

**Universidad Autónoma de Madrid  
Facultad de Ciencias**

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA Y  
GEOQUÍMICA**



**Implicaciones de la estructura  
interna de una zona de falla activa  
en la génesis de terremotos**

Tesis Doctoral

**EMILIO RODRÍGUEZ ESCUDERO**  
Madrid, 2017

La presente Tesis Doctoral se realizó en el Departamento de Geología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias de la Universidad Autónoma de Madrid:

Ciudad Universitaria de Cantoblanco  
C/ Francisco Tomás y Valiente, 7  
28049 Madrid, España.

La Tesis pudo llevarse a cabo gracias a un contrato como Profesor Ayudante en la Universidad Autónoma de Madrid (2013-2018) y al apoyo financiero del proyecto INTERGEO (CGL2013-47412-C2-1-P), concedido por el Ministerio de Economía y Competitividad.

Cubierta: Diseño de Emilio Rodríguez Escudero en el que se muestra en segundo plano una sección delgada del plano principal de la Falla de Alhama de Murcia (SE España) poniendo en contacto esquistos del basamento Alpujarride con la *gouge* que constituye el núcleo de la zona falla.

Impreso en Madrid (España) por:

© 2017 Emilio Rodríguez Escudero

Todos los derechos reservados. Queda prohibida cualquier forma de reproducción total o parcial de esta publicación sin contar con la autorización del autor.

ISBN:

**Universidad Autónoma de Madrid  
Facultad de Ciencias**

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA Y  
GEOQUÍMICA**



**Implicaciones de la estructura  
interna de una zona de falla activa  
en la génesis de terremotos**

MEMORIA

para optar al grado de

**DOCTOR**

Presenta:

**EMILIO RODRÍGUEZ ESCUDERO**

**DIRECTORES:** Jorge L. Giner Robles

José J. Martínez Díaz

Meaza Tsige Beyene

Madrid, 2017

Jorge L. Giner Robles, Profesor Titular de la Sección Departamental de Geodinámica Interna, perteneciente al Departamento de Geología y Geoquímica de la Universidad Autónoma de Madrid.

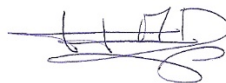
José J. Martínez Díaz, Profesor Titular, y Meaza Tsige Beyene, Profesora Contratada Doctora, ambos pertenecientes al Departamento de Geodinámica Interna de la Universidad Complutense de Madrid.

HACEN CONSTAR: que el presente trabajo, titulado: "Implicaciones de la estructura interna de una zona de falla activa en la génesis de terremotos", presentado por D. EMILIO RODRÍGUEZ ESCUDERO , ha sido realizado bajo su dirección, en los laboratorios del Departamento de Geología y Geoquímica, en la Universidad Autónoma de Madrid y que, a su juicio, reúne los requisitos de originalidad y rigor científico necesarios para ser presentado como Tesis Doctoral.

Y para que conste a efectos oportunos, firmamos el presente informe en Madrid, a 26 de marzo de 2017.



Jorge L. Giner Robles



José J. Martínez Díaz



Meaza Tsige Beyene

## AGRADECIMIENTOS

Quiero aprovechar las siguientes líneas para mostrar mi gratitud a todas aquellas personas que con su ayuda y apoyo han facilitado y hecho posible esta tesis.

Me gustaría empezar expresando mi más sincero agradecimiento a mis directores: Jorge, Josechu y Meaza. Sin su ayuda y apoyo, esta tesis no hubiera sido posible. Más que mis directores, siempre serán compañeros y, sobre todo, amigos. Josechu fue el primero de ellos que me “acogió” para realizar el Trabajo Fin de Máster. De eso ya hace unos cuantos años. Anteriormente, lo conocí como profesor mientras yo estudiaba la licenciatura y, para mí, siempre será uno de los mejores docentes que he tenido. Además, por su perpetua disponibilidad, comprensión y paciencia, Josechu ha resultado para mí un gran apoyo todos estos años, pues he podido contar con él en todo momento. Quiero agradecerle todos los conocimientos que me ha transmitido sobre mecánica de rocas, sismotectónica, paleosismicidad, geología de las Béticas y geología de terremotos. Gracias a las originales y brillantes ideas que ha ido compartiendo conmigo en nuestras numerosas charlas, esta tesis fue adquiriendo forma. Debo señalar que muchos de los análisis y experimentos que se han llevado a cabo en esta investigación, fueron financiados por el proyecto INTERGEO del cual Josechu es el investigador principal. Fue él quien, conociendo mis intereses e inquietudes sobre tectónica y mecánica de rocas, me presentó a la que ya fue protagonista de mi Trabajo Fin de Máster y ahora lo es de la presente tesis: La Falla de Alhama de Murcia (FAM). En aquel primer trabajo comenzamos haciendo un análisis somero de las características de la *fault gouge* asociada a esta falla. Parte de aquel estudio llevaba implícito la caracterización de rocas de falla ricas en arcillas y sus propiedades mecánicas. Por sus amplios conocimientos en materiales arcillosos, Josechu creyó conveniente contar con Meaza como codirectora de mi Trabajo Fin de Máster. Desde entonces, ha sido para mí verdaderamente enriquecedor aprender de Meaza y poder conocerla personalmente estos años, pues es una bellísima persona. Los conocimientos que Meaza ha compartido conmigo sobre la caracterización de materiales arcillosos y las técnicas experimentales para el análisis de sus propiedades geomecánicas han sido imprescindibles para encauzar y desarrollar la presente tesis. Sin duda, los análisis mineralógicos y estructurales de la *gouge* de la FAM que Meaza ha supervisado, constituyen uno de los puntos clave

de esta investigación. Por otra parte, Jorge, el último al que conocí de los tres, ha sido también para mí un gran apoyo desde el primer día que me incorporé como Profesor Ayudante a la Universidad Autónoma de Madrid (UAM). Creo que congeniamos bien desde el inicio y nuestra relación tutor-doctorando pasó rápidamente a consolidarse como amistad. Debo agradecerle encarecidamente la libertad que me otorgó al inicio para elegir el tema de investigación de mi tesis, así como su ayuda y asesoramiento en las labores docentes, científicas y, sobre todo, personales a lo largo de estos cuatro años. Quiero expresarle mi gratitud por aventurarse conmigo a iniciar una nueva línea de investigación que, aunque en términos generales guarda una cierta relación, difiere considerablemente de la suya propia. Su soporte económico para análisis de caracterización de materiales, así como sus consejos y observaciones, han sido imprescindibles para avanzar con éxito en la investigación. Gracias, además, por su ayuda con el procesado y análisis de fracturaciones.

No pueden faltar aquí tampoco unas palabras de agradecimiento para quien considero ha sido mi “cuarto director”. Una de las personas más aplicadas, disponibles y dispuestas que conozco. Su insaciable curiosidad científica le hizo involucrarse en varios de los análisis conducentes al desarrollo de la presente tesis. Gracias, entre otras muchas cosas, por su ayuda, asesoramiento y soporte con el microscopio electrónico, difracción de rayos X, análisis químicos y preparación de láminas delgadas. En relación con esto último, quisiera dar las gracias también a Gonzalo Alonso por iniciarme en el arte de la preparación de secciones delgadas (siendo técnico del laboratorio del Dpto. de Geología y Geoquímica de la UAM) y elaborar con tan delicadeza muchas de las preparaciones que han permitido el estudio microestructural que se incluye en esta memoria. Le deseo que disfrute de su jubilación al menos tanto tiempo como el que disfrutó haciendo su trabajo. En este sentido, no me olvido tampoco del magnífico trabajo de Jesús Sánchez del Dpto. de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid, que realizó las primeras láminas delgadas de la *gouge*, ni de Agustín Blanco quien, tras la jubilación de aquel, continua con igual eficacia su labor.

Agradezco a mis compañeros de departamento (profesores y no profesores) su apoyo, así como haberme permitido junto a ellos, dedicarme este tiempo a lo que más me gusta: la docencia y la investigación. Mencionar especialmente a Raúl, Ana, Almudena, Felipe y Manuel que son, junto a Jorge y Jaime, con quienes más tiempo he compartido estos últimos años, y con los que diariamente he mantenido conversaciones sobre diversos temas de las que siempre he podido extraer algo provechoso. Gracias particularmente a Ana, Raúl y Almudena por la ayuda que me aportaron con la preparación de muestras y los análisis de SEM y rayos X. También quiero remitir un agradecimiento muy cariñoso a Amalia, por su apoyo y su ayuda en los asuntos administrativos, y a Beatriz Carenas y Raquel Vigil por su ayuda con la docencia.

Doy las gracias al equipo del proyecto INTERGEO: Josechu, Meaza, Juanmi, Ramón Capote, David Jiménez, Mariano Álvaro, María J. Jurado (y equipo), José A. Álvarez, Julián García, Jorge Alonso, Carol Canora, Sandra Staller, Martín J. Rodríguez, José M. Moratalla, Teresa Teixidó (y equipo), Pablo Rodríguez, etc., por su magnífica labor en aquellas tareas más arduas relacionadas, entre otras, con la ejecución y testificación del sondeo FAM-1, el estudio de trincheras paleosismológicas, la realización de perfiles sísmicos y tomográficos y la caracterización geomecánica de la *fault gouge*. Muchos de los miembros del equipo son, además, colegas y amigos desde hace unos cuantos años y les agradezco también su compañía, sus ánimos, los buenos momentos en el campo y todo lo que he aprendido trabajando con ellos.

Aprovecho aquí para dar igualmente las gracias a la empresa de sondeos In Situ Testing por su profesionalidad y especial cuidado a la hora de realizar la perforación, así como a la empresa Geotecnia 2000, en especial a Fernando y Alicia, por poner a nuestra disposición el laboratorio de mecánica de rocas. Gracias también a la familia Montiel y a la Confederación Hidrográfica del Segura por concedernos, respectivamente, los permisos para la realización del sondeo FAM-1 y la excavación de zanjas en el área de La Torrecilla. Asimismo, quiero dar las gracias al Excmo. Ayto. de Lorca por facilitarnos todos los medios a su disposición, y a los habitantes de esta hermosa localidad por su siempre cálido recibimiento.



Agradezco a Carmen del Laboratorio de Petrofísica del IGEO-CSIC el tiempo que dedicó a explicarme el funcionamiento de los aparatos de medición de velocidades sísmicas y permeabilidad al aire, y a Helena del Dpto. de Mineralogía y Cristalografía de la UCM por el tiempo dedicado en la búsqueda del “escurridizo” grafito y los fructuosos resultados de sus análisis de espectroscopía Raman. A Pedro Castiñeiras del Dpto. de Petrología de la UCM por su ayuda con las fotografías en la lupa binocular. A Pilar Mata del IGME por su ayuda con la testificación automatizada del testigo del sondeo y los “espontáneos” análisis de SEM.

A toda la gente del laboratorio de alta presión y temperatura (HPT lab) de la Universidad de Utrecht, especialmente a André Niemeijer por recibirme, por su comprensión y apoyo personal y por facilitarme la estancia allí. Por supuesto, gracias por enseñarme a manejar la máquina de cizalla rotacional, la preparación y procesado de muestras y el manejo e instalación del software para el procesado de datos. Gracias a su ayuda y asesoramiento el contenido de esta tesis se ha visto potencialmente enriquecido. También quiero dar las gracias al Prof. R. Vissers, porque su ayuda fue muy valiosa para mí. Gracias a su intermediación, mi visita al HPT lab fue posible. También le agradezco su apoyo personal y las observaciones que me transmitió sobre la microestructura de la *gouge* de la FAM. Además, siempre era gratificante escuchar junto a la máquina de café un “buenos días” estando lejos de casa. No puedo dejar de nombrar a Jianye Chen por su gran paciencia y ayuda al inicio de mi estancia allí, con quien compartí sustanciosas conversaciones acerca del papel de la presencia de grafito en fallas activas. Tampoco a Peter Fokker y Leonard Bik (Geolab) por su ayuda con la preparación de secciones delgadas de las muestras experimentales. También quiero agradecer a Matijn, Evangelos, Ronald, Luuk, Suzanne, Mariska, Amin, Ross, Elisenda... por brindarme su ayuda en algún momento, por su comprensión y hacerme sentir como uno más. A Pablo Ampuero del Caltech (California), con quien coincidí en el HPT lab, que gracias a sus observaciones pude rectificar el planteamiento inicial de algunos ensayos experimentales. Gracias también al director del HPT lab, Chris Spiers, por permitirme realizar la estancia allí y poner a mi disposición todos los medios disponibles.

También a Magda y al equipo técnico (Thony, Floris, Gert...) que hace posible el excelente funcionamiento del HPT lab.

No quiero pasar de largo sin agradecer a todos aquellos autores que se citan en esta memoria, pues sin sus trabajos, y sus avances en el ámbito científico, no cabe duda que estas tesis no hubiera sido posible.

A los amigos. A aquellos que me han acompañado a lo largo de buena parte de mi vida: David, Cristina, Rubén, Mary, Astu y Chus. Y a la actualmente creciente familia de los *Geomongers* que, desde que nos conocimos en la facultad, han estado siempre ahí, para lo bueno y lo malo.

No puede faltar aquí un afectuoso agradecimiento a mis padres y mi hermano Óscar por su perpetuo apoyo incondicional. Sin el esfuerzo y sacrificio de mis padres y su perseverante preocupación por mi formación académica, no habría conseguido llegar hasta aquí.

Finalmente, quiero agradecer a Eva su enorme paciencia por aguantarme durante todos estos años, sobre todo en los momentos más difíciles. Es mi gran apoyo y, además, tengo la gran suerte de poder contar con ella también en el ámbito científico. Siempre está ahí para escuchar y darme los mejores consejos. No tengo suficientes palabras para agradecerle todo su apoyo y ayuda con esta tesis. Gracias por acompañarme este tiempo y espero que así sea *parasiempre*. Gracias también por traer al mundo a lo más maravilloso que nos ha pasado, nuestro hijo Aarón. Su llegada me llenó de alegría y renovó mis energías para afrontar con más fuerza la finalización de esta etapa.

***A mi familia, especialmente  
a Eva y Aarón***

## CONTENIDO

Resumen	14
<b>1. INTRODUCCIÓN GENERAL</b>	<b>19</b>
<hr/>	
1.1. Zonas de falla y relevancia del estudio de su estructura interna	20
1.2. Evolución estructural y reológica de las zonas de falla	23
1.3. Implicaciones de las rocas de falla en el comportamiento de las zonas de falla	30
1.3.1. Comportamiento permeable	33
1.3.2. Comportamiento sismogénico	39
1.3.2.1. Nucleación de la rotura	40
1.3.2.2. Propagación de la rotura y mecanismos de debilitamiento Dinámico	42
1.3.2.3. Modo y velocidad de propagación de la rotura	49
1.3.2.4. Asperezas	50
1.3.2.5. Cese de la rotura	51
1.4. Objetivos de la tesis	53
<b>2. ARQUITECTURA Y COMPORTAMIENTO SÍSMICO DE UNA ZONA DE FALLA ACTIVA: LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA (SE ESPAÑA)</b>	<b>57</b>
<hr/>	
2.1. Introducción	58
2.2. Marco geológico y cartografía	63
2.2.1. Complejo Nevado-Filábride	65
2.2.2. Complejo Alpujárride	66
2.2.3. Complejo Maláguide	69
2.2.4. Relleno de las cuencas neógenas	70
2.2.4.1. Mioceno Inferior-Medio	71
2.2.4.2. Mioceno Superior (Tortoniense)	72
2.2.4.3. Mioceno Superior (Messiniense)	73

2.2.4.4. Mioceno Terminal-Plioceno.	74
2.2.5. Cuaternario	75
2.3. Contexto sismotectónico y comportamiento sísmico	76
2.3.1. El terremoto de Lorca de 2011	78
2.4. Características estructurales y litológicas de la zona de falla	82
2.4.1. La zona de daño	82
2.4.2. El núcleo de falla	87
2.4.2.1. El segmento Puerto Lumbreras-Lorca	91
2.4.2.2. El segmento Lorca-Totana	100
2.5. Interpretación y discusión	104
2.6. Conclusiones	108

### **3. CARACTERIZACIÓN MICROESTRUCTURAL Y MINERALÓGICA DE LAS GOUGES DEL NÚCLEO DE FALLA**

---

3.1. Introducción	113
3.2. Distribución y continuidad de las rocas de falla	114
3.3. Mineralogía	116
3.3.1. Muestreo y metodología	116
3.3.2. Análisis de difracción de rayos X	118
3.3.3. Identificación de la presencia de grafito	122
3.4. Análisis petrográfico: textura y microestructura	127
3.4.1. Esquistos Alpujárrides	127
3.4.2. Fault gouges	130
3.5. Mecanismos de deformación: las fracturas tipo Riedel	133
3.6. Discusión e implicaciones sismotectónicas	136

<b>4. CLASTOS DE CUARZO PULVERIZADO: UNA TEXTURA COSÍMICA EN GOUGES DÚCTILMENTE DEFORMADAS</b>	<b>138</b>
<hr/>	
4.1. Introducción	139
4.2. Observaciones microestructurales y mineralógicas	143
4.2.1. Clastos de cuarzo pulverizado	146
4.3. Interpretación y discusión	150
4.3.1. Génesis de los CQP	150
4.4. Conclusiones	162
<b>5. COMPORTAMIENTO FRICCIONAL DE LAS GOUGES</b>	<b>163</b>
<hr/>	
5.1. Introducción	164
5.2. Metodología	.....165
5.3. Resultados	.....169
5.3.1. Friccionales	169
5.3.2. Texturales	174
5.3.3. Permeabilidad	176
5.4. Discusión y conclusiones	177
<b>6. DISCUSIONES: SOBRE LA ESTRUCTURA Y EL COMPORTAMIENTO DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA</b>	<b>178</b>
<hr/>	
6.1. Sobre la estructura y evolución de las zonas de falla	179
6.2. Sobre el comportamiento sísmico y sismogénico	182
<b>7. CONCLUSIONES FINALES</b>	<b>183</b>
<hr/>	
Referencias	184



## RESUMEN



## *Resumen*

Aunque la investigación se centra en la caracterización de la zona de falla de la Falla de Alhama de Murcia (FAM; SE España), la presente tesis pone de manifiesto la relación que existe entre la estructura interna de las zonas de falla y su comportamiento sísmico y sismogénico. A diferencia de otras zonas de falla cuyas propiedades estructurales en profundidad son inferidas a partir de análisis comparativos con otras fallas de características similares, la FAM muestra en superficie afloramientos excepcionales donde se puede ver de manera directa la estructura que presenta la FAM a unos pocos kilómetros de profundidad. Esto facilita la interpretación de la estructura de la FAM a profundidades sismogénicas (5-15km) y permite estudiar los materiales que la componen y que controlan el comportamiento hidromecánico de la zona de falla.

En el capítulo introductorio se hace un breve resumen de la importancia de la estructura y las propiedades hidromecánicas de las zonas de falla sobre su comportamiento sísmico, lo que se deduce de observaciones y estudios experimentales realizados en otras grandes zonas de falla alrededor del mundo. En capítulos siguientes, fundamentalmente centrados en la FAM, se describen las características particulares de esta falla. Para ello, primero, se hace un breve resumen sobre el marco geológico y sismotectónico de la FAM, así como de lo que se conoce sobre su comportamiento sísmico histórico y reciente. Datos obtenidos mediante cartografía geológica, observaciones de afloramiento y la información derivada de la realización de un sondeo y perfiles geofísicos transversales a la zona de falla son presentados, a continuación, para definir las características geométricas de la FAM en superficie y realizar una interpretación sobre la evolución de la zona de falla y su estructura en profundidad.

Debido al importante control que ejercen las rocas de falla del núcleo sobre el comportamiento general de la zona de falla, y que se ponen en evidencia en la introducción, los siguientes capítulos se centran en la caracterización de las rocas de falla que constituyen el núcleo de la FAM. Observaciones a mesoescala son complementadas con análisis de microscopio óptico y electrónico para definir la fábrica de estas rocas y determinar los mecanismos de deformación generadores. Adicionalmente, análisis de difracción de rayos X y análisis químicos, permiten

## Resumen

conocer la composición mineralógica de las rocas de falla e interpretar cuál es el protolito del que derivan y los mecanismos generadores. La interpretación conjunta de todos estos datos es utilizada, luego, para analizar posibles evidencias texturales que demuestren el comportamiento sísmico de la FAM en el pasado. A pesar de que no se conocen criterios inequívocos de paleosismicidad en rocas de falla frágiles, a excepción de las pseudotaquilitas, se ha encontrado en las *gouges* de la FAM lo que se ha interpretado como una evidencia cosísmica y que se describe en el capítulo 4.

La parte final de la investigación está focalizada en la determinación de las propiedades geomecánicas de las rocas de falla asociadas a la FAM, haciendo especial hincapié en sus propiedades friccionales y, concretamente, en cómo pequeñas porciones de grafito pueden controlar el comportamiento sísmico y sismogénico de la zona de falla.

Para ultimar, todos los datos aportados en los capítulos anteriores son discutidos en conjunto en el capítulo 6 del cual se extraen las conclusiones finales (capítulo 7). Estas permiten establecer algunas relaciones entre la estructura interna de la FAM y lo que se conoce sobre su comportamiento sísmico. Pero, además, permiten identificar algunas evidencias estructurales (geometría de los 2 segmentos, fábrica de las *gouges* del núcleo, asperezas, continuidad y geometría de estructuras planares susceptibles de deslizamiento cosísmico, etc) y composicionales (presencia de grafito y otros minerales debilitadores, como minerales de la arcilla, así como la presencia de nanopartículas) que podrían controlar el potencial sismogénico de la FAM. Mientras que la presencia de multitud de fracturas oblicuas a la FAM, así como la capacidad de la *gouge* para acomodar gran parte de la deformación de manera asísmica, podrían inhibir la nucleación de grandes terremotos, algo que es acorde a la sismicidad reciente de la FAM, la presencia de grandes bloques de protolito (especialmente en el segmento La Torrecilla-Totana) podrían generar terremotos de mayor magnitud. La linealidad y continuidad de la *gouge* en el segmento Puerto Lumbreras-La Torrecilla, puede acomodar gran parte de la deformación de manera asísmica sin aparentes asperezas donde nuclear la rotura. Sin embargo, un terremoto suficientemente grande, nucleado en el segmento entre Torrecilla y Totana, cuya rotura se propague hacia Puerto Lumbreras entrando

## *Resumen*

a una velocidad suficiente en la gouge podría disparar el deslizamiento sobre planos paralelos a la FAM ricos en grafito (como los observados en testigos del sondeo) a lo largo de todo este segmento, incrementando enérgicamente la longitud del segmento deslizado y, por tanto, la magnitud del terremoto.

*Resumen*

# 1

## INTRODUCCIÓN GENERAL

### 1.1. Zonas de falla y relevancia del estudio de su estructura interna

Todavía se está muy lejos de poder predecir cuándo se producirá un terremoto, aunque es posible prever dónde ocurrirá. La gran mayoría de los terremotos registrados en la superficie terrestre se originan en fallas preexistentes (p.e. Scholz, 2002), por lo que su identificación y localización es de gran utilidad para la evaluación del riesgo sísmico. Sin embargo, no todas las fallas activas se comportan de igual manera, ni tienen el mismo potencial sismogénico. Aparte del marco y régimen tectónico, la capacidad de una falla para generar grandes terremotos está principalmente controlada por sus características geométricas y sus propiedades hidromecánicas. Puesto que generalmente las fallas no son simples planos, sino zonas de deformación complejas de anchura finita, las propiedades hidromecánicas de la falla dependerán de la arquitectura y la estructura interna de esta zona de deformación que se conoce como zona de falla (p.e., Gudmundsson, 2000; Ben Zion & Sammis, 2003; Handy et al., 2007; Gudmundsson et al., 2010). Estructuralmente, las zonas de falla se componen principalmente de dos partes: la zona de daño y el núcleo de falla (p.e. Caine et al., 1996; Lin & Yamashita, 2013). En zonas de falla frágiles, como la que se muestra en la Figura 1.1, la zona de daño coincide generalmente con la parte externa de la falla donde el protolito se ve afectado por una intensa fracturación, pero su fábrica original todavía es reconocible. El núcleo, sin embargo, está formado por rocas de falla que se generaron a lo largo del tiempo de actividad de la falla y, aunque provienen del mismo protolito, su fábrica y composición pueden variar mucho como consecuencia de la drástica conminución de los materiales iniciales y la formación de nuevos minerales por alteración físico-química de los componentes originales,

Numerosos estudios experimentales demuestran que las propiedades reológicas de los materiales que se incorporan y desarrollan en la zona de falla afectan de manera directa al comportamiento de la falla, Por tanto, para conocer el comportamiento

sísmico y la capacidad sismogénica de una zona de falla es imprescindible conocer su estructura interna (p.e. Kurz et al., 2008). Es decir, la orientación, disposición y conectividad de la fracturación y fallas subsidiarias; la distribución, segmentación y características geométricas de las potenciales superficies de deslizamiento; y el espesor, la fábrica, naturaleza y continuidad de las rocas de falla.

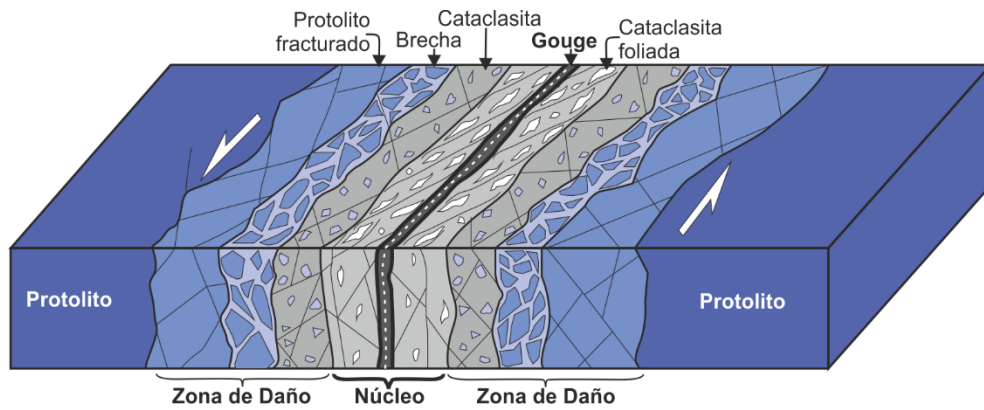


Figura 1.1. Modelo esquemático de una zona de falla frágil donde se señalan las partes correspondientes a la zona de daño y al núcleo de falla. La zona central o núcleo, donde se acumula la mayor parte de la deformación, está compuesta por gouges y cataclasitas foliadas que han perdido la cohesión primaria y la estructura original heredada del protolito. Hacia las partes externas, la zona de daño está constituida por cataclasitas no foliadas, brechas y el propio protolito fracturado. Las flechas blancas indican el sentido de movimiento de la falla. Modificada de Lin & Yamashita (2013).

La estructura interna y la arquitectura de las zonas de falla son habitualmente muy complejas y difieren considerablemente entre distintas fallas debido, entre otros factores, a la profundidad y condiciones de deformación, la cantidad de desplazamiento acumulado por la falla y las litologías involucradas. Además, son muchos los procesos que actúan en las zonas de falla y las rocas colindantes determinando su evolución y crecimiento. Los cambios reológicos por los que pasa la zona de falla durante su desarrollo, tienen un fuerte impacto sobre sus propiedades hidromecánicas, y juegan un importante papel en los procesos ligados a la circulación

de fluidos y la sismicidad en la parte superior de la corteza. La estructura interna de las zonas de falla puede tener importantes implicaciones en la exploración y producción de hidrocarburos, así como sobre la hidrogeología de una región. Las fallas a menudo actúan como barreras para la migración de fluidos o bien como conductos que facilitan la circulación entre las partes más profundas y las zonas más someras de la falla. Por tanto, conocer la estructura de la zona de falla en superficie es también importante para inferir como su comportamiento hidráulico puede controlar, por ejemplo, la geometría (Sutherland et al., 2012; Lawther et al., 2016) y viabilidad de grandes reservorios naturales. Por ello, su estudio tiene una gran aplicación en trabajos relacionados con el almacén, transporte y extracción de hidrocarburos; hidrología e hidrogeología; mineralizaciones asociadas a la circulación de fluidos; y predicción sísmica. El presente trabajo sólo se centra en la aplicación del estudio de la arquitectura y la estructura interna de una gran zona de falla activa para conocer mejor sus implicaciones sobre el comportamiento y el potencial sismogénico de ésta.

La complejidad arquitectónica y composicional puede controlar la nucleación de terremotos y la propagación de la rotura. Recientes observaciones y experimentos, como los de la Falla de San Andrés (p.e., Carpenter et al., 2012), la Falla Alpina de Nueva Zelanda (p.e., Boulton et al., 2014; Ikari et al., 2015) o la Falla de Tohoku-Oki en Japón (Ujiie et al., 2013; Ikari et al., 2015; Remmitti et al., 2015), muestran que la presencia de materiales con diferentes velocidades de debilitamiento y/o endurecimiento friccional es un factor determinante en la nucleación de terremotos y si una falla desliza sismogénicamente o bien lo hace de manera estable (*creep*). Experimentos de laboratorio realizados por diversos autores (p.e. Niemeijer & Spiers, 2005; Ikari et al., 2009; Niemeijer et al., 2012) demuestran que algunos materiales pueden hacerse más resistentes con el incremento del deslizamiento. Por lo tanto, la probabilidad de que una rotura pueda generar un gran terremoto depende en gran medida de si la velocidad de propagación de la rotura a través de los diversos



materiales es suficientemente rápida. Por ello, conocer la distribución y propiedades de los distintos materiales dentro de la zona de falla permite diseñar mejores modelos predictivos de propagación de la rotura y proporcionar un enfoque adicional para la predicción del tamaño de los terremotos.

## **1.2. Evolución estructural y reológica de las zonas de falla**

En lo que respecta a sus propiedades físicas y estructurales, las fallas son a menudo muy heterogéneas. En el caso particular de fallas en dirección, son numerosas los estudios de campo de zonas de falla exhumadas desde diferentes profundidades corticales que revelan muy diversas geometrías. Esta depende de la litología del protolito y del grado de madurez de la falla, es decir, el desplazamiento, la historia de exhumación y si ha sufrido, o no, reactivación tectónica.

En el caso de zonas de falla exhumadas desde niveles superficiales de la corteza como la Falla de Punchbowl, exhumada desde 2-5 Km de profundidad en el sistema de la Falla de San Andrés, se observa que gran parte de la deformación se localiza en un núcleo estrecho que queda rodeado por cientos de metros de zona de daño. En el núcleo, zonas de deslizamiento de ultracataclasitas de unos pocos milímetros o centímetros de espesor parecen haber acomodado los últimos deslizamientos de la falla, la cual acomoda un desplazamiento total acumulado de unos 30 Km (p.e., Chester et al., 1993; Chester & Chester 1998). Otras zonas de falla de características similares como la propia Falla de San Andrés, que fue perforada a unos 3 Km de profundidad por el sondeo profundo SAFOD (San Andreas Fault Observatory at Depth), muestra varios núcleos subparalelos que atraviesan una zona de daño de hasta 1 Km de espesor (Hickman, 2007).

La Falla de Carboneras, en el sureste de España, ofrece un ejemplo espectacular de la complejidad de una zona de falla madura exhumada desde una profundidad de 1.5-4 Km (Faulkner et al., 2003). La falla acomoda hasta 40 Km de desplazamiento

en 1 Km de espesor de zona de falla, la cual está constituida por bandas anastomosadas continuas de *gouges* ricas en filosilicatos que limitan bloques de dolomías de varios cientos de metros de longitud. Las dimensiones de la zona de *gouge* y la ausencia de evidencias indicando la localización de deformaciones asociadas a deslizamientos cosísmicos dentro de la zona de falla, sugiere que la Falla de Carboneras acomodó gran parte de la deformación mediante *creep* (Faulkner et al., 2003, 2008).

Zonas de falla exhumadas desde profundidades todavía mayores, exhiben una amplia variedad de rocas de falla y su estructura interna depende del grado de madurez de la falla (p.e., Holdsworth et al., 2001). Por ejemplo, fallas activas con una dilatada vida activa como la Lineación Tectónica Media de Japón, la cual es exhumada desde profundidades de 10–15 km y acomoda cientos de metros de desplazamiento, muestra núcleos de falla complejos. Estos están formados por milonitas y cataclasitas foliadas representativas de las partes más profundas de la falla (Jefferies et al., 2006), las cuales son cortadas por *gouges* ricas en filosilicatos y arcillas producidas por la actividad de la falla durante su exhumación (Wibberley & Shimamoto 2003).

Todos estos ejemplos muestran la complejidad de la estructura interna y la variabilidad litológica que las fallas activas corticales podrían presentar en zonas profundas. Tal complejidad parece incrementar con el desplazamiento acomodado por la zona de falla y el grado de exhumación durante su actividad, por lo que es difícil inferir cómo de compleja será la estructura interna de una zona de falla activa en profundidad. No obstante, estudios experimentales y modelizaciones numéricas recientes basados en observaciones de campo y datos sismológicos, han ayudado a mejorar el conocimiento sobre la heterogeneidad de la estructura interna de las zonas de falla y el papel que desempeña en el comportamiento de zonas de falla activas.

Por lo observado en estas fallas, la complejidad de una zona de falla parece depender en gran medida de la litología del protolito, de la cantidad de desplazamiento experimentado y de las estructuras preexistentes. La presión y temperatura, así como el régimen de esfuerzos y su evolución durante la vida de la falla, también desempeñan

un papel importante (p.e., Sibson 1977; Butler et al., 1995). A pesar de estas variaciones, el estudio detallado de la estructura interna de un gran número de fallas, en términos litológicos y cantidad de desplazamiento, es muy valioso para construir un marco general de los mecanismos que influyen sobre el crecimiento y evolución de las zonas de falla.

El enfoque para examinar una zona de falla se fundamenta en el supuesto de que las características estructurales de pequeñas zonas de falla en superficie pueden ser equivalentes a los estadios iniciales en la evolución de las grandes zonas de falla y, que estas no sufren grandes cambios reológicos hasta que el desplazamiento no es suficientemente grande. Como se muestra en la Fig. 1.2, datos recogidos por diversos autores en zonas de falla de características y escalas muy variadas demuestran que el espesor de las zonas de falla guarda una relación lineal con el desplazamiento experimentado por la falla, sugiriendo que el desgaste en los bordes de la falla aumenta progresivamente con el desplazamiento (p.e., Robertson, 1983; Wallace & Morris, 1986; Scholz, 1987; Hull, 1988; Fossen & Hesthammer, 2000). Con el fin de unificar criterios entre las medidas de anchura tomadas por diversos autores, el modelo evolutivo representado en la Fig. 1.2 sólo considera el espesor de la zona de mayor deformación, donde la fábrica original del protolito apenas se reconoce. Aun así, la dispersión de los datos comparados es relativamente alta y para una anchura concreta el desplazamiento puede variar en varios órdenes de magnitud. Por ello Shipton et al., (2006) hacen hincapié en que para caracterizar una zona de falla es recomendable describir y analizar por separado los espesores de los diferentes componentes tal como la zona de daño y el núcleo. La heterogeneidad de las zonas de falla, especialmente en los casos en que el deslizamiento se localiza en varios planos que separan bloques de protolito casi intactos, obliga a tener extremo cuidado al tratar de relacionar directamente los datos de espesor de la zona de falla con los procesos mecánicos de desgaste en los bordes.

La zona de daño se corresponde en términos generales con la zona de fracturación que afecta a menudo a las rocas que rodean la falla y cuyo origen se debe a una gran variedad de mecanismos (Caine et al., 1996). Las características reológicas del protolito tiene un importante control sobre la evolución mecánica de la zona de falla durante su crecimiento. (Shipton et al., 2006). En rocas cristalinas o de baja porosidad la zona de daño puede ser resultado de la microfracturación de carácter extensional que a menudo se desarrolla oblicuamente a la dirección de la falla incipiente (p.e., McGrath & Davison 1995; Moore & Lockner 1995; Wibberley et al., 2000a) Estas fracturas provocan el debilitamiento del protolito en los estadios iniciales de la formación de la falla y pueden jugar un papel importante sobre el espesor y geometría de la zona de falla durante su evolución (p.e., Paterson 1978; Lockner et al., 1992; Healy et al., 2006). De hecho, se cree que la propagación y enlace de microfracturas oblicuas iniciales con orientaciones típicamente Riedel (p.e., Riedel, 1929; Tchalenko 1970; Brosch & Kurz 2008; Logan et al., 1992) podría ser la causa de la estructura anastomosada que muestran muchas zonas de falla en la naturaleza. No obstante, cuanto mayor es el ancho de la zona de falla con respecto a la zona de daño, menor es la importancia de la fracturación inicial sobre el comportamiento y evolución de la falla. Con el incremento de desplazamiento, la zona de falla puede incorporar fragmentos de roca fracturada, adquiriendo la zona de falla un espesor que dependerá de la anchura inicial de la zona de daño (Childs et al., 1996; Watterson et al., 1998; Swanson 2005). A veces el material que se incorpora puede ser drásticamente conminuido generando rocas de falla de grano muy fino, como ultracataclasitas o *gouges*, que pueden acomodar gran parte del desplazamiento inhibiendo el crecimiento lateral de la zona de falla (p.e., Micarelli et al., 2006). La deformación puede quedar localizada en bandas de deslizamiento muy estrechas mientras el espesor del resto de la zona de daño permanecerá prácticamente constante. En rocas carbonáticas, sin embargo, la importancia de la fracturación inicial de la zona de daño

es menor debido a los procesos de disolución precipitación que controlarán la evolución posterior de la zona de falla (p.e., Benedicto et al., 2008).

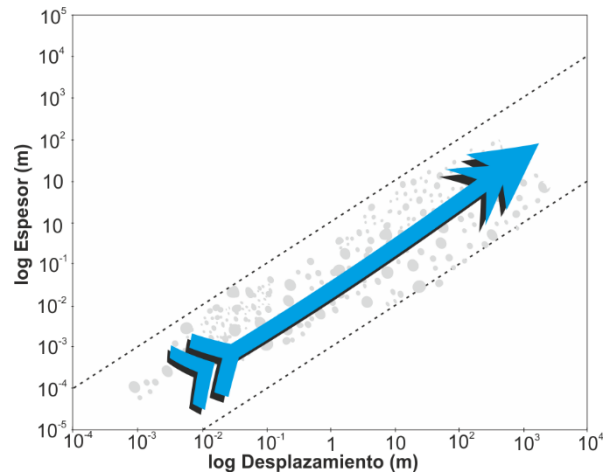


Figura 1.2. Diagrama que refleja el crecimiento de las zonas de falla en función del espesor y el desplazamiento de la falla. La relación lineal que indica la flecha, entre la anchura y el desplazamiento, es deducida a partir de datos tomados por varios autores en fallas de diversas características (p.e. Robertson, 1983; Wallace & Morris, 1986; Fossen & Hesthammer, 2000; Amitrano & Schmittbuhl, 2002) Ver Wibberley et al. (2008) para una mejor discusión.

A menudo la unión entre la fracturación oblicua inicial se hace mediante fracturas-relevo que incorporan lentejones de protolito sin deformar e incrementan el espesor de la zona de falla (p.e., Peacock & Sanderson 1992; Childs et al., 1995; van der Zee et al., 2008; Micarelli & Benedicto 2008). Con el progresivo desplazamiento, estos lentejones de roca intacta tenderán a quedar aislados entre bandas de *fault gouges*, u otras rocas de falla, sin que ello suponga un incremento significativo del espesor de la zona de falla. El tamaño de estos lentejones y el consecuente aumento de la anchura de la zona de falla estén fuertemente controlados por el patrón de fracturación que actúa a todas las escalas y que está intrínsecamente relacionado con la litología del protolito (p.e., Wilkins & Gross 2002; Soliva & Benedicto 2005). Por ello, la fracturación juega un papel importante sobre los procesos que ocurren a distintas

escalas y que influirán sobre el espesor y la estructura de la zona de falla. La complejidad de procesos que actúan a diferentes escalas y que contribuyen al debilitamiento del protolito dificultan predecir una progresión lineal del espesor de la zona de falla en función del desplazamiento. Puesto que la evolución de las zonas de falla resulta muy compleja, lo más probable es que la evolución del espesor con respecto al desplazamiento sea más complicada de lo que sugiere la Fig. 1.2., lo que explicaría la dispersión que muestran normalmente los datos de anchura-desplazamiento entre diferentes estudios.

Independientemente de la escala, las zonas de falla son heterogéneas en características y comportamiento. El grado de evolución puede variar, no sólo entre distintas fallas, sino también entre los segmentos de la misma falla, que en algunos casos (probablemente los segmentos más evolucionados) pueden cesar su actividad favoreciendo la migración lateral de la deformación hacia regiones menos evolucionadas de la zona de falla, condicionando su estructura y evolución. En rocas muy porosas se ha observado que las pequeñas fracturas inicialmente generadas tienden a sufrir endurecimiento con el incremento de la deformación. Las rocas de fallas generadas en estos materiales pierden rápidamente la porosidad original del protolito por cizallamiento y compactación, resultando más duras que la propia roca encajante y cesando relativamente rápido su actividad. Esto provoca la génesis de nuevas fracturas en el protolito para acomodar la creciente deformación, pudiendo contribuir a un aumento del espesor de la zona de daño (Wibberley et al., 2000b). No obstante, la actividad continuada a lo largo de las fracturas más importantes puede dar lugar a *gouges* o ultracataclasitas gracias, entre otros, a procesos de alteración sintectónicos que fomentan la localización de la deformación en una pequeña banda de la zona de falla activa (White & Knipe 1978; Wibberley et al., 2007). Este patrón deformacional es también típico en zonas de falla que afectan al basamento cristalino, donde la alteración sincinemática del feldespato, por ejemplo, puede dar lugar a filosilicatos que fomentan la creación de bandas de deformación estrechas (p.e., Imber

et al., 1997; Stewart et al., 2000; Wibberley 2005; Jefferies et al., 2006). En este sentido, se ha observado, tanto experimentalmente como en la naturaleza, que el desarrollo de rocas de falla de grano fino ricas en filosilicatos promueve bajos coeficientes de fricción que facilitan el deslizamiento a lo largo de bandas estrechas de deformación (p.e., Bos & Spiers 2002; Colletini & Holdsworth 2004; Niemeijer & Spiers 2005; Imber et al., 2008; Colletini et al., 2009; Niemeijer et al., 2008, 2010; Boutareaud et al., 2012).

Tanto dentro de la zona de falla como en la zona de daño colindante, una multitud de procesos actúan durante el desarrollo de la zona de falla fomentando o inhibiendo su crecimiento. Entre los procesos que facilitan el crecimiento lateral de la zona de falla se encuentra, por ejemplo, la formación de fracturas relevo y el biselado de asperezas. Ambos procesos intensifican a grandes rasgos el debilitamiento del protolito e incorporan fragmentos o lentejones de protolito a la zona de falla. Por otra parte, entre los procesos que inhiben el crecimiento lateral de las zonas de falla, se encuentran aquellos que producen el endurecimiento de la zona de daño, como es el caso de las bandas de deformación estrechas en materiales muy porosos, o aquellos que producen el debilitamiento dentro de la propia zona de falla, como es la génesis de rocas de falla de grano fino que facilitan el deslizamiento a favor de finas bandas de deformación. En este último caso, con una fuerte influencia de reacciones físico-químicas sincinemáticas.

Wibberley (2005) observó que, en grandes fallas corticales, el espesor de las bandas de rocas de falla que acomodan una gran parte de la deformación son mucho más estrechas en relación al desplazamiento en comparación con fallas de menor entidad, sugiriendo que la incorporación de lentejones de roca no es indefinidamente continuada durante la actividad de la falla, sino que cesa una vez estas bandas alcanzan una cierta madurez. Sin embargo, la complejidad de los procesos de desgaste en grandes fallas es interdependiente de la escala y por ello estas observaciones sólo

pueden tenerse en cuenta a gran escala, cuando los mecanismos de crecimiento de la zona de falla parecen independientes de la escala.

Muchos estudios sobre la evolución y estructura interna de las zonas de falla se basan en datos comparativos obtenidos del estudio de otras fallas más pequeñas. Sin embargo, es difícil distinguir a partir del análisis de la estructura final si la deformación evolucionó progresivamente con el tiempo o, por el contrario, todo el espesor de la zona de falla se generó tempranamente y, posteriormente, la deformación se concentró en ciertas regiones dentro la falla, o bien una combinación de ambos (Means 1995). En grandes zonas de falla con una estructura interna, un posible camino a seguir para resolver esta cuestión y conocer la historia evolutiva de la zona de falla es buscar métodos de datación relativa o absoluta para conocer el momento de formación de aquellas estructuras cercanas a la zona de máxima deformación. Esto puede ser, por ejemplo, observando cuidadosamente las relaciones de corte con respecto a marcadores geológicos de edad conocida, como por ejemplo depósitos recientes alrededor de fallas sismogénicas. Ferrill et al., (2008) y Benedicto et al., (2008) sugieren que la formación del espesor total de la zona de daño se establece durante los estadios tempranos de la evolución de la zona de falla y que la localización de la deformación en zonas de deslizamiento discretas es relativamente posterior, tal como sugieren también los experimentos de Tchalenko (1970) sobre la formación y desarrollo de zonas de cizalla.

### **1.3. Implicaciones de las rocas de falla en el comportamiento de las zonas de falla**

Las particulares propiedades mecánicas e hidráulicas de las rocas de falla tienen un papel importante en el comportamiento de la zona de falla. Estas rocas se forman y evolucionan junto con la deformación, debido principalmente a factores físico-químicos que, a menudo, son controlados por la circulación de fluidos. Su distribución en la zona de falla suele ser muy heterogénea, lo que dificulta la predicción del



comportamiento hidromecánico de la falla. Puesto que las propiedades de las rocas de falla difieren considerablemente de aquellas que presentan las rocas circundantes, es imprescindible tenerlas en cuenta para poder conocer el impacto que pueden tener sobre la migración de fluidos y el comportamiento sismogénico de las zonas de falla en la parte superior de la corteza.

El deslizamiento durante la vida activa de la falla genera nuevos tipos de rocas cuyas propiedades reológicas difieren considerablemente de las rocas colindantes. La naturaleza de las rocas de falla depende principalmente de tres factores: 1) la litología del protolito; 2) las condiciones de deformación y el tiempo de actuación; y 3) las condiciones de enterramiento post-tectónico, en especial la temperatura (Antonellini & Aydin 1994; Fisher & Knipe 2001; Fulljames et al., 1997; Gibson 1998; Sperrevik et al., 2002). La presencia de rocas de falla es especialmente importante en la corteza sismogénica ( $\leq 15$  km de profundidad) donde predominan los mecanismos de deformación frágiles, que ejercen un fuerte control sobre el comportamiento permeable y sismogénico de las fallas. A grandes rasgos, las rocas de falla generadas bajo condiciones frágiles se clasifican, en función de la proporción y características de la matriz, en brechas, cataclasitas, fault gouges y pseudotaquilas (Sibson, 1977). Salvo las pseudotaquilas, que presentan una matriz vítrea por la fusión inducida por fricción durante deslizamientos sísmicos (Cowan, 1999; Otsuki et al., 2003; Biegel & Sammis, 2004; Di Toro et al., 2005; Sibson & Toy, 2006; Ujiie et al., 2007b), el resto de rocas de falla frágiles son formadas principalmente por los procesos de conminución físico-química que afectan al protolito durante la actividad de la falla.

Los recubrimientos (smears) de arcillas son un componente común en zonas de falla que afectan a sedimentos arcillosos o bien a rocas susceptibles de alterarse fácilmente a minerales de la arcilla (Weber et al., 1978; Lehner & Pilaar, 1997; Aydin & Eyal 2002; Takahashi 2003; Eichhubl et al., 2005; van der Zee & Urai, 2005). Cuando la arcilla arrastra consigo dentro de la zona de falla otros granos o clastos de mayor tamaño, la roca que se forma es una *clay-gouge* (Gibson 1998; Fisher & Knipe

2001). La mezcla entre arcillas y clastos es inducida por deformación dentro de la falla y, por ello, habitualmente las *clay-gouges* presentan alineaciones de clastos paralelas a la falla y otras estructuras relacionadas. Cuando las rocas de falla formadas tienen bajo contenido en arcillas (15-20%), es común simplemente observar una reorganización de los clastos o fragmentos. Si la profundidad de formación es superior a 1 Km, entonces se formará una cataclasita por fragmentación de los clastos, donde los fragmentos menores ocuparán los huecos (poros) que quedan entre el armazón formado por clastos de mayor tamaño (Fowles & Burley 1994; Crawford 1998). Si la profundidad es todavía superior, como mínimo 3 Km, pueden actuar procesos de disolución-precipitación de cuarzo (Fisher et al., 2003) que cambiarán radicalmente las propiedades hidráulicas de la roca de falla.

La textura y estructura de las rocas de falla tienen un importante control sobre las propiedades friccionales y permeables de la falla. La orientación preferente de sus componentes, así como el desarrollo de estructuras deformacionales plano-lineales de acuerdo a la cinemática de la falla, generan una fábrica anisótropa que puede condicionar fuertemente el comportamiento permeable y sismogénico de la zona de falla. Asimismo, el desarrollo de la fábrica de las rocas de falla en el contexto tenso-deformacional de la actividad de falla, constituye un registro excepcional del comportamiento de la falla en el pasado. Sin embargo, a excepción de las pseudotaquilitas que son formadas en el propio plano de rotura por fusión inducida por fricción durante deslizamientos cosísmicos (Sibson, 1975; Grocott, 1981; Cowan, 1999; Otsuki et al., 2003; Biegel & Sammis, 2004; Di Toro et al., 2005; Sibson & Toy, 2006; Ujiie et al., 2007b), son pocas las evidencias que se conocen como criterio inequívoco de paleosismicidad en rocas de falla frágiles. Brechas y cataclasitas no foliadas presentan generalmente una fábrica aleatoria que no permite diferenciar entre estructuras sísmicas y asísmicas. Mientras, gouges y cataclasitas foliadas pueden presentar un amplio abanico de patrones texturales entre los cuales unos pocos son considerados por algunos autores el resultado de deslizamientos sísmicos (p.e.

Boutareaud et al., 2010; Rowe & Griffith, 2015). Por su relevancia sobre el comportamiento de la falla, las *gouges* que generalmente constituyen el núcleo de zonas de falla activas, han sido ampliamente estudiadas desde el punto de vista estructural, mineralógico y geomecánico. La mayor parte de la deformación producida por el movimiento de la falla es acomodada por los materiales que constituyen el núcleo de la falla, por ello las propiedades texturales de las *gouges*, que son inducidas por el comportamiento de la falla en tiempos pasados, constituyen una herramienta que puede resultar muy útil para el estudio de la paleosismicidad.

### 1.3.1. Comportamiento permeable

Por lo general, las herramientas utilizadas para modelizar la circulación de fluidos a través de zonas de falla complejas se basan en modelos bidimensionales que no tienen en cuenta la complejidad estructural y composicional de las zonas de falla en las 3 dimensiones del espacio. El comportamiento hidráulico de las zonas de falla puede variar drásticamente con la profundidad, a lo largo de la falla y a través de su estructura. Distintos materiales pueden incorporarse a la zona de falla generando, a su vez, el desarrollo de rocas de falla con distintas propiedades permeables. En la zona de falla, por tanto, se ponen en contacto rocas de muy diversas características que no tienen por qué tener una continuidad a gran escala. Esto hace que la estructura y composición de la zona de falla pueda variar drásticamente, y es por ello imprescindible conocer bien la arquitectura de la zona de falla para poder hacer estimaciones de permeabilidades que se ajusten lo más posible a la realidad (Morton et al., 2012).

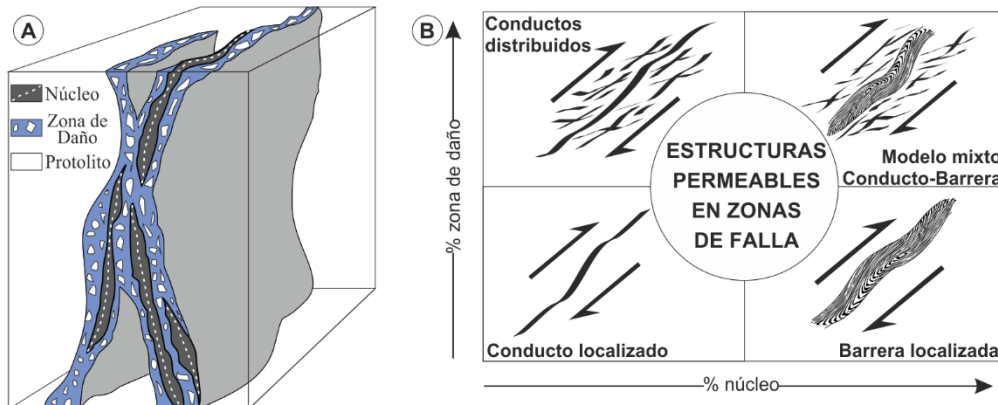


Figura 1.3. Estructuras que influyen sobre la circulación de fluidos en una zona de falla. A) Modelo simplificado de una zona de falla donde se diferencian los dos componentes principales que determinan la estructura permeable de la falla: el núcleo y la zona de daño. B) Esquema de las diferentes estructuras permeables observadas en zonas de falla en relación al grado de desarrollo de la zona de daño y el núcleo. Modificada de Caine et al., (1996).

La distribución espacial de los materiales, la fracturación, así como el estado tensional dentro de la zona de falla son los parámetros que controlan las propiedades permeables en las zonas de falla frágiles (p.e., Chester & Logan 1986), determinando si una de falla actuará como barrera o conducto para la circulación de fluidos, o bien una combinación de ambos (Fig. 1.3; Caine et al., 1996). Entre muchos otros parámetros, la evolución espacio-temporal de la permeabilidad en zonas de falla depende del tipo de protolito, la arquitectura de la falla, el estado tensional y los mecanismos y la velocidad de deformación. Es por ello necesario hacer un buen estudio de campo y apoyarlos con análisis de laboratorio para obtener los datos necesarios para entender mejor el papel de la estructura interna de las zonas de falla en la dinámica de fluidos (p.e., Zhang et al., 2008; Faulkner et al., 2010) y el comportamiento sismogénico de las fallas (Scholz 2002; Rice & Cocco 2007; Colletini et al., 2011; Nielsen et al., 2016).

La complejidad composicional y estructural de las zonas de falla pone de manifiesto la importancia de caracterizar su estructura interna y sus propiedades

hidromecánicas para poder hacer un buen pronóstico del comportamiento de la falla. En el caso de la permeabilidad, la fracturación a lo largo de la falla favorece la circulación de fluidos, mientras que la granulometría fina de las rocas de falla que habitualmente constituyen el núcleo, pueden actuar como barrera. Las propiedades permeables de las zonas de falla evolucionan, junto con su estructura interna, durante la vida activa de la falla (Wibberley et al., 2008; Mitchell & Faulkner, 2012). La permeabilidad a través y a lo largo de la zona de falla dependerá, entonces, de las propiedades permeables de los distintos materiales que constituyen la estructura interna, así como de la continuidad y sinuosidad de los potenciales conductos para fluidos, como podrían ser la fracturación o la presencia de capas de roca de mayor permeabilidad.

A pesar de la evidente heterogeneidad de las zonas de falla, tradicionalmente existe la tendencia de simplificar su estructura para estudios de permeabilidad, considerando únicamente la presencia o ausencia de los dos elementos principales que constituyen una zona de falla, el núcleo y la zona de daño, donde las propiedades originales del protolito se ven considerablemente alteradas. Estudios centrados en el análisis de la permeabilidad de *fault gouges* ricas en arcillas, que están habitualmente presentes en el núcleo de grandes fallas de desgarre, como la Falla de San Andrés (Chu et al., 1981; Chester & Logan 1986; Morrow et al., 1984, 2013), muestran cómo su presencia puede constituir una barrera para los fluidos que circulan transversalmente a la zona de falla. Por otra parte, estudios de permeabilidad centrados en la zona de daño coinciden en señalar que la fracturación que afecta al protolito puede actuar como conducto que facilita la migración de fluidos a lo largo de la falla (Caine et al., 1996; Wibberley, 2002; Wibberley & Shimamoto, 2003; Mitchell & Faulkner, 2012). La presencia, o no, de estos dos elementos permite entender si una zona de falla es susceptible de constituir una barrera frente a la circulación de fluidos, o por el contrario constituye un posible conducto, o ambos. Con todo, la importancia de la presencia de núcleo y/o zona de daño sobre las propiedades hidrodinámicas de una

zona de falla reside en las propiedades litológicas, así como en la velocidad y cantidad de desplazamiento experimentado por la falla (Tanikawa et al., 2012; Lawther et al., 2016). Algunos autores han observado que este modelo, que tan solo considera el núcleo y la zona de daño, es demasiado simple y no se ajusta a la complejidad de la estructura de la zona de falla, sobre todo a la heterogeneidad del núcleo. La complejidad del núcleo es particularmente importante en el comportamiento sísmico de la falla, pues se ha observado en zonas de deslizamiento de baja permeabilidad que procesos de presión de fluidos pueden estar involucrados en el inicio del deslizamiento dinámico durante un terremoto (Wibberley & Shimamoto 2005; Sulem et al., 2007; Boutareaud et al., 2008; Scuderi & Colletini, 2016a,b). Asimismo, la compleja distribución en el núcleo de rocas de falla con distintas propiedades reológicas pueden controlar la propagación o bloqueo de la rotura (Faulkner et al., 2008). Basados en las características observadas en diferentes fallas de desgarre de escala cortical, se han propuesto dos modelos detallados para representar las características estructurales del núcleo. El primero, basado en la Falla de Carboneras en el sureste de España (Faulkner et al., 2003), denota que en zonas de falla de grandes dimensiones el núcleo formado principalmente por *fault gouges* puede adquirir un espesor importante e incorporar grandes fragmentos fracturados del protolito. En este modelo, mientras la naturaleza poco permeable de las rocas de falla puede actuar como una barrera para la circulación de fluidos perpendicularmente a la zona de falla, una posible mayor permeabilidad a lo largo de la falla podría poner en contacto los bloques fracturados de protolito (Faulkner & Rutter 2001). El segundo modelo, basado en el estudio de una zona de falla mucho más estrecha, en Japón (Wibberley & Shimamoto, 2003), propone un patrón de permeabilidad asimétrica donde el nivel de menor permeabilidad coincide con un nivel de rocas de falla ricas en arcillas. Ambos modelos se desarrollaron a partir de observaciones de campo complementadas con ensayos de permeabilidad en laboratorio, aunque sin tener en cuenta la reducción de la porosidad por deformación. En experimentos previos que trataban de simular la deformación producida por los

movimientos de una falla, Seront et al., (1998) midieron la permeabilidad de cataclasitas y brechas del núcleo de varias fallas activas, concluyendo que su distribución en el núcleo de falla podría contribuir localmente a la sobrepresión de fluidos y tener importantes implicaciones sobre la propagación de la rotura durante un terremoto. La disposición heterogénea de rocas de falla como cataclasitas, producidas principalmente por facturación dilatacional, y *gouges*, habitualmente sometidas a una importante compactación por cizalla, tiene importantes implicaciones sobre los cambios de permeabilidad que se producen en los periodos de actividad de la falla (Johnson et al., 1973; Uehara & Shimamoto 2004). Durante deslizamientos repentinos, el comportamiento permeable de la falla estará entonces sujeto al recorrido que adopta la rotura a través de estas rocas. Con este mismo criterio, Sibson (1990, 1992) propuso el modelo de “Falla-Válvula” para explicar la permeabilidad transitoria que se produce durante el deslizamiento de la falla y que puede ser el origen de mineralizaciones en brechas de falla y fracturas (Tanikawa et al., 2012; Wheatherley & Henley, 2013). Este modelo implica un elevado gradiente de presión en la vertical que podría deberse a un sello de baja permeabilidad en la falla en niveles medios de la corteza, que es roto periódicamente por terremotos permitiendo el equilibrio de presiones casi repentino entre las partes profundas y superficiales de la corteza mediante el ascenso rápido de fluidos a través de la falla. La rápida caída de la temperatura del fluido produce la precipitación de minerales, sellando nuevamente la falla hasta el siguiente terremoto. Este modelo implica dilatancia y aumento de la permeabilidad por fracturación, por esta razón, tal como argumentaron Sibson (1995) y Cox (1995), es más probable que este comportamiento tenga lugar en fallas inversas.

Debido a la dificultad de reproducir en laboratorio la variación de la permeabilidad que se produce en fallas activas con el incremento de la deformación, algunos trabajos han usado herramientas que se utilizan típicamente en geotecnia. Aunque su uso es poco habitual para el estudio de zonas de falla, la teoría del estado crítico de suelos ha sido aplicada en algunos casos para explicar la evolución poro-mecánica en bandas de

deformación y zonas de falla cataclásticas desarrolladas en areniscas porosas (Sheldon et al., 2006; Wibberley et al., 2007). La teoría del estado crítico permite relacionar directamente los cambios de porosidad en materiales granulares con la evolución de los esfuerzos diferenciales y la presión efectiva. Puesto que las rocas de falla maduras, como las *fault gouges*, pueden considerarse materiales granulares porosos saturados en agua, Wibberley et al., (2008) estimó experimentalmente, bajo distintos esfuerzos efectivos y diferenciales, los cambios de permeabilidad que se producen en *gouges* con la variación del estado tensional durante la evolución de la falla; deduciendo que la permeabilidad y porosidad disminuyen logarítmicamente durante la compactación, al aumentar la presión de confinamiento, y con el tamaño de grano. Esto implica que en *gouges* de fallas maduras, únicamente podría haber un aumento en la porosidad debido al desarrollo de una zona de deslizamiento durante la deformación. No obstante, hay que ser cuidadoso al extrapolar estos resultados pues, como ya se ha comentado, las *gouges* generalmente muestran una fábrica anisótropa que puede condicionar de manera importante su permeabilidad. De manera, que es aconsejable realizar nuevos experimentos para el cálculo de la permeabilidad en *gouges* teniendo en cuenta la dirección de medida con respecto a la foliación u otras estructuras planolineales habitualmente presentes en las *gouges* (Zhang et al., 1999).

Independientemente de la capacidad permeable de la zona de falla, la migración de fluidos puede ser promovida por el estado tensional en la falla (Barton et al., 1995, 2010; Haney et al., 2005; Bizarri, 2012). Un criterio fundamental para tal comportamiento es que la falla esté sometida a un esfuerzo crítico cercano al límite friccional, pues se piensa que la migración de fluidos podría estar ligada al desarrollo de fracturas extensionales previas al deslizamiento de la falla (p.e., Losh et al., 1999). No obstante, habrá que tener en cuenta que las diferencias de orientación de la zona de falla pueden variar localmente el tensor de esfuerzos. La susceptibilidad de un plano para experimentar deslizamiento puede estimarse a partir de la relación entre los esfuerzos de cizalla y normal (Morris et al., 1996), o por la estabilidad de la



fractura ante la presión de fluidos, cuyo incremento podría inducir el deslizamiento (Wiprut & Zoback, 2000; Mildren et al., 2005). Estos parámetros pueden ser de gran ayuda para entender el patrón de migración desde las zonas profundas de las fallas hacia las partes más someras (Mildren et al., 2002).

### 1.3.2. Comportamiento sismogénico

A gran escala, la nucleación o no de un terremoto depende en gran medida de la variación direccional de la falla, de la creación de regiones extensionales durante el desplazamiento y de la conectividad o distancia entre los planos de rotura de un sistema de fallas (King & Yielding 1984; Sibson 1985; Wesnousky 2006). Las propiedades friccionales de las rocas de falla y su distribución espacial, también, tienen un especial control sobre el comportamiento sismogénico, determinando si la falla desliza inestablemente o se mueve por deslizamiento lento constante. A escalas más pequeñas, las zonas de falla más maduras y evolucionadas, como consecuencia de un mayor desplazamiento, tienen probablemente planos de deslizamiento más lisos y mejor desarrollados para localizar deslizamientos rápidos que aquellos planos de morfología más rugosa o áspera de fallas menos maduras (p.e., Sagy et al., 2007). Además, las zonas de falla maduras son generalmente más amplias y complejas, pudiendo desviar la rotura del plano principal hacia una rama secundaria de la falla con diferente comportamiento hidromecánico, lo que podría favorecer el cese o la progresión de la rotura (p.e., Shipton et al., 2006; Boutareaud et al., 2008a). Estas características de las zonas de falla maduras pueden influir considerablemente en las fases tempranas del deslizamiento sísmico, particularmente en la disipación de la energía elástica por diferentes mecanismos, y en el funcionamiento de mecanismos de debilitamiento dinámico que regulan la magnitud del terremoto y, por lo tanto, la frecuencia de la sismicidad.

En la mayoría de casos, los terremotos son el resultado de roturas que se nuclean, propagan y finalizan en fallas ya preexistentes (p.e. Scholz, 2002). La dinámica de

terremotos se ocupa de analizar las rocas alrededor de la falla, la deformación que estas acumulan como energía elástica y su repentina liberación en forma de ondas sísmicas. Esto se repite una y otra vez con cada ciclo sísmico. Durante los periodos intersísmicos la falla se supone bloqueada mientras la deformación se acumula en forma de energía elástica. Cuando se supera la resistencia friccional de la falla, la energía se libera instantáneamente en forma de ondas elásticas que se propagan en todas direcciones desde el hipocentro. Conocer las propiedades friccionales a lo largo del plano de falla es, por tanto, un factor clave para comprender el comportamiento sísmogénico de las fallas (Scholz, 1998; Ohnaka, 2003). El hecho de que las fallas sean zonas de deformación con una composición y estructura interna compleja tiene fuertes implicaciones sobre los procesos relacionados con los terremotos y cómo estos deben ser analizados (p.e., Sibson 1983). Aparte de las características hidráulicas, las propiedades reológicas de los materiales que se incluyen en la zona de falla, así como la complejidad de su geometría, tienen un importante papel en la nucleación, propagación y detención de la rotura asociada a un terremoto.

#### 1.3.2.1. *Nucleación de la rotura*

Generalmente las fallas muestran un comportamiento de tipo *stick-slip*. Es decir, permanecen largos periodos bloqueadas y deslizan de manera repentina debido a inestabilidades friccionales a lo largo del plano de deslizamiento (Brace & Byerlee 1966; Ruina, 1983). La fricción depende, entre otros, de factores geométricos, químicos y atómicos (Coulomb 1785; Bowden & Tabor 1950; Rabinowicz 1965; Persson 2000; Gerde & Marder 2001; Muhuri et al., 2004; Urbakh et al., 2004; Yao et al., 2016). Sin embargo, debido a la dificultad de modelizar experimentalmente todas estas variables, es habitual en el estudio de las zonas de falla considerar sólo las propiedades friccionales de las rocas de falla y la interacción de las irregularidades presentes habitualmente en la superficie de deslizamiento (Power et al., 1988; Power & Tullis 1992; Renard et al., 2006; Sagy et al., 2007; Marone & Richardson, 2016).

La presencia de asperezas y rugosidades favorecen la acumulación de esfuerzos en pequeñas regiones de la superficie de la falla (Bouchon 1997; Sammis et al., 1999; Miller, 1996; Fletcher & McGarr 2006; Brodsky et al., 2016). No obstante, la nucleación de roturas sísmicas sólo puede tener lugar en rocas que sufren debilitamiento friccional (Scholz, 2002) para velocidades de deslizamiento consideradas apropiadas para la nucleación de terremotos ( $<1\text{mm/s}$ ). No todas las rocas de falla muestran este comportamiento. Por ejemplo, experimentos realizados en *fault gouges* ricas en minerales de la arcilla como la montmorillonita, clorita e illita muestran endurecimiento friccional independientemente de la velocidad de deslizamiento (Marone et al., 2008; Telemaco et al., 2012), mientras *gouges* ricas en esmectita suelen mostrar una interdependencia con la velocidad de deslizamiento, el esfuerzo normal y la temperatura (p.e., Saffer et al., 2001). Por tanto, se deduce que *gouges* ricas en minerales que muestran endurecimiento por deformación pueden inhibir el deslizamiento cosísmico y promover el deslizamiento estable o *creep* a lo largo de la falla (Moore et al., 1996, 2001, 2004). La extrapolación de estas observaciones experimentales a zonas de falla naturales implica que la distribución heterogénea dentro de la zona de falla de materiales con distinto comportamiento friccional es uno de los factores que controlan la nucleación de terremotos (Marone & Scholz 1988). Para el caso de la compleja estructura de la Falla de Carboneras, los terremotos podrían nuclearse en los lentejones de dolomías, los cuales muestran debilitamiento friccional, y detenerse en las bandas continuas de *gouges* ricas en arcillas (Faulkner et al., 2003, 2008). El análisis de las muestras recuperadas por el sondeo SAFOD en una zona cercana a la superficie que deslizó en el terremoto de Parkfield en 2004, determina la presencia de minerales como el talco que experimentalmente muestra un consistente endurecimiento friccional con el incremento de la velocidad y la longitud de desplazamiento (Carpenter et al., 2016; Chen et al., 2017). Aunque es conveniente conocer con exactitud la proporción de talco, su presencia podría explicar la ausencia de grandes terremotos en este segmento

de la Falla de San Andrés (Moore & Rymer 2007). No obstante, la ocurrencia de terremotos en este segmento, aunque sean de magnitud baja o moderada, sugiere la presencia en la zona de falla de materiales con debilitamiento friccional que confieren a este segmento de la Falla de San Andrés un comportamiento similar al propuesto para la Falla de Carboneras (Wibberley, 2007). De hecho, los datos proporcionados por el sondeo SAFOD (Hickman 2007; Lockner et al., 2011; Zooback et al., 2011) han permitido detectar que gran parte de la deformación a lo largo de la falla parece ser acomodada por capas ricas en arcillas de 1 a 2 m de espesor que permiten el deslizamiento asísmico de la falla (Moore & Rymer 2007), mientras la microsismicidad podría estar relacionada con la presencia de lentejones métricos a decamétricos de areniscas cuyas propiedades friccionales dependen de la velocidad y tasa de deformación (Wibberley et al., 2008).

#### 1.3.2.2. *Propagación de la rotura y mecanismos de debilitamiento dinámico*

Experimentos de laboratorio revelan que la diversidad de la respuesta friccional a velocidades subsísmicas para diferentes materiales presentes en zonas de falla, desaparece para velocidades sísmicas, es decir, cuando la velocidad de deslizamiento es próxima o superior a 1m/s (Figura 1.4). Todas las rocas analizadas experimentalmente por diversos autores, tanto *gouges* ricas en arcillas (Mizoguchi et al., 2007; Boutareaud et al., 2008b; 2012), como rocas cohesivas (Hirose & Shimamoto 2005a, b; Di Toro et al., 2004, 2006a, b; Han et al., 2007, 2010; Reches & Lockner, 2010; Goldsby & Tullis, 2011; Niemeijer et al., 2011; Spagnuolo et al., 2016), muestran coeficientes de fricción que se sitúan dentro del área señalada con líneas oblicuas en la Figura 1.4. Independientemente del mecanismo de debilitamiento implicado, la fricción para todas estas rocas se reduce drásticamente para velocidades de deslizamiento sísmicas (Di Toro et al., 2011). En contraste con la fricción calculada en experimentos a velocidades de 0,01 m/s, que toma valores en torno a 0,6-0,7 (Figura 1.4; Byerlee 1978), el valor de la fricción para experimentos a alta velocidad

alcanza en muchas ocasiones inferior a 0,2 (Niemeijer et al., 2011; Spagnuolo et al., 2016). Según Wibberley et al. (2008), este fuerte debilitamiento podría explicar: 1) por qué la caída de esfuerzos dinámicos durante el deslizamiento de la falla es mayor que la reducción de los esfuerzos estáticos calculados en la zona de falla previa y posteriormente al deslizamiento sísmico (Dalguer et al., 2002); 2) el modo de propagación de la rotura (Lu et al., 2009, 2010; Bizarri, 2010); 3) el aumento de la proporción de energía radiada en función del momento sísmico y el tamaño del terremoto (Mayeda & Walter 1996; Baltay et al., 2010); 4) la producción de calor durante el deslizamiento sísmico (Lachenbruch 1980; Rice, 2006; Noda et al., 2009).

El hecho de que rocas como las *gouges*, que generalmente muestran un progresivo endurecimiento para velocidades de deslizamiento subsísmicas, presenten este fuerte debilitamiento de la fricción a velocidades típicamente sísmicas, tiene importantes implicaciones para el papel que juega la estructura interna en el comportamiento sísmogénico de la zona de falla (Niemeijer et al., 2008). Roturas nucleadas en materiales cuya fricción se hace más débil con el incremento de la velocidad pueden propagarse a través de rocas que muestran el comportamiento contrario, como las *gouges*, siempre que la energía de rotura sea suficiente como para propagarse a través de ellas a velocidades sísmicas. Esto impulsará a la *gouge* al régimen de debilitamiento, facilitando la propagación de la rotura. Así, aunque la propagación de la rotura a través de la *gouge* pierde mayor energía que si se propaga a través de un material con debilitamiento friccional, el hecho de que la *gouge* pueda cambiar su comportamiento friccional a elevadas velocidades de deslizamiento sugiere que su efecto moderador en la velocidad de propagación no es tan acusado como se pensaba (p.e., Scholz 2002). La *gouge* facilitará la propagación de la rotura siempre que el frente de rotura adquiera una velocidad suficiente en el momento de penetrar en ella. Esto dependerá de la tasa de deformación acumulada por detrás del frente de rotura justo en el momento que ésta alcanza el contacto con la *gouge*, por lo que será función del momento sísmico en ese punto y, por tanto, de la superficie ya deslizada a través

del material débil. Por tanto, este proceso estará fuertemente influenciado por la heterogeneidad y la distribución geométrica de las distintas litologías dentro de la zona de falla. Otros factores clave serán el grado de amortiguación durante la aceleración del deslizamiento hacia el régimen de debilidad friccional y la relación dimensional entre rocas de comportamiento friccional contrario a lo largo de la trayectoria de la rotura.

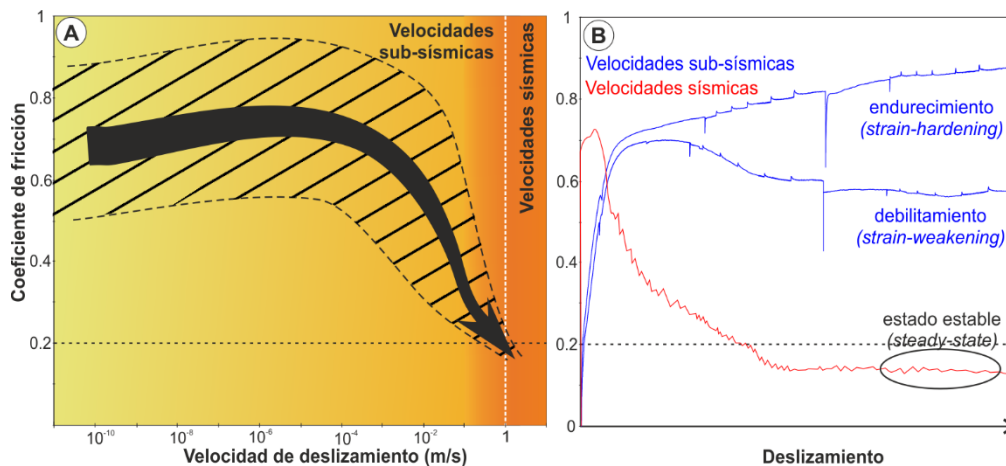


Figura 1.4. A) Relación entre el coeficiente de fricción en régimen estable (óvalo negro en figura B) y la velocidad de deslizamiento. La zona señalada con líneas oblicuas determina los valores de fricción calculados experimentalmente para diferentes tipos de rocas y bajo diversas condiciones de esfuerzo (ver Wibberley et al., 2008; Spagnuolo et al., 2016). La flecha señala la tendencia general de la fricción con el incremento de la velocidad de deslizamiento. Nótese que el coeficiente de fricción se reduce drásticamente cuando la velocidad de deslizamiento se aproxima a velocidades sísmicas. B) Representación del comportamiento friccional de materiales cizallados a baja velocidad ( $<1\text{m/s}$ ; azul) y alta velocidad ( $>1\text{m/s}$ ; rojo). Entre las curvas representativas de experimentos realizados con escalones de velocidades subsísmicas, puede diferenciarse una con pendiente positiva representativa de materiales que muestran un comportamiento de endurecimiento friccional con la progresión del desplazamiento y otra que muestra una pendiente negativa, indicativa de debilitamiento friccional. Los materiales ensayados a velocidades sísmicas muestran, independientemente del mecanismo de debilitamiento dinámico concreto, una fuerte reducción del coeficiente de fricción que en muchas ocasiones se mantiene estable en valores próximos a 0.1 (“steady-state friction”).

Otros procesos que producen debilitamiento friccional, como la fusión por fricción, contribuyen también al éxito de la propagación de la rotura ya que reducen todavía más si cabe la absorción de la energía en aquellas zonas de la superficie de rotura que comienzan a deslizar a alta velocidad. En el caso de la fusión friccional, todos los estudios indican que la presencia de fundidos en la superficie de deslizamiento tiene un efecto lubricante (Hirose & Shimamoto 2005a; Spray 2005; Di Toro et al., 2006a, 2011). Estos mecanismos debilitadores permiten en zonas de falla con una estructura muy compleja, que la rotura alcance a propagarse a baja velocidad a través de *gouges* (por ejemplo), que inicialmente muestran endurecimiento friccional. Esto dependerá de una gran variedad de factores entre los que la distribución espacial de los diferentes materiales dentro de la zona de falla juega un papel importante.

Muchos de los mecanismos de debilitamiento analizados experimentalmente en laboratorio muestran una fuerte dependencia de la temperatura. Algunos ejemplos son: la presurización y vaporización (p.e., Brantut et al., 2008; Boutareaud et al., 2008b; Chen et al., 2017); reacciones de deshidratación (Hirose & Bystricky 2007) y decarbonatación (Han et al., 2007); gelificación de rocas ricas en sílice (Goldsby & Tullis 2002; Di Toro et al., 2004; Roig-Silva et al., 2004); y el calentamiento y fusión por fricción local (Goldsby & Tullis 2003, 2011; Beeler et al., 2008; Hirose & Shimamoto 2005a; Spray 2005; Di Toro et al., 2006a, b; Nielsen et al., 2008). Dado que el calentamiento por fricción depende de la velocidad de deformación y de la anchura de la zona de deslizamiento (cosísmica), la estrechez típica de las zonas de deslizamiento que queda restringida a unos pocos cientos de micras o, a lo sumo, a unos pocos centímetros (Sibson, 2003), hace que el aumento de la temperatura cosísmica sea un factor importante. Debido a la baja difusividad térmica de las rocas, el calentamiento por fricción sólo afecta unos pocos milímetros alrededor de la superficie de deslizamiento, por lo que la temperatura puede tener una fuerte influencia sobre la mecánica de terremotos y los mecanismos de debilitamiento

dinámico (Rice 2006; Rice & Cocco 2007; Pittarello et al., 2008; Bizarri, 2009; Yao et al., 2016). Las zonas de deslizamiento más estrechas se localizan a menudo, aunque no siempre, en el contacto entre rocas que muestran un contraste de competencia significativo. Es probable que en este escenario se vean favorecidos los mecanismos de debilitamiento dinámico, pues es habitual que las bandas que acomodan mayor deformación a alta velocidad de deslizamiento se localicen en el contacto entre diferentes rocas de falla, o bien en el contacto entre la zona de falla y el protolito. Esto también implica el contacto entre rocas de falla y lentejones de protolito en zonas de falla con una estructura compleja como la Falla de Carboneras. En cualquier caso, la continuidad de los materiales en la zona de deslizamiento que dan lugar al mecanismo de debilitamiento concreto, es el factor más importante. Sin esta continuidad el mecanismo de debilitamiento no podría funcionar eficientemente y por tanto la propagación de la rotura podría detenerse.

Además de los anteriormente mencionados, se han descrito otros mecanismos de debilitamiento dinámico que no son exclusivamente dependientes de la temperatura y que están estrechamente relacionados con la fuerte reducción de tamaño de grano que tiene origen en rocas de falla maduras como *gouges* o rocas ricas en filosilicatos (Sammis & Ben-Zion, 2007; Bizarri, 2009). Por ejemplo, la fluidificación de *gouges* (Goldsby & Tullis, 2002; Di Toro et al., 2004; Ujiie & Kimura, 2014) o el flujo granular o visco-friccional en *gouges* y rocas de falla ricas en filosilicatos, cuando micro y/o nanopartículas se mezclan con fluidos (Bos et al., 2000a; Bos & Spiers, 2002; Imber et al., 2014). Recientemente, experimentos de laboratorio han demostrado que la presencia de nanopartículas en la superficie de deslizamiento puede tener también un efecto lubricante (Han et al., 2010; Kitajima et al., 2010; De Paola et al., 2011; Fondriest et al., 2013; Smith et al., 2013; Yao et al., 2013). El origen de las nanopartículas determina su morfología y, por tanto, el mecanismo de debilitamiento que actuará durante el deslizamiento. En el caso de procesos de precipitación de óxidos, darán origen por lo general a partículas de morfología



subesférica que podrán actuar a modo de rodamientos durante el deslizamiento (Han et al., 2011). En el caso de minerales de la arcilla, ya sea precipitados (Schleicher et al., 2014) o por alteración físico-química del protolito (Aretusini et al., 2017), su morfología será laminar (o subamorfa) y su comportamiento dependerá de la naturaleza intrínseca del propio mineral. En el caso de la esmectita y otras arcillas hidratadas, los procesos de deshidratación y colapso estructural pueden ser clave en el proceso de debilitamiento durante el deslizamiento. Aretusini et al., (2017) observaron que las nanopartículas de origen cataclástico de minerales como la esmectita, tienen su mayor desarrollo a velocidades subsísmicas, cuando la *gouge* se sitúa en régimen de endurecimiento friccional y permite acomodar el deslizamiento mediante un mecanismo de tipo *creep* (Schleicher et al., 2014). Por el contrario, a velocidades sísmicas, su desarrollo es mucho menor, aunque el debilitamiento dinámico llega a ser tan efectivo como la fusión o presurización térmica. Otros mecanismos de debilitamiento se producen inmediatamente después de la nucleación del terremoto. Normalmente están ligados a la reducción de esfuerzos dinámicos asociados a la propagación de la propia rotura o a la radiación de ondas sísmicas, como la fluidificación acústica (Xia et al., 2013) o la lubricación hidromecánica (Bizarri, 2009). Es verdad que en este último caso la temperatura puede jugar un papel importante, pues puede tener lugar con posterioridad a procesos de presurización termal. En cualquier caso, como ocurría con los mecanismos dependientes de la temperatura, la distribución de los distintos materiales dentro de la falla sigue siendo el principal factor controlador. Los mecanismos atérmicos son comúnmente descritos en *gouges*, por lo que su continuidad dentro de la zona de falla es imprescindible para que estos mecanismos de debilitamiento funcionen eficientemente durante la propagación de la rotura.

Aunque no corresponde a un mecanismo de debilitamiento como tal, un factor importante a tener en cuenta en el estudio de los terremotos es la distancia de deslizamiento crítico ( $D_c$ ) o distancia a partir de la cual la resistencia friccional se

reduce drásticamente, ya que ésta controla el tamaño de la nucleación de la rotura, la magnitud del deslizamiento pre- y postsísmico y la longitud del frente de rotura sobre el que se concentra el esfuerzo dinámico (Marone, 1998). En experimentos realizados a bajas velocidades de deslizamiento, la  $D_c$  tiene una longitud comparable con el diámetro de la aspereza donde se nuclea la rotura, por lo que la  $D_c$  depende de la rugosidad inicial de la superficie deslizante y puede ser interpretada como la distancia de deslizamiento necesaria para que otras asperezas se pongan nuevamente en contacto (Dieterich, 1979). En el caso de experimentos realizados en *gouges*, la  $D_c$  parece estar controlada por el espesor de la zona donde se localiza el mayor desplazamiento. Sin embargo, si se extrapolan los datos de laboratorio a zonas de falla naturales, el espesor de la zona de *gouge* debería ser de cientos de metros para poder explicar los valores de  $D_c$  estimados a partir de datos sísmicos (Marone & Kilgore 1993; Tinti et al., 2004; Ma et al., 2006). Aunque las zonas de *gouge* pueden llegar a ser tan amplias, los estudios de campo de zonas de falla naturales ponen en evidencia que habitualmente las bandas de *gouges* que acumulan la mayor parte de la deformación sísmica son muy estrechas y rara vez superan unos pocos centímetros de espesor (Chester & Chester 1998; Sibson 2003; Di Toro et al., 2006a; Niemeijer et al., 2012). Lo más lógico para explicar la discrepancia entre el valor de la  $D_c$  obtenido en estudios sismológicos y experimentales puede ser la diferencia de escalas entre muestras experimentales y zonas de falla naturales, sugiriendo que las irregularidades o asperezas de tamaño superior al ancho de la zona de deslizamiento son probablemente las más importantes (Power et al., 1988; Renard et al., 2006; Sagy et al., 2007; Nielsen et al., 2000, 2016; Brodsky et al., 2016). Otra explicación podría ser la dependencia de la  $D_c$  de otros mecanismos de debilitamiento dinámico (Wibberley & Shimamoto 2005; Hirose & Shimamoto 2005b).

### 1.3.2.3. *Modo y velocidad de propagación de la rotura*

El modelo de propagación de la rotura durante un terremoto está fuertemente condicionado por la geometría y la estructura de la zona de falla. De manera simplificada se pueden diferenciar dos modelos para la propagación de la rotura: el modelo de la grieta propagante y el modelo de pulso-cicatrización (p.e., Heaton 1990; Beeler & Tullis 1996; Zheng & Rice 1998; Nielsen et al., 2000; Niemeijer et al., 2008; Lu et al., 2007, 2009, 2010; Bizarri, 2010). En el primero de los casos, la región donde se nuclea el terremoto desliza durante todo el periodo de duración del sismo, y el deslizamiento a lo largo de la falla se detiene al mismo tiempo, cuando cesa la rotura. El modelo de pulso-cicatrización asume que la rotura se produce como un pulso que se propaga a lo largo de la falla. En este caso sólo la parte de la falla que coincide con el frente de la rotura en expansión se desliza durante el terremoto, y la propagación de la rotura cesa gradualmente. Aunque los modelos cuantitativos que analizan este modelo de pulso-cicatrización, consideran fuertes reducciones de los esfuerzos dinámicos (Heaton 1990; McLaskey et al., 2015) que no son tenidas en cuenta por las leyes de fricción en las que se basan los experimentos friccionales realizados a velocidades de deslizamiento inferiores a 1 mm/s (Dieterich 1979; Ruina 1983), estos modelos coinciden con las grandes caídas de esfuerzos dinámicos observados en experimentos a alta velocidad y que en zonas de falla naturales pueden guardar relación con fuertes heterogeneidades tensionales previas a la rotura condicionadas por la geometría de las fallas (Nielsen et al., 2000).

Estudios de campo y modelizaciones recientes sugieren que la velocidad de rotura durante un terremoto está controlada por el comportamiento reológico de los materiales que se incluyen en la zona de falla y su distribución espacial dentro de ella (Huang et al., 2016). La velocidad de la rotura durante la mayoría de los terremotos es próxima a la de la velocidad de las ondas de cizalla  $s$ , que para la mayoría de las rocas es de 3 Km/s, aunque en ocasiones supera ampliamente este valor (velocidad de supercizalla) (Bouchon et al., 2001; Bouchon & Valleé, 2003). Por lo general, la rotura

alcanza velocidades de supercizalla cuando se propaga por un segmento rectilíneo, indicando que la uniformidad del plano de deslizamiento podría ser el factor principal que controla la velocidad de propagación de la rotura (Das, 2007; Bouchon & Karabulut, 2008). Puesto que se ha observado que el grado de alisamiento del plano de deslizamiento es función del desplazamiento (Brodsky et al., 2011), es presumible que las zonas de falla más maduras tengan mayor susceptibilidad para nuclear roturas de supercizalla, tal como sugieren Huang et al. (2016) a partir de modelos computacionales.

#### 1.3.2.4. *Asperezas*

Experimentos friccionales a alta velocidad indican que el coeficiente de fricción decrece significativamente respecto a su valor inicial, y que proporcionalmente esta reducción es ligeramente mayor cuando se incrementa el esfuerzo normal aplicado (Nielsen et al., 2008, 2016; Smith et al., 2015). En condiciones naturales, para que se produzca tal debilitamiento friccional, esto supondría una caída cosísmica de esfuerzos de más de 100MPa para una profundidad de 10Km, y aun todavía mayor en zonas más profundas de la falla (Bouchon, 1997; Fletcher & McGarr, 2006). Sin embargo, los datos obtenidos experimentalmente discrepan con las observaciones sísmológicas que estiman caídas de esfuerzos de 1 a 30MPa, independientemente del tamaño y profundidad del terremoto (Hanks, 1977). Posiblemente esta discrepancia se deba a la diferencia de escala entre las fallas en la naturaleza y las muestras experimentales, cuyo diámetro rara vez supera los 25mm. Las reducidas dimensiones de las muestras experimentales imposibilitan reproducir las características geométricas naturales, como las asperezas y rugosidad del plano de deslizamiento. La presencia de asperezas en la superficie del plano de falla podría dificultar el deslizamiento en comparación con lo observado en experimentos de laboratorio, los cuales subestiman el trabajo mecánico necesario para romper o sortear mediante dilatación estas irregularidades. Esto podría aumentar la resistencia friccional sobre el

plano de deslizamiento, amortiguando la drástica reducción de esfuerzos que muestran los resultados de laboratorio hacia valores más cercanos a las observaciones sísmológicas. Por tanto, la incorporación de la rugosidad, que puede ser estimada directamente de las observaciones geométricas de la falla en campo (Sagy et al., 2007), en los modelos numéricos y/o experimentales podría ser una de las soluciones para abordar el problema.

#### 1.3.2.5. *Cese de la rotura*

A gran escala, la terminación de segmentos o la presencia de fallas escalonadas y/o relevos pueden constituir una barrera para la propagación de la rotura (King & Yielding 1984; Sibson 1985, 1986; Wesnousky 1988, 2006). Sin embargo, no sólo las características geométricas de las zonas de falla pueden actuar como barreras para la propagación de la rotura. Muchas roturas de terremotos nucleados en fallas de desgarre finalizan a lo largo de segmentos rectilíneos, sugiriendo que otros mecanismos como la presencia de materiales con endurecimiento friccional, por ejemplo *gouges* ricas en arcillas, pueden interrumpir la propagación de la rotura (Bakun et al., 2005). Otra explicación para el cese de la propagación de la rotura es que la cantidad de energía elástica liberada no sea suficiente para sostener la propagación de la rotura en la zona de deslizamiento. Las deformaciones plásticas en zonas inferiores de la corteza, o bien la presencia de minerales en zonas superficiales que son susceptibles de deformarse plásticamente a reducidas temperaturas, pueden disipar la energía elástica almacenada y ralentizar progresivamente la propagación de la rotura hasta detenerla. Por ejemplo, la clorita o el talco, que son minerales comunes en grandes zonas de falla, pueden deformarse plásticamente a temperaturas muy inferiores a otros silicatos, por lo que debería ser considerado como posible mecanismo de cese de la rotura en zonas someras de la corteza (Wibberley, 2007; Imber et al., 2008). Alternativamente, la pérdida de energía en zonas dentro de la zona de falla por fracturación de rocas cercanas al plano de deslizamiento puede ser otra de

las razones del cese temprano de la rotura (Andrews, 2005). Un problema remanente para conocer de antemano si las características geométricas de la zona de falla pueden constituir una barrera para la propagación de la rotura es la incapacidad para predecir si el terremoto será de baja o gran magnitud. Tal vez la diferencia entre la nucleación de un terremoto pequeño o grande resida en la cantidad de energía elástica almacenada y su relajación durante la propagación de la rotura (Scholz, 2002; Wesnousky, 2006). Sin embargo, se ha observado que la energía radiada de alta frecuencia en las etapas tempranas de nucleación es proporcionalmente mayor en terremotos pequeños que en grandes, quizás debido a una diferencia en el estado de esfuerzos inicial (Olson & Allen, 2005). Posiblemente la razón de esta controversia guarda relación con la rugosidad del plano de deslizamiento y su evolución junto con la zona de falla (p.e., Dolan, 2006). Terremotos de magnitud baja a moderada pueden nuclearse en zonas de falla de pequeñas y grandes dimensiones y a menudo generan ondas sísmicas de alta frecuencia en las etapas tempranas del terremoto. Por el contrario, los terremotos de gran magnitud necesariamente se nuclean en zonas de falla de mayores dimensiones, más maduras y, por tanto, con zonas de deslizamiento menos rugosas (Sagy et al., 2007). Esto hace pensar que la diferencia entre la energía radiada de alta frecuencia por terremotos grandes y pequeños, quizás no sea más que un reflejo de la rugosidad del plano de deslizamiento dentro de la compleja estructura de la zona de falla. Esta diferencia geométrica implica que la nucleación, propagación y cese de la rotura debería ser diferente para pequeños y grandes terremotos, lo que explicaría por qué la cantidad de energía radiada es mayor en los más pequeños. Las simulaciones de rotura dinámica y observaciones sísmicas realizadas por Huang et al., (2016) sugieren que la radiación de ondas de alta frecuencia en grandes zonas de falla maduras puede diferir de la de zonas de falla de dimensiones más reducidas. La presencia en grandes zonas de cizalla de rocas de falla con velocidades de propagación de ondas sísmicas inferiores a las del protolito pueden actuar como canalizaciones para las ondas de alta frecuencia. Este efecto puede producir un debilitamiento por

reducción de los esfuerzos dinámicos al paso del frente de onda y disparar la velocidad de la rotura hacia velocidades de supercizalla, retrasando así el cese de la rotura. Por tanto, el papel que juega la estructura interna de la zona de falla y la heterogeneidad de sus propiedades físicas sobre el tamaño final de la rotura y, por tanto, de la magnitud de un terremoto, es de gran relevancia para la evaluación del riesgo sísmico y el diseño de sistemas de alerta temprana (p.e., Gasparini et al., 2007), siendo necesarios más estudios teóricos, experimentales y de campo.

#### 1.4. Objetivos de la tesis

Debido a que la mayoría de los terremotos se producen en fallas preexistentes, a profundidades habitualmente comprendidas entre los 5 y 15 km (en la denominada corteza sismogénica), conocer la estructura que las zonas de falla adoptan a esta profundidad es imprescindible para entender su comportamiento sísmico. Sin embargo, rara vez es posible determinar la estructura en profundidad de zonas de falla activas, siendo interpretada, en muchas ocasiones, a partir de las observaciones realizadas en otras zonas de falla exhumadas. En este sentido, la Falla de Alhama de Murcia (FAM), en el sureste de España, constituye un ejemplo excepcional. Su evolución estructural y cinemática a lo largo de una dilatada vida activa que se prolonga hasta la actualidad, ha permitido que la estructura desarrollada a unos pocos kilómetros de profundidad bajo la superficie aparezca ahora exhumada en varios afloramientos a lo largo de su traza, permitiendo hacer una reconstrucción casi directa de las condiciones estructurales de la falla en profundidad y establecer su relación con el comportamiento reciente de la falla.

El objetivo principal de esta tesis se centra en la caracterización estructural, composicional y reológica de la FAM con el fin de incrementar, a través de la adquisición de nuevos datos de campo y laboratorio, el conocimiento sobre las propiedades de las grandes zonas de falla activas, así como las implicaciones de la

estructura interna en su comportamiento sísmico y potencial sismogénico. Para ello, la tesis persigue una serie de objetivos específicos que se detallan a continuación:

1. Realizar una cartografía de la traza de la FAM a lo largo de dos de sus segmentos donde aflora el núcleo de falla, para analizar y caracterizar estructuralmente la zona de falla a partir de observaciones de campo que son complementadas con datos de un sondeo de 173 m, que perforó el núcleo a una profundidad de ~70 m, así como trincheras y perfiles geofísicos transversales que se realizaron en ambos segmentos. Toda esta información es conjuntamente analizada en el capítulo 2 con el propósito de interpretar la evolución de la FAM y proponer un modelo para la geometría de su estructura en profundidad.
2. Identificar el origen y las condiciones de formación de las rocas de falla que constituyen el núcleo de la FAM a partir de estudios microestructurales, mineralógicos y químicos, cuyos resultados se muestran en el capítulo 3 donde son, además, analizados para determinar los mecanismos de deformación que actúan en profundidad y que pueden controlar la evolución y el comportamiento de la falla.
3. Establecer la relación entre las características texturales y estructurales de las rocas de falla con el comportamiento de la falla en el pasado. Para ello, en el capítulo 4, se analizan conjuntamente los resultados extraídos de los análisis mineralógicos y microestructurales del capítulo 3 con el fin de buscar alguna evidencia textural en rocas de falla que permita identificar si la FAM deslizó de manera inestable (comportamiento *stick-slip*) o, por el contrario, lo hizo de manera estable o asísmica (*creep*).
4. Determinar las propiedades geomecánicas de las rocas de falla a partir de ensayos de laboratorio y métodos geofísicos aplicados a lo largo del sondeo. Los resultados se muestran en el capítulo 5, junto con los obtenidos a partir de experimentos de cizalla rotacional sobre muestras pulverizadas tomadas del sondeo. Muestras experimentales con cuarzo, moscovita y proporciones variables de grafito fueron



también cizalladas en aparato rotacional, bajo diferentes condiciones de confinamiento y presión de fluido, para establecer el papel que puede tener la presencia de pequeñas cantidades de minerales debilitadores en el ciclo sísmico de la falla. Es decir, cómo puede condicionar la propagación de la rotura durante un terremoto y el comportamiento de la falla en periodo intersísmico.

5. Los resultados obtenidos de las diferentes observaciones y experimentos que constituyen la presente tesis, son discutidos conjuntamente en el capítulo 6 en el intento de evaluar las implicaciones de la estructura interna de la FAM sobre el comportamiento sísmico de la falla, lo que resulta de gran utilidad para la mejora de la evaluación del riesgo sísmico de la región. No obstante, los resultados y las conclusiones (capítulo 7) extraídas de esta tesis pueden ser igualmente relevantes para su aplicación al estudio de otras zonas de falla de características similares a la FAM con el fin de analizar el comportamiento y el potencial sismogénico de las fallas activas.

6.

# 2

**ARQUITECTURA Y COMPORTAMIENTO SÍSMICO DE UNA ZONA DE  
FALLA ACTIVA: LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA (SE ESPAÑA)**

## 2.1. Introducción

Desde la publicación del trabajo de Chester & Logan (1986) acerca de las implicaciones de la estructura de zonas de falla frágiles sobre sus propiedades hidromecánicas, se han visto significativamente incrementados los estudios de campo y laboratorio que tratan de reconstruir y caracterizar la arquitectura de grandes zonas de falla exhumadas (p.e. Chester et al., 1993; Caine et al., 1996; Faulkner & Rutter, 2001; Ben-Zion & Sammis, 2003; Faulkner et al., 2003, 2008, 2010; Wibberley & Shimamoto, 2003; Collettini & Holdsworth, 2004, Di Toro & Pennacchioni, 2005; Wibberley et al., 2008; Bistacchi et al., 2010). A pesar de que los resultados de estas investigaciones son predominantemente cualitativos, resultan esenciales para el entendimiento del comportamiento hidrodinámico y reológico de fallas activas, pues se asume que las zonas de falla exhumadas son análogos representativos de la estructura de fallas activas a profundidades sismogénicas (5-15 km). Un resultado importante que se deriva de todos estos trabajos es que generalmente la deformación en grandes fallas se distribuye heterogéneamente en una amplia zona que alcanza varios cientos de metros de espesor, donde la mayor parte del desplazamiento es acomodado por un estrecho núcleo central que queda rodeado por el protolito con grado variable de fracturación (zona de daño). Aunque algunos trabajos tienen como objetivo la caracterización a diferentes escalas de la estructura de zonas de daño exhumadas (p.e. Sibson, 1986; Antonellini & Aydin, 1995; Vermilye & Scholz, 1998; Dor et al., 2006; Micarelli et al., 2006; Mitchell & Faulkner, 2009), la mayoría de los artículos sobre la arquitectura de las zonas de falla se centran en la caracterización geométrica del núcleo, la distribución de rocas de falla que lo componen y los procesos de deformación relacionados (Chester & Chester, 1998; Faulkner et al., 2003; Collettini & Holdsworth, 2004; Jefferies et al., 2006). De esta manera, se han diferenciado zonas de falla que exhiben una estructura relativamente simple, como la

*Median Tectonic Line* en Japón (Wibberley & Shimamoto, 2003, 2005) o la Falla de Punchbowl en el Sistema de San Andrés (Chester & Chester, 1998), donde la mayor parte del deslizamiento parece ser acomodado por procesos sismogénicos a lo largo de un núcleo de *gouge* muy estrecho y localizado; o bien otras, como la Falla de Carboneras (Faulkner et al., 2003), con múltiples núcleos de *gouges* ricas en filosilicatos que se cortan y enlazan anastomosadamente, incluyendo entre ellos capas o lentejones de protolito con distinto grado de fracturación, y que ha sido interpretada como un análogo exhumado del segmento de la Falla de San Andrés cercano a Parkfield, el cual muestra un comportamiento de tipo *creep* (Chester et al., 1993; Zoback et al., 2010).

En muchas ocasiones el estudio de la arquitectura de las zonas de falla en campo se ve obstaculizado debido a la escasez de afloramientos en los que la estructura puede ser observada de forma directa en superficie. Adicionalmente, la tasa de sedimentación regional o las condiciones climatológicas son factores condicionantes para la preservación de las partes de la zona de falla expuestas. Por ejemplo, las *gouges* y otras rocas de falla no cohesivas que habitualmente forman el núcleo de zonas de falla frágiles, son muy fácilmente erosionables cuando son expuestas a los agentes erosivos externos, siendo raros los afloramientos bien preservados de este tipo de materiales. Por esta razón, muchas veces la arquitectura tridimensional de las grandes zonas de falla es reconstruida a partir de datos de campo incompletos o bien mediante el uso de métodos indirectos. En este sentido, los métodos geodésicos y geofísicos son herramientas muy utilizadas para sortear estos inconvenientes y conseguir una visión parcial o complementaria de la estructura de la zona de falla a partir del registro remoto de propiedades geofísicas. Perfiles de conductividad eléctrica (p.e. Rutter et al., 2005; Ibarra et al., 2012); o perfiles sísmicos (p.e. Rempe et al., 2013; Taylor et al., 2015), entre otros, son utilizados a menudo para obtener una imagen de la estructura de la falla en profundidad. No obstante, hay que ser consciente de las limitaciones de estos métodos indirectos y tener extremo cuidado al interpretar los

datos que aportan, siendo necesario complementarlos con observaciones de campo y otras técnicas. Por otra parte, los sondeos, a diferencia de los perfiles geofísicos, permiten observar de manera directa y tomar muestras de los diferentes materiales que constituyen la zona de falla. Asimismo, el empleo de sondas y otros dispositivos durante la perforación (o posteriormente instalados) permiten cuantificar multitud de parámetros físicos a lo largo del sondeo que ayudan a realizar una caracterización más detallada de la zona de falla. Aunque la información obtenida en sondeos es puntual y, por sí solos, no permiten una visión tridimensional de la variabilidad estructural en zonas de falla complejas, la perforación a profundidades sismogénicas ([www.icdponline.org](http://www.icdponline.org)), proporcionan datos directamente comparables a los de zonas de falla exhumadas, ayudando a mejorar el conocimiento sobre la relación de la estructura interna y el comportamiento sismogénico de las zonas de falla. En las últimas dos décadas éste viene siendo el objetivo de importantes proyectos de investigación que se están llevando a cabo en grandes fallas activas alrededor del mundo, como la falla de San Andrés (Zooback et al., 2008), la Falla Alpina de Nueva Zelanda (Townend et al. 2009; Southerland et al., 2011, 2015) o la Falla Tohoku-Oki en Japón (Chester et al., 2012). Los datos que aportan los estudios ligados a estas profundas perforaciones sobre la relación entre el comportamiento hidromecánico y la estructura interna de las zonas de falla (p.e. Jeppson et al., 2010; Jeppson & Tobin, 2015, para la F. San Andrés; Southerland et al., 2012; Williams et al., 2016, para la F. Alpina; Chester et al., 2013; Ujiie et al., 2013; Keren & Kirkpatrick, 2016, para la F. Tohoku-Oki), están resultando cruciales para la mejora sustancial del conocimiento sobre el comportamiento y el potencial sismogénico de las fallas en la corteza superior.

Con el objetivo de contribuir a la caracterización de la estructura de las zonas de falla, en este capítulo se analiza la arquitectura de un gran desgarre cortical del sureste de España: La Falla de Alhama de Murcia (FAM; Fig. 2.1). Se trata de una zona de falla madura con un desplazamiento acumulado del orden de 10 Km (Rutter et al.,

1986), cuya actividad se extiende desde el Tortonense hasta la actualidad. De hecho, la FAM es considerada la fuente responsable más probable del terremoto de magnitud Mw 5.2 que provocó importantes daños en la ciudad de Lorca en 2011. La evolución tectónica y cinemática de la FAM, junto con la climatología semiárida del SE de España, han permitido la exhumación y preservación de afloramientos que permiten observar de forma directa la estructura que muestra la zona de falla en profundidad. Esto hace de la FAM un caso de estudio excepcional que permite relacionar de forma directa la estructura interna de la zona de falla a profundidades sismogénicas con su comportamiento sísmico. Sin embargo, aun siendo una de las fallas más estudiadas de España, todavía no hay estudios centrados en la caracterización en profundidad de la estructura de la FAM. Observaciones sobre la estructura de la FAM en superficie realizadas previamente por diversos autores (p.e. Silva et al., 1992; Silva, 1996; Martínez-Díaz; 1998; Wrobel & Michalzik, 1999; Martínez-Díaz, 2002; Martínez-Díaz et al., 2012) son aquí complementados con nuevas observaciones de campo, datos estructurales a diferentes escalas y técnicas geofísicas con el fin de hacer un modelo tridimensional que refleje la estructura de la FAM en profundidad

En siguientes apartados se describe el marco geológico y sismotectónico de la FAM para, luego, presentar los datos estructurales de la FAM obtenidos mediante: 1) observaciones detalladas de campo; 2) trincheras excavadas transversalmente a la zona de falla; 3) perfiles de conductividad eléctrica y perfiles sísmicos; y 4) un sondeo de 173 m de profundidad que alcanzó a perforar el núcleo de la falla a ~70m bajo la superficie, y que recuperó más de 100 m de testigo de las rocas de falla que lo componen. Estos datos son interpretados conjuntamente para la reconstrucción de la arquitectura de la FAM en profundidad para dos de sus segmentos. La escala utilizada para tales modelos trata de salvar las diferencias entre las observaciones clásicas a escala de afloramiento y los modelos geodésicos y geofísicos (que se ven limitados a escalas de varias unidades o decenas de kilómetros, más representativas de las dimensiones de grandes terremotos), haciéndolos comparables con la escala de los

terremotos de magnitud baja a moderada típicos de la región. Finalmente, los modelos son comparados con el comportamiento reciente de la FAM para tratar, así, de mejorar el conocimiento sobre su potencial sismogénico, lo que será de gran utilidad para futuras evaluaciones del riesgo sísmico en la región. Asimismo, el modelo para la FAM que aquí se propone pone de manifiesto una estructura mucho más compleja que la deducida de estudios previos, reflejando una complejidad y heterogeneidad que guarda muchas similitudes con otros grandes desgarres corticales como la Falla de Carboneras o la Falla de San Andrés.

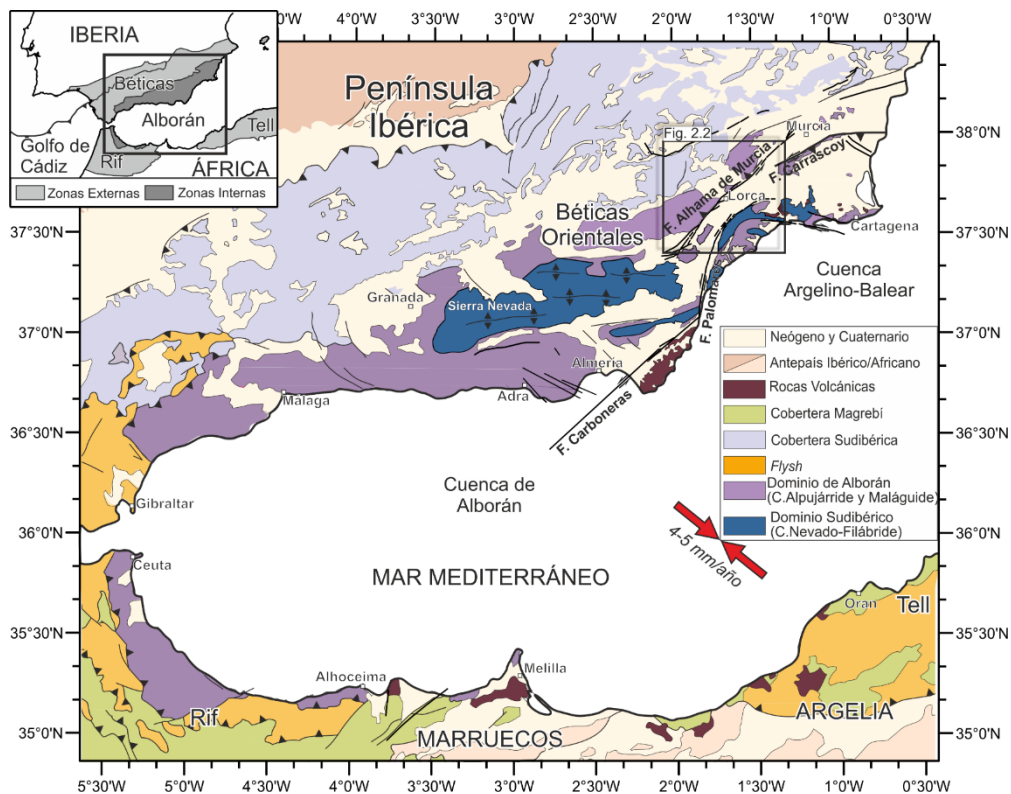


Figura 2.1. Mapa geológico simplificado de las partes emergidas del orógeno Bético-Rifeño donde se muestran los principales dominios tectónicos y rocas volcánicas asociadas. Las flechas rojas indican la dirección y velocidad de convergencia entre Europa y África según McClusky et al. (2003). El recuadro negro marca la posición correspondiente a la Figura 2.2



*que delimita la traza de la Falla de Alhama de Murcia. Modificada de Gracia, et al. (2005) y Both-Rea et al. (2005).*

## **2.2. Marco geológico y cartografía**

La FAM constituye un importante corredor tectónico NE-SO de carácter cortical (Rutter et al., 1986), que atraviesa una parte importante de las Béticas Orientales (ver Fig. 2.1). Como se muestra en la Fig. 2.2, su traza en superficie puede seguirse fácilmente desde el límite norte de la Cuenca de Huércal-Overa, en la provincia de Almería, hasta las proximidades de la ciudad de Murcia. Esto se debe a la significativa diferencia topográfica que ha producido la actividad de la FAM. De NE a SO, los relieves de las sierras de Espuña, La Tercia y Las Estancias se alzan alineadas en el bloque de techo sobre la Depresión del Guadalentín. A lo largo de su recorrido, la FAM, además, flanquea varias cuencas neógenas marinas, como la Cuenca de Huércal-Overa, la Cuenca de Lorca y la propia Cuenca del Guadalentín, que fueron evolucionando progresivamente a lo largo del Mioceno Superior y Plioceno, hacia un ambiente continental (Montenat et al., 1990; Martínez-Díaz & Hernández-Enrile, 1992; Martínez-Díaz, 1998; Both-Rea et al., 2004; Meijninger, 2006). Hasta el Messiniense estas cuencas estuvieron unidas entre sí y mantenían continuidad con el Mar de Alborán; ahora se disponen individualizadas como cuencas continentales intramonatañosas (Fig. 2.1) entre sierras en las que afloran los materiales del Dominio Cortical de Alborán (DCA), que regionalmente constituyen el basamento metamórfico alpino.



Figura 2.2. Modelo digital del terreno sobre el que se ha representado la traza de la Falla de Alhama de Murcia y los relieves más importantes que recorre. La estrella negra señala el epicentro del terremoto principal ( $M_w$  5.2) ocurrido en 2011. La estrella blanca indica la posición del Sondeo FAM-1 realizado para el estudio en profundidad de la zona de falla.

Tradicionalmente el DCA se ha dividido en los Complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide que estructuralmente constituyen los términos inferior, intermedio y superior, respectivamente (Balanyá & García-Dueñas, 1986, 1987). Estos complejos corresponden a emplazamientos tectónicos polimetamórficos (de grado decreciente hacia los términos superiores), que se superpusieron a través de grandes mantos de cabalgamiento al inicio de la orogenia Alpina cuando, entre las convergentes placas africana y euroasiática, quedó ensamblada la microplaca de Alborán, emplazamiento de donde se creía que procedían originalmente los tres

complejos del DCA. Sin embargo, recientemente se ha observado que el termino de mayor grado metamórfico, el Complejo Nevado-Filábride, incluye rocas del manto litosférico que originalmente debieron formar parte del paleomargen de la placa Ibérica, por lo que ahora este Complejo se ha propuesto como parte del Dominio Sudibérico (p.e. Platt et al., 2013; Both-Rea et al., 2015). Fue durante la etapa extensional que afectó al SE Bético, entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Medio (Both-Rea et al., 2005, 2007), cuando los grandes cabalgamientos que limitan las unidades de los Complejos Maláguide y Alpujárride se reactivaron como *detachments* extensionales que dejaron aflorar el Complejo Nevado-Filábride en el núcleo de grandes antiformentes que coinciden con las alineaciones de sierras en la parte central y oriental de la Cordillera Bética (Fig. 2.1).

### 2.2.1. Complejo Nevado-Filábride

A lo largo de la traza de la FAM sólo pueden verse aflorando en superficie los Complejos Alpujárride y Maláguide, pero es presumible que el Complejo Nevado-Filábride se extienda en profundidad por debajo de ellos, pues éste alcanza a aflorar, bajo los materiales del DCA, en áreas cercanas como la Sierra de Almenara (borde sur de la Depresión del Guadalentín) (Álvarez, 1987) (Fig. 2.1 y 2.2). Por esta razón, se ha considerado describir de forma somera sus características litoestratigráficas, si bien sus características litológicas son muy similares a las del Complejo Alpujárride que aflora a lo largo de la FAM, lo que implicaría un comportamiento reológico similar para ambos.

Aunque su composición litológica es variable entre los distintos afloramientos (Hojas Magna 953 y 975, IGME, sin editar), el Complejo Nevado-Filábride está formado principalmente por tres unidades cabalgantes cuyas secuencias litoestratigráficas, de muro a techo, consisten principalmente en: 1) una sucesión paleozoica (Lafuste & Pavillon, 1976) de esquistos grafitosos pardo-negrucos con granate y/o cloritoide entre los que se intercalan niveles de cuarcitas y mármoles

oscuros; 2) una secuencia Permo-Triásica de esquistos de colores claros que en muchas ocasiones adquieren tonos azulados o plateados; y 3) una formación carbonatada de edad Triásica constituida fundamentalmente por mármoles, entre los que se intercalan algunos niveles de esquistos y cuarcitas. Además, incluidos en estas unidades, son habituales las intrusiones de ortogneises pérmicos y metabasitas jurásicas. Estas últimas se emplazan habitualmente como sills dentro de la unidad carbonatada y preservan localmente su textura ofítica original. Asociadas a estas intrusiones también es frecuente la presencia de metaevaporitas.

### **2.2.2. Complejo Alpujárride**

Regionalmente, el Complejo Alpujárride está constituido por tres unidades que, de muro a techo, son: 1) esquistos grafitosos de edad paleozoica (Montel et al., 1995; Acosta, 1997; Zeck y Whitehouse, 1999; Sánchez-Rodríguez & Gebauer, 2000) que, en la parte occidental de la Cordillera Bética (al igual que el Complejo Nevado-Filábride), incluyen a la base una sucesión de gneises y varios kilómetros de peridotitas que representan una sección de corteza continental muy adelgazada con parte del manto litosférico (Balanyá et al., 1997); 2) una formación de esquistos de grano fino y cuarcitas de colores claros, a los que se les atribuye una edad Permo-Triásica; y 3) una formación carbonatada, datada como Triásico Medio y Superior (Kozur et al., 1974, 1985).

A lo largo de la traza de la FAM, el Alpujárride aflora extensamente en Sierra de Las Estancias y Sierra La Tercia, donde pueden diferenciarse, al menos parcialmente, las tres unidades que lo componen.

La unidad inferior está constituida por una sucesión de micaesquistos y cuarzoesquistos de grano fino con tonalidades pardo-negruczas y, a veces rojizas, que incluyen venas de cuarzo previas a la foliación principal. Estos esquistos se alternan con bancos de cuarcitas y niveles de calizas negras ocasionales. La composición mineralógica de los esquistos es mica blanca, cuarzo, clorita, albita y, ocasionalmente,

pequeños granates. En la literatura es habitual verlos descritos como grafitosos (p.e. Álvarez, 1987), aunque la cantidad de este mineral no es relevante. Esta unidad incluye a techo una sucesión de cuarcitas amarillentas, verdosas y marrones con intercalaciones de filitas y metagrauwacas, que alcanza potencias superiores al centenar de metros. La mineralogía observada en esta última secuencia es de mica blanca, cuarzo, clorita y hematites, fundamentalmente.

La unidad Alpujárride intermedia se sitúa mecánicamente sobre la unidad inferior. Está formada por una sucesión de esquistos de grano fino que se caracterizan por mostrar color violáceo, verdoso y gris-azulado o plateado. Intercalados entre los esquistos pueden verse cuarzoesquistos y cuarcitas blanquecinas. El espesor de esta formación suele ser reducido, normalmente de unas decenas de metros, aunque en la zona de estudio aflora en grandes superficies dando la sensación que su espesor es mucho mayor. Su composición es similar a los materiales infrayacentes, con cuarzo y mica blanca como minerales mayoritarios. La edad de estos materiales se considera Permo-Triásica.

A techo de la sucesión Alpujárride, afloran algunas lentes de potencia muy variable de dolomías y mármoles triásicos de colores oscuros que constituyen la unidad superior del Complejo (De Vries & Zwaan, 1967; Álvarez, 1987). El contacto actual entre esta unidad y las infrayacentes suele ser de falla normal frágil, mientras que el contacto con el Maláguide suprayacente suele estar sellado por sedimentos de edad Langhiense-Serravalliense (Mioceno inferior-medio), entre los que destacan los conglomerados poligénicos de color rojizo, muy frecuentes en la zona de estudio.

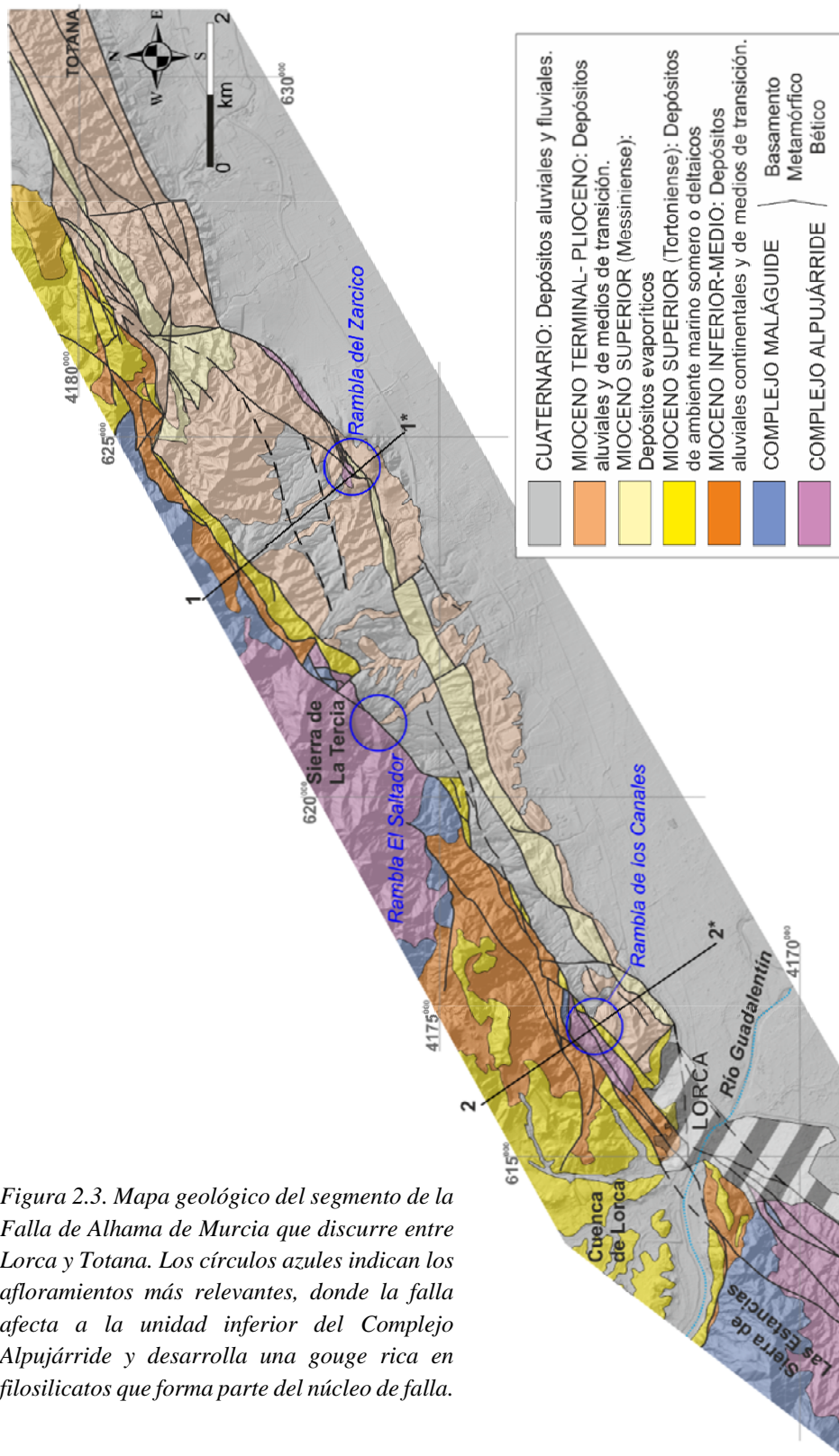


Figura 2.3. Mapa geológico del segmento de la Falla de Alhama de Murcia que discurre entre Lorca y Totana. Los círculos azules indican los afloramientos más relevantes, donde la falla afecta a la unidad inferior del Complejo Alpujárride y desarrolla una gouge rica en filosilicatos que forma parte del núcleo de falla.

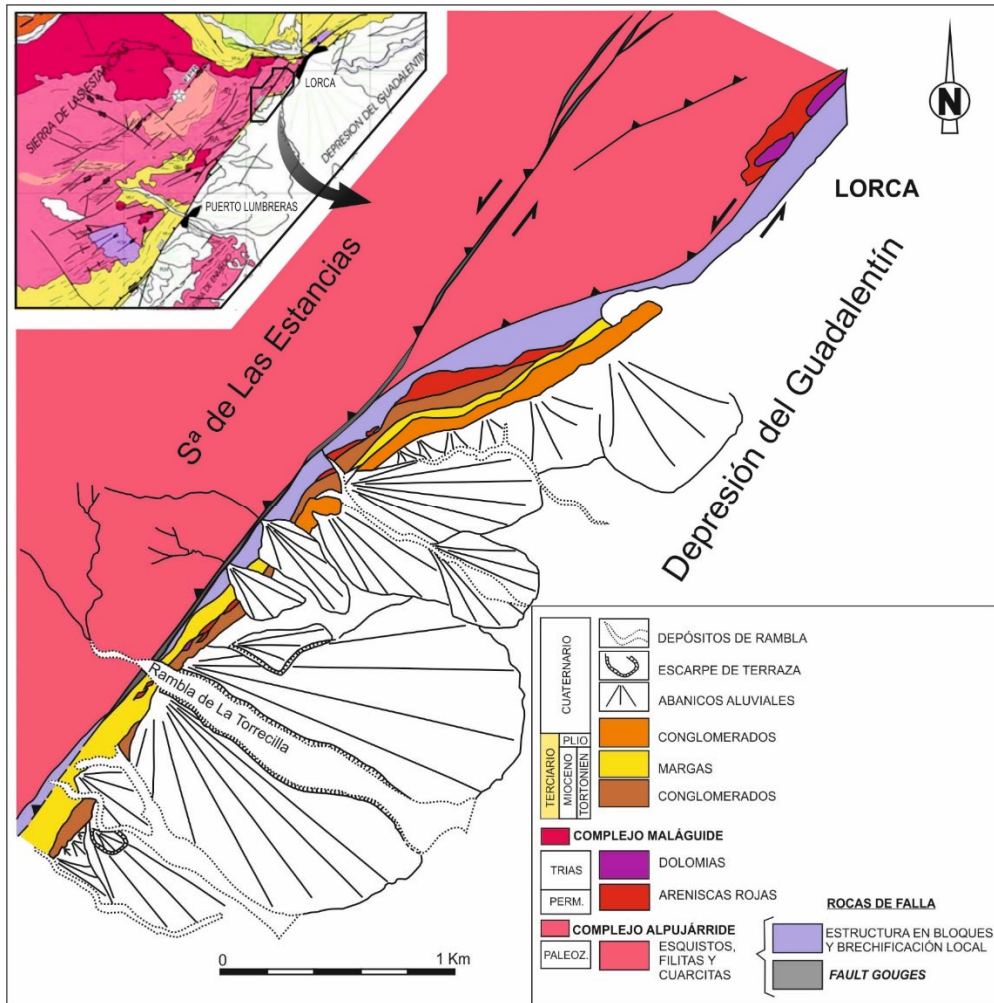


Figura 2.4: En la parte superior izquierda, mapa geológico del segmento Lorca-Puerto Lumbreras donde se puede observar la linealidad de todo el segmento y la homogeneidad de materiales en el bloque de techo (Martínez-Díaz, 1998). En grande, esquema geológico del área de la Torrecilla que se sitúa inmediatamente al SO de la zona representada en la cartografía de la Fig. 2.3.

### 2.2.3. Complejo Maláguide

El Complejo Maláguide representa los restos desmembrados de un haz de imbricaciones, ahora muy adelgazadas, que afloran especialmente bien en la Sierra de

la Tercia (Both-Rea et al., 2004a), y en afloramientos de pequeña extensión en la Sierra de Estancias. Los afloramientos maláguides suelen estar limitados en su base por fallas normales de bajo ángulo que producen importantes omisiones de su secuencia estratigráfica. La base de este complejo presenta un zócalo paleozoico bien desarrollado de grado muy bajo, que se atribuye a la Orogenia Varisca (p.e. Balanyá, 1991). En cambio, la cobertera mesozoica y terciaria no ha sufrido metamorfismo (p.e. Nieto et al., 1994; Lonergan & Platt, 1995). Las unidades de posición superior se caracterizan por sucesiones Permo-Triásicas cubiertas por una cobertera post-Triásica que incluye términos desde el Jurásico hasta el Oligoceno (p.e. Paquet, 1974; Lonergan, 1993; Martín-Martín et al., 1997).

La unidad Maláguide inferior aflora extensamente en Sierra de la Tercia y, localmente, en el extremo oriental de la Sierra de las Estancias (Kampschuur et al., 1972). Está compuesta por dos formaciones: una formación permo-triásica constituida por una sucesión de cuarcitas alternantes con filitas violáceas, pizarras rojas y metaconglomerados violáceos; y una segunda formación de mármoles dolomíticos oscuros de edad Triásica (Lonergan, 1991; Nieto et al., 1994; Abad et al., 2003). El conjunto alcanza un espesor máximo de 250 m, aunque frecuentemente la secuencia es omitida por la acción de fallas normales de bajo ángulo (Both-Rea et al., 2004a).

La unidad Maláguide superior incluye una serie de formaciones estratigráficas permo-triásicas que se apoyan sobre el zócalo paleozoico (Martín-Algarra, 1987), constituido por pizarras, grauwas y conglomerados cuarzosos que muestran tonos marrones y verdosos. Además, filitas verdosas y silexitas de esta formación afloran localmente en la Sierra de las Estancias. Entre las pizarras, se ha observado microfauna que permiten datarlas en el Silúrico (p.e. Soedonio, 1971).

#### **2.2.4. Relleno de las cuencas neógenas**

Los sedimentos que rellenan las cuencas neógenas, aunque afectados por la FAM, no se consideran determinantes del comportamiento sismogénico de la falla, pues no



alcanzan a extenderse hasta profundidades sismogénicas. Sin embargo, debido a la relación entre la sedimentación de estos materiales y la actividad de la FAM, se ha hecho una descripción de buena parte de ellos por considerarlos una fuente de información importante para entender la evolución estructural de la FAM en los niveles más superficiales de la corteza. Para no entrar en un excesivo detalle, los materiales se han reagrupado según lo plasmado en la cartografía representada en las figuras 2.3.y 2.4.

Los afloramientos en ambos márgenes de la Depresión del Guadalestín, así como en los pequeños *semigravens* que se han conservado en el interior de la Sierra de Las Estancias (al N de Puerto Lumbreras), permiten hacer una reconstrucción de la secuencia sedimentaria neógena completa que en la actualidad constituye el sustrato de una importante sucesión de sedimentos plio-cuaternarios. El relleno de la Depresión del Guadalestín muestra una estratigrafía comparable con la del margen sur de la Cuenca de Lorca, con la que mantenía continuidad durante el Mioceno, por lo que gran parte de las dataciones de unidades sedimentarias de la depresión del Guadalestín se realizan por correlación con la sucesión sedimentaria de la Cuenca de Lorca (IGME, Hojas Magna 953 y 975).

#### 2.2.4.1. *Mioceno Inferior-Medio*

En el área de estudio la secuencia neógena de relleno, tanto para la Cuenca de Lorca como la Cuenca del Guadalestín, comienza con unos conglomerados continentales rojos poligénicos que incluyen algunos niveles de areniscas anaranjadas y arenas limosas. Localmente, los conglomerados se apoyan discordantes sobre unas margas blancas ricas en foraminíferos planctónicos (Pérez-Lorente et al., 1992). En algunos puntos de la Sierra de las Estancias esta secuencia está formada por brechas calcáreas y calcarenitas de medios litorales. Los conglomerados se caracterizan por estar formados exclusivamente por cantos procedentes de los complejos Alpujárride y Maláguide. Sobre la sucesión conglomerática se encuentra una sucesión de margas

arenosas amarillas que frecuentemente se muestran muy deformadas y que localmente incluyen niveles de limos grises y yesos de medios aluviales y lacustres. En términos generales, la secuencia muestra una tendencia transgresiva, pasando de abajo a arriba de facies de abanicos aluviales, a facies de medios fluviales y lacustres con intercalaciones marinas.

#### 2.2.4.2. *Mioceno Superior (Tortonense)*

La secuencia Tortonense es transgresiva sobre el sustrato metamórfico o sobre las unidades sedimentarias anteriores, definiendo una discordancia erosiva (o angular), que coincide con la primera transgresión marina del Tortonense (Estévez et al., 1982). La profundización del medio es asociada a la actividad de numerosas fallas lítricas y al plegamiento Neógeno-Cuaternario de la Cuenca de Lorca (Montenat et al., 1990; Meijninger, 2006) que, además, da lugar a discordancias internas en la serie estratigráfica.

En el margen septentrional de la depresión del Guadalentín, esta secuencia está constituida a la base por calcarenitas y calizas bioclásticas con ostreidos y equinodermos (Pérez-Lorente et al., 1992) que pasan a margas limosas amarillentas con intercalaciones turbidíticas. Sobre estas, aparecen conglomerados poligénicos amarillentos que ocasionalmente pueden verse rellenando paleocanales excavados en las margas infrayacentes. Estos conglomerados depositados en ambiente marino pasan a techo a facies transicionales deltaicas con evidencias de transporte hacia el N-ONO (Montenat et al., 1990). Finalmente, la serie culmina con conglomerados poligénicos violáceos (Montenat et al., 1990) que afloran en todo el borde meridional de la Sierra de la Tercia. La deposición de los conglomerados puede estar relacionada con una somerización producida por el pulso contractivo del Tortonense Terminal detectado en diversos puntos de las Béticas (Weijermars et al., 1985; Both-Rea et al., 2003b; 2004b).

Tanto los conglomerados amarillentos como los violáceos incluyen cantos de litologías características de las unidades Alpujárrides que actualmente afloran en los relieves del borde sur de la Depresión del Guadalentín. Este origen representa un cambio en la procedencia de los aportes respecto a la secuencia del Mioceno Inferior-Medio, que incluía fundamentalmente cantos de las unidades Alpujárrides y Maláguides de la Sierra de La Tercia y Sierra de las Estancias., al norte del Guadalentín. Durante el Tortoniense, sin embargo, parece que la mayor fuente de aportes de terrígenos se encontraba al sur de la actual Sierra de la Tercia, donde ahora se sitúa la Depresión del Guadalentín,

Los mayores espesores de la secuencia Tortoniense (> de 1000 m) se encuentran en las principales entradas de aportes de terrígenos a la Cuenca de Lorca para este periodo, coincidiendo con la presencia de fallas normales de dirección NO-SE en las articulaciones entre las Sierras de Estancias, Tercia y Espuña (Rouchy et al., 1998; Both-Rea & Azañón, 2003; Both-Rea et al., 2004a). En el borde oriental de la Sierra de Las Estancias una de estas fallas, la Falla de las Viñas, constituye actualmente el contacto entre el relleno sedimentario de la Cuenca de Lorca y el basamento metamórfico, (Martínez-Díaz, 1998).

#### 2.2.4.3. *Mioceno Superior (Messiniense).*

Esta quizá sea la unidad sedimentaria más compleja de las aflorantes a lo largo de la traza de la FAM, ya que se depositó durante la continentalización de las cuencas marinas, estando representada por multitud de medios sedimentarios que no siempre muestran continuidad entre sí. No obstante, esta unidad destaca por ser depositada en muchas ocasiones bajo condiciones hipersalinas en ambientes marinos restringidos. Aunque localmente, sobre los conglomerados violáceos del techo de la secuencia Tortoniense, pueden verse algunos niveles de calcarenitas blanquecinas de medios de plataforma y conglomerados masivos amarillentos de medios deltaicos, la litología más característica para este periodo son los yesos que afloran al N de Lorca y en las

cercanías de Totana. (Ortí, 1990; Rouchy et al., 1998). Los yesos muestran frecuentemente una estructura caótica debido bien a procesos de disolución y colapso o, bien por haberse deformado intensamente en las inmediaciones de la FAM y otras fallas subsidiarias. De ahí que los yesos al sur de la Sierra de la Tercia muestren una foliación milonítica asociada a la actividad de la FAM, como por ejemplo en el Trasvase Tajo-Segura a la altura del puente que cruza la Rambla del Zarcico, o donde el canal alcanza la carretera entre Lorca y La Hoya.

#### 2.2.4.4. *Mioceno Terminal-Plioceno.*

Estos materiales responden al desarrollo de los primeros sistemas marginales coherentes con el relieve actual (Silva, 1994) y relacionados con la actividad de la FAM. En el segmento Puerto Lumbreras-Lorca los afloramientos de esta unidad son escasos, aunque equivalentes a los presentes en el segmento colindante, concretamente en el área de Totana donde tienen un mayor desarrollo. Estos sistemas aluviales marcan el tránsito entre sistemas litorales y llanuras aluviales distales, ya de claro carácter continental y estrechamente relacionados con la actividad de la FAM. Junto con los yesos messinienses, estos depósitos constituyen pequeños relieves marginales alineados según la dirección de la FAM y separados de los relieves de la Tercia y por pequeñas depresiones tectónicas rellenas de materiales cuaternarios que localmente adquieren potencias significativas de varias decenas de metros. Hacia la base pueden diferenciarse margas verdosas versicolores que alternan con pasadas de arenas de grano fino. El carácter arenoso de estos depósitos nos indica un ambiente marino más o menos somero, que comienza a recibir detríticos como consecuencia de la estructuración del relieve a lo largo de la FAM. Hacia techo pasan a una potente serie de arenas con intercalaciones de margas arenosas rosadas edafizadas y cuerpos conglomeráticos de bases canalizadas (Silva, 1994). Estos conglomerados están constituidos en gran parte por cantos y bloques de calizas nummulítica mesozoicas. En términos generales, toda esta unidad constituye una gran macrosecuencia

progradante de los sistemas marginales sobre las facies más proximales de las llanuras costeras de la zona del Guadalentín. Hacia la parte superior de la unidad, aparecen margas arenosas de tonos blancos, verdosos y rosados con pasadas de arenas y yesos, que representan la instalación de sistemas evaporíticos de tipo sabhka (Silva, 1994). Finalmente, sobre una discordancia erosiva, una secuencia de conglomerados de cantos y bloques que alternan con arenas representan la instalación definitiva de los sistemas aluviales en un ambiente netamente continental. De acuerdo con Montenat et al. (1990), estos sistemas aluviales registran un importante desplazamiento sinistral inducido por la cinemática de la FAM, que llegan a alcanzar valores de unos 8 km en Totana y algo menores (5-6 km) en el área de Lorca (Silva, 1994). En ambos segmentos, los conglomerados se muestran habitualmente muy verticalizados y tectonizados, por la actividad de la FAM. Al noroeste de Puerto Lumbreras los conglomerados aparecen en contacto erosivo sobre el sustrato bético y, más localmente, sobre las rocas de falla de la FAM, aunque no se ha podido demostrar si el contacto entre ambos dominios es netamente sedimentario.

#### **2.2.5. Cuaternario**

Los principales depósitos cuaternarios responden mayoritariamente a depósitos fluviales y sistemas de abanicos aluviales que se extienden hacia la Depresión del Guadalentín. En discordancia angular y erosiva sobre las unidades conglomeráticas pliocenas, se sitúan los primeros depósitos cuaternarios que corresponden a los conglomerados de rambla. Tanto las unidades pliocenas, como los conglomerados de rambla se encuentran verticalizados e incorporados al relieve de los frentes montañosos desarrollados a lo largo de la FAM. A partir de estos se desarrollan la mayor parte de las formaciones cuaternarias aluviales que rellenan la Depresión del Guadalentín y que pueden alcanzar potencias de más de 150-200 m a lo largo de su borde noroccidental. Los diferentes sistemas aluviales muestran importantes discordancias progresivas internas asociadas a la actividad de la FAM (Silva, 1994;

Silva et al., 1992a,b; 2003a;). Igualmente, la red de drenaje actual está habitualmente afectada por la actividad de la falla, tal como describen Ferrater et al. (2016) en el segmento Lorca-Totana, siendo habituales las cabeceras de Rambla decapitadas, la creación de relieves que obstaculizan el cauce de las ramblas (*sag-pods*), el desvío lateral y bifurcación de cauces y terrazas de rambla asimétricas generadas por la cinemática sinistral de la FAM. En muchos casos, el conjunto de sistemas de ramblas y demás depósitos asociados a procesos de avenida (riadas y/o inundaciones) son de carácter moderno, y en algunos casos de carácter histórico-actual (Silva et al., 1996; 2003b; Ortega-Becerril et al., 2016).

### 2.3. Contexto sismotectónico y comportamiento sísmico

Con una orientación NE-SO y una longitud superior a 100 Km, la FAM es una de las fallas activas más importantes de la Península Ibérica. Situada en el SE de la Cordillera Bética (Fig. 2.1), fue primero identificada por Bousquet & Montenat (1974) y definida posteriormente por Montenat et al. (1985; 1987a, b) como un gran desgarre sinistral con componente inversa, cuya actividad se prolonga desde el Mioceno hasta la actualidad (Martínez-Díaz et al., 2001, 2004, 2012b; Soler et al., 2003; Martínez del Olmo et al., 2008). La FAM es una zona de falla madura que junto con otras grandes fallas de la región, como las fallas de Carboneras y Carrascoy, constituyen la zona de cizalla de las Béticas orientales (De Larouzière et al., 1988; Silva et al., 1993), la cual limita dos dominios corticales de características diferentes y constituye en esta región un límite difuso entre la placa euroasiática y la placa de Nubia (Masana et al., 2004; García-Mayordomo, 2005).

El origen y evolución de la FAM están ligados a la formación de la Cordillera Bético-Rifeña (el segmento más occidental de la Cadena Alpina Mediterránea), situándose desde sus inicios en un contexto general de convergencia (Martínez-Díaz & Hernández-Enrile, 1992c y 1996; Silva et al., 1992b; Martínez-Díaz, 1998 & 1999;

Both-Rea & Azañón, 2003) para el que Martínez-Díaz & Hernández-Enrile (1991) estimaron, a partir del análisis de la fracturación, una dirección de máximo acortamiento que parece haber alternado, desde el Messiniense hasta la actualidad, entre N150°E y NNE-SSO (Martínez-Díaz, 2002). No obstante, algunos estudios regionales sobre las relaciones tectonoestratigráficas de las cuencas neógenas afectadas por la actividad de la FAM sugieren una evolución compleja para ésta pues, inicialmente, algunas partes de la FAM pudieron haber actuado como estructuras extensionales que condicionaron la evolución sedimentaria de estas cuencas en sus primeros estadios (Martínez del Olmo et al., 2006; Meijninger, 2006). Fue entre el Messiniense y el Plioceno temprano cuando la FAM fue reactivada como un desgarre inverso como consecuencia de la convergencia continuada entre África y Eurasia (Meijninger & Vissers, 2006; Martínez-Díaz et al., 2012b). Durante el Pleistoceno, un cambio en la orientación del eje de máximo acortamiento (Martínez-Díaz, 2002), que ha sido identificado también para la Falla de Carrascoy (Martin-Banda et al., 2014), sugiere que durante el cuaternario el SE Bético pudo verse afectado por un ligero cambio en la orientación de convergencia entre las placas de África y Europa que podría haber acentuado la componente inversa de la FAM. Aunque esto es difícilmente demostrable, pues se ha observado que pequeños cambios de orientación local en la geometría de la falla o la interacción entre diferentes estructuras puede tener el mismo resultado sobre el tensor de esfuerzos local (p.e. Crowell & Sylvester, 1979; Martínez-Díaz, 2002), esto podría explicar la tasa de exhumación actual de los relieves que forman el bloque de techo de la FAM (Silva et al. 2003; Soler et al., 2003), así como la presencia de estructuras inversas muy continuas (varios km) que afectan a depósitos cuaternarios recientes (Martínez-Díaz et al., 2002; Ferrater et al. 2015). En la actualidad, la convergencia entre las placas africana y euroasiática para el SE Bético se estima en unos 4-5 mm/a en dirección NO-SE (Fig. 2.1; DeMets et al., 1990; McClisky et al., 2003; Koulali et al., 2011). Estudios recientes de posicionamiento de estaciones GPS indican que tal deformación es acomodada por

diversas estructuras en esta región, estimando una tasa de deslizamiento actual para la FAM de aproximadamente 1mm/a (Echevarría et al., 2016).

La sismicidad asociada a la FAM es conocida desde tiempos históricos (p.e. Muñoz-Clares et al., 2012), quedando sus efectos patentes en viejos manuscritos, en la estructura de edificios históricos de localidades cercanas a la traza de la falla (Rodríguez-Pascua et al., 2012), así como en yacimientos arqueológicos (Ferrater et al., 2015b; Silva et al., 2016). Entre los terremotos históricos atribuidos a esta falla, destacan los de 1579 y 1674 que se estima alcanzaron una intensidad EMS > VII en la ciudad de Lorca (Murcia). Además, estudios de paleosismicidad a lo largo de la FAM han revelado la ocurrencia de eventos de magnitud  $M_w > 6,5$  durante el cuaternario, cuya rotura alcanza a romper en superficie materiales recientes (Martínez-Díaz, 2001; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012). En periodo instrumental, sin embargo, la FAM se caracteriza por una sismicidad de magnitud baja a moderada ( $M_w \leq 5$ ), destacando por sus efectos destructivos el terremoto de 2011 de magnitud  $M_w 5.2$  que castigó fuertemente la ciudad de Lorca (IGME, 2011; Martínez-Díaz et al., 2012c).

### **2.3.1.El terremoto de Lorca de 2011**

El 11 de mayo de 2011 tuvo lugar un terremoto de magnitud  $M_w 5,2$  que afectó de forma importante a la localidad de Lorca, causando 9 víctimas mortales, 300 heridos y daños en más de 1200 edificios. Las pérdidas ocasionadas por este seísmo fueron estimadas en más de 1200 millones de euros. Como en otros terremotos anteriores atribuidos a la FAM (p.e. Muñoz-Clares et al., 2012), así como a otras fallas del SE Bético (p.e. Rodríguez-Escudero et al., 2013), el terremoto de 2011 no ocurrió de manera aislada, sino que vino acompañado de un precursor de magnitud similar ( $M_w 4,6$ ) que tuvo lugar un par de horas antes. Tanto el epicentro del terremoto principal, como el de los eventos asociados más importantes, fueron localizados por el Instituto Andaluz de Geofísica (IAG, 2011) en un área cercana a la ciudad de Lorca que se



sitúa a tan sólo unos pocos kilómetros al norte de la traza de la FAM (Fig. 2.5). La distribución espacial de los efectos geológicos (Rodríguez-Peces et al., 2012) y arquitectónicos (Giner-Robles et al. 2012), así como la localización de los epicentros de la serie sísmica y el análisis de los mecanismos focales (López-Comino et al., 2012), señalan a la FAM como la fuente responsable más probable para la serie sísmica de 2011 (p.e. Vissers & Meijninger, 2011; IGME, 2011; Martínez-Díaz et al., 2012a, 2012c). De los sismos atribuidos a la FAM, el de 2011 es, sin duda, el terremoto destructivo mejor documentado. El gran número y la multidisciplinariedad de los estudios surgidos a raíz de este evento, ofrecen una información única para entender mejor el comportamiento sísmico de la FAM y poder predecir cómo puede comportarse en el futuro.

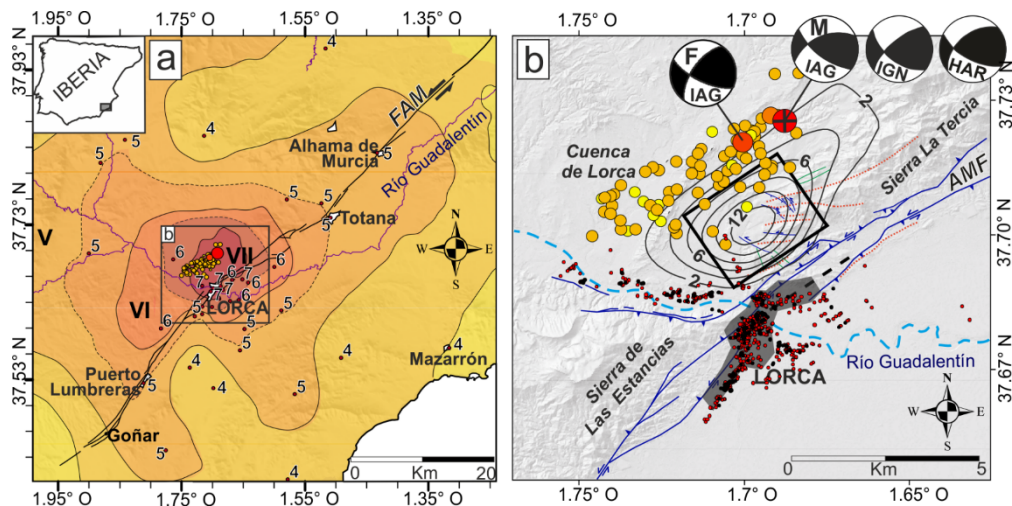


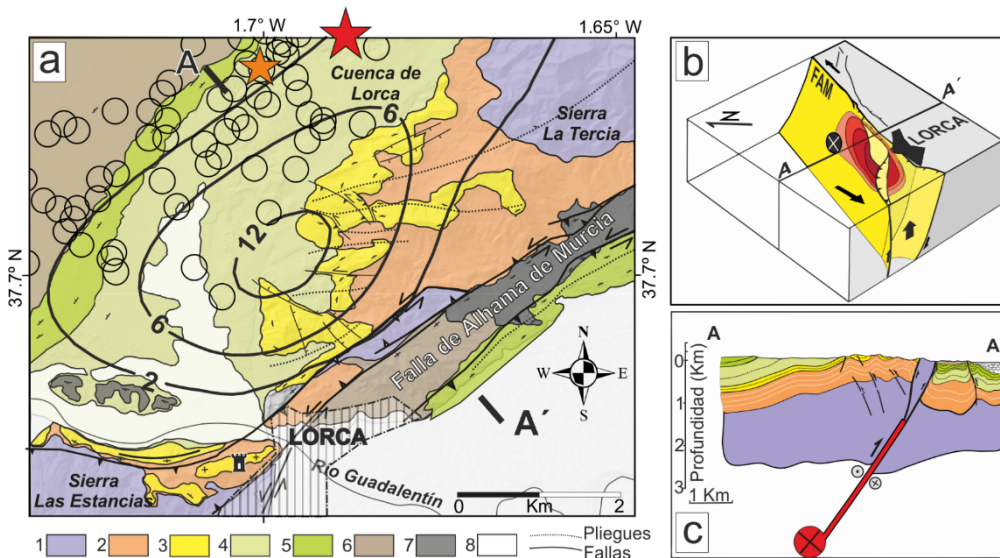
Figura 2.5. a) Distribución espacial de intensidades EMS producidas por el terremoto de Lorca de 2011. Los epicentros de los eventos más importantes, así como la secuencia de réplicas, son proyectados sobre la traza de la Falla de Alhama de Murcia. b) Mapa de la zona epicentral, señalada en la Fig. a por un rectángulo, que incluye las réplicas relocalizadas por el Instituto Andaluz de Geofísica (López-Comino et al., 2012) y los mecanismos focales para el evento principal (M) y el precursor (F) calculados por IGN: Instituto Geográfico Nacional; IAG: Instituto Andaluz de Geofísica; HAR: Harvard CMT. El rectángulo es la proyección horizontal de la rotura modelizada mediante interferometría Radar por Martínez-Díaz et al. (2012a), considerando un deslizamiento uniforme sobre el plano. Las isolíneas representan la

*proyección horizontal del deslizamiento (en mm) para una rotura modelizada asumiendo un deslizamiento variable sobre la falla (Martínez-Díaz et al., 2012a). Los puntos rojos y negros simbolizan los edificios que se vieron afectados por daños estructurales severos.*

A pesar de su moderada magnitud, el terremoto de 2011 fue más destructivo de lo esperado para un terremoto de Mw 5,2. Los análisis de orientación de los efectos superficiales (p.e. IGME, 2011; Giner-Robles et al., 2012; Rodríguez-Pascua et al., 2012), indican que la mayoría de los daños fueron causados por un fuerte movimiento del terreno (o pulso) preferentemente orientado que azotó enérgicamente la ciudad de Lorca, ubicada a 5km del epicentro. Este pulso fue bien registrado por el acelerógrafo situado en el centro histórico de la ciudad, el cual dibujó una curva de gran amplitud con una marcada orientación NO-SE, indicando que la mayor parte del movimiento del terreno se concentró en una orientación perpendicular a la dirección NE-SO de la FAM (Martínez-Díaz et al., 2012c). Estos fuertes pulsos en la dirección perpendicular a la superficie de rotura de la falla son frecuentemente registrados en zonas cercanas a la falla hacia donde la rotura se propaga (p.e. terremoto de Landers de 1994-California; Somerville et al., 1997). Aunque no es exclusivo de fallas direccionales, tal comportamiento es característico de éstas, y es a menudo asociado a efectos de directividad cuando la rotura viaja a velocidades próximas o superiores (supercizalla) a la velocidad de propagación de las ondas de cizalla (Somerville et al., 1997; Somerville, 2003, 2005; Spudich y Chiou, 2008 Baker et al. 2013). En el caso del pulso asociado al terremoto de 2011, López-Comino et al. (2012) estimaron a partir del análisis de datos sísmicos que aquel pudo ser consecuencia de una propagación asimétrica de la rotura, la cual se extendió en un 70% en dirección SO hacia Lorca a una velocidad de  $\sim 2,5$  Km/seg. Por otro lado, Niemeijer y Vissers (2014) demostraron experimentalmente en laboratorio que la estructura de la falla a profundidades hipocentrales podría haber desempeñado un papel importante en la directividad de la rotura durante este terremoto. De ser demostrada la relación propuesta por estos últimos autores entre la estructura y el comportamiento sísmico demostrado por la

FAM, ésta podría comportarse de igual manera en otras ocasiones. De hecho, Rodríguez-Pascua et al. (2012) identificaron la misma orientación para los efectos arquitectónicos ocasionados por los terremotos de 2011 y 1674, sugiriendo que la FAM podría haberse comportado de forma similar durante ambos eventos.

Respecto a la estructura que la FAM muestra en superficie en torno a la zona epicentral del terremoto de 2011, este evento se localizó próximo a una zona de articulación entre dos segmentos activos de la FAM: los segmentos Goñar-Lorca y Lorca-Totana (Fig. 2.2 y 2.5; Martínez-Díaz et al., 2012b), que según estudios paleosísmicos previos han generado eventos sísmicos de magnitud  $M_w > 6.5$  durante el Holoceno (Martínez Díaz et al., 2001; Masana et al., 2004; Ortuño et al., 2012). No obstante, en la actualidad la mayor parte de la actividad sísmica es registrada en el segmento Lorca-Totana, mientras que el de Goñar-Lorca muestra un gap de sismicidad (Martínez-Díaz, 2006). La caracterización estructural y el entendimiento del funcionamiento sismogénico de esta zona intersegmento es, por tanto, clave a la hora de analizar la posibilidad de que se produzcan eventos de mayor magnitud ( $M_w > 7.0$ ) que alcancen a sobrepasar la zona de articulación, implicando la rotura de ambos segmentos.



*Figura 2.6. Interpretación tectónica para el terremoto de Lorca 2011. a) Mapa geológico de la zona epicentral sobre el que se representan las isolíneas de la deformación cosísmica (en mm) estimadas a partir de interferometría Radar (Martínez-Díaz et al., 2012a, 2012c). b) Esquema 3D de la estructura de la FAM en profundidad para la zona epicentral, donde la parte coloreada con tonos rojizos representa la zona de mayor deslizamiento cosísmico. Ésta parece asociada a una complejidad de la FAM (dúplex de desgarre compresivo) que pudo actuar como una aspereza durante el sismo. c) Corte geológico transversal a la rotura: 1: basamento metamórfico alpino; 2: Conglomerados y margas marinos y litorales del Tortoniense; 3: Calcarenitas Tortonienses; 4: margas, arenas y conglomerados del Tortoniense Superior-Messiniense; 5: Depósitos evaporíticos del Messiniense; 6: margas, arenas y conglomerados litorales y fluviales del Messiniense Superior-Plioceno; 7: Abanicos aluviales y depósitos de rambla del Pleistoceno Inferior-Medio; 8: abanicos aluviales y depósitos fluviales del valle del Guadalentín (Pleistoceno Superior-Holoceno).*

## **2.4. Características estructurales y litológicas de la zona de falla**

### **2.4.1. La zona de daño**

La variabilidad litológica descrita en el apartado 2.3 y representada en la cartografía de las figuras 2.3 y 2.4, sin duda, condiciona el desarrollo y evolución de la compleja estructura que la zona de falla presenta en superficie. En las proximidades de la traza principal de la falla, estos materiales son afectados por fracturas macroscópicas y, en muchas ocasiones, ramas o fallas conjugadas de la FAM que en algunas zonas pueden incrementar unos cientos de metros la anchura de la zona de falla mediante la incorporación de grandes lentejones y/o bloques de protolito. En términos generales, la fracturación en la zona de falla sigue un patrón de orientaciones Riedel a distintas escalas que tienden a enlazarse entre sí desarrollando una red de morfología anastomosada. Los materiales incluidos en la zona de falla presentan una deformación generalmente más penetrativa que depende de la edad de los materiales, su evolución deformacional en relación con la actividad de la FAM pero, sobre todo, de su comportamiento reológico. En función de su reología, pueden diferenciarse básicamente 2 estilos deformacionales interdependientes de las características

litológicas. Los materiales más cohesivos, como areniscas cementadas y carbonatos, se comportan como cuerpos rígidos que tienden simplemente a bascular, rotar y reorientarse paralelamente a la dirección de la falla, concentrando la deformación en forma de fracturación macroscópica frágil, que los divide en bloques de menor tamaño pueden llegar a ser desmembrados y aislados por el desplazamiento progresivo de la falla. Por ejemplo, formaciones de arenisca en las proximidades de Totana (Foto 2.3), se disponen basculados con los planos de estratificación con un alto buzamiento, que son aprovechados por planos discretos de fracturación. Mientras, los materiales granulares no cohesivos presentan mayor deformación interna (a escala de grano), siendo la deformación distribuida en todo el volumen de roca. En los conglomerados cuaternarios que constituyen los sistemas de abanicos del área de Goñar (Foto 2.1), en el extremo SO de la FAM, se ha observado que la deformación se concentra en bandas de espesor decimétrico. Mientras los clastos se limitan a rotar y orientar su eje largo paralelo a la dirección de la falla, la matriz de granulometría fina “fluye” alrededor de estos de manera plástica dibujando texturas que adquieren cierta apariencia dúctil. Los yesos (Fotos 2.4 y 2.5), de carácter mucho más plástico, sufren una acusada deformación con pliegues muy apretados. La deformación en estos materiales generalmente está más distribuida, y ocasionalmente se concentra en bandas de cizalla centimétricas donde los yesos adquieren un aspecto milonítico. Otras veces, fracturas frágiles son definidas por nueva precipitación de yesos, como se muestra en la foto 2.5. No obstante, la distribución de la deformación en estos materiales es tal que la traza de la rama sur de la FAM en el segmento entre Lorca y Totana se pierde en los yesos a la altura de la población de Lorca.

En materiales granulares poco cohesivos de grano fino o medio el comportamiento de deformación puede ser mixto, en función del contraste de competencia entre los materiales que se ponen en contacto. A veces la deformación se concentra en fracturas que desplazan las superficies de estratificación, pero cuando se ven incluidos en la zona de falla junto con materiales más rígidos, son los materiales granulares los que

actúan como bandas de cizalla que acomodan la deformación de manera “plástica” alrededor de los bloques más competentes (p.e. Foto 2.1), reduciéndose drásticamente su espesor en zonas confinadas entre bloques. Esto mismo se observa a una menor escala en conglomerados con matriz de grano fino, donde la matriz de comportamiento más plástico se acomoda entre los cantos más rígidos.



*Foto 2.1. Conglomerados aluviales en la zona de Goñar (izquierda) donde se puede observar cómo la matriz se acomoda de manera plástica alrededor de clastos que se orientan con el eje largo paralelo a la orientación de la banda de deformación. A la derecha estructuras sigmoidales desarrolladas por clastos de carbonatos negros entre arenas de abanicos aluviales del Mioceno Terminal en el área de la Rambla del Zarcico.*



*Foto 2.2. Rama sur de la FAM en el segmento Lorca-Totana en la carretera del trasvase Tajo-Segura. Banda de cizalla formada por materiales versicolores del C. Maláguide intensamente deformados que rodean un gran bloque rígido de carbonatos.*



*Foto 2.3. Materiales granulares de sistemas aluviales del Mioceno Superior cerca de la localidad de Totana que se incluyen como relieves alineados en la rama sur de la FAM. Se puede ver que se disponen con planos de estratificación muy verticales que a menudo son aprovechados por la fracturación asociada a la zona de falla de la FAM.*



*Foto 2.4. Yesos messinienses muy laminados y deformados cabalgan sobre materiales cuaternarios en la rama sur de la FAM (área de La Salud, al N de La Hoya). En la foto el N está hacia la izquierda. Incorporados en la zona de falla, los yesos forman relieves alineados limitados por fallas. La estructura que se ve en la foto corresponde al límite norte de la rama sur, buzando muy poco hacia el S.*



*Foto 2.5. Yesos messinienses en la Rambla del Zarcico. A la izquierda, con una laminación muy fina que se dispone totalmente vertical dentro de la zona de falla. A la derecha, muy deformados, se aprecia cómo yesos re-precipitados definen planos de fracturación asociada a la zona de falla.*



En resumen, la zona de daño en la FAM es una amplia zona de deformación de espesor variable en superficie, aunque generalmente de unos cientos de metros (~200 m) que, por la longevidad de su actividad y evolución, afecta a materiales de muy diversas edades y litologías. El estilo de la deformación está condicionado por la reología y el contraste de competencias entre los materiales que la falla pone en contacto. Por lo general, los bloques rígidos muestran fracturación frágil localizada, mientras que los materiales granulares, no tan rígidos, tienden a adaptarse de manera “plástica” alrededor de aquellos con una deformación más distribuida en todo el volumen de roca. La morfología final de este contraste adquiere una apariencia casi dúctil, con bloques rígidos desarrollando sigmoides acorde a la cinemática de la FAM (p.e. Foto 2.1).

Aunque no se ha comentado nada aquí sobre los materiales del basamento metamórfico, estos muestran un comportamiento muy similar, con materiales competentes como cuarcitas o carbonatos que son fracturados frágilmente y englobados en materiales de comportamiento más plástico, como arcillas, aunque también en esquistos y filitas que cuando se alteran muestran este mismo comportamiento. No obstante, al estar más relacionados con el núcleo de falla, su descripción se ha incluido en el siguiente apartado.

#### **2.4.2. El núcleo de falla**

Con una longitud mayor de 100 km, la FAM ha sido dividida estructuralmente en estudios previos al menos en 4 segmentos (p.e. Silva et al., 1993; Martínez-Díaz, 1998). El presente estudio se limita únicamente al análisis estructural de sus 2 segmentos centrales: el segmento de Puerto-Lumbreras-Lorca y el de Lorca-Totana. La elección de estos segmentos se debe a la mayor tasa de exhumación que ha hecho aflorar las unidades inferiores del complejo Alpujarride y las rocas de falla que constituyen el núcleo, permitiendo ver en varios afloramientos la estructura que presenta la FAM en profundidad.

Por la expresión de la falla en superficie, ambos segmentos son fácilmente diferenciables, pues habitualmente se desarrolla un bandeo tectónico con materiales de muy diversos colores, además de la presencia de relieves formados por materiales miocenos y cuaternarios que se alinean a lo largo de su traza. El segmento Puerto Lumbreras-Lorca es menos complejo, tanto estructural como geológicamente, que el segmento Lorca-Totana. En este segmento la traza de la falla mantiene una orientación rectilínea, delimitando a grandes rasgos los materiales del basamento que afloran en la sierra de las Estancias con los materiales que rellenan la cuenca del Guadalentín. A lo largo de este segmento la falla presenta algunas ramificaciones y fallas secundarias, aunque su tendencia es muy consistente, tal como puede verse en el modelo digital del terreno de la figura 2.2 y en la figura 2.4. La FAM afecta a lo largo de este segmento principalmente a esquistos, filitas y cuarcitas del Alpujárride que afloran en el borde meridional de la Sierra de Las Estancias. Los materiales del C. Maláguide y los depósitos de relleno de las cuencas neógenas, aunque presentes, se limitan a la traza de la falla en superficie, disponiéndose como relieves alineados a lo largo de prácticamente toda su longitud. Estos materiales se incluyen en la zona de falla en superficie, presentando altos buzamientos y con una orientación preferente de su estratificación o clivaje, acorde a la cinemática sinistral de la falla. Generalmente estos materiales se incluyen como grandes bloques que presentan una evidente macrofracturación de Tipo Riedel, que en muchas ocasiones limita la forma y dimensiones de los fragmentos de protolito. La diferencia topográfica entre las Estancias y la Depresión del Guadalentín no es tan acusada en esta zona como en el área de Lorca o en la Sierra de La Tercia, por lo que materiales cuaternarios se extienden ampliamente, cubriendo parcialmente la zona de falla. No obstante, allí donde la falla afecta a los esquistos grafitosos del C. Alpujárride la falla desarrolla una gouge negruzca con una textura milonítica bien desarrollada cuyas estructuras indican una clara cinