuífero profundo: la Loma de Úbeda (Jaén, España). Congreso Ibérico sobre: Las aguas subterráneas: desafíos de la gestión para el siglo XXI

Heredia J, Manzano M, Ortega L, González-Ramón A, Rodríguez-Arévalo J, Muñoz de la Varga D (2012) Contraste numérico de las aportaciones del 222Rn al modelo conceptual de funcionamiento del Sistema Acuífero Profundo de Úbeda, SAPU (Jaén, España). 7ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica 455-461

Hernández J, de Larouzière FD, Bolze J, Bordet P (1987) Le magmatisme néogene bético-rifain et le couloir de décrochement 'trans-Alboran'. Bull Soc Geol Fr 3:257-267

Hernández-Puentes P, Jiménez-Espinosa R, Jiménez-Millán J (2015) Geochemical patterns of groundwater from the Palomares–Carboneras active fault area aquifers (SE Spain): determination of a network of sensitive sites indicators of seismic events. Environ Earth Sci 73:6341-6354

Hidalgo MC (1993) Estudio hidroquímico del acuífero de Baza-Caniles (Provincia de Granada). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 331 pp

Hidalgo MC (2002) Estado del conocimiento de la hidrogeología de la comarca de Baza-Caniles (provincial de Granada). IGME, Homenaje a Manuel del Valle Cardenete 363-372

Hidalgo MC, Cruz-San Julián JJ, Augustín C (1997) Contaminación difusa en un acuífero detrítico debida al uso de fertilizantes y plaguicidas (Depresión de Baza, Granada). Hidrogeología 13:73-86

Hidalgo MC, Cruz-San Julián JJ, Benavente J, Araguás-Araguás L (1991) Contribución de la investigaci.n isotópica al conocimiento hidrogeológico de la Depresión de Baza (Granada). III Simposio el Agua en Andalucía (ITGE) 1:427-436

Hidalgo MC, Cruz-San Julián JJ, Sanroma A (1995) Evolución geoquímica de las aguas subterráneas en una cuenca sedimentaria semiárida (acuífero de Baza-Caniles, Granada, España). Tierra y Tecnología 20:39-48

Hoehn E, Von Gunten HR (1989) Radon in groundwater: a tool to assess infiltration from surface waters to aquifers. Water Resour Res 25:1795-1803

Holdsworth RE, Van Diggeln EWE, Spiers CJ, de Bresser JHP, Walker RJ, Bowen L (2011) Fault rocks from the SAFOD core samples: Implications for weakening at shallow depths along the San Andreas fault, California. J Struct Geol 33:132-144

Holland AA (2013) Earthquakes triggered by hydraulic fracturing in South-Central Oklahoma. Bull Seismol Soc Am 103:1784-1792

Hornero J, Martínez M (2012) Propuesta metodológica para estudiar la influencia de los sismos en los acuíferos mediante monitorización de parámetros físico-químicos en puntos termales y manantiales. Aplicación a la Región de Murcia (Spain). 7ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica 471-477

Igarashi G, Saeki S, Takahata N, Sumikawa K, Tasaka S, Sasaki Y, Takahashi M, Sano Y (1995) Groundwater radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan. Science 269 (5220):60-61

Igarashi G, Wakita H (1990) Groundwater radon anomalies associated with earthquakes. Tectonophysics 180:237-254

IGME (1977) Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur. Almería. Informe técnico VII Hidrogeología de la cuenca del Almanzora y Antas. 129 p

IGME (1979) Estudio geotérmico preliminar de las depresiones de Granada, Guadix, Baza y Almería. 195 pp

IGME (1990) Atlas hidrogeológico de la provincia de Granada. 103 p

IGME (1994) Estudio Hidrogeológico de la hoja de Cúllar-Baza (972). 11 p

IGME (1998) Mapa Hidrogeológico de España. Almería-Garrucha. 39 p

IGME, AEQUA (2014) Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos en España. Pablo G. Silva, M.A. Rodríguez Pascua, eds. Madrid, 352 p

Inan S, Akgül T, Seyis C, Saatçılar R, Baykut S, Ergintav S, Bas M (2008) Geochemical monitoring in the Marmara Region (NW Turkey): A search for precursors of seismic activity. J Geophys Res 113:B03401

Inglada V (1921) Los problemas de la moderna sismología geológica en relación con el estudio de las regiones sísmicas de España. R Soc Hist Nat 50:349-365

Ikari M, Niemeijer A, Marone C (2011) The role of fault zone fabric and lithification state on frictional strength, constitutive behavior, and deformation microstructure. J Geophys Res 116:B08404

Ikari M, Saffer DM, Marone C (2009) Frictional and hydrologic properties of clay-rich fault gouge. J Geophys Res 114:B05409

Italiano F, Bonfanti P, Pizzino L, Quattrocchi F (2010) Geochemistry of fluids discharged over the seismic area of the Southern Apennines (Calabria region, Southern Italy): Implications for Fluid-Fault relationships. Appl Geochem 25:540-554

Italiano F, Sasmaz A, Yuce G, Okan OO (2013) Thermal fluids along the East Anatolian Fault Zone (EAFZ): Geochemical features and relationships with the tectonic setting. Chem Geol 339:103-114

ITGE (1997) Atlas hidrogeológico de la Provincia de Jaén. ISBN:8489560234

ITGE (1998) Atlas hidrogeológico de Andalucía. ISBN:8478403515

ITGE (2000) Mejora del conocimiento hidrogeológico de los acuíferos de Almadén-Sistillo, Mancha Real-Pegalajar y Comarca de Baza-Guadix para la integración de sus recursos en los abastecimientos públicos. Comarca Guadix-Baza.

ITGE-DGOH-DGCA (2001) Proyecto para la actualización de la infraestructura hidrogeológica de las Unidades 05.01 (Sierra de Cazorla), 05.02 (Quesada-Castril), 07.07 (Sierra de Cazorla) y carbonatado de la Loma de Úbeda

ITGE-Universidad de Granada (1990) Investigación de los acuíferos de las Sierras de Cazorla y Segura, 224 p. Unpublished report

Jiménez-Millán J, Abad I, Alfaro P, García-Tortosa FJ (en preparación) Microestructruras de las bandas de cizalla de las secuencias carbonatadas-arcillosas de materiales afectados por la falla de Baza.

Jiménez-Millán J, Molina JM, Nieto F, Nieto LM, Ruiz-Ortiz PA (1998) Glauconite and phosphatepeloids in Mesozoic carbonate sediments (Eastern Subbetic Zone, Betic Cordilleras, SE Spain). Clay Miner 33:547-559

Jiménez-Millán J, Velilla N, Vázquez M (2007) Deformation promoted defects and retrograde chloritization of biotite in slates from a shear zone, Southern Iberian Massif, SE Spain. Clay Clay Miner 55:284-294

Jouzel J, Merlivat L (1984) Deuterium and oxygen-18 in precipitation: modelling of the isotope effects during snow formation. J Geophys Res 89:11749-11757

K-Smith D, Jenkins R (1996) The Powder Diffraction File: Past, Present, and Future. J Res Natl Inst Stand Technol 101:259

Karner SL, Marone C, Evans B (1997) Laboratory study of fault healing and lithification in simulated fault gouge under hydrothermal conditions. Tectonophysics 277:41-55

Keller EA (1986) Investigation of Active Tectonics: use of surficial Earth Processes in Active Tectonics. Geophysics Study Committee. Nat Acad Press 1:36-147

Keller JVA, Hall SH, Dart CJ, McClay KR (1995) The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras fault, SE Spain. J Geol Soc London 152:339-351

Keskin T (2010a) Groundwater changes in relation to seismic activity: a case study from Eskipazar (Karabuk, Turkey). Hydrogeol J 18:1205-1218

Keskin T (2010b) Nitrate and heavy metal pollution resulting from agricultural activity: a case study from Eskipazar (Karabuk, Turkey). Environ Earth Sci 61:703-721

Koizumi N, Kano Y, Kitagawa Y, Takahashi M, Nishimura S y Nishida R (1996) Groundwater anomalies associated with the 1995 Hyoo-ken Nanbú earthquake. J Phys Earth 44:373-38

Kortatsi BK (2007) Hydrochemical framework of groundwater in the Ankobra Basin, Ghana. Aquat Geochem 13:41-74

Kortatsi BK, Anku YSA, Anornu GK (2009) Characterization and appraisal of facets influencing geochemistry of groundwater in the Kulpawn sub-basin of the White Volta Basin, Ghana. Environ Geol 58:13489-1359

Kretz R (1983) Symbols for rock-forming minerals. Am Mineral 68:277-279

Kristensen MB, Childs C, Olesen N, Korstgård JA (2013) The microstructure and internal architecture of shear bands in sandeclay sequences. J Struct Geol 46:129-141

Kumari R, Singh, CK, Datta PS, Singh N, Mukherjee S (2012) Geochemical modelling, ionic ratio and GIS based mapping of groundwater salinity and assessment of governing processes in Northern Gujarat, India. Environ Earth Sci 69(7):2377-2391

Lachenbruch AH, Sass JH (1988) The stress heat-flow paradox and thermal results from Cajon Pass. Geophys Res Lett 15:981-984

Lanaja JM (1987) Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. IGME 465 p

Leoni L, Lezzerini M, Battaglia S, Cavalcante F (2010) Corrensite and chlorite-rich C-S mixed layers in sandstones from the Macigno Formation (northwestern Tuscany, Italy). Clay Miner 45:87-106

Libby WF (1946) Atmospheric helium three and radiocarbon from cosmic radiation. Phys Rev 69:671-672

Lloyd G, Geoffrey E, Knipe RJ (1992) Deformation mechanisms accommodating faulting of quartzite under upper crustal conditions. J Struct Geol 14:127-143

López-Casado C, Henares-Romero J (2011) Rasgos sísmicos generales y estado de esfuerzos de la Cordillera Bética. Fallas Activas en la Cordillera Bética, Capítulo 2:31-67

López-Casado C, Molina S, Giner JJ, Delgado J (2000) Magnitude intensity relationships in the Ibero-Magrebhian Region. Nat Hazards 22:269-294

López-Casado C, Sanz de Galdeano C, Molina-Palacios S, Henares-Romero J (2001) The structure of the Alboran Sea: an interpretation from seismological and geological data. Tectonophysics 338:79-95

López-Chicano M, Pulido-Bosch A (1996) Observaciones hidrogeológicas e hidroquímicas sobre los manantiales termominerales de Alhama de Granada (Cordilleras Béticas. España) Geogaceta 19:134-137

López-Garrido AC (1971) Geología de la zona Prebética, al NE de la provincia de Jaén. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 317 p

Lupiani E, Roldan-García FJ, Villalobos-Megía M, Meléndez E, Aguado R, Martín JA, Bouchra M, Olóriz F, Hidalgo J (2007) Mapa geológico 1:50000 929 San Clemente, 154 pp

Luque-Espinar JA, Pozo-Gómez M, Lupiani-Moreno E, Cruz-San Julián JJ, Benavente J, González-Ramón A, Rubio JC, Linares-Girela L (2002) Cabecera del río Guadalquivir. Acuíferos de la Sierra de Cazorla y Quesada-Castril. Aportaciones al conocimiento de los acuíferos andaluces. Libro Homenaje a Manuel del Valle Cardenete. Ed. IGME, CHG, COPTJA, DIPGRA, 480 p

Macpherson GL, Land LS (1989) Boron in saline brines, Gulf of Mexico sedimentary basin, USA: 6th Symp on Water–Rock Interaction vol. 6 A.A. Balkema, Rotterdam, 453-456

Maisonneuve J, Risler J (1979) La ceinture péri-alpine "carbogazeuse" de l´Europe occidentale. Bull Bur Rech Geol Min III 2:109-120

Manga M, Rowland JC (2009) Response of Alum Rock springs to the October 30, 2007 Alum Rock earthquake and implications for the origin of increased discharge after earthquakes. Geofluids 9:237-250

Martín-Algarra A (1987) Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1171 p

Martín-Escorza C (1992) La estructura geológica de la Península Ibérica y sus aguas termales. Espacio, Tiempo y Forma, Serie II:231-252

Martín JM, Espinosa J, Pérez A (1973) Magna 50-hoja 1015 (Garrucha). IGME

Martín-Vallejo M, García-Rossell L (1993) Composición hidroquímica e isotópica del campo geotérmico del Almanzora (Almería). Publicaciones especiales Instituto Español de Oceanografía 153-159

Martínez del Olmo W, García-Mallo J, Leret-Verdú G, Serrano-Oñate A, Suárez-Alba J (1984) Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. I Congreso Español de Geología (Segovia) I:199-213

Martínez-Díaz JJ (1998) Neotectónica y Tectónica Activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética - España). Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 497 p

Martínez M (2006) La actividad sismotectónica en la Región de Murcia y su relación con las aguas subterráneas. Observaciones relacionadas con los terremotos de Mula (Murcia) en 1999. Instituto Geológico y Minero de España. Informe interno

Martínez M, Alonso E, Trujillo C, Hornero J, Gutiérrez J, Redondo R (2009) Caracterización y evolución físico-química de las aguas subterráneas en áreas tectónicamente activas, aplicación a zonas con sismicidad histórica y actual de la Región de Murcia. Instituto Geológico y Minero de España. Informe interno

Martínez M, Durán JJ (2004) Respuesta de los acuíferos en el area de Mula (Murcia, SE España) a los movimientos sísmicos de 1999. Geogaceta 36:131-134

Martínez-Martínez JM, Azañón JM (1997) Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain). Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. Tectonics 16:205-225

Martínez-Solares JM, Mezcua J (2002) Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1990) IGN

Masana E, Martínez-Díaz JJ, Hernández-Enrile JL, Santanach P (2004) The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebian region. J Geophys Res 109(B01301), 17 p

Merlivat L, Jouzel J (1979) Global climatic interpretation of the deuterium, oxygen-18 relationship for precipitation. J Geophys Res 84:5029-5033

Mezcua J, Martínez-Solares JM (1983) Sismicidad del area Íbero-Magrebí. IGN 299 p

Mogi K, Mochizuki H, Kurokawa Y (1989) Temperature changes in an artesian spring at Usami in the Izu Peninsula (Japan) and their relation to earthquakes. Tectonophysics 159:95-108

Molina L, Sánchez-Martos F, Pulido-Bosch A, Vallejos A (2003) Origin of boron from a complex aquifer in southeast of Spain. Environ Geol 44:301-307

Molina L, Vallejos A, Pulido-Bosch A, Sánchez-Martos F (2002) Water temperature and conductivity variability as indicators of groundwater behaviour in complex aquifer systems in the south-east of Spain. Hydrol Process 16:3365-3378

Montgomery DR, Manga M (2003) Streamflow and water well responses to earthquakes. Science 300:2047-2049

Mook WG, Gat JR, Roznski K, Froehlich K, Geyh M, Séller KL, Konikow LF (2002) Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico. Principios y aplicaciones. W.G. Publicaciones IGME 596 p

MOPU-IGME (1988) Estudio 07/88 Delimitación de las unidades hidrogeológicas del territorio peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características. Cuenca del Guadalquivir

Morales J, Azañón JM, Stich D, Roldán-García FJ, Pérez-Peña JV, Martín R, Cantavella JV, Martín JB, Mancilla F, González-Ramón A (2014) The 2012-2013 earthquake swarm in the eastern Guadalquivir basin (South Spain): A case of heterogeneous faulting due to oroclinal bending. Gondwana Res 28:1566-1578

Morales J, Serrano I, Jabaloy A, Galindo-Zaldívar J, Zhao D, Torcal F, Vidal F, González-Lodeiro F (1991) Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alborán Sea. Geology 27:735-738

Morell I, Cruz JV, Pulido-Bosch A, Daniele L, Renau A (2008) Isótopos del Boro en las aguas termales de la isla de San Miguel (Azores, Portugal). Madrid: Consejo Superior de Colegios de Ingenieros de Minas, 11 p

Morrow CA, Moore DE, Lockner DA (2000) The effect of mineral bond strength and adsorbed water on fault gouge frictional strength. Geophys Res Lett 27:815-818

Motis K, Martínez del Olmo W (2012) Los cabalgamientos ciegos del Alto Guadalquivir (provincia de Jaén). Geotemas 13:1-4

Muhuri SK, Dewers TA, Scott TE, Reches Z (2003) Interseismic fault strengthening and earthquake-slip instability: Friction or cohesion?. Geology 31:881-884

Muir-Wood R, King GCP (1993) Hydrological signatures of earthquake strain. J Geophys Res 98:22035-22068

Muñoz I, De Andres A, Vicente R (1996) Estabilidad de los minerales de arcilla en las relaciones de interacción arcosas-agua subterránea en el acuífero de Campo Arañuelo. Geogaceta 20(6):1307-1310

Murray KS (1996) Hydrology and Geochemistry of Thermal Waters in the Upper Napa Valley, California. Ground Water 34(6):1115-1124

Naylor MA, Mandl G, Sijpesteijn CHK (1986) Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. J Struct Geol 8:737-752

Nishizawa S, Igarashi G, Sano Y (1998) Radon, Cl^- and SO_4^{2-} anomalies in hot spring water associated with the 1995 earthquake swarm off the east coast of the Izu Peninsula, central Japan. Appl Geochem 13: 89-94

Núñez I, Araguás-Araguás L, Moreno L, Rubio JC, González-Ramón A, Pérez-Zabaleta E, Gollonet J (2006) Evolución hidrogeoquímicas del acuífero carbonatado profundo de la Loma de Úbeda (Jaén). Boletín Geológico y Minero 117: 613-616

Odeh T, Geyer S, Rödiger T, Siebert Ch, Schirmer M (2013) Groundwater chemistry of strike slip faulted aquifers: the case study of Wadi Zerka Ma'in aquifers, north east of the Dead Sea. Environ Earth Sci 70:393-406

Oi T, Ikeda K, Nakano M, Ossaka T, Ossaka J (1996) Boron isotope geochemistry of hot spring waters in Ibusuki and adjacent areas, Kagoshima, Japan. Geochem J 30:273-287

Okabe S (1956) Time variation of atmospheric radon content near the ground surface with relation to some geophsical phenomenon. Mem Sci Coll. University of Kyoto A28:99-115

Olivera-Serrano C (1995) La actividad sísmica en el reino de Granada (1487-1531). Estudio histórico y documentos. Grafos SL

Olivera C, Redondo E, Lambert J, Riera Melis A, Roca A (2006) Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya. Monografies Institut Cartográfic de Catalunya. 407 p

Olsen M, Scholz CH, Lèger A (1998) Healing and sealing of a simulated fault gouge under hydrothermal conditions: Implications for fault healing. J Geophys Res 103:7421-7430

O´Neil JR, King Ch (1981) Variations in stable-isotope ratios of groundwaters in seismically active regions of California. Geoph Res Letters 8:429-431

Ortega L, Manzano M, Custodio E, Hornero J, Rodríguez-Arévalo J (2015) Using ^{222}Rn to identify and quantify groundwater inflows to the Mundo River (SE Spain). Chem Geol 395:67-79

Ortega L, Manzano M, Heredia J, Rodríguez-Arévalo J, González-Ramón A, Muñoz de la Varga D (2012) Información preliminar del ^{222}Rn como trazador de la red de flujo de los acuíferos de la Loma de Úbeda (Jaén, Spain). 7ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica 505-512

Palano M, González PJ, Fernández J (2013) Strain and stress fields along the Gibraltar Orogenic Arc: Constraints on active geodynamics. Gondwana Res 23:1071-1088

Palmer MR, Spivack AJ, Edmond JM (1987) Temperature and pH controls over isotopic fractionation during adsorption of boron on marine clay. Geochim Cosmochim Ac 51:2319-2323

París G, Machete M, Dart R, Haller K (2000) Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. U.S. Geological Survey (USGS), 61p

Parkhurst DL, Appelo CAJ (1999) User's guide to PHREEQC. A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Water-Resources Investigations Report 99-4259, 312 p

Pedrera A, Ruiz-Constán A, Marín-Lechado C, Galindo-Zaldívar J, González A, Peláez JA (2013) Seismic transpressive basement faults and monocline development in a foreland basin (Eastern Guadalquivir, SE Spain). Tectonics 32:1571-1586

Peláez JA, García-Tortosa F, Sánchez-Gomez M, Sanz de Galdeano C, Pérez-Valera F, Henares-Romero J (2013) La serie sísmica de Torreperogil-Sabiote (Jaén). Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra 21.3:336-338

Peláez JA, Hamdache M, Henares J (2015) The 2012-2013 seismic swarm in the Eastern Guadalquivir Basin (S Spain) Procedia Earth Planet Sc 15:66-72

Peláez JA, Hamdache M, Pérez-Valera F, Henares J, Sánchez-Gómez M, López-Casado C (2012) Study of the April 2010-July 2011 Arquillos and May-December 2011 Baeza seismic series in the central zone of the province of Jaén (in Spanish). 7ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica

Peláez JA, Sanz de Galdeano C, López-Casado C (2007) Determinación preliminar del potencial sísmico de la Cuenca de Guadix-Baza (Granada). 3er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica

Peña JA (1979) La Depresión de Guadix-Baza: Estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 160 p

Peña JA (1985) La depression de Guadix-Baza. Estudios Geológicos 41:33-46

Pérez-Valera F (2005) Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 237 p

Pérez-Valera F, Reolid M, Jódar G (2010) A bone-rich bed with Nothosauria and Placodontia in the Triassic of the Tabular Cover (SE Spain): the record of a high-energy marine flooding. Geoevents, Geological Heritage, and the role of the IGCP. Caravaca de la Cruz 161-162

Pérez-Valera F, Sánchez-Gómez M, Peláez JA, Pérez-Valera LA (2012) Fallas de edad Pleistoceno superior en el entorno del terremoto de Huesa, Jaén (4.4 m_{bLg}, 31/01/2012): Implicaciones sismotectónicas. Geogaceta 52:25-28

Pérez-Valera F, Sánchez-Gómez M, Pérez-López A (2006) Estructura y paleogeografía de los materiales del Triásico en la terminación meridional del Arco de Cazorla (Jaén, Cordillera Bética): Implicaciones tectónicas. Geogaceta 40:243-426

Piper AM (1944) A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. Trans Am Geophys Union 25:914-923

Planinić J, Radolić V, Vuković B (2004) Radon as an earthquake precursor. Nucl Instrum Methods A 530:568-574

Plata A (1994) Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la Península Ibérica. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) 39:1-139

Plata A (2006) Presente y futuro del tritio natural como herramienta de investigación hidrogeológica. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) 143:63-78

Platt JP, Allerton S, Kirker A, Mandeville C, Mayfield A, Platzman ES, Rimi A (2003) The ultimate arc: differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. Tectonics 22:1017

Pulido-Bosch A (1997) Los recursos hídricos de la provincia de Almería. Actas I y II del Seminario del Agua 65-89

Pulido-Bosch A, Calaforra JM, Padilla A (1986) Rasgos climatológicos de la Cuenca del río Adra (Almería). Siaga II:637-649

Rey J, Redondo L, Aguado R (1995) Relleno, durante el Tortoniense inferior, de paleocubetas en las proximidades de Úbeda (provincia de Jaén). Boletín Geológico Minero 106:215-218

Rey J, Redondo L, Hidalgo MC (1998) Interés hidrogeológico de las dolomías liásicas de la Cobertera Tabular de la Meseta (Norte de Úbeda, provincia de Jaén). Revista de la Sociedad Geológica de España 11:213-221

Rey-Pastor A (1927) Traits sismiques de la Peninsule Iberique. L'Institut Géographique et Cadastral d'Espagne, 87 p

Richter CF (1935) An instrumental earthquake magnitude scale. Bull Seismol Soc Am 25:1-31

Risacher F (1984) Origine des concentrations extremes en bore et lithium dans Saumeres de L'Altiplano Bolivien. CR. Acad. Sci. Paris 299(II):701-70

Rodríguez-Fernández J, Sanz de Galdeano C (1992) Onshore Neogene Stratigraphy in the North of the Alboran Sea (Betic Internal Zones): Paleogeographic implications. Geomar Lett 12:123-128

Rojstaczer S, Wolf S (1991) Hydrologic changes associated with the Loma Prieta earthquake in the San Lorenzo and Pescadero Drainage Basins. US Geological Survey, Menlo Park, California 51-64

Roldán-García FJ (1994) Evolución neógena de la cuenca del Guadalquivir. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 259 p

Roldán-García FJ, Azañón JM, Rodríguez-Fernández J, Mateos RM (2013) Fallas ciegas de carácter transtensivo en la Cuenca del Guadalquivir: posible origen del enjambre sísmico de Torreperogil (octubre 2012 - enero 2013). Geogaceta 54:83-86

Roldán-García FJ, Lupiani-Moreno E, Villalobos-Megía M, Contreras-López E (2006) Magna 50-hoja 949 (Pozo Alcón). IGME

Roldán-García FJ, Rodríguez-Fernández J, Azañón JM (2012) Unidad Olistostrómica, una formación clave para entender la historia neógena de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Geogaceta 52: 103-106

Rosso JJ, Puntoriero ML, Troncoso JJ, Volpedo AV, Cirelli AF (2011) Occurrence of fluoride in arsenic-rich surface waters: a case study in the pampa plain, Argentina. Bull Environ Contam Toxicol 87(4):409-413

Rozanski K, Sonntag C, Münnich KO (1982) Factors controlling stable isotope composition of European precipitation. Tellus 34:142-150

Ruíz-Constán A, Stich D, Galindo-Zaldívar J, Morales J (2009) Is the northwestern Betic Cordillera mountain front active in the context of the convergent Eurasia-Africa plate boundary?. Terra Nova 21:352-359

Rutter EH, Faulkner DR (2012) Burgess Structure and geological history of the Carboneras Fault Zone, SE Spain: Part of a stretching transform fault system. J Struct Geol 45:68-86

Sakoda A, Ishimori Y, Yamaoka K (2011) A comprehensive review of radon emanation measurements for mineral, rock, soil, mill tailing and flyash. App Radiat Isotopes 69:1422-1435

Salbu B, Steinnes E (1995) Trace elements in natural waters. CRC Press, Boca Raton 314 p

Sánchez-Gómez M, Peláez JA, García-Tortosa FJ, Pérez-Valera F, Sanz de Galdeano C (2014a) La serie sísmica de Torreperogil (Jaén, Cuenca del Guadalquivir oriental): Evidencias de deformación tectónica en el área epicentral. Revista de la Sociedad Geológica de España 27(1):301-318

Sánchez-Gómez M, Pérez-Valera F, Peláez JA, Henares-Romero J, Pérez-Valera LA (2014b) Fallas activas en la terminación meridional del Arco de Cazorla: El Sistema de Fallas de Collejares. Iberfault 63-66

Sánchez-Gómez M, Pérez-Valera LA, Pérez-Valera F, Azor A (2010) Segmentación de la falla de Socovos a partir de datos geológicos. Iberfault 137-140

Sánchez-Martos F, Pulido-Bosch A (1999) Boron and the origin of salinization in an aquifer in southeast Spain. Earth Planet Sc 328:751-757

Sánchez-Roa C (2014) Asociaciones minerales y estructuras de deformación producidas por procesos geológicos relacionados con la actividad tectónica y la sismicidad de la zona de falla de Galera (Cordillera Bética, S España). Trabajo tutelado de iniciación a la investigación. Universidad de Jaén. Inédito

Sánchez-Roa C, Faulkner DR, Jiménez-Millán J, Nieto F (2014) Frictional properties of fibrous clay minerals (sepiolite and palygorskite). Gordon Conference in Rock Deformation

Sánchez-Roa C, Jiménez-Millán J, Nieto F, Faulkner DR, Jiménez-Espinosa R (2015) Influence of the sepiolite and palygorskite crystal structure and microstructure on their frictional properties and behaviour in fault zones. Goldschmidt 2015 Abstracts p 2751

Sánchez-Roa C, Jiménez-Millán J, Nieto F, García-Tortosa FJ, Abad I, Jiménez-Espinosa R (2013) Clay-rich sediments injected into clastic dykes during earthquakes in the Galera fault zone (Guadix-Baza basin, Central Betic Cordillera). Mineral mag 77:2124

Sanz de Galdeano (1983) Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. Estudios Geol 39:157-165

Sanz de Galdeano C (1988) The evolution, importance and significance of the Neogene fault system within the Betic-Rifean domain. Mediterranea Ser Geol 7:33-43

Sanz de Galdeano C (1990) Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. Tectonophysics 172:107-119

Sanz de Galdeano C (1997) La Zona Interna Bético-Rifeña (Antecedentes, unidades tectónicas, correlaciones y bosquejo de reconstrucción paleogeográfica). Monográfica Tierras del Sur, Universidad de Granada, 316 p

Sanz de Galdeano C (2003) Presencia de estructuras oblicuas en el sector central del Subbético y significado de la falla de Tíscar (Cordillera Bética). Revista de la Sociedad Geológica de España 16(1-2):103-110

Sanz de Galdeano C, Alfaro P (2004) Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. Geomorphology 63:175-190

Sanz de Galdeano JM, Fernández-Rubio R (1983) Origen del quimismo de las aguas salinas del keuper en la cuenca del río Guadiana Menor (Provincias de Jaén y Granada). Implicación de fenómenos hidrotermales. III Simp Nac Hidrog III:283-291

Sanz de Galdeano C, Galindo-Zaldívar J, Alfaro P, Ruano P (2007) El relieve de la Cordillera Bética. Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra 15.2:185-195

Sanz de Galdeano C, Galindo-Zaldívar J, López-Garrido AC, Alfaro P, Pérez-Valera F, Pérez-López A, García-Tortosa F (2006) La falla de Tíscar: Su significado en la terminación sudoeste del Arco Prebético. Revista de la Sociedad Geológica de España 19(3-4):271-280

Sanz de Galdeano C, García-Tortosa FJ, Peláez JA (2013) Estructura del Prebético de Jaén (sector de Bedmar). Su relación con el avance del subbético y con fallas en el basamento. Revista de la Sociedad Geológica de España 26(1):55-68

Sanz de Galdeano C, Lopez-Casado (1997) Fuentes sísmicas asociadas a fallas en el sureste peninsular. CSIC 241-252

Sanz de Galdeano C, López C, Delgado J, Peinado MA (1995) Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults. Tectonophysics 248:293-302

Sanz de Galdeano C, Peláez JA (2011) Fallas activas en la Cordillera Bética. Una aproximación a partir de la información tectónica y sísmica. Ed Univ Granada, 287 p

Sanz de Galdeano C, Vera JA (1992) Stratigraphic record and paleographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. Basin Res 4:21-36

Seilacher A (1969) Fault-Graded beds interpreted as seismites. Sedimentology 13:155-159

Schleicher AM, Van der Pluijm BA, Solum JG, Warr LN (2006) Origin and significance of clay-coated fractures in mudrock fragments of the SAFOD borehole (Parkfield, California).Geophys Res Lett 33(issue 16):L16313

Schleicher AM, Van der Pluijm BA, Warr LN (2010) Nanocoatings of clay and creep of the San Andreas fault at Parkfield, California. Geology 38:667-670

Schleicher AM, Van der Pluijm BA, Warr LN (2012) Chlorite-smectite clay minerals and fault behavior: New evidence from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) core. Lithosphere 4:209-220

Scholz CH, Sykes LR, Aggarwal YP (1973) Earthquake prediction: A physical basis. Science 181:803-810

Silva PG, Goy JL, Zazo C, Bardají T (2003) Fault generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. Geomorphology 50:203-226

Singh CK, Rina K, Singh RP, Mukherjee S (2014) Geochemical characterization and heavy metal contamination of groundwater in Satluj River Basin. Environ Earth Sci 71:201-216

Solum JG, Van der Pluijm BA (2004) Phyllosilicate mineral assemblages of the SAFOD Pilot Hole and comparison with an exhumed segment of the San Andreas Fault System. Geophys Res Lett 31:L15S19

Stich D, Martín R, Morales J (2010) Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005-2008. Tectonophysics 483:390-398

Tanner AB (1978) Radon migration in the ground: a supplementary review. US Geol Surv 1052:1-62

Tardy Y (1971) Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from European and African crystalline massifs. Chem Geol 7:253-271

Tesei T, Collettini C, Carpenter BM, Viti C, Marone C (2012) Frictional strength and healing behavior of phyllosilicate-rich faults. J Geophys Res 117:B0940

Toutain JP, Baubron JC (1999) Gas geochemistry and seismotectonics: a review. Tectonophysics 304:1-27

Tsunogai U, Wakita H (1996) Precursory chemical changes in groundwater: Kobe earthquake, Japan. Science 269:61-63

Udías A, Buforn E (1992) Sismicidad y sismotectónica de las Béticas. Física de la Tierra 4:109-123

Ulomov VI, Mavashev BZ (1971) Forerunners of the Tashkent earthquake. Izv Akad Nauk Uzb 188-200

United States Environmental Protection Agency (USEPA) (1986) RCRA Groundwater Monitoring Technical Enforcement Guidance Document, OSWER-9950.1, US Government Printing Office, Washington (USA)

Uyeda S, Nagao T, Kamogawa M (2008) Short-term earthquake prediction: Current status of seismoelectromagnetics. Tectonophysics 470:205-213

Vallejos A, Pulido-Bosch A, Castillo A (1994) Consideraciones sobre la hidrogeología de la Cuenca del río Almanzora (SE peninsular). Estudios Geol 50:103-117

Vandenschrick G, Van Wesemail B, Frot E, Pulido-Bosch A, Molina L, Stievenard M, Souchez R (2002) Using stable isotope analysis (dD–$d^{18}O$) to characterise the regional hydrology of the Sierra de Gador, south east Spain. J Hydrol 265:43-55

Vengosh A, Heumann KG, Kasher R (1994) Boron Isotope Application for Tracing Sources of Contamination in Groundwater. Environ Sci Technol 28:1968-1974

Vera JA (1970) Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix–Baza. Boletín Geologico y Minero 91:429-462

Vera JA (2004) Geología de España. SGE-IGME, Madrid 890 p

Vera JA (2000) El terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos. Rev Soc Geol España 13:345-373

Vera JA, Rodriguez J, Guerra A, Viseras C (1994) La cuenca de Guadix-Baza. Documents et travaux de l'GAL 14:1-17

Vidal O, Dubacq B (2009) Thermodynamic modelling of clay dehydration, stability and compositional evolution with temperature, pressure and H_2O activity. Geochim Cosmochim Ac 73:6544-6564

Virk HS (1993) Radon and earthquake prediction in India: present status. Nucl Tracks Radiat Meas 22:483-494

Viseras C (1991) Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 327 p

Völk HR (1967) Relations between Neogene sedimentation and late orogenic movements in the Eastern Betic Cordilleras (SE Spain). Geol Mijnbouw 46:471-474

Wakita H, Nakamura Y, Sano Y (1988) Short-term and intermediateterm geochemical precursors. Pure Appl Geophys 126:267-278

Wang CY (1984) On the constitution of the San Andreas fault zone in central California. J Geophys Res 89:5858-5866

Warr LN, Cox S (2001) Clay mineral transformations and weakening mechanisms along the Alpine Fault, New Zealand. J Geol Soc London Spec Publ 186:85-101

Watts AB, Platt JP, Buhl P (1993) Tectonic evolution of the Alboran Sea basin. Basin Res 5:153-177

Weijermars R, Roep ThB, Van den Eeckhout B, Postma G, Klcverlaan K (1985) Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almeria. Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). Geol Mijnbouw 64:397-411

Westra G (1969) Petrogenesis of a composite metamorphic facies series in an intricate fault-zone in the southeastern Sierra Cabrera, SE Spain. Tesis Doctoral, Amsterdam 166 p

Wood HO, Neumann F (1931) Modified Mercalli Intensity Scale of 1931. Bull Seismol Soc Am 4:277-283

Wu FT, Blatter L, Robertson H (1975) Clay gouges in the San Andreas Fault system and their possible implications. Pure Appl Geophys 113:87-96

Yalım HA, Akkurt I, Özdemir FB, Ünal R, Sandıkcıoglu A, Akkurt A (2007) The measurement of radon and Radium concentrations in well water in the Afyonkarahisar area of Turkey. Indoor Built Environ 16:77-81

Yalım HA, Sandıkcıoglu A, Ertugrul O, Yıldız A (2012) Determination of the relationship between radon anomalies and earthquakes in well waters on the Aksehir-Simav Fault System in Afyonkarahisar province, Turkey. J Environ Radioactiv 110:7-12

Yaltirak C, Yalcin T, Yuce G, Bozkurtoglu E (2005) Water level changes in shallow wells before and after the 1999 izmit and duzce earthquakes and comparison with long term water level observations (1999-2004), NW Turkey. Turk J Earth Sci 14(issue 3):1-29

Yuan-Yuan LÜ, MianPing Z, Ping Z, RoungHua X (2014) Geochemical processes and origin of boron isotopes in geothermal water in the Yunnan-Tibet geothermal zone. Science China: Earth Sciences 57:2934-2944

Yuce G (2007) A geochemical study of the groundwater in the Misli basin and environmental implications. Environ Geol 51:857-868

Yuce G, Ugurluoglu YD (2003) Earthquake Dates and Water Level Changes in Wells in the Eskisehir Region, Turkey. Hydrol Earth Syst SC 7:777-781

Yuce G, Ugurluoglu YD, Nadar N, Yalcin HT, Yaltirak C, Streil T, Oeser V (2010) Monitoring of earthquake precursors by multi-parameter stations in Eskisehir Region (Turkey). Appl Geochem 25: 572-579

Yurtsever Y, Araguás-Araguás L (1993) Environmental an overview of the IAEA´s activities, experiences and prospects. International Association of Hydrological Sciences (IAHS) Press, Wallingford 3-20

Zhou X, Fang B, Zhou H, Li J, Wang Y (2009) Isotopes of deuterium and oxygen-18 in thermal groundwater in China. Environ Geol 57:1807-1814

Zoback MD (2000) Strength of the San Andreas. Nature 405:31-32

10.2 WEBGRAFÍA

http://library.caltech.edu/reference/abbreviations/

www.accesowok.fecyt.es

www.aemet.es

www.chguadalquivir.es

www.chsegura.es

www.conocetusfuentes.com

www.hispagua.cedex.es

www.igme.es

www.ign.es

www.juntadeandalucia.es

www.magrama.gob.es

www.rae.es

www.scopus.com

www.ugr.es/~iag/

www.ujaen.es

www.wordreference.com

Anexos

Anexo 1

FOTOGRAFÍAS PUNTOS DE MUESTREO

1. Fotografías de muestreo de la Zona de Fallas de Palomares-Carboneras (ZFPC)

Foto 1. Manantial Tarahal.

Foto 2. Manantial Arroyo.

Foto 3. Sondeo Los Guiraos.

Foto 4. Manantial Cuatro Caños.

Foto 5. Manantial Algarrobo.

Foto 6. Manantial Hatico.

Foto 7. Manantial Fuente Árabe.

Foto 8. Manantial Sopalmo.

Foto 9. Sondeo Regaor I.

Foto 10. Sondeo Regaor II.

Foto 11. Manantial Álamo.

Foto 12. Sondeo Primaflor I.

Foto 13. Sondeo Primaflor II.

Foto 14. Sondeo Primaflor III.

Foto 15. Manantial Turre.

Foto 16. Manantial La Carrasca.

Foto 17. Manantial Temprana.

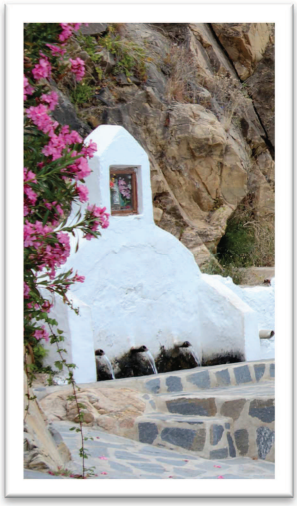


Foto 18. Manantial Serena.

Foto 19. Manantial Borda.

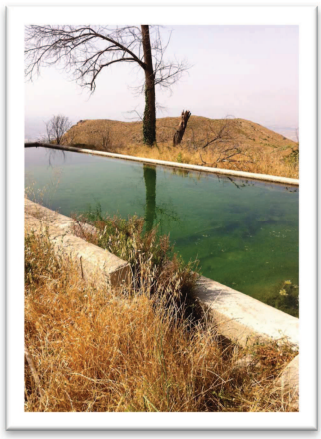


Foto 20. Manantial Dondo.

Foto 21. Manantial Cufrías.

Foto 22. Manantial Moralicos.

Foto 23. Manantial Balsica.

Foto 24. Sondeo Amparo.

Foto 25. Manantial La Zanjilla.

Foto 26. Sondeo Sopalmo.

Foto 27. Manantial Nuño.

Foto 28. Sondeo Grima.

Foto 29. Manantial Tébar.

Foto 30. Manantial Dolores.

Foto 31. Galería Sopalmo.

2. Fotografías de muestreo de la Zona de Fallas de Tíscar-Larva (ZFTL)

Foto 32. Manantial Los Rosales.

Foto 33. Manantial El Higueral.

Foto 34. Manantial Iglesia Huesa.

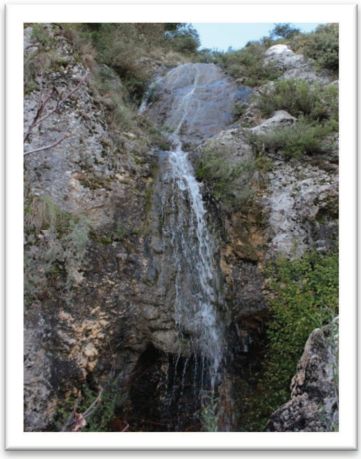


Foto 35. Cascada Tíscar.

Foto 36. Manantial Carboneras.

Foto 37. Manantial Vadillo 3 caños.

Foto 38. Manantial Candilejo.

Foto 39. Manantial Cueva del Agua.

Foto 40. Manantial Don Pedro.

Foto 41. Manantial Belerda.

Foto 42. Manantial San Sebastián.

Foto 43. Manantial Venta Feos.

Foto 44. Manantial Las Gordas.

Foto 45. Sondeo Acra.

Foto 46. Manantial Los Rincones.

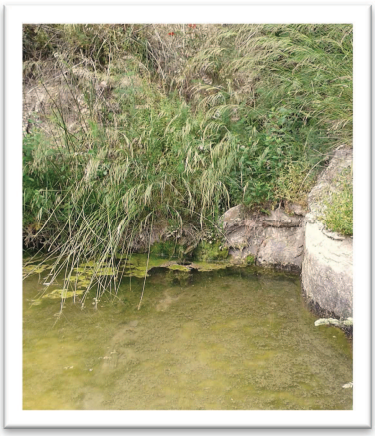


Foto 47. Manantial El Juncal.

Foto 48. Manantial Gurullas.

Foto 49. Sondeo Larva I.

Foto 50. Sondeo Larva II.

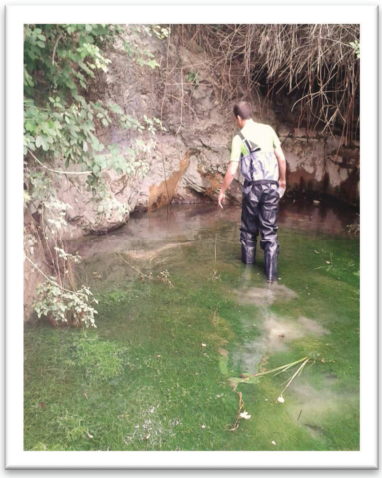


Foto 51. Manantial Cueva.

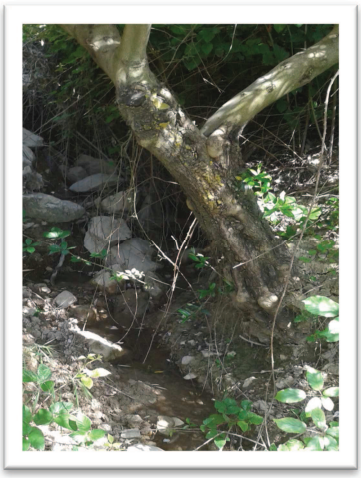


Foto 52. Manantial Mulas.

Foto 53. Manantial Bernardo.

Foto 54. Sondeo Collados.

Foto 55. Manantial San Antonio.

Foto 56. Manantial Iglesia Hinojares.

3. Fotografías de muestreo de la Zona de Fallas de Torreperogil-Sabiote (ZFTS)

Foto 57. Manantial Corregidora I y II.

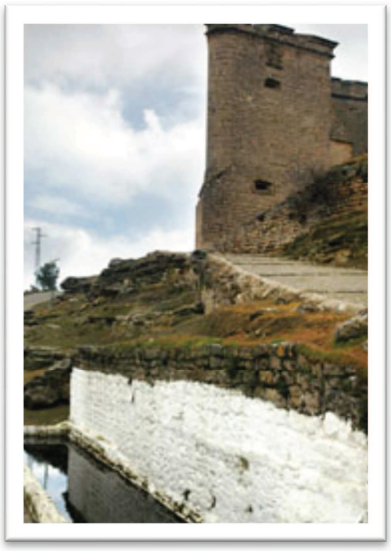


Foto 58. Manantial La Canal.

Foto 59. Manantial El Chiringote.

Foto 60. Sondeo Pepe.

Foto 61. Manantial El Pilarillo.

Foto 62. Sondeo Rodríguez.

Foto 63. Manantial Torremocha.

Foto 64. Sondeo Agustín.

Foto 65. Sondeo Vacares**.**

Foto 66. Sondeo Las Pilillas**.**

Foto 67. Manantial Santiago**.**

Foto 68. Manantial San Marcos**.**

Foto 69. Sondeo Lentiscar.

Foto 70. Sondeo Santa Quiteria.

Foto 71. Manantial Salamanca.

Foto 72. Manantial autovía.

4. Fotografías de muestreo de la Zona de Fallas Baza-Galera (ZFBG)

Foto 73. Manantial Acrebite**.**

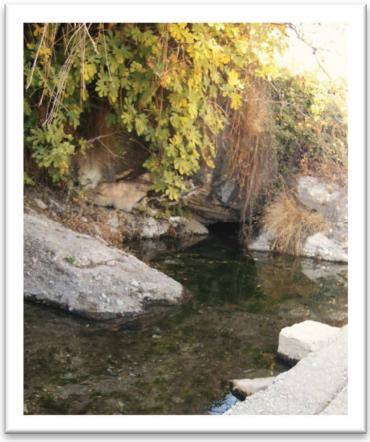


Foto 74. Manantial San Juan.

Foto 75. Manantial 7 Fuentes Baza.

Foto 76. Manantial Cañico del Molino.

Foto 77. Manantial Hedionda.

Foto 78. Manantial D. Juan de Austria.

Foto 79. Manantial 7 Fuentes Galera.

Foto 80. Manantial Sismitas.

Foto 81. Manantial Fuencaliente.

Foto 82. Sondeo Baños Zújar.

Foto 83. Manantial San Jorge.

Foto 84. Manantial Sima.

Foto 85. Manantial Leandro.

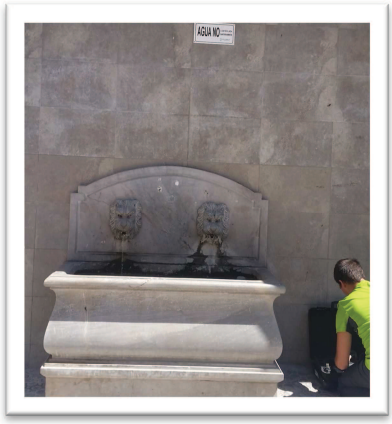


Foto 86. Manantial León.

Foto 87. Manantial Fuente Grande.

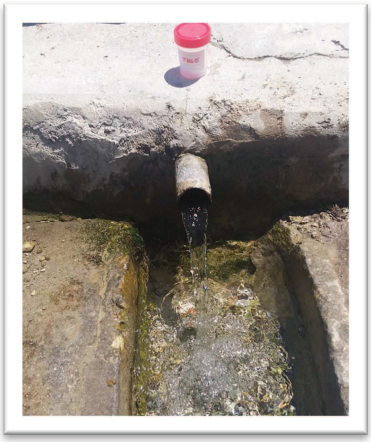


Foto 88. Sondeo Fuente Grande.

Foto 89. Manantial Teja.

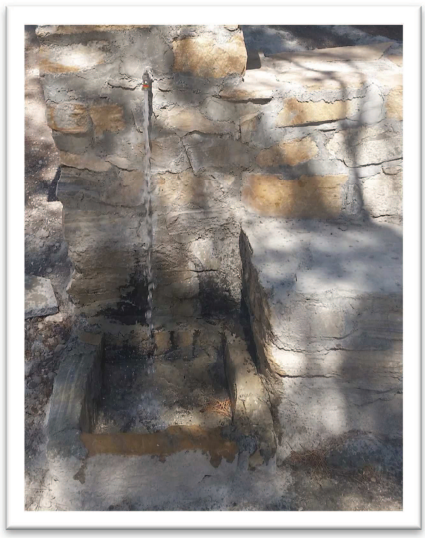


Foto 90. Manantial Benamaurel.

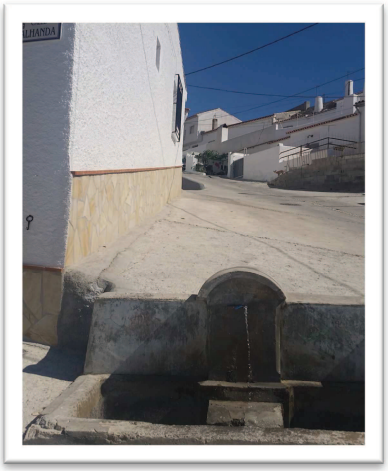


Foto 91. Manantial Alhanda.

Foto 92. Sondeo José.

Foto 93. Manantial Cruz de los Caídos.

Anexo 2

LOCALIZACIONES GEOGRÁFICAS

Nº ZFPC	Localización	
	UTM X	UTM Y
1	609371	4130948
2	607630	4134781
3	606100	4135736
4	600361	4123169
5	601287	4122912
6	604836	4121932
7	602223	4111014
8	599475	4101779
9	604373	4125804
10	604636	4125502
11	601078	4131913
12	612534	4140662
13	612625	4141224
14	612668	4141462
15	598144	4112328
16	593874	4105384
17	590268	4116274
18	589856	4114920
19	610886	4132339
20	596605	4106251
21	595839	4105821
22	595240	4104998
23	595106	4106316
24	595213	4104006
25	609511	4133955
26	609535	4133653
27	609666	4133941
28	600475	4101512
29	596952	4117446
30	610215	4132435
31	622429	4152059
32	624162	4154878
33	604466	4115305
34	599061	4102041

Nº ZFTL	Localización	
	UTM X	UTM Y
1	492609	4182765
2	492794	4184214
3	493365	4179794
4	496533	4184026
5	496518	4182196
6	497901	4180894
7	497923	4180328
8	497930	4180081
9	498268	4179879
10	497163	4179188
11	494726	4189670
13	494090	4186869
14	494351	4186549
15	491314	4186351
16	494584	4180862
17	493702	4180513
18	489369	4185353
19	480677	4178837
20	482344	4179003
21	482600	4178118
22	496853	5183151
23	496337	4185106
24	496407	4184755
25	494470	4178693
26	500278	4174500
27	502429	4169607

Nº ZFTS	Localización	
	UTM X	UTM Y
1	473342	4212732
2	473318	4212793
3	473394	4213810
4	473077	4213780
5	473122	4212486
6	473271	4213502
7	472784	4213658
8	472956	4213842
9	471610	4212201
10	474287	4211003
11	474141	4211188
12	474165	4211157
13	474117	4211188
14	475014	4209644
15	474131	4207890
16	476914	4209330
17	471285	4210026
18	473265	4210778
19	473987	4210387
20	474361	4209116
21	474499	4207966
22	474402	4211243

Nº ZFBG	Localización	
	UTM X	UTM Y
1	519795	4149955
2	519551	4147221
3	519772	4146402
4	523758	4143263
5	537009	4176983
6	540147	4179029
7	541218	4176406
8	534865	4174878
9	542041	4183999
10	515071	4159452
11	513986	4154764
12	513991	4154630
13	513783	4155068
14	514022	4154893
15	515786	4154827
16	515994	4154798
17	519973	4146439
18	525849	4161609
19	526319	4162491
20	524981	4165809
21	539594	4177727

Anexo 3

PRODUCCIÓN CIENTÍFICA

En este anexo se recogen las contribuciones científicas que se han derivado de esta memoria de investigación.

Publicaciones Científicas

Por orden cronológico:

Hernández-Puentes P, Jiménez-Espinosa R, Jiménez-Millán J (2013) Caracterización Hidrogeoquímica e Identificación de Procesos de Interacción Agua–Roca en la Zona de Falla de Palomares (Almería). Macla 17:59-60

Hernández-Puentes P, Jiménez-Espinosa R, Jiménez-Millán J (2013) Hydrogeochemical and isotopic signatures of Carboneras-Palomares Fault Area aquifers (SE Spain). Mineral Mag 77:1291

Hernández-Puentes P, Jiménez-Millán J, Jiménez-Espinosa R (2014) Estabilidad de los minerales de la arcilla en fluidos de Zonas de Falla: Falla de Tíscar (Jaén)". Macla 19

Hernández-Puentes P, Jiménez-Espinosa R, Jiménez-Millán J (2015) Geochemical patterns of groundwater from the Palomares-Carboneras Active Fault Area aquifers (SE Spain): determination of a network of sensitive sites indicators of seismic events. Environ Earth Sci 73:6341-6354

Jiménez-Millán J, Jiménez-Espinosa R, Hernández-Puentes P, Abad I (2015) EBSD Evidence of Fluid Circulation enhanced by Deformation in the Carboneras Fault Area (SE, Spain). Macla 20:77-78

Jiménez-Millán J, Abad I, Hernández-Puentes P, Jiménez-Espinosa R (2015) Phyllosilicate and fluid-rock interaction processes influence on the deformation style and mechanical behaviour of quartz-rich rocks in the Carboneras and Palomares fault areas (SE Spain). Clay Minerals (Aceptado 2015)

Hernández-Puentes P, Jiménez-Espinosa R, Jiménez-Millán J (en preparación) Geochemical features of groundwater from the active Tíscar and Larva faults (Betic Cordillera, SE Spain): Effects of water-rock interaction processes on the fault behaviour. Appl Geochem

Participación en Congresos Nacionales e Internacionales

- ✓ **GOLDSCHMIDT 2015.** 16 – 25 Agosto 2015, Praga (República Checa).
  Comunicación Científica (póster): *"Seismic series in Torreperogil and Sabiote area (province of Jaén, SE Spain): Hydrogeochemical study".*
  Autores: Rosario Jiménez Espinosa, Pilar Hernández Puentes, Juan Jiménez Millán.

- ✓ **EUROCLAY (International Conference on Clay Science and Technology).** 6 – 10 Julio 2015, Edimburgo (Escocia).
  Comunicación Científica (póster): *"Effect of process water circulation and stability of clay minerals in fluid fault zones: Tíscar active fault (Betic Cordillera, SE Spain)".*
  Autores: Pilar Hernández Puentes, Rosario Jiménez Espinosa, Juan Jiménez Millán.

- ✓ **XXXV Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía (SEM).** 30 Junio – 3 Julio 2015, Huelva (España).

  Comunicación Científica (póster): *"EBSD evidence of fluid circulation enhanced by deformation in the Carboneras fault area (SE, Spain)".*

  Autores: Juan Jiménez Millán, Rosario Jiménez Espinosa, Pilar Hernández Puentes, Isabel Abad.

- ✓ **XVII Congreso Peruano de Geología.** 12 – 15 Octubre 2014, Lima (Perú).

  Comunicación Científica (oral): "Efecto de los procesos de circulación hídrica y estabilidad de los minerales de la arcilla en fluidos de zonas de falla: Falla de Tíscar (Jaén – España)".

  Autores: Pilar Hernández Puentes, Rosario Jiménez Espinosa, Juan Jiménez Millán.

- ✓ **XXXIV Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía (SEM).** 1 – 4 Julio 2014, Granada (España).

  Comunicación Científica (póster): "Estabilidad de los minerales de la arcilla en fluidos de Zonas de Falla: Falla de Tíscar (Jaén)".

  Autores: Pilar Hernández Puentes, Juan Jiménez Millán, Rosario Jiménez Espinosa.

- ✓ **I Jornada de Investigadores en Formación de la Universidad de Jaén.** 29 Noviembre 2013, Jaén (España).

  Comunicación Científica (oral): "Identificación de procesos hidrogeoquímicos indicadores de actividad sísmica en zonas de fallas activas: Fallas de Palomares-Carboneras (Provincia de Almería)".

  Autores: Pilar Hernández Puentes, Rosario Jiménez Espinosa.

- ✓ **Jornada Científica de la Sociedad Española de Arcillas (SEA).** 15 Noviembre 2013, Madrid (España).

  Comunicación Científica (oral): "Recrecimiento de esmectita en superficies de deslizamiento de la falla de Tíscar (Jaén): Interacción roca-agua e influencia en el comportamiento mecánico de la falla".

  Autores: Pilar Hernández Puentes, Juan Jiménez Millán, Isabel Abad, Rosario Jiménez Espinosa.

- ✓ **X Simposio de Hidrogeología.** 16 – 18 Octubre 2013, Granada (España).

  Comunicación Científica (oral): "Caracterización hidrogeoquímica e isotópica de la zona de falla de Palomares – Carboneras (Almería)".

  Autores: Pilar Hernández Puentes, Rosario Jiménez Espinosa.

- ✓ **GOLDSCHMIDT 2013.** 25 – 30 Agosto 2013, Florencia (Italia).

  Comunicación Científica (póster): "Hydrogeochemical and isotopic signatures of Carboneras-Palomares Fault Area Aquifers (SE Spain)".

  Autores: Pilar Hernández Puentes, Rosario Jiménez Espinosa, Juan Jiménez Millán.

- ✓ **Knowledge for the future. Join Assembly Gothenburg.** 22 – 26 Julio 2013, Gothenburg (Suecia).

  Comunicación Científica (póster): "S-Mg-Si-rich water circulation in fault zones promoting sepiolite lenses in the Galera fault (Betic Cordillera, SE Spain): influence on the local seismicbehavior".

  Autores: Juan Jiménez Millán, Rosario Jiménez Espinosa, Pilar Hernández Puentes, Catalina Sánchez Roa, Francisco Juan García Tortosa.

Comunicación Científica (póster): "Hydrogeochemistry of aquifers in active fault areas: Carboneras-Palomares Fault Zone (SE Spain)".

Autores: Rosario Jiménez Espinosa, Juan Jiménez Millán, Pilar Hernández Puentes.

- ✓ **XXXIII Congreso Reunión Científica de la Sociedad Española de Mineralogía (SEM).** 24 – 28 Junio 2013, Caravaca de la Cruz, Murcia (España).

  Comunicación Científica (oral): "Caracterización Hidrogeoquímica e Identificación de Procesos de Interacción Agua–Roca en la Zona de Falla de Palomares (Almería)".

  Autores: Pilar Hernández Puentes, Rosario Jiménez Espinosa, Juan Jiménez Millán.

- ✓ **III Congreso Científico de Investigadores de la Universidad de Córdoba.** 9 – 10 Abril 2013, Córdoba (España).

  Comunicación Científica (oral): "Hidrogeología e Hidroquímica de Zonas de Fallas Activas en el Sector Oriental de la Cordilla Bética".

  Autores: Pilar Hernández Puentes.

Caracterización Hidrogeoquímica e Identificación de Procesos de Interacción Agua–Roca en la Zona de Falla de Palomares (Almería)

/ PILAR HERNÁNDEZ PUENTES (1*), ROSARIO JIMÉNEZ ESPINOSA (1), JUAN JIMÉNEZ MILLÁN (1)
(1) Departamento de Geología. CEACTierra. Unidad asociada IACT (CSIC-UGR). Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas s/n, edificio B3, 23071 Jaén (España)

INTRODUCCIÓN

La región más oriental de la Cordillera Bética es una zona semiárida del mediterráneo, con una especial sensibilidad a las fluctuaciones climáticas, a los factores geológicos e hidrogeológicos y a la actividad antrópica. Esta región es también, la más activa sísmicamente de la península Ibérica, registrando numerosos eventos sísmicos a lo largo de la historia.

La nucleación y propagación de terremotos condiciona el funcionamiento de los acuíferos de zonas de falla (Faulkner et al. 2009).
Los cambios hidrológicos más característicos tras los terremotos, suelen ser incrementos del caudal de los manantiales y modificaciones de los principales parámetros hidroquímicos (Montgomery & Manga 2003). En ocasiones, estos procesos promueven cambios en el flujo de fluidos, que pueden llegar a afectar al transporte térmico regional (Brumm et al. 2009).
Algunas de estas modificaciones podrían tener su origen en: 1) cambios en la permeabilidad a causa de la apertura o cierre de fracturas como consecuencia del incremento de la presión de poro, motivada por la deformación cosísmica (Brumm et al. 2009), 2) liberación de agua y otros fluidos a causa de la consolidación o licuefacción de sedimentos próximos a la superficie, y 3) reacciones de deshidratación de minerales de la arcilla que ocurren en zonas más profundas (Bousquet et al. 2009).

La composición química de las aguas de esta zona de estudio puede estar influenciada por otros procesos además de la mezcla con agua de mar.

El presente estudio se centra en el conocimiento de los parámetros hidroquímicos y de las relaciones roca-fluido de los sistemas acuíferos afectados por la falla activa de Palomares, aportando información esencial para caracterizar, monitorizar e, incluso, prever la actividad sísmica de esta región.

METODOLOGÍA

Para la caracterización físico–química de las aguas subterráneas en la zona de estudio, se han realizado varias campañas de muestreo, en las que se han recogido 33 muestras de aguas desde Sierra Almenara (Murcia) hasta Sopalmo (Almería) (fig.1.).

Mediante un equipo multiparamétrico HI 9828 de Hanna–Instruments se han medido in-situ los siguientes parámetros físico–químicos: Conductividad eléctrica, Total de Sólidos Disueltos (TSD), Eh, pH, temperatura y oxígeno disuelto. También, se ha obtenido el contenido en bicarbonatos para cada muestra por determinación volumétrica.

Además se tomaron muestras de aguas subterráneas para su posterior análisis químico en laboratorio y determinación de elementos mayoritarios mediante un espectrofotómetro de absorción molecular y un espectrofotómetro de absorción atómica, en función de los límites de detección para cada elemento.

Para el tratamiento y estudio de los datos hidroquímicos se ha utilizado el software AQUACHEM (Schlumberger Water Services).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados analíticos muestran tres grupos principales de aguas, los cuales, se observan claramente en el diagrama hidroquímico de Piper (fig. 2.).

Por un lado, se proyectan las aguas de baja mineralización (8 meq/l) y conductividades menores (300–1000 µS/cm). En este grupo, se observan caracterizadas las aguas de Sierra Cabrera (15, 16, 20, 21, 22, 23, 24) y Sierra de los Filabres (17, 18), de facies bicarbonatadas cálcico–magnésicas. Además, se caracterizan las aguas de la Sierra de Almenara (31, 32), las aguas de Mojácar (7), Fuente Álamo (11) y la Fuente de Garrucha (33), todas ellas con facies sulfatadas–cloruradas cálcico–magnésicas. Estas aguas están íntimamente relacionadas con disolución de carbonatos procedentes de las sierras donde se han muestreado.

En contraposición, se caracterizan las aguas de elevado enriquecimiento iónico (70 meq/l) y extremada conductividad (4000–14000 µS/cm), siendo sus facies hidroquímicas predominantemente sulfatadas–cloruradas cálcico-magnésicas. Dentro de este grupo, existe un subgrupo de varios sondeos en Pulpí (12, 13, 14), con facies cloruradas–sulfatadas sódicas. Estas aguas enriquecidas iónicamente están relacionadas con margas pliocenas marinas de la depresión de Vera y el corredor de Pulpí, (Barragán, 2008).

Por último, existe un tercer grupo formado por dos tipos de aguas de elevada conductividad (2000–3500 µS/cm) y moderado contenido iónico (18 meq/l). El sondeo de los Guiraos (3), con facies sulfatada–clorurada cálcico–magnésica y el manantial de Sopalmo (8), con facies clorurada–sulfatada sódica. Este grupo está relacionado con la disolución de evaporitas y carbonatos a lo largo de fallas profundas y, por lo tanto, presentan claras evidencias de circulación profunda.

Las aguas de alto y moderado

palabras clave: Hidrogeoquímica, Falla Activa, Palomares, Terremotos.
key words: Hydrogeochemical, Active Fault, Palomares, Earthquakes.

* corresponding author: ppuentes@ujaen.es

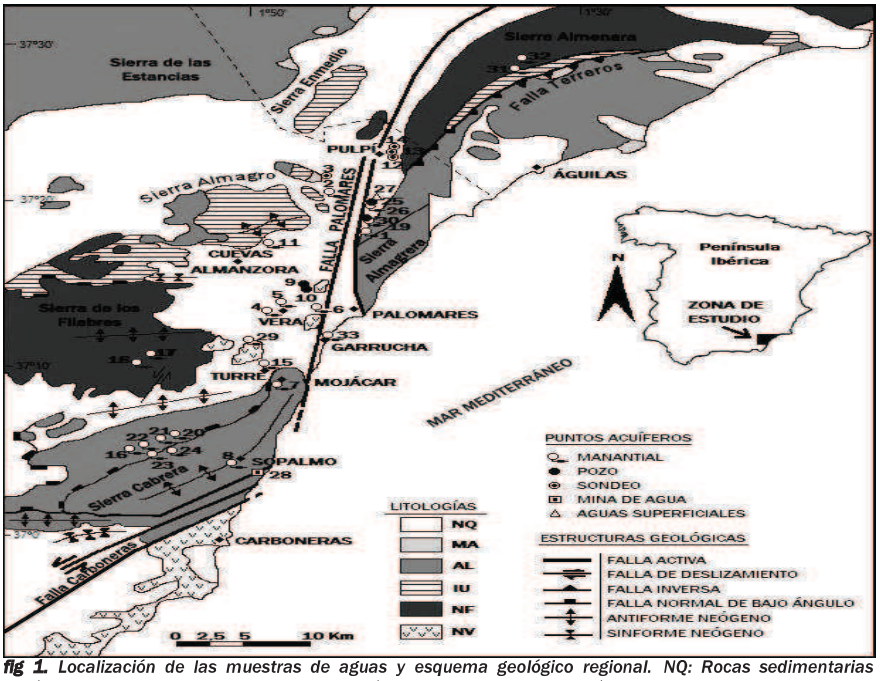


fig 1. Localización de las muestras de aguas y esquema geológico regional. NQ: Rocas sedimentarias (Neógeno – Cuaternario), MA: Complejo Maláguide, AL: Complejo Alpujárride, IU: Unidad intermedia, NF: Complejo Nevado Filábride, NV: Rocas volcánicas recientes (Neógeno). Modificado y ampliado de Booth – Rea et al, 2003.

enriquecimiento iónico presentan una temperatura superior a 20 °C, incluso en la muestra 3 supera los 33 °C. Considerando como límite de hidrotermalismo 19 °C se certifica una clara evidencia hidrotermal en este punto y la posibilidad de origen profundo y de una relación con la actividad de la falla para alguna de estas aguas. En cambio, en las aguas de baja mineralización la temperatura es notablemente inferior, lo que evidencia un origen más superficial.

De acuerdo con la litología de la zona, se han seleccionado los minerales calcita, dolomita, yeso y halita para el cálculo de los índices de saturación (SI). Todas las aguas están subsaturadas con respecto a la halita y, en menor medida, con respecto al yeso. Para los minerales carbonatados se identifica cómo la mitad de las aguas están saturadas con respecto a la calcita y sobresaturadas con respecto a la dolomita y en cambio, la otra mitad se encuentran más cercanas al equilibrio.

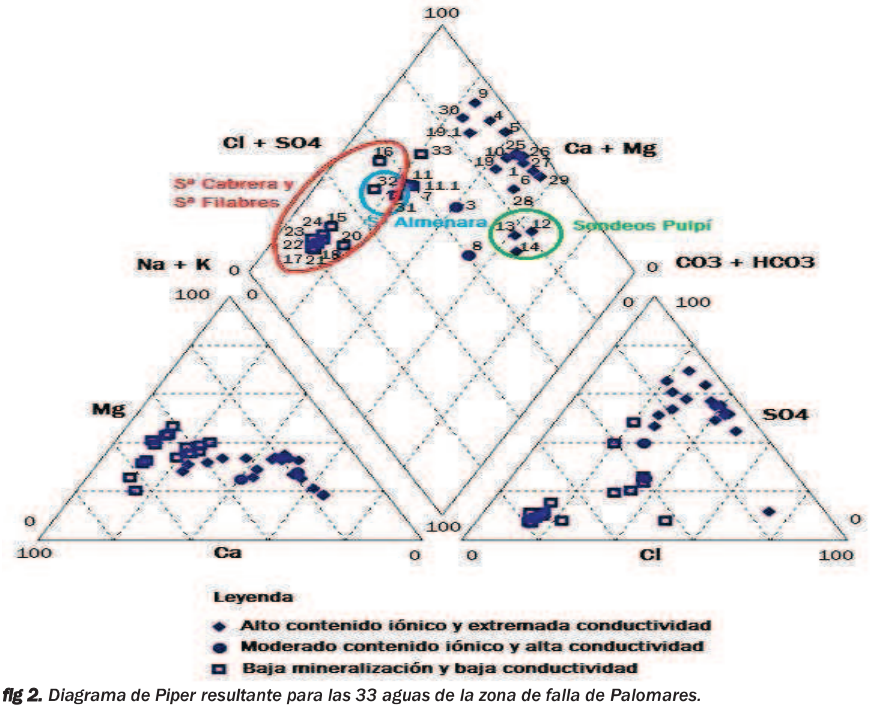


fig 2. Diagrama de Piper resultante para las 33 aguas de la zona de falla de Palomares.

La presencia de boro denota mayor relación con aguas termales. Existe una proporción significativa en los puntos de agua de Guazamara (25, 26, 27).

Se podría afirmar que el origen de algunas aguas subterráneas de esta zona de falla puede estar íntimamente relacionado con la circulación de aguas profundas de altas concentraciones iónicas y estrechamente con la actividad activa de la falla. Un claro ejemplo son las aguas de los Guiraos, las de Sopalmo y las de Guazamara.

La composición de estas aguas refleja procesos de interacción agua–roca, además de algunos casos de intrusión marina.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de Investigación No. CGL2011-30153-C02-01 del Ministerio de Economía y Competitividad de España, y el grupo de investigación PROCESOS Y RECURSOS GEOLÓGICOS RNM-325 (Universidad de Jaén, CICE, JA).

REFERENCIAS

Barragán, G. (2008): Hidrogeología e hidroquímica de los acuíferos del bajo Almanzora. Tesis doctoral, Universidad de Almería. 391 p.

*Booth-Rea, G., Azañón, J.M., García-Dueñas, V. & Augier, R. (2003): Uppermost Tortonian to Quaternary depocentre migration related with segmentation of the strike-slip Palomares Fault Zone, Vera Basin (SE Spain). Geosciense **335**, 751-761.*

*Bousquet, R., Vidal, O. & de Capitani, C. (2009): Metamorphic reactions, fluids release and their influence on subduction earthquakes. Geophys Res Abstr **11**, EGU2009-12554.*

*Brumm, M., Wang, C.Y. & Manga, M. (2009): Spring temperatures in the Sagehen Basin, Sierra Nevada, CA: Implications for heat flow and groundwater circulation. Geofluids **9**, 195-207.*

*Faulkner, D.R., Mitchell, T.M., Hirose, T. & Shimamoto, T. (2009): The Frictional Properties of Phyllosilicates at Earthquake Slip Speeds. Geophys Res Abstr **11**, EGU2009-5751-3.*

*Montgomery, D.R. & Manga, M. (2003): Streamflow and water well responses to earthquakes. Science **300**, 2047-2049.*

Hydrogeochemical and isotopic signatures of Carboneras-Palomares Fault Area aquifers (SE Spain)

P. HERNANDEZ-PUENTES[1], R. JIMENEZ-ESPINOSA[1]* AND J. JIMENEZ-MILLAN[1]

[1]Department of Geology and CEACTierra, Associated Unit IACT (CSIC-UGR), Faculty of Experimental Science, University of Jaén, Campus Las Lagunillas s/n, 23071 Jaén, Spain (ppuentes@ujaen.es; *correspondence: respino@ujaen.es; jmillan@ujaen.es)

Groundwater from Palomares-Carboneras Active Fault Area has been studied using geochemical (major ions) and isotopic (data $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$). The study area is located in the eastern of Betic Cordillera (SE Spain). Hydrological changes that follow major earthquakes has been investigated and found to be dependent on the style of faulting [1]. We try to establish a circulation model of groundwater and to identify the sources of fluids from aquifers and the influence of water flow on the nucleation of new earthquakes.

Chemical composition of the waters reflects different types and degrees of water–rock interaction and several geochemical families have been found:

(i) Na-Ca-Mg-SO4-Cl and Na-Mg-Cl-SO4 waters: extreme EC (4000-14000 µS/cm): related to Pliocene marine marls in Vera Depression and Pulpí Corridor. ii) Na-Ca-Mg-SO4-Cl and Na-Mg-HCO3-Cl-SO4 waters: high EC (2000-3500 µS/cm): related to dissolution of evaporites and carbonates along deep faults. (iii) Ca-Mg-Na-HCO3-SO4 waters: low EC (300-1000 µS/cm): in relation to dissolution of carbonates from Sierra Cabrera, Sierra de Filabres and Sierra de Almenara.

The δ18O / δ 2H diagram indicates that the distribution of the samples define a local meteoric line less steep than the World Online rainwater. The samples are better suited to the meteoric water line of the Mediterranean, indicating that precipitation of Mediterranean origin must contribute significantly to the recharge area. However, a mixed origin, Mediterranean and Atlantic rainfalls, could be taken into account. Samples from Sierra Cabrera and Fuente Alamo springs are more isotopically depleted. While Cuatro Caños and La Zanjilla springs appear more isotopically enriched. The prevalence of more negative values of ^{18}O is associated with a greater height in recharge, regarding the two groundwater samples from the northern area.

[1] Muir-Wood and King, 1993. *J. Geophysical Research 98-B12 (22035-22068)*

Effect of trace metals and light intensity on biomarker isotopic fractionation

M.T. HERNÁNDEZ-SÁNCHEZ[1,2]*, H. STOLL[1], A. PIOTROWSKI[3], A. MILNE[4], M. LOHAN[4] AND R. PANCOST[2]

[1]Geology Department, Univ. Oviedo, Oviedo, Spain. (*correspondance: maitehs@geol.uniovi.es)

[2]Organic Geochemistry Unit, Univ. Bristol, Bristol, UK.

[3]Department of Earth Sciences, Univ. Cambridge, Cambridge, UK

[4]School of Geography, Univ. Plymouth, Plymouth, UK.

Photosynthetic carbon isotope fractionation (ε_p) is mainly controlled by CO_2 concentrations, but also other factors such as nutrient availability, carbon uptake or cell size; thus, it can provide insights into the marine carbon cycle. Most relevant for paleoclimate and despite its high dependence on algal growth rates, alkenone ε_p has been invoked as a robust proxy for reconstructing ancient pCO_2 [1]. pCO_2 reconstructions rely on measured ε_p and a b coefficient (which integrates physiological factors affecting isotope fractionation) which is generally assumed to be constant (or corrected for cell size) over time at a given location. Previously, the wide variations in b coefficient of suspended particulate matter alkenone ε_p in the modern ocean was shown to correlate with seawater phosphate concentrations but in fact hypothesized to arise due to trace metal regulation of growth rate [2].

We further explore the effect of trace metal and light intensities on ε_p of different phytoplankton biomarkers (including alkenones) for a smaller dataset in the modern ocean. ε_p is positively correlated with light intensities that vary with collection depth, a trend which cannot be explained by lower growth rates at lower light but is consistent with prediction of light limitation of carbon concentrating mechanisms. ε_p is inversely correlated with trace metals (Co and Co+Zn), a correlation that is stronger than that bore with CO_2 concentrations. Although further research is needed, our observations suggest that trace metals and light intensity affect the b coefficient, and that variations in the b coefficient at a given site must be accounted for in calibrations to reconstruct ancient pCO_2 accurately.

[1] Pagani *et al* (2002). *Paleoceanogr.* 17, 1069. [2] Bidigare *et al* (1997). *Global Biogeochem. Cycles* 11, 279-292.

www.minersoc.org
DOI:10.1180/minmag.2013.077.5.8

Estabilidad de los minerales de la arcilla en fluidos de Zonas de Falla: Falla de Tíscar (Jaén)

/ PILAR HERNÁNDEZ PUENTES (1), JUAN JIMÉNEZ MILLÁN (1), ROSARIO JIMÉNEZ ESPINOSA (1)*

(1) Departamento de Geología. CEACTierra. Unidad asociada IACT (CSIC-UGR). Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas s/n, edificio B3, 23071 Jaén (España)

INTRODUCCIÓN

El Corredor del Guadiana Menor, en el norte de la provincia de Jaén, es un área con un importante potencial sísmico, manifestado recientemente por el terremoto de enero de 2012 (intensidad IV y magnitud > 4) con epicentro en Huesa. Se trata de un área con numerosas fallas activas, entre las que destaca la Falla de Tíscar de dirección N130-150E, con movimiento de transferencia dextrorso de 6 km y una longitud de 20 km, considerada muy activa a finales del Mioceno y comienzos del Plioceno (Foucault, 1971). Según Sanz de Galdeano y Peláez (2011), su tasa de desplazamiento horizontal actual ronda el mm/año.

Este trabajo estudia el efecto de los procesos de circulación hídrica y neoformación de arcillas asociados a esta zona de falla, con en el fin de aportar datos que contribuyan a la comprensión del comportamiento mecánico de estos materiales y su influencia en la sismicidad del área.

METODOLOGÍA

Para la caracterización físico–química de las aguas subterráneas y sus posteriores análisis químicos en laboratorio, se tomaron 25 muestras de aguas subterráneas en la zona de falla de Tíscar. Por otro lado, se llevó a cabo una campaña de muestreo donde se recogieron 8 muestras diferentes de rocas en planos de falla, con el objetivo de obtener datos mineralógicos de los sedimentos deformados en la falla de Tíscar.

Todos los equipos utilizados para este trabajo se encuentran en el Centro de Instrumentación Científica (CICT) de la Universidad de Jaén. Para los análisis de elementos principales se utilizó un cromatógrafo iónico Metrohm 850 Professional. Los análisis de metales y elementos minoritarios se llevaron a cabo por un espectrómetro de ICP-masas Agilent 7500.
Se realizaron una serie de láminas delgadas de 30 µm de espesor, pulidas y recubiertas con carbono, destinadas a su estudio mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) Carl Zeiss Merlin y sistema de microanálisis de energía dispersada (EDS) de rayos X.

El procesado de datos hidroquímicos, se ha realizado a través del software PHREEQC para Windows.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La caracterización hidrogeoquímica de las aguas que circulan por la zona de falla indica: (i) aguas de baja conductividad eléctrica (< 840 µS/cm) y baja mineralización (8 meq/l), con facies bicarbonatadas cálcico magnésicas; y, (ii) aguas más salinas (hasta 3740 µS/cm) con mayor enriquecimiento iónico (hasta 70 meq/l), de facies sulfatadas y/o cloruradas cálcico magnésicas. Por lo general, son aguas alcalinas con temperaturas inferiores al límite del hidrotermalismo (19 ºC), confiriéndole

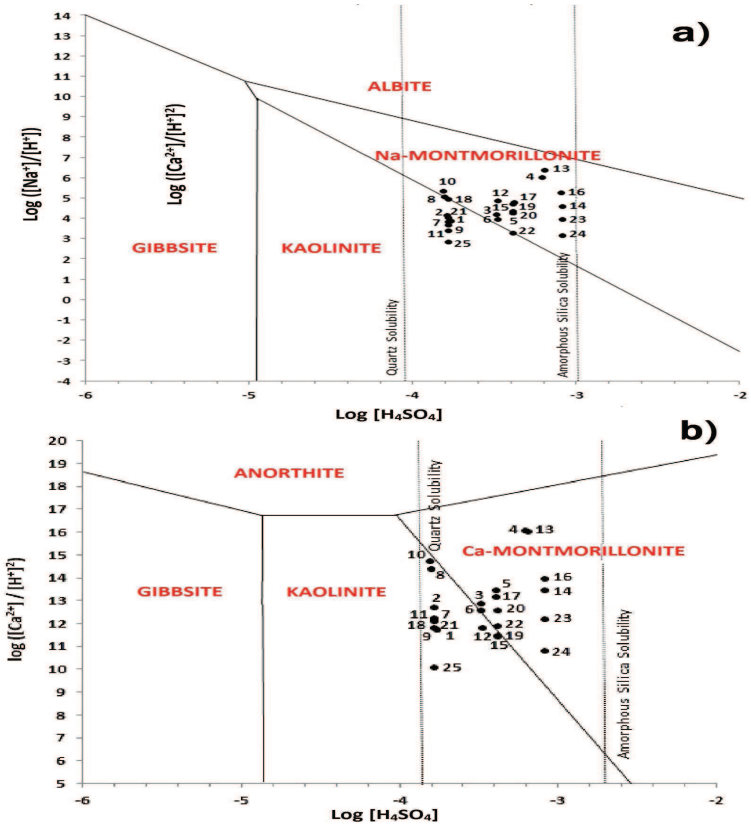


fig 1. *a: Diagrama de estabilidad Albita, Na–montmorillonita, caolinita, gibbsita a 25ºC y 1 atmósfera en función de [Na⁺], pH y [H₄SiO₄]. b: Diagrama de estabilidad Anortita, Ca–montmorillonita, caolinita, gibbsita a 25ºC y 1 atmósfera en función de [Ca²⁺], pH y [H₄SiO₄].*

palabras clave: Aguas subterráneas, Esmectita, Falla Activa, Tíscar.

key words: *Groundwater,* Smectite, Active Fault, Tíscar.

* corresponding author: **jmillan@ujaen.es**

un origen superficial. No obstante, aparece una muestra en la zona de Acra con Tª de 26 ºC, que indica un claro origen profundo, así como su posible relación con la actividad de la falla.

La figura 1 muestra los diagramas de estabilidad Na-plagioclasa (albita) y Ca-plagioclasa (anortita). La figura 1.a, contiene campos de estabilidad para la albita Na-feldespatos y sus posibles productos de meteorización, gibbsita, caolinita y Na-montmorillonita, expresado como una función de log ($[Na^+]/[H^+]$) y log $[H_4SiO_4]$, donde [] designa la actividad de soluto. La figura 1.b, representa los campos de estabilidad para la anortita Ca-feldespatos y sus posibles productos de meteorización, gibbsita, caolinita y Ca-montmorillonita, expresado como una función de log ($[Ca^{2+}]/[H^+]^2$) y log $[H_4SiO_4]$ (Appelo y Postma 1999). Los diagramas de estabilidad de fases minerales tanto para la albita como para la anortita, reflejan que el equilibrio agua-mineral para los análisis de las 25 aguas subterráneas de esta zona de estudio, quedan representados en ambos diagramas de estabilidad alrededor del límite de estabilidad caolinita / esmectita (Na-montmorillonita y Ca-montmorillonita), lo que sugiere que el agua subterránea de esta zona está en equilibrio termodinámico con caolinita para un grupo de muestras y con esmectita para otro grupo. El conjunto de las muestras está por encima del equilibrio de saturación del cuarzo.

Investigamos por otro lado, las rocas de falla asociadas a los puntos de agua subterránea que revelaron evidencia de circulación de aguas profundas y presencia de arcillas en los diagramas de fases, a través de su zona de debilidad. La deformación se encuentra preferentemente concentrada en los niveles margosos.
El estudio de la microestructura interna de estos materiales de falla mediante microscopía electrónica de barrido, muestra la existencia de niveles ricos en ilita que desarrollan numerosas superficies de deslizamiento que alternan con lechos ricos en calcita apenas deformados (fig.2.). Es frecuente que las superficies de deslizamiento se encuentran recrecidas por una lámina fina formada por esmectita. En otros casos, se desarrollan microfracturas selladas por la cristalización de calcita y dolomita, cuyos microanálisis EDS muestran cantidades significativas de Si y Al, debido a inclusiones microcristalinas de silicatos.

El estudio combinado de las características físico-químicas de los fluidos que circulan por la zona de falla de Tíscar y la caracterización de los materiales mediante SEM, ha permitido concluir que durante el fallamiento y la interacción roca-fluido tuvo lugar un crecimiento significativo de minerales de la arcilla en estas rocas. Este crecimiento se pone de manifiesto por los recubrimientos minerales de las microsuperficies de deslizamiento, compuestos por películas delgadas de esmectita neoformada, calcita y dolomita. Este hecho sugiere que la cataclasis y la infiltración de fluidos que se produce durante la actividad de la falla promovieron la creación de micrositios favorables para nucleación y neomineralización en superficies de desplazamiento. La concentración de esmectita en estas superficies de deslizamiento puede favorecer el movimiento de deslizamiento continuo (creep) en la zona de la falla, contribuyendo a reducir su actividad sísmica.

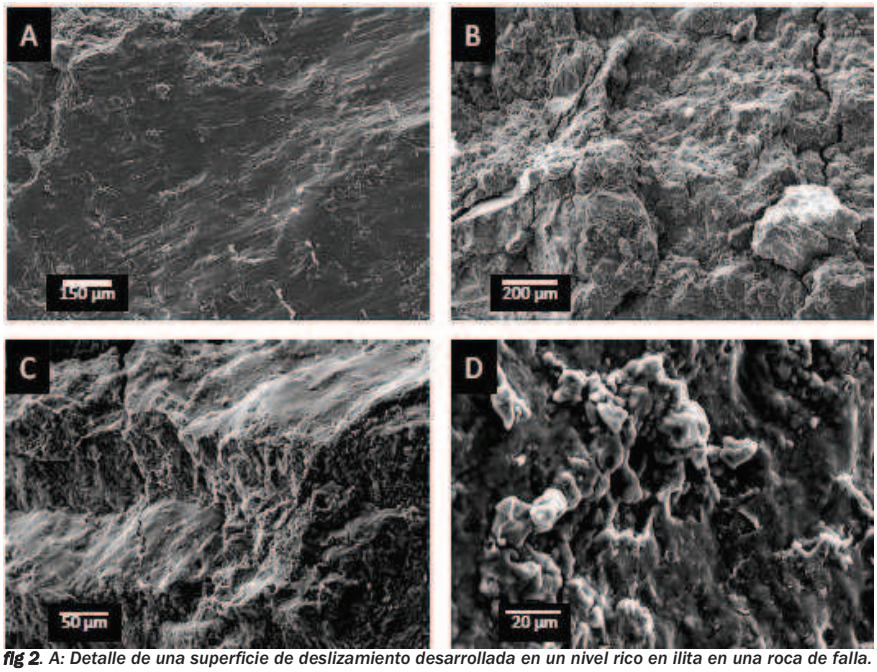


***fig 2**. A: Detalle de una superficie de deslizamiento desarrollada en un nivel rico en ilita en una roca de falla. B: Red de superficies de deslizamiento entre las bandas de carbonato aparentemente no deformado. C: Películas delgadas de esmectita que han crecido en las superficies de fractura y separan bloques ricos en calcita y dolomita. D: Copos de esmectita cristalizados en una superficie antideslizante.*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos de Investigación No. CGL2011-30153-C02-01 (Ministerio de Economía y Competitividad de España), "Caracterización hidrogeológica y hidroquímica de los acuíferos afectados por las fallas activas en la zona del Guadiana Menor, provincia de Jaén" (Instituto de Estudios Gienneses) y el Grupo de Investigación RNM-325 (Universidad de Jaén, CICE, JA).

REFERENCIAS

Appelo, C.A.J. & Postma, D. (1999): Chemical analysis of groundwater. Geochemistry, groundwater and pollution. A.A. Balkema, Rotterdam.

Foucault, A. (1971): Étude géologique des environs des sources du Guadalquivir (prov. Jaén et Grenade, Espagne meridionale). Tesis Doctoral, Univ. de Paris VI, 633 p.

Sanz de Galdeano, C. & Peláez, J.A. (2011): Fallas activas en la Cordillera Bética. Ed. Un. Granada.

Environ Earth Sci (2015) 73:6341–6354
DOI 10.1007/s12665-014-3856-7

ORIGINAL ARTICLE

Geochemical patterns of groundwater from the Palomares–Carboneras active fault area aquifers (SE Spain): determination of a network of sensitive sites indicators of seismic events

Pilar Hernández-Puentes · Rosario Jiménez-Espinosa · Juan Jiménez-Millán

Received: 4 February 2014 / Accepted: 3 November 2014 / Published online: 19 November 2014
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2014

Abstract The aim of this study is to evaluate the hydrogeochemical parameters of the Palomares–Carboneras active fault zones (SE Spain) aquifers to establish especially sensitive sampling points that could be indicators of seismic activity in the fault zone. We consider these points as a part of a network, for this fault area and others in the South of Spain. With a seasonal and/or continuous sampling, in the future, that may allow us to provide advices of possible seismic events. The eastern part of the Betic Cordillera is a Mediterranean semi-arid zone, with a special sensitivity to climatic fluctuations and human activity. A remarkable scarcity in water resources is evident in this region, making it difficult to find groundwater sampling points. Subsequently, a network has been designed with 33 water sites, selected for availability and proximity to the active fault zones, where the physical–chemical features and isotope contents of the groundwater have been determined. Taking into account the geological complexity, as well as the different hydrogeological paths recognized in the area, three geochemical families of water have been found. (1) Water with high electrical conductivity (up to 14,000 μS/cm), temperatures above 20 °C, and, in some cases, traces of boron. (2) Water with medium electrical conductivity (2,000–3,500 μS/cm), temperatures above 20 °C, and traces of boron. (3) Water with electrical conductivity below 1,000 μS/cm, temperatures below 20 °C, and absence of boron. High temperature waters with presence of boron were selected as indicators of deep water circulation processes that can be connected to the seismic activity of the Palomares–Carboneras active fault zones. According to this study, a selected sensible warning aquifer sites has been established.

Keywords Palomares–Carboneras active faults · Groundwater · Boron · Isotopes

P. Hernández-Puentes · R. Jiménez-Espinosa (✉) · J. Jiménez-Millán
Department of Geology and CEACTierra, Associated Unit IACT (CSIC-UGR), Faculty of Experimental Science, University of Jaén, Campus Las Lagunillas s/n, 23071 Jaén, Spain
e-mail: respino@ujaen.es

Introduction

Hydrological changes associated with earthquakes have been known for longtime but during twentieth century were discarded as being not a real scientific fact (Muir-Wood and King 1993). Nevertheless, there are many studies showing the relationship between hydrological changes and seismic events (e.g. Scholz et al. 1973; Bolognesi 1997; Wakita et al. 1988; Muir-Wood and King 1993; Yuce and Ugurluoglu 2003; Yaltirak et al. 2005; Hartmann and Levy 2005; Inan et al. 2008; Uyeda et al. 2008; Yuce et al. 2010; Freund 2011; Grant et al. 2011; Italiano et al. 2013). Earthquake related hydrogeochemical signals can be observed up to several hundred kilometres away from the hypocenter of an earthquake (Igarashi and Wakita 1990; Bella et al. 1998; Hartmann et al. 2005). The behaviour of aquifer systems in regions affected by active faults is influenced by the geological processes associated to the earthquake nucleation and propagation of seismic movements that occur in these zones (Faulkner et al. 2009). Muir-Wood and King (1993) and Keskin (2010a) said that when earthquakes with different magnitudes occur, different changes in physical and chemical characteristics and isotopic concentrations might be observed in the water in the area of the earthquake. These changes depend on conditions such as the magnitude, epicentre, distance of the

spring from the earthquake, chemical and physical properties of the water, water recharge area, geology and tectonics of the area, temperature–pressure variations underground, and the fracturing, pore pressure of rocks, etc. Movement associated to active fault zones produces hydrological variations in the surrounding groundwater such as decrease in groundwater level prior earthquake and increases in groundwater level during and after the earthquake (Bolognesi 1997), changes in the regional thermal transport, and variations in the aquifer behaviour. Such hydrogeological changes in active fault zones may be originated by: (1) alterations in permeability produced by the opening or closing of fractures and barriers as a consequence of increases in pore pressure caused by coseismic deformation (Brumm et al. 2009; Aquilina and Dreuzy 2011); (2) liberation of water and other fluids caused by consolidation or liquification of near-surface sediments; and, (3) clay mineral dehydration reactions in deep areas (Bousquet et al. 2009; Vidal and Dubacq 2009). All these processes commonly produce mixing of water with deep and shallow origins that modify physical–chemical groundwater parameters, such as changes in water outlet temperature and chemical composition (e.g. incorporation of boron traces) (Montgomery and Manga 2003; Yuce 2007; Brumm et al. 2009; Manga and Rowland 2009; Italiano et al. 2010). As a result of compilation of numerous studies (Toutain and Baubron 1999; Hartmann and Levy 2005; Hartmann 2006), it was determined that there were changes in odour, colour, pressure, discharge, temperature, pH, Eh, Ca^{2+}, $SO_4{}^{2+}$, Cl, ^{18}O, ^{2}H, ^{3}H, ^{13}C, CO_2, Rn, He, N_2, and CH_4 values of the water in pre-seismic activity, coseismic activity and post-seismic activity (Keskin 2010a).

The National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Geophysical Data Centre guidelines suggest that a temperature of 20 °C at the discharge point can be considered as a transition limit between thermal waters ($T \geq 20$ °C) and cold waters ($T < 20$ °C). Other authors proposed 19 °C as the limit temperature for hydrothermal fluids (Granda et al. 1979).

Boron in groundwater is normally found in very low concentrations, as a minor or trace element. However, natural/anthropogenic inputs linked to seawater, brine, geothermal fluids, agricultural effects or evaporitic environments can raise their concentration considerably (Ellis and Mahon 1977; Yuce 2007; Morell et al. 2008; Keskin 2010b). Arnórsson and Andrésdóttir (1995) suggested that temperature is one of the main factors that controls boron liberation through the water–rock interaction processes.

The main aim of this study is to analyse the influence of the geological and tectonic processes that occur in the Palomares–Carboneras active fault zone on its hydrogeochemical features. This fault system is by far the longest continuous fault mapped in the Betic Cordillera and therefore, would seem to be a good candidate to generate large-magnitude earthquakes (Gracia et al. 2006). No previous studies have been performed with respect to earthquake and hydrogeological precursors in the study area. The results of this work should provide appropriated criteria to design a network of warning points particularly sensitive to the changes produced by movements associated to fault activity in this study area.

Study area

The Carboneras and Palomares faults are part of a large NE–SW trending tectonic lineament that cuts across the south-eastern margin of the Iberian Peninsula (Fig. 1) in SE Spain. Active from upper-Miocene to recent times, it separates the volcanic Cabo de Gata terrain to the SE (accumulated over 18–6 Ma BP) from the region of uplifted Alpine metamorphic basement blocks and post-orogenic basins (Rutter and Faulkner 2012). The fault system, known as the Trans-Alborán Shear Zone, constitutes part of the diffuse plate boundary between Africa and Iberia and, even today, the area is experiencing active regional uplift. The Palomares–Carboneras active fault zone represents an active set of sinistral strike-slip faults in the Betic Cordillera of south-eastern Spain, with NNW–SSW and NE–SW orientations, respectively (Booth-Rea et al. 2003; Faulkner et al. 2003).

The south-eastern Betic Cordillera is characterized by the presence of Neogene to Quaternary sedimentary basins, which coincide with antiformal highs where metamorphic basement of the Alboran domain outcrops (Martínez-Martínez and Azañón 1997). These basins were folded and uplifted during Upper Neogene to (Bousquet 1979). This is the case of the Sorbas–Vera basin and Sierra Cabrera (Fig. 1).

The study area is located in the southeast of Spain and falls between latitude 37°00′–37°40′N and longitude 1°40′–2°00′W (Fig. 1). This area has been chosen for its significant seismic potential (Table 2), seen in several seismic events throughout history with the strongest reaching an intensity of VIII–IX in Vera in 1518 (Bousquet 1979; Weijermars 1987).

The materials studied mainly come from the internal zones of the Betic Cordillera, and partly from the Neogene-Quaternary Sedimentary Complex that surround the Palomares–Carboneras fault zones. Within the Internal Zone of the Betic Cordillera are three major complexes, which are positioned from the point of view in its original stratigraphic position in the stack of sheets, from bottom to top, as follows:

Nevado-Filabride Complex: Permian to Triassic medium and high-grade metamorphic rocks consist of schist, quartzite, gneiss, limestone, gypsum and marble.

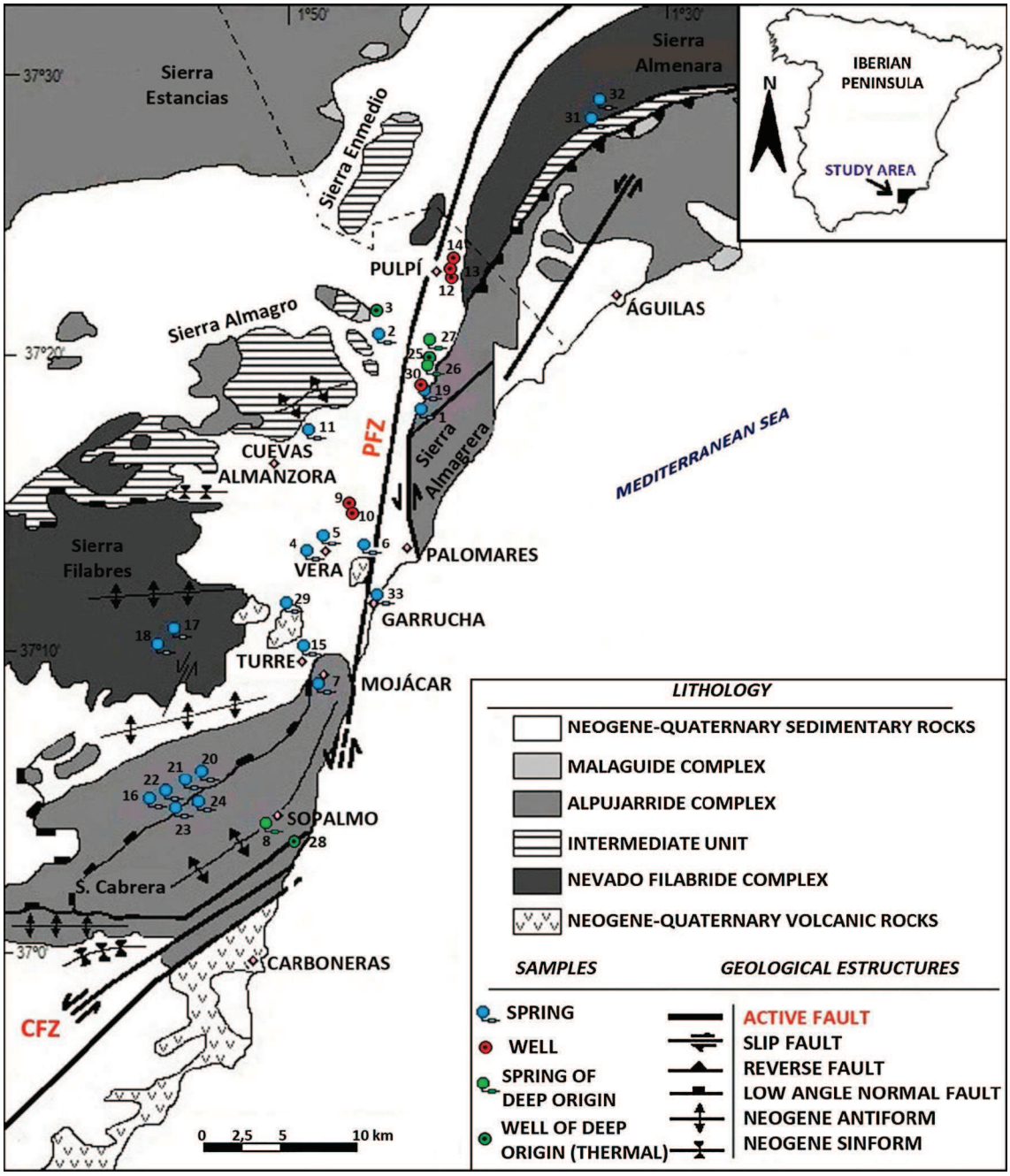


Fig. 1 Geological setting of the study area (after Booth-Rea et al. 2003) and sampling locations. Sample identification *numbers* refer to Table 1. *PFZ* Palomares fault zone. *CFZ* Carboneras fault zone

Alpujarride Complex: this is the most extensive complex in the in the Internal Zone. In the study area, metamorphism is moderate to high and several high pressure and temperature units can be found. The main lithologies are Palaeozoic phyllites, schists, quartzites, conglomerates and sandstones, and Triassic limestones and dolostones.

Malaguide Complex: this unit is scarce and isolated and is composed by Permian to Triassic sandstones, quartzites, shales, and limestones.

Sedimentary rocks, such as conglomerates, marls, gypsum, sandstones and calcarenites, locally intruded by volcanic rocks, comprise the Neogene-Quaternary Sedimentary Complex of the basins. The most recent deposits, Pliocene-Quaternary, are conglomerates and sandstones with intercalations of silts and clays (IGME et al. 1973a, b; Barragán 1997).

The variety of materials present in the area may affect the diversity of processes that could influence nearby

Table 1 History of seismic activity in the Palomares–Carboneras Fault Zone since 1518

Date	Intensity	Magnitude	Epicenter	Date	Intensity	Magnitude	Epicenter
09.11.1518	VIII–IX		Vera (Almería)	27.11.1940		3.4	Vera (Almería)
01.01.1596	VI		Águilas (Murcia)	14.05.1942	IV		Cuevas Almanzora (Almería)
17.12.1796	V		Vera (Almería)	01.07.1943	IV	3.2	Vera (Almería)
22.09.1860	V		Vera (Almería)	23.03.1945	IV	3.4	Cuevas Almanzora (Almería)
14.07.1863	V		Vera (Almería)	26.02.1966		3.2	Sierra Filabres (Almería)
06.08.1863	V		Cuevas Almanzora (Almería)	01.09.1966		3.6	Pulpí (Almería)
22.08.1863	V		Vera (Almería)	18.03.1972		3.4	Cuevas Almanzora (Almería)
14.09.1882	IV–V		Vera (Almería)	21.05.1973		3.1	Mojácar (Almería)
11.08.1891	V–VI		Vera (Almería)	14.11.1980		3.1	Garrucha (Almería)
21.05.1893	IV–V		Cuevas Almanzora (Almería)	28.02.1981		3.3	Antas (Almería)
13.05.1895	VI–VII		Carboneras (Almería)	20.05.1988		3.2	Antas (Almería)
28.05.1914	V		Pulpí (Almería)	26.12.1989		3.1	Cuevas Almanzora (Almería)
27.04.1915	IV		Cuevas Almanzora (Almería)	08.09.1992		3.1	Carboneras (Almería)
14.06.1915	IV		Cuevas Almanzora (Almería)	15.04.1994		3.5	Antas (Almería)
07.04.1925	IV		Los Gallardos (Almería)	19.04.1994	IV	3.6	Cuevas Almanzora (Almería)
14.03.1927	V		Cuevas Almanzora (Almería)	12.06.1994		3.1	Carboneras (Almería)
04.01.1929	IV		Los Gallardos (Almería)	08.12.1994		3.1	Águilas (Murcia)
29.11.1929	V		Los Gallardos (Almería)	13.02.1995		3.1	Carboneras (Almería)
06.03.1930	V	3.2	Vera (Almería)	06.07.1996		3.3	Mojácar (Almería)
10.03.1930	IV	3.4	Los Gallardos (Almería)	02.09.1996	V	4.4	Águilas (Murcia)
12.07.1930	IV		Los Gallardos (Almería)	09.01.1998		3.3	Carboneras (Almería)
21.07.1931	V		Los Gallardos (Almería)	16.04.1999		3.1	Vera (Almería)
02.10.1932	IV	3.4	Los Gallardos (Almería)	28.09.2000		3.1	Cuevas Almanzora (Almería)
12.12.1934	IV		Bédar (Almería)	03.09.2007		3.1	Cuevas Almanzora (Almería)
16.05.1940		3.4	Pulpí (Almería)	24.10.2011	IV	3.7	Cuevas Almanzora (Almería)

water and its different characteristics and hydrochemical facies.

Sampling and analytical procedures

In order to analyse the composition of groundwater in fault zones within the study area, samples were taken between May and November 2012 from 33 sampling points including wells and springs. Majority components and boron were analysed in these samples, as well as stable isotopes (^{18}O and D) and radioactive isotopes (^{3}H) in a selection of sites. The physico-chemical parameters determined with a Hanna Instruments multiparameter water quality sensor (HI 9828) in situ were: Electrical conductivity for a standard temperature of 25 °C (E.C (μS/cm)), with the sensitivity of this device in ±1 μS/cm), total dissolved solids (TDS (ppm), ±1 mg/l), pH (±0,02 pH), temperature (T) (°C, ±0,15 °C). The alkalinity was also measured through volumetric determination.

At each site, water samples were collected in several (15, 50 and 150 ml) clean high density polyethylene bottles (HDPE), rinsed several times with groundwater to be sampled. One of the bottles (15 ml) containing sample was acidified to pH < 2.0 with nitric acid (HNO_3), ACS reagent and a purity of 70 %, to stabilize trace metals. The filling of the bottles was performed using sterile syringes and filtered by 0.45 μm filter pore size then acidified. Another bottle (150 ml) containing not acidified sample was used for cations and anions analysis. The samples were taken tritium and boron in 15 ml vials. The samples were stored in ice boxes and brought to laboratory and stored at 4 °C for further analysis. The analytical characterization was done in different laboratories. The major elements were obtained through conductivity detection in a DX 120 Ion Chromatograph (relative errors of analysis are ±1 % for major anions and cations) at the Scientific Instrumentation Centre, University of Jaén. The analysis of metals and trace elements were done by ICP-mass spectrometer Agilent Model 7500, being the errors < 5 % RSD. The boron content was measured at the Scada S.A. Laboratory (Granada-Spain) with an UV-170 spectrophotometer using the azomethine colorimetric method, being the relative errors between ±0,28 a 0,42 %. The isotope characterization of

$\delta^{18}O$ and δD was carried out by the Stable Isotope Analysis Service at the University of Salamanca using the following methods: a) obtaining CO_2 to determine the $^{18}O/^{16}O$ isotope ratio done through the equilibrium method with CO_2, b) characterization of the D/H isotope ratio through the chromium reduction method, and c) the isotope ratio was calculated using mass spectrometry in continuous flow mode for the gas source. Relative errors of analysis are ±0.3 % for ^{18}O, ±0.5 % for ^{2}H. Tritium (^{3}H) analyses were determined using a scintillation counter Beckman LS6500 (liquid scintillation Gold LLT, PerkinHelmer) in "low level" during 100 min every sample, at the Scientific Instrumentation Centre, University of Granada (Spain). The uncertainties in the range of low ^{3}H samples are within ±5 %.

We used the AquaChem software package (Schlumberger Water Services) and Phreeqc for Windows (USGS) to process and study the hydrochemical data.

Results and discussion

Groundwater chemistry

Table 2 shows all analytical results from the 33 groundwater samples. It also shows the stable isotopic contents from the 14 samples and tritium contents from 18 selected. The electrical conductivity of groundwater shows a wide range. Low values can be found at the sampling points in the carbonate material chains such as Sierra Cabrera (16, 20, 21, 22, 23 and 24), Sierra Filabres (17 and 18), Sierra Almenara (31 and 32) and also from the springs surrounding or in the Cuevas de Almanzora (11), Mojácar (7), Turre (15) and Garrucha (33), in no case exceeding 850 μS/cm. These low conductivity waters therefore present a low mineralization. On the contrary, the sampling sites from the Neogene-Quaternary Complex of the Vera Depression (4, 5, 6, 9, 10 and 29) and Pulpí Corridor (2, 12, 13 and 14), as well as groundwater from around the Sierra Almagrera (1, 19, 25, 26, 27 and 30), have high conductivity even reaching 14,000 μS/cm and a notable mineralization of their waters. Additionally, an increase in conductivity at wells, where a drop in piezometric level due to intensive extraction of groundwater, has been observed. Finally, there are two points with medium conductivity (2,000 and 3,500 μS/cm), the thermal Guiraos well (3) and the Sopalmo spring (8) and high mineralization (Table 2).

Most of the groundwater samples have an alkaline trend, which are related to carbonate elevations. Anyway, this is a semiarid region and there is not as much organic matter and rainfall to get carbonic acid into the water.

A significant and essential part of this study is the emergence temperatures of the sampling points. Waters with high ion enrichment are generally at temperatures higher than 20 °C and in some cases, such as thermal Guiraos well (3), reach 33.5 °C. Using 20 °C as the hydrothermalism limit (Italiano et al. 2010), we have possible evidence that the origin of some of these waters could be hydrothermal and probably deep (Cerón and Pulido-Bosch 1996; Cerón et al. 2000). However, seasonal measurements (November 2012, Table 2) have indicated that a series of samples (4, 6, 9, 10, 12, 13, 14, 18 and 19) experienced temperature changes. This might be due to an effect of the ambiance temperature on the water pipes that could have affected these waters outputs and increased or reduce slightly the sample temperature during field sampling campaign. In waters with low mineralization, temperature is considerably lower, suggesting the possibility of a quick recharge and shallow circulation through carbonate materials that are far from deep fault zones and in which the water shows relatively a short residence time in the aquifer.

With regard to the presence of boron traces, groundwater sites with higher temperatures are related to the presence of high traces for this element. Abnormally high traces of boron were measured in the thermal Guiraos well (3) with 0.63 ppm, in waters of Sopalmo (8 and 28) with 0.36 and 0.46 ppm, respectively, and in samples from Guazamara (25 y 26), with amounts of 0.42 and 0.45 ppm. These data could suggest that these points may have deep circulation and a probable relation to the Palomares–Carboneras fault activity, interacting with evaporite materials and, also, influence of agricultural activity (e.g. Gemici and Tarcan 2002; Yuce 2007; Keskin 2010b; Forresta et al. 2013).

Hydrochemical diagrams

The chemical composition of the waters indicates different types and degrees of water–rock interaction. The results of the analysis shown in the Piper diagram (Fig. 2) and its spatial representation, through the Stiff diagrams shown on the study area map (Fig. 3a–c) reveal three main water groups which are detailed below.

In the Piper plot (Fig. 2) a distinction between samples with different electrical conductivity, ionic content in springs and wells have been done. Analysing the Piper diagram for the 33 samples (Fig. 2), Ca–Mg–HCO_3 water type group shows low mineralization and low electrical conductivity (300–1,000 μS/cm) and is plotted on the left side of the diagram. These waters are the furthest from the fault zones and their chemical composition is largely controlled as a function of their host rocks in Sierras Cabrera, Filabres and Almenara. Figure 3a shows the spatial representation and different ion contents in Stiff diagrams. These samples (7, 11, 15, 16, 17, 18, 20, 21, 22, 23, 24, 31, 32, and 33) have low ionic content (less than

Table 2 Physical–chemical parameters, major and minor elements and isotopic composition of Palomares–Carboneras fault zone aquifers

Spring–well no	Spring–well name	Sample date	Component of groundwaters	E.C (μS/cm)	Depth (m)	PL (m)	pH	T_1 (°C)	T_2 (°C) 24.11.2012	Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Cl^- (mg/l)	SO_4^{-2} (mg/l)	NO^- (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	B (mg/l)	$\delta^{18}O$ (‰)	δ D (‰)	d (‰)	^3H (TU)± 5 %
1	Tarahal spring	17.05.2012	Shallow	9,688			7.6	20	20.2	1,312	16.3	491	483	1,847	2,950	216	366.1	<0.20	–	–	–	–
2	Arroyo spring	17.05.2012	Shallow	8,000			6.6	19	–	1,051	30.5	345	386	1,530	1,893	266	366.1	<0.20	–	–	–	–
3	Thermal Guiraos well	17.05.2012	Deep	3,849	400	35	6.7	33.5	33.7	401	15.2	309	131	352	688	<10	915.3	0.63	−6.73	−40.14	13.70	0.10
4	Cuatro Caños spring	18.05.2012	Shallow	4,558			7.4	20.6	18.1	431	27.6	436	252	469	1,814	116	213.6	<0.20	−5.24	−31.21	10.71	2.10
5	Algarrobo spring	18.05.2012	Shallow	8,000			6.6	20.9	–	902	37.2	622	433	1,119	3,062	239	305.1	<0.20	–	–	–	–
6	Hatico spring	18.05.2012	Shallow	6,221			7.1	21.9	17	907	29.2	312	248	1,014	1,708	213	244.1	<0.20	–	–	–	–
7	Mora spring	18.05.2012	Shallow	681			7.6	21	18	42.2	7.2	67.9	37.6	51.2	140	15	183.1	<0.10	–	–	–	3.38
8	Sopalmo spring	18.05.2012	Deep	1,940			7.2	25.3	24.6	277	8.3	86.7	76.7	256	250	<10	500.4	0.36	−6.37	−35.41	15.55	0.65
9	Regaor well (1)	29.05.2012	Shallow	4,097	44	35	7	27.3	19	279	58.5	555	196	649	1,370	39.8	213.6	<0.10	–	–	–	–
10	Regaor well (2)	29.05.2012	Shallow	5,200	45	35	7.1	20.3	20	593	29.2	388	190	832	1,343	136	347.8	<0.10	–	–	–	–
11	Álamo spring	29.05.2012	Shallow	729			7.4	22	20.3	46.2	2.6	59.2	41.9	93.9	96.5	<10	189.2	<0.10	−6.62	−38.09	14.87	−0.10
12	Primaflor well (1)	30.05.2012	Shallow	5,580	80	35	6.6	28	17.3	887	35.5	202	138	564	1,464	<10	643.8	<0.10	–	–	–	0.16
13	Primafflor well (2)	30.05.2012	Shallow	6,400	85	35	6.6	28	17.8	965	38.9	250	179	629	1,708	<10	1,007	<0.10	–	–	–	0.12
14	Primaflor well (3)	30.05.2012	Shallow	7,760	70	40	7.1	24.1	17.1	1,298	52.7	302	194	802	1,881	<10	1,373	<0.10	–	–	–	0.11
15	Turre spring	30.05.2012	Shallow	500			8	26.3	15.6	14.8	<1	50.6	28.9	27.6	36.9	<10	213.6	<0.10	–	–	–	−1.50
16	Carrasca spring	30.05.2012	Shallow	345			7.9	15.7	16	9.9	<1	40.9	19.4	20	20.9	<10	152.6	<0.10	–	–	–	–
17	Temprana spring	30.05.2012	Shallow	652			7.4	19.6	19.2	16.4	1.3	79.3	39.3	33.7	41.9	<10	366.1	<0.10	–	–	–	–
18	Serena spring	30.05.2012	Shallow	536			7.5	21.9	21.1	16.8	1.3	54.9	32.4	35.2	29.3	<10	280.7	<0.10	–	–	–	–
19	Cobre well	09.07.2012	Shallow	4,300	60	32	7.4	28	19.3	548	67.2	341	207	459	1,549	<10	482.1	<0.10	–	–	–	−3.45
20	Borda spring	09.07.2012	Shallow	468			7.8	26.5	16.8	24.8	13.8	69.9	30.3	53.9	25.6	<10	292.9	<0.10	−6.51	−34.99	17.09	–
21	Dondo spring	09.07.2012	Shallow	326			7.9	14.5	–	11.9	5.6	72.9	17.7	24.7	17.6	<10	244.1	<0.10	−6.97	−36.87	18.89	–
22	Cufrías spring	09.07.2012	Shallow	348			8.1	16.4	–	13.5	4.1	47.9	32.5	27.3	22	<10	244.1	<0.10	−6.56	−35.63	16.85	–

Table 2 continued

Spring–well no	Spring–well name	Sample date	Component of groundwaters	E.C (μS/cm)	Depth (m)	PL (m)	pH	T_1 (°C)	T_2 (°C) 24.11.2012	Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Cl^- (mg/l)	SO_4^{-2} (mg/l)	NO^- (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	B (mg/l)	$\delta^{18}O$ (%)	δ D (%)	d (%)	^3H (TU)± 5 %
23	Moralicos spring	09.07.2012	Shallow	300			8	16.9	–	12.6	<1	51.5	18.4	23.9	14.7	<10	219.7	<0.10	−6.50	−35.61	16.39	–
24	Balsica spring	09.07.2012	Shallow	629			7.4	19.7	–	26.9	<1	118	39.2	53.8	50.3	<10	427.1	<0.10	−6.59	−36.66	16.06	–
25	Amparo well	10.07.2012	Deep	7,830	140	55	7.3	27.1	26.4	1,065	47.7	481	423	1,265	2,500	316	372.2	0.42	–	–	–	−2.51
26	Zanjilla spring	10.07.2012	Deep	7,840			8	27.6	26.6	1,042	46.9	447	427	1,249	2,433	305	396.6	0.45	−4.80	−35.32	3.08	0.17
27	Arroyo Gz spring	10.07.2012	Deep	7,600			8.5	28	–	1,029	40.9	358	418	1,327	2,154	269	335.6	0.2	–	–	–	−0.15
28	Sopalmo well	10.07.2012	Deep	6,222	130	45	7.7	26	25.7	819	7.2	224	276	1,794	376	<10	610.2	0.46	–	–	–	0.70
29	Nuño spring	23.07.2012	Shallow	13,710			7.6	19.4	–	2,275	53	682.5	550	2,663	4,998	<10	610.2	<0.10	−4.58	−29.28	7.36	−1.44
30	Grima well	23.07.2012	Shallow	5,720	55	40	7.5	20	–	337.5	10.3	580	237.5	798.8	2,113.6	82	610.2	<0.10	−5.69	−35.04	10.48	2.63
31	Tébar spring	23.07.2012	Shallow	856			7.7	21.6	19.5	53	1.2	90	45	111.3	89.3	<10	262.4	<0.10	−6.98	−41.60	14.24	2.08
32	Chuecos spring	23.07.2012	Shallow	696			7.6	21.1	19	26	0.9	97.5	18.5	71	62.3	<10	207.5	<0.10	−7.25	−42.60	15.40	0.74
33	Dolores spring	23.07.2012	Shallow	838			7.9	21.9	17.6	46	3.3	87.7	47.5	74.5	235.5	<10	195.3	<0.10	–	–	–	–

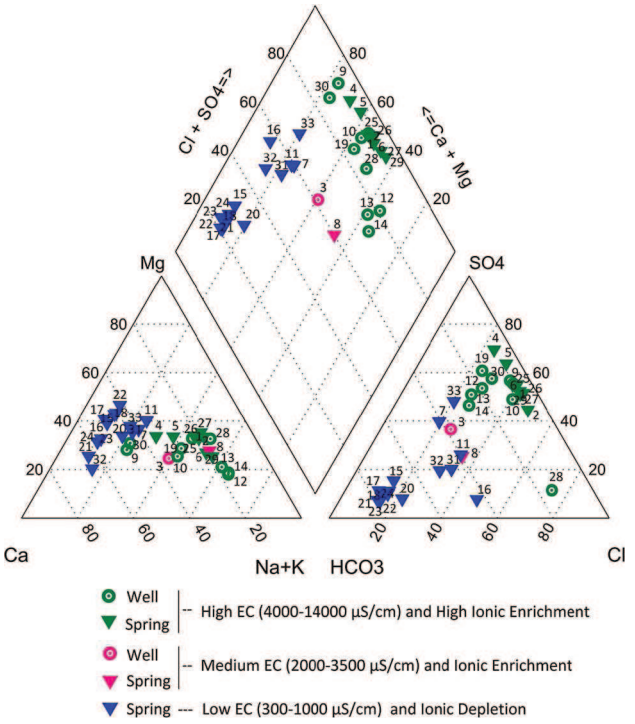


Fig. 2 Chemical analysis of water in the study area plotted on Piper diagrams

8 meq/l). Their composition is closely related to the dissolution of carbonates from these ranges. Discrimination between springs and wells in the Piper diagram corroborates that no well samples are plotted in HCO_3^-–Ca^{2+}–Mg^{2+} facies area.

In contrast, very high ionic content and high electrical conductivity (4,000–14,000 µS/cm) waters, with predominantly Ca–Mg–SO_4–Cl and, sometimes, Na–Cl–SO_4 water types can be seen also in the Piper diagram (Fig. 2). Figure 3b shows ion enrichment (70 meq/l) and spatial localization of these samples (1, 2, 4, 5, 6, 9, 10, 12, 13, 14, 19, 25, 26, 27 and 29) corresponding to the central part of the study area, around the Palomares Fault Zone. This set of mineralized waters is related to the Pliocene marine marls in the Vera Depression and the Pulpí Corridor (Barragán 2008).

Finally, in the Piper (Fig. 2) and Stiff diagrams (Fig. 3c), a minor sub-group of groundwaters with a moderate ionic content and medium electrical conductivity (2,000–3,500 µS/cm) were observed. They consist of waters from the thermal Guiraos well (3), with Ca–Mg–SO_4 water type, and the Sopalmo spring (8), with Na–Cl–SO_4 water type. These waters might be related to evaporite and carbonate dissolution along deep faults (see e.g. Cerón et al. 2000). The fact of the thermal water occurrences along this fault area appears to be favoured by the great depth of the fractures affecting the substratum and by the alteration of the hydraulic head of the aquifer due to overexploitation (Cerón et al. 1998). This allows the rise of groundwater enriched in CO_2 gas.

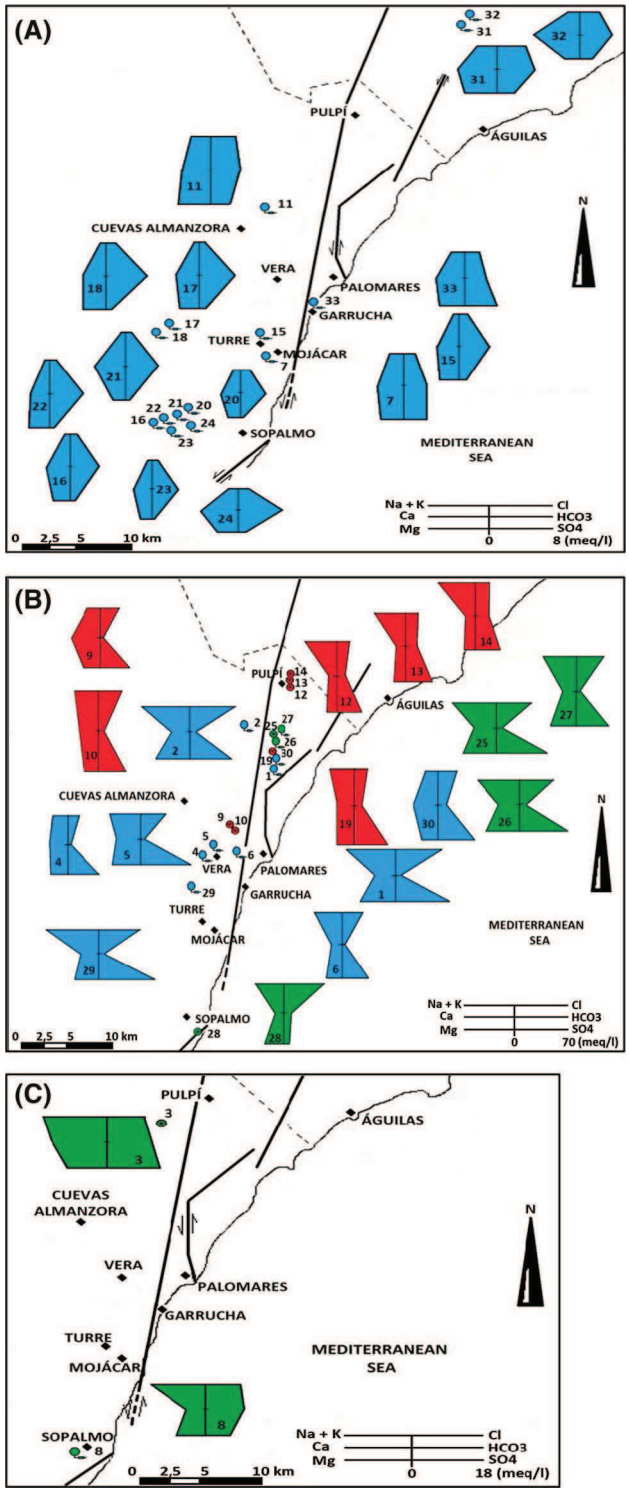


Fig. 3 **a** Stiff diagrams for samples with low electrical conductivity, **b** stiff diagrams for samples with high electrical conductivity, c stiff diagrams for samples with medium electrical conductivity

Geochemical modelling: saturation indices

A geochemical modelling based on getting the saturation indices was carried out. Phreeqc is a program for simulating chemical reactions and transport processes in natural or polluted water. The program works on equilibrium chemistry of aqueous solutions interacting with minerals, gases, solid solutions, exchangers, and sorption surfaces. It is based on an ion-association aqueous model and has capabilities for speciation and saturation-index calculations (Parkhurst and Appelo 1999). Saturation indices express the extent of chemical equilibrium between water and mineral phases in the matrix of the aquifers and could be regarded as a measure of dissolution and/or precipitation processes relating to the water–rock interaction (Drever 1997).

Then, SI > 0 specifies that the groundwater is oversaturated with respect to carbonate minerals and therefore incapable of dissolving more calcite or dolomite. Such an index value reflects groundwater discharging from an aquifer containing sufficient amount of these minerals with enough resident time to reach equilibrium. Oversaturation can be possibly produced by factors that include incongruent dissolution, common ion effect and evaporation (Rosso et al. 2011; Kumari et al. 2012). The samples were found to be oversaturated with respect to dolomite and calcite thus suggesting that these minerals have precipitated earlier and are not contributing Ca^{2+} and Mg^{2+} in the groundwater.

SI < 0 for halite and gypsum indicates that the groundwater is underaturated with respect to these particular minerals and such a value reflects the character of water from the sedimentary marine formations with insufficient amount of evaporate minerals for solution or a short residence time (Singh et al. 2014).

Figure 4 presents the results of the saturation indices (SI) calculated for the most representative minerals in the system studied: calcite, dolomite, gypsum and halite. This graphic representation shows that all the samples are highly undersaturated in halite, therefore, this mineral phase does not precipitate. With regard to gypsum, we can see that almost all the samples are undersaturated in this mineral, except three points close to the equilibrium such as the Nuño spring (29), the Algarrobo spring (5) and the Grima well (30). We see that waters with low mineralization have the most significant undersaturation. This clear undersaturation with regard to evaporite minerals indicates an evident dissolution of evaporites in the waters from these fault zones, especially for waters with low electrical conductivity (Singh et al. 2014).

In contrast, for carbonate minerals, we can see that half of the samples analysed are saturated in calcite and oversaturated in dolomite, with the most saturated and oversaturated corresponding to waters with high electrical conductivity, and the other half are less saturated and closer to the equilibrium, except for the sampling points in the stream close to Arroyo spring (2), and the water from the thermal Guiraos well (3) and the Algarrobo spring (5), which are slightly saturated.

Isotopic results

In order to identify the origins, recharge conditions and underground residence time of waters in the study area,

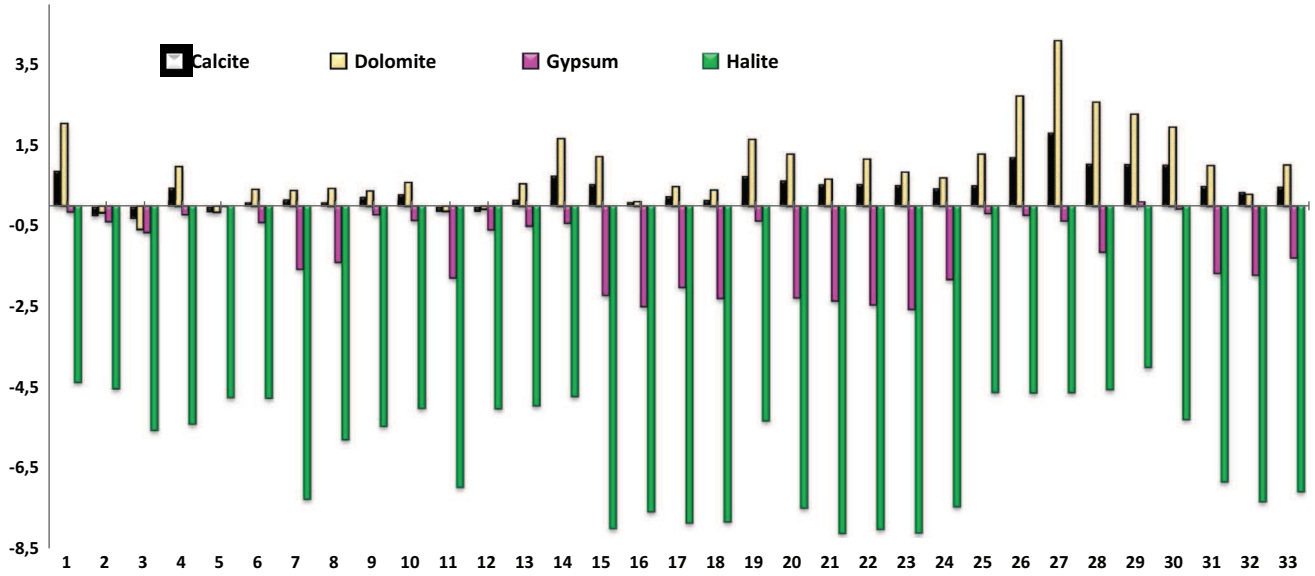


Fig. 4 Saturation index of the Palomares–Carboneras fault zone groundwater samples

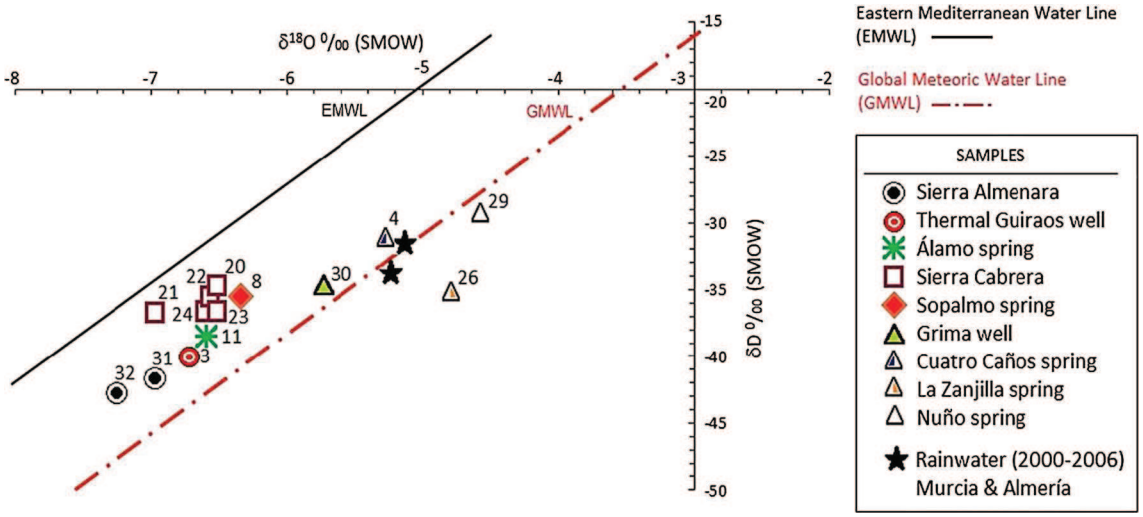


Fig. 5 Oxygen and deuterium isotope relationship diagram of the selected of the Palomares–Carboneras fault zone groundwater samples ($\delta^{18}O$ vs. $\delta^{2}H$). In the same figure the Global Meteoric Water Line (GMWL; Craig 1961) and the Eastern Mediterranean Water Line (EMWL; Gat and Carmi 1970)

analyses of stable isotopes (^{18}O, ^{2}H) and radioactive isotope of hydrogen (tritium, ^{3}H) were performed

In the stable isotopic characterization, all the data used is expressed in thousands, and we used the VSMOW reference standard. Moreover, we used isotope analysis of precipitation in Murcia and Almería (2000–2006) from the Spanish isotope monitoring network. The data for the 14 samples selected for this analysis is shown in an $\delta^{18}O$ versus $\delta^{2}H$ diagram (Fig. 5) together with the Global Meteoric Water Line (GMWL) defined by Craig in 1961, and which corresponds to the following equation: $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$; and the Eastern Mediterranean Water Line (EMWL) by Gat and Carmi (1970): $\delta D = 8\delta^{18}O + 22$.

The isotopic contents of ^{18}O and ^{2}H are between −4.58 and −7.25 ‰, and between −29.28 to −42.60 ‰, respectively. The waters are generally located on and around meteoric lines, which demonstrates that they have a meteoric origin. The samples corresponding to the Sierra Almenara springs (31 and 32), Sierra Cabrera springs (20, 21, 22, 23 and 24), Sopalmo spring (8), Álamo spring (11), and the Guiraos well (3) can be seen on the left of the diagram, given that they are the most isotopically depleted. These waters are located along the EMWL, mostly suggesting a Mediterranean rainwater origin for the recharge in this Palomares–Carboneras active fault zone.

Meanwhile, the Grima well (30), the waters from Cuatro Caños spring of Vera (4), La Zanjilla spring of Guazamara (26) and the Nuño spring of Vera (29) are more isotopically enriched. The climate is semi-arid with a high evaporation loss and these samples are located in the warmer Vera and Pulpí basins, the remaining soil moisture creates groundwater recharge enriched in heavy stable isotopes of ^{18}O and ^{2}H, being light isotopes evaporated (Odeh et al. 2013), apart from a possible mixture process with a salt water, as explained below.

The negative values of ^{18}O predominate, which leads us to think that it may be caused by an exchange in the water with CO_2 from a deep origin produced due to the cortical thinning of these active fault zones, which may belong to the continuation of the Western European Carbogaseous Belt (Maisonneuve and Risler 1979). Dansgaard (1964) first proposed the use of the value *d*, to characterize the deuterium excess in global precipitation. The value *d* is defined for a slope of 8 and is calculated for to the following equation: $d = \delta^{2}H - 8\delta^{18}O$ (Clark and Fritz 2000). The deuterium excess (*d*) it is a function of the mean relative humidity in the atmosphere above the oceanic water, so it can be considered as a palaeoclimatic indicator. In this fault zone has a global average value of 13.34 ‰, which is higher in summit areas, and lower for points with an altitude closer to sea level. This confirms that the most negative values of ^{18}O are also conditioned by altitude and that output waters mix Mediterranean and Atlantic rain fronts. It should be noted that the excess of deuterium is related to evaporation phenomena. Furthermore, the discharge temperature may alter its isotopic composition and lead to isotopic deviations being linked to fractional evaporation (Gat and Carmi 1970; Plata 1994).

As salinity regarding isotope content, there is a clear difference between samples collected in areas of mountains and close to the coast (30, 4, 26 and 29), focusing in the latter the higher content of chlorides. In this case, the isotopic enrichment of groundwater could be mostly due to a contribution of salt water with local groundwater

affecting to the isotopic composition. Therefore, there is a possibility that samples from Cuatro Caños (4), the spring of Zanjilla in Guazamara (26) and Nuño spring of Vera (29) are positioned according mixing line between the isotopic composition of the groundwater and seawater (Alhama-Manteca et al. 2012).

As a conclusion, there is no a clear isotopic signature for these waters and a mixed origin could be considered for these samples. Points are plotted on the for δ^2H versus ^{18}O diagram along lines covering from meteoric water lines towards the areas representing isotopic composition of internal (fossils or metamorphic) waters. We only could conclude that Los Guiraos and Sopalmo samples are near each other in the diagram indicating the area where thermal waters are plotted for this region.

The concentration of the radioactive isotope of hydrogen, ^3H, (half-life of 12.32 years), is expressed in units of tritium (TU): 1 TU corresponds a ratio T/H of 10^{-18}. This isotope provides essential information to characterize the residence time of water in the aquifer, and therefore, the time elapsed since its infiltration since 1952. Aerial thermonuclear tests from 1952 produced large inputs of tritium into the atmosphere. Tritium contents increased from 5–25 up to more than 1,000 TU in the northern hemisphere. Today, tritium values have returned to a natural level in winter, and being twofold in summer (Carulla 1978; Clark and Fritz 2000; Mook et al. 2002; Barragán 2008).

Carulla (1979) measured tritium for rainwater in the Vera Basin, obtaining a range from 19 ± 2 TU in October 1973 to 96 ±10 TU in May 1972. Furthermore, tritium contents in groundwater were determined, ranging from 10 TU up to of 40 TU, indicating different origin for the recharge in the Vera area.

Barragán (2008) made several measures of tritium in Pulpí obtaining concentrations below 0.10 ± 0.04 TU. These results indicate the absence of groundwater inputs of recent origin.

In this area, 18 measures of tritium concentrations were carried out (Table 2). The results of these analyses are between 0 to 3.38 TU. Negative values for tritium indicate that the value is below detection limit and is assumed to be zero in practical terms (Keskin 2010a). Samples 3, 8, 11, 12, 13, 14, 15, 19, 25, 26, 27, 28, 29 and 32 show tritium contents below 0,8 TU, indicating that these waters are sub-modern, i.e. recharged prior to 1952, with no input from post-bomb test precipitation in the aquifers. In the other hand, waters from the springs 4, 7, 30 and 31 show tritium contents above 0.8 TU, which may be indicate a mixing origin between sub-modern and recent recharge (<5–10 years). Therefore, the evaluation of tritium results suggests that waters with less than 0.8 TU have a recharge cycle of more than 50 years, and therefore has a very long and deep underground residence time.

Seismic monitoring control network

Taking into account all the described results, a network of sites can be defined in the Palomares–Carboneras active fault zone based of the hydrogeochemical and partially isotopic features of these aquifers. This network could indicate warnings of possible seismic events by changes of the groundwaters in this fault area. We consider that sites with high temperatures, abnormal contents of boron and isotopic signals characterizing deep and old waters could indicate deep water circulation and connection with the seismic activity of the Palomares–Carboneras active fault zones. Specifically, sampling points with high temperatures and presence of boron, such as thermal Guiraos well (3), waters of Guazamara (25 and 26) and waters of Sopalmo (8, 28), that may be indicate deep circulation and a connection with activity in the Palomares–Carboneras fault zones.

Conclusions

Samples coming from different aquifers, depths and origins are considered for this study. In some cases, the only link between them is the sampling sites are near to the fault areas. Thus, it is difficult taking into account mixture of waters and influence among different samples. The objective of this study is trying to establish a relationship between earthquakes and groundwater. This is the first attempt to carry out this research in the study area and no previous studies have been done. Then, a hydrogeochemical characterization has been done and we tried to separated and located samples with a particular signature and changes related with earthquakes. Most of the available samples sites do not indicate a clear way to achieve our main objective.

The study of groundwater from the Palomares–Carboneras active fault zones allows us to clearly distinguish three main hydrogeochemical families.

First, waters with high electrical conductivity (up to 14,000 μS/cm) with Ca–Mg–SO_4–Cl and Na–Cl–SO_4 water types. These groundwaters show high ion enrichment (up to 70 meq/l), and are related to the Pliocene marine marls in the Vera Depression and the Pulpí Corridor. They evidence saturation and oversaturation in carbonate materials (calcite and dolomite) and, therefore, favour precipitation in these waters, while producing dissolution of evaporites. May–July'12 temperatures were generally above the hydrothermalism (20 °C). Nevertheless, in the campaign of November'12 only samples 1, 4, 25, 26 and 28 kept their temperature. This might be due to an effect of the ambiance temperature on the water pipes that could have affected these waters outputs and modify slightly the sample

temperature during sampling campaign. Furthermore, those with higher temperatures have significant traces of boron in their composition with values from 0.42 to 0.46 mg/l. These correspond to waters of Guazamara (25 and 26), with temperatures between 27 and 27.6 °C, and the Sopalmo well (28) at 26 °C. This data could suggest the possibility of deep circulation and a close relation to the activity in the Palomares–Carboneras fault zones for these three sampling points.

Secondly, medium EC waters are observed (2,000–3,500 μS/cm), with Ca–Mg–SO_4 and Na–Cl–SO_4 facies. There are only two sampling points in this group, the Guiraos well (3) and the Sopalmo spring (8). These two sampling points have moderate ion enrichment (18 meq/l) and their environment allows them to link to evaporite and carbonate dissolution along deep faults. The Guiraos waters are undersaturated both in evaporite minerals and carbonates and, therefore, do not precipitate these mineral phases. On the contrary, the waters from Sopalmo do not precipitate evaporate minerals but do precipitate carbonates. They have notably high temperatures, 25.3 °C at Sopalmo and even exceeding 35.5 °C at Guiraos. Furthermore, we also found abnormal traces of boron in their composition, at around 0.63 mg/l in the Guiraos waters, and slightly lower in the Sopalmo waters, showing clear evidence of its deep origin and relation to the activity in the faults.

Lastly, we have waters with notably low E.C (lower than 1,000 μS/cm), with Ca–Mg–HCO_3 facies. They come from carbonate aquifers, and are related to dissolution of carbonate materials from the Cabrera, Filabres and Almenara elevations. They show much lower temperatures than the two other groups and absence of boron traces in their composition, evidencing a more superficial origin and one that is unconnected to the processes of the Palomares–Carboneras fault zone area.

The stable isotopic contents for ^{18}O are between −4.58 and −7.25 ‰, and between −29.28 to −42.60 ‰ for ^{2}H. The waters are generally located on and around meteoric lines, which demonstrates that they have a meteoric origin. The waters from the Sierra Almenara springs (31 and 32), the Sierra Cabrera springs (20, 21, 22, 23 and 24), Sopalmo spring (8), Álamo spring of Cuevas de Almanzora (11), and the thermal Guiraos well (3) are the lightest waters, while those the Grima well (30), the waters from Cuatro Caños spring of Vera (4), the Zanjilla spring of Guazamara (26) and the Nuño spring of Vera (29) appear isotopically more enriched. There is a prevalence of more negative values of ^{18}O, which leads us to think that it may be caused by an exchange with CO_2 from a deep origin, liberated due to cortical thinning. The deuterium excess (*d*) has a global average value of 13.34 ‰, which is higher in summit areas, and lower for points with an altitude closer to sea level. This confirms that the most negative values of ^{18}O are also conditioned by altitude and that output waters mix Mediterranean and Atlantic rain fronts. Waters from Cuatro Caños spring (4), Zanjilla spring (26) and Nuño spring (29) may be influenced by seawater mixing with groundwater. As a concluding remark, two main processes influence isotopic composition of water samples with high temperature water and boron. Waters with high EC show high $^{18}O/^{16}O$ ratio may revealing water/rock interactions occurring at a relatively moderate-temperature. On the other hand, the decrease in the $^{18}O/^{16}O$ ratio of several samples (3 and 8) can be due to the CO_2 loss of the upflowing waters towards the surface.

The results of analysis of tritium are between 0 to 3.38 TU, indicating that water samples 3, 11, 12, 13 and 14 have a recharge cycle of more than 50 years, and therefore, a very long and deep underground resident time. On the other hand, waters from the springs 4, 7, 30 and 31 show tritium contents above 2 TU, which may indicate a mixture between sub-modern and recent recharge.

As a conclusion, there is no a clear isotopic signature for the waters and a mixed origin could be considered for these samples. Points are plotted on the for $\delta^{2}H$ versus ^{18}O diagram along lines covering from meteoric water lines towards the areas representing isotopic composition of internal (fossils or metamorphic) waters. We only could conclude that Los Guiraos and Sopalmo samples are near each other in the diagram indicating the area where thermal waters are plotted.

There is not a contrasted relationship between thermal and shallow waters and, consequently, no evidence of a mixture among them can be determined and how shallow water could affect to earthquakes, because earthquakes are related to deep faults that affect to groundwater with a deep origin.

Finally, in terms of seismic evaluation and prevention methods, this study shows that the hydrochemical and isotopic characterization performed on the Palomares–Carboneras fault zone area waters is an essential tool for a future definition of control networks made up of sites whose hydrogeochemical properties are sensitive to the movements of active faults. Specifically, sampling points with high temperatures, abnormal presence of boron and tritium <0.8 TU such as thermal Guiraos well (3), waters of Guazamara (25 and 26) and waters of Sopalmo (8, 28), that indicate deep circulation and a connection with activity in the Palomares–Carboneras fault zones could form part of a permanent monitoring network for hydrogeochemical properties (physical–chemical parameters, discharge and piezometry, Boron, isotopes, ^{222}Radon), which in the future may allow us to provide warnings of possible seismic events. A periodic study will be carried out at most relevant sampling points, with the idea of creating a seismic alert network in the area.

Acknowledgments We would like to thank C.I.C.T (University of Jaén) for the use of the instrumental techniques. Richard Lackey is acknowledged for revising the English. Financial support has been supplied by the Research Project CGL2011-30153-C02-01 (Spanish Ministry of Economy and Competitiveness) and the Junta de Andalucía Research Group RNM-325. Dr. Keskin and two anonymous reviewers are greatly thanked for their helpful suggestions that greatly improved the manuscript.

References

Alhama-Manteca I, Alhama F, Rodríguez-Estrella T (2012) Chemical and physical parameters as trace markers of anthropogenic-induced salinity in the Agua Amarga coastal aquifer (southern Spain). Hydrogeol J 20:1315–1329

Aquilina L, Dreuzy JR (2011) Relationship of present saline fluid with paleomigration of basinal brines at the basement/sediment interface (Southeast basin—France). Appl Geochem 26:1933–1945

Arnórsson S, Andrésdóttir A (1995) Process controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland. Geochim Cosmochim Acta 59(20):4125–4146

Barragán G (1997) Evolución geodinámica de la depresión de Vera. Provincia de Almería, Cordilleras Béticas. Phd Thesis, University of Granada, Spain

Barragán G (2008) Hidrogeología e hidroquímica de los acuíferos del bajo Almanzora. Tesis doctoral, Universidad de Almería, p 391

Bella F, Biagi PF, Caputo M, Cozzi E, Della Monica G, Ermini A, Gordeez EI, Khatkevich YM, Martinelli G, Plastino W (1998) Hydrogeochemical anomalies in Kamchatka (Russia). Phys Chem Earth 23:921–925

Bolognesi L (1997) A tentative correlation between seismic activity and changes in the composition of thermal waters on Vulcano Island, Italy. Geothermics 26(3):379–392

Booth-Rea G, Azañón JM, García-Dueñas V, Augier R (2003) Uppermost Tortonian to quaternary depocentre migration related with segmentation of the strike-slip Palomares Fault Zone, Vera Basin (SE Spain). C R Geosci 335:751–761

Bousquet JC (1979) Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. Tectonophysics 52:277–286

Bousquet R, Vidal O, de Capitani C (2009) Metamorphic reactions, fluids release and their influence on subduction earthquakes. Geophys Res Abstr 11:EGU2009-12554

Brumm M, Wang CY, Manga M (2009) Spring temperatures in the Sagehen Basin, Sierra Nevada, CA: implications for heat flow and groundwater circulation. Geofluids 9:195–207

Carulla N (1978) Contribución al conocimiento de la dinámica hidrogeológica en clima semiárido (depresión de Vera, Almería). Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, p 373

Carulla N (1979) Utilización de los isótopos de Tritio y Oxígeno-18 para el estudio de la hidrodinámica de aguas superficiales y subterráneas, depresión de Vera (Almería) II Simp. Nacional de Hidrogeología. Pamplona II:481–502

Cerón JC, Pulido-Bosch A (1996) Características hidroquímicas de aguas carbogaseosas en los Guiraos (Sudeste de España). Geogaceta 19:124–126

Cerón JC, Pulido-Bosch A, Sanz de Galdeano C (1998) Isotopic identification of CO_2 from a deep origin in thermomineral waters of southeastern Spain. Chem Geol 149:251–258

Cerón JC, Martín-Vallejo M, García-Rossell L (2000) CO_2-rich thermomineral groundwater in the Betic Cordilleras, southeastern Spain: genesis and tectonic implications. Hydrogeol J 8:209–217

Clark I, Fritz P (2000) Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis, New York

Craig H (1961) Isotopic variations in meteoric waters. Science 133(3465):1702–1703

Dansgaard W (1964) Stable isotopes in precipitation. Tellus 16:436–468

Drever JI (1997) The geochemistry of natural waters, 3rd edn. Prentice-Hall, Upper Saddle River

Ellis AJ, Mahon WAJ (1977) Chemistry and geothermal systems. Academic Press, New York

Faulkner DR, Lewis AC, Rutter EH (2003) On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain. Tectonophysics 367:235–251

Faulkner DR, Mitchell TM, Hirose T, Shimamoto T (2009) The frictional properties of phyllosilicates at earthquake slip speeds. Geophys Res Abstr 11:EGU2009-5751-3

Forresta MJ, Kulongoskib JT, Edwardsc MS, Farrard CD, Belitzb K, Norrisa RD (2013) Hydrothermal contamination of public supply wells in Napa and Sonoma Valleys, California. Appl Geochem 33:25–40

Freund FT (2011) Pre-earthquake signals: Underlying physical processes. J Asian Earth Sci 41:383–400

IGME, García G, Kampsuchuurr W (1973a) Magna 50-hoja 1014 (Vera)

Gat JR, Carmi I (1970) Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. J Geophys Res 75:3039–3048

Gemici Ü, Tarcan G (2002) Distribution of boron in thermal waters of western Anatolia, Turkey, and examples of their environmental impacts. Environ Geol 43:87–98

Gracia E, Palla R, Soto JI, Comas M, Moreno X, Masana E, Santanach P, Diez S, García M, Dañobeitia J, HITS scientific party (2006) Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. Earth Planet Sci Lett 241:734–749

Granda JM, Martín A, García-Rossell L (1979) Estudio geoquímico de aguas termales de España Meridional. I Macroconstituyentes. II Simp. Nacional de Hidrogeología. Pamplona II:589–611

Grant RA, Halliday T, Balderer WP, Leuenberger F, Newcomer M, Cyr G, Freund FT (2011) Groundwater chemistry changes before major earthquakes and posible effects on animals. Int J Environ Res Public Health 8:1936–1956

Hartmann J (2006) Long-term seismotectonic influence on the hydrochemical composition of a spring located at Koryaksky-Volcano, Kamchatka: deduced from aggregated earthquake information. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 95:649–664

Hartmann J, Levy K (2005) Hydrogeological and gasgeochemical earthquake precursors—a review for application. Nat Hazards 34:279–304

Hartmann J, Berner Z, Stüben D, Henze N (2005) A statistical procedure for the analysis of seismotectonically induced hydrochemical signal: a case study from the Eastern Carpathians, Romania. Tectonophysics 405:77–98

Igarashi G, Wakita H (1990) Groundwater radon anomalies associated with earthquakes. Tectonophysics 180:237–254

Inan S, Akgül T, Seyis C, Saatçılar R, Baykut S, Ergintav S, Bas M (2008) Geochemical monitoring in the Marmara Region (NW Turkey): a search for precursors of seismic activity. J Geophys Res 113:B03401. doi:10.1029/2007JB005206

Italiano F, Bonfanti P, Pizzino L, Quattrocchi F (2010) Geochemistry of fluids discharged over the seismic area of the Southern Apennines (Calabria region, Southern Italy): implications for fluid–fault relationships. Appl Geochem 25:540–554

Italiano F, Sasmaz A, Yuce G, Okan OO (2013) Thermal fluids along the East Anatolian Fault Zone (EAFZ): geochemical features and relationships with the tectonic setting. Chem Geol 339:103–114

Keskin TE (2010a) Groundwater changes in relation to seismic activity: a case study from Eskipazar (Karabuk, Turkey). Hydrogeol J 18:1205–1218

Keskin TE (2010b) Nitrate and heavy metal pollution resulting from agricultural activity: a case study from Eskipazar (Karabuk, Turkey). Environ Earth Sci 61:703–721

Kumari R, Singh CK, Datta PS, Singh N, Mukherjee S (2012) Geochemical modelling, ionic ratio and GIS based mapping of groundwater salinity and assessment of governing processes in Northern Gujarat, India. Environ Earth Sci 69(7):2377–2391

Maisonneuve J, Risler J (1979) La ceinture péri-alpine "carbogazeuse" de ÍEurope occidentale. Bull Bur Rech Geol Min III 2:109–120

Manga M, Rowland JC (2009) Response of Alum Rock springs to the October 30, 2007 Alum Rock earthquake and implications for the origin of increased discharge after earthquakes. Geofluids 9:237–250

IGME, Martín JM, Espinosa J, Pérez A (1973b) Magna 50-hoja 1015 (Garrucha)

Martínez-Martínez JM, Azañón JM (1997) Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain). Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. Tectonics 16:205–225

Montgomery DR, Manga M (2003) Streamflow and water well responses to earthquakes. Science 300:2047–2049

Mook WG, Gat JR, Roznski K, Froehlich K, Geyh M, Séller KL, Konikow LF (2002) Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico. Principios y aplicaciones. W.G. Publicaciones IGME, p 596

Morell I, Cruz JV, Pulido-Bosch A, Daniele L, Renau A (2008) Isótopos del Boro en las aguas termales de la isla de San Miguel (Azores, Portugal). Consejo Superior de Colegios de Ingenieros de Minas, Madrid

Muir-Wood R, King GCP (1993) Hydrological signatures of earthquake strain. J Geophys Res 98(B12):22035–22068

Odeh T, Geyer S, Rödiger T, Siebert Ch, Schirmer M (2013) Groundwater chemistry of strike slip faulted aquifers: the case study of Wadi Zerka Ma'in aquifers, north east of the Dead Sea. Environ Earth Sci 70:393–406

Parkhurst DL, Appelo CAJ (1999) User's guide to PHREEQC (version 2). A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Water-Resources Investigations Report 99-4259, p 312

Plata A (1994) Composición isotópica de las precipitaciones y aguas subterráneas de la Península Ibérica. CEDEX, p 139

Rosso JJ, Puntoriero ML, Troncoso JJ, Volpedo AV, Cirelli AF (2011) Occurrence of fluoride in arsenic-rich surface waters: a case study in the pampa plain, Argentina. Bull Environ Contam Toxicol 87(4):409–413

Rutter EH, Faulkner DR (2012) Burgess structure and geological history of the Carboneras fault zone, SE Spain: Part of a stretching transform fault system. J Struct Geol 45:68–86

Scholz CH, Sykes LR, Aggarwal YP (1973) Earthquake prediction: a physical basis. Science 181:803–810

Singh CK, Rina K, Singh RP, Mukherjee S (2014) Geochemical characterization and heavy metal contamination of groundwater in Satluj River Basin. Environ Earth Sci 71:201–216

Toutain JP, Baubron JC (1999) Gas geochemistry and seismotectonics: a review. Tectonophysics 304:1–27

Uyeda S, Nagao T, Kamogawa M (2008) Short-term earthquake prediction: current status of seismoelectromagnetics. Tectonophysics 470:205–213

Vidal O, Dubacq B (2009) Thermodynamic modelling of clay dehydration, stability and compositional evolution with temperature, pressure and H_2O activity. Geochim Cosmochim Acta 73:6544–6564

Wakita H, Nakamura Y, Sano Y (1988) Short-term and intermediate-term geochemical precursors. Pure Appl Geophys 126:267–278

Weijermars R (1987) The Palomares brittle-ductile Shear Zone of southern Spain. J Struct Geol 9(2):139–157

Yaltirak C, Yalcin T, Yuce G, Bozkurtoglu E (2005) Water level changes in shallow wells before and after the 1999 izmit and duzce earthquakes and comparison with long term water level observations (1999–2004), NW Turkey. Turk J Earth Sci 14(3):1–29

Yuce G (2007) A geochemical study of the groundwater in the Misli basin and environmental implications. Environ Geol 51(5):857–868

Yuce G, Ugurluoglu YD (2003) Earthquake dates and water level changes in wells in the Eskisehir region, Turkey. Hydrol Earth Syst Sci 7(5):777–781

Yuce G, Ugurluoglu YD, Nadar N, Yalcin HT, Yaltirak C, Streil T, Oeser V (2010) Monitoring of earthquake precursors by multi-parameter stations in Eskisehir Region (Turkey). Appl Geochem 25(4):572–579

EBSD Evidence of Fluid Circulation enhanced by Deformation in the Carboneras Fault Area (SE, Spain)

/ JUAN JIMÉNEZ-MILLÁN (1), ROSARIO JIMÉNEZ-ESPINOSA (1), PILAR HERNÁNDEZ-PUENTES (1), ISABEL ABAD (1)*

(1) Department of Geology and CEACTierra, Associated Unit IACT (CSIC-UGR). Faculty of Experimental Science, University of Jaén, Campus Las Lagunillas s/n. 23071, Jaén (Spain)

INTRODUCTION

The Neogene and Quaternary faulting activity in the southeastern Iberian Margin (Trans-Alboran Shear Zone) is dominated by a large NE-SW sinistral strike-slip system including the Carboneras fault (Faulkner et al. 2003).

This fault zone juxtaposes lithologies subjected to intense cataclasis that can affect to the regional fluid flow and to the mechanical behaviour of the faults. Shear lenses of post-orogenic sediments of Miocene and Pliocene age including marls and sandstones sequences and volcanic rocks are juxtaposed to the predominant slaty gouges of the Alpine basement (mica schist, phyllite and quartzite derived from Permo-Triassic sediments).

This paper aims to present petrological and hydrochemical evidence of the effect of deformation in quartz-rich rocks from the Carboneras fault zone on the fluid circulation through these rocks.

PETROGRAPHY AND EBDS DATA

Quart-rich damaged rocks have been collected from the Rambla de la Granatilla valley in the Carboneras fault area. This area exposes sections for a thickness of nearly 200 m of fault gouges and protoliths showing a complex arrangement of shear lenses of the different fault rock types.

The optical microscopy study of the quartz-rich rocks reveals a heterogeneous distribution of deformation in the fault zone rocks. There are numerous, individually recognisable high-strain zones, with well-developed gouge material. Between them lie less strained lenses consisting of variably damaged protolith. The deformation between the lenses is highly localized, developing highly foliated phyllosilicate-rich bands due to the presence of fine-sized aligned clays (chlorite and mica). Fault deformation also produces grain-size reduction of quartz grains by brittle fracturing (intragranular and intergranular cracking) and grain-boundary sliding.

Large quartz grains appear as isolated clasts that can exhibit intragranular fracturing, as well as fragment rotation, and in some cases faint signs of crystal plasticity such as undulose extinction. BSE images show that intragranular fractures area commonly filled by large dolomite crystals (Fig. 1). Small quartz grains are included inside these dolomite cross-cutting veins. Electron probe microanalyser (EPMA) data revealed that large host quartz grains are richer in Al, Fe and Ti than quartz grains included into the dolomite veins.

Electron backscattered diffraction (EBSD) data, obtained with either a CamScan X500 Crystal Probe SEM fitted with a field emission gun and a FASTRACK stage or a Philips XL30 SEM fitted with a tungsten filament, show that large dolomite crystals do not show any evidence of internal misorientation (Fig. 2).

Texture component maps and pole figures of the quartz grains reveal strong internal misorientation in the large host quartz grains (different colours in the host quartz grains in Fig. 2). Their crystallographic axis have been rotated around the [c]-axis. On the other hand, small quartz grains do not show internal misorientation, showing a general slight orientation among them according to the dolomite vein direction.

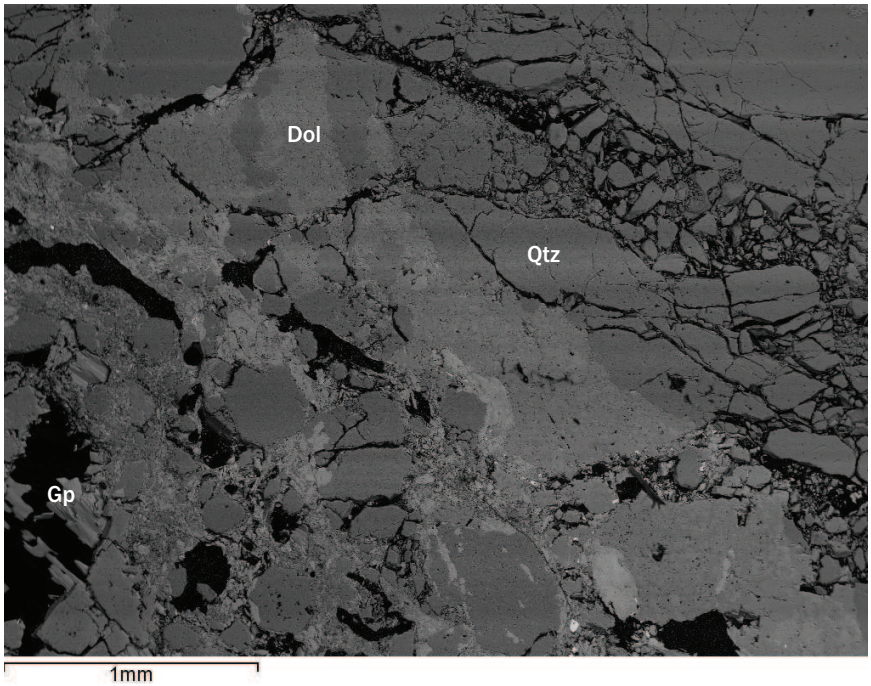


fig 1. *BSE images showing intragranular fractures of quartz filled by dolomite. Dol: Dolomite. Qtz: Quartz, Gp: Gypsum.*

palabras clave: EBSD, Quartz, Dolomite, Fluid circulation, Fault

key words: EBSD, Cuarzo, Dolomita, Circulación de fluidos, Fallas

* corresponding author: **jmillan@ujaen.es**

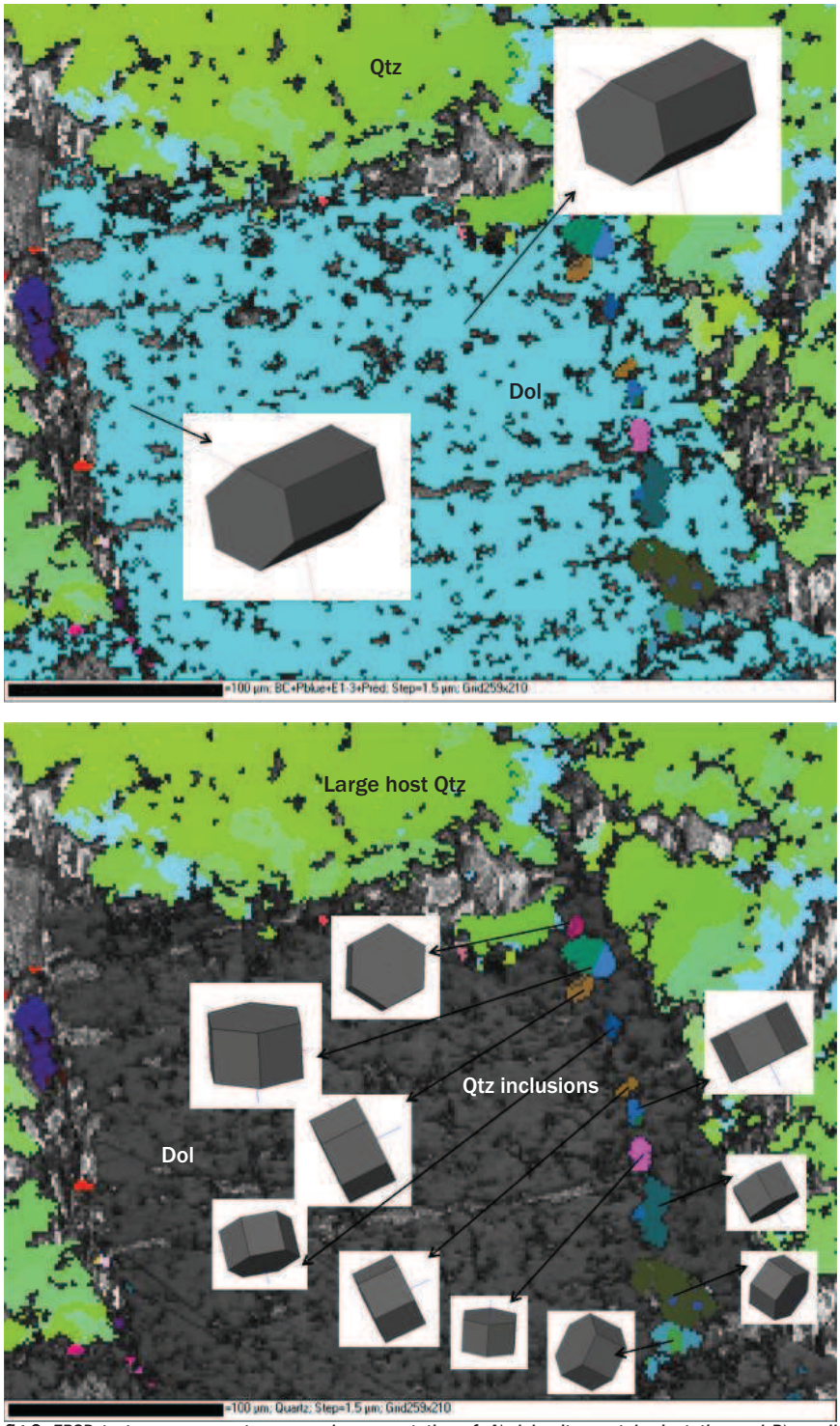


fig 2. *EBSD texture component maps and representation of: A) dolomite crystal orientation and B) small quartz grains included in dolomite xenoblasts.*

HYDROCHEMICAL DATA

Samples coming from aquifers affected by the fault in this area are characterized by high to medium electrical conductivity (from 1940 µS/cm up to 6222 µS/cm) with Na–Cl–SO_4 facies. These groundwaters show medium to high ion enrichment (from 18 up to 70 meq/l) and they evidence saturation and oversaturation in carbonate materials (calcite and dolomite). Temperatures were generally above the hydrothermalism (around 26 °C). With regard to the presence of boron, abnormally high traces of boron were measured in these waters with contents between 0.36 and 0.46 ppm.

CONCLUSIONS

EBDS and microcomposition data allow to us distinguish two generations of quartz formation. The strong internal misorientation of the large quartz grains reveal their prekinematic origin. The mechanism of deformation was predominantly semibrittle produced by slip plane. Small quartz grains grew inside the microfractures of the large quartz grains produced by the cataclasis related to the fault activity. The fast growth of their c axis looking for the available space inside the fractures produced slight orientation. A final stage of post-kinematic dolomite crystallisation in the highly damaged areas of the microcataclasites sealed the microfractures. This stage could be related to low-temperature and high-salinity water circulation episodes, suggesting that cataclasis may control pathways and focus water circulation in the fault system. These waters might be related to evaporite and carbonate dissolution along deep faults (see e.g. Cerón et al. 2000) as indicated by the abnormal boron concentration. The fact of the thermal water occurrences along this fault area appears to be favoured by the great depth of the fractures affecting the substratum. This allows the rise of groundwater enriched in CO_2 gas.

ACKNOWLEDGMENTS

We would like to thank to Elisabetta Mariani for providing access to the University of Liverpool facilities and helping with EBSD data. Financial support has been supplied by the Research Project CGL2011-30153-C02-01 (Spanish Ministry of Economy and Competitiveness) and the Junta de Andalucía Research Group RNM-325.

REFERENCES

*Cerón, J.C., Martín-Vallejo, M., García-Rossell, L. (2000): CO2-rich thermomineral groundwater in the Betic Cordilleras, southeastern Spain: genesis and tectonic implications. Hydrogeol. J., **8**: 209–217.*

*Faulkner, D.R., Lewis, A.C., Rutter, E.H., (2003): On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain. Tectonophysics **367**: 235–251.*

CLAY MINERALS
International Journal of Fine Particle Science

Prof.Juan Cornejo
Associate Editor
Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología. CSIC
Av.Reina Mercedes 10, P.O.Box.1052EP
41080Sevilla.Spain
Tel: +34.954.624711
Fax:+34 954.624002
E-mail: cornejo@irnase.csic.es

Seville 6th October 2015

Ref.: Ms. No. ES1502

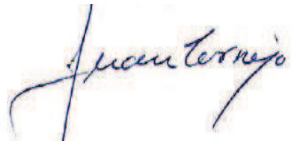
Dear Dr. Juan Jiménez-Millán
Departamento de Geología, Fac. Ciencias Experimentales,
Univ. Jaén, Campus Universitario 23071 Jaén, Spain,
Phone: 34 953 212296. Fax: 953 212946.
e-mail: jmillan@ujaen.es

"**Phyllosilicate and fluid-rock interaction processes influence on the deformation style and mechanical behaviour of quartz-rich rocks in the Carboneras and Palomares fault areas (SE Spain)"** by J. Jiménez-Millán, I. Abad, Hernández-Puentes and R. Jiménez-Espinosa

I am pleased to inform you that your revised manuscript has been considered by both reviewers acceptable for publication in Clay Minerals . Please follow the instructions to Authors related to Electronic submission of manuscripts and **References style .**

Thank you for submitting your work to this journal.

Yours sincerely



Juan Cornejo

Centro de Estudios Avanzados en Ciencias de la Tierra
Departamento de Geología
Universidad de Jaén

"Por muy alta que sea la montaña,
siempre hay un camino hacia la cima"
Anónimo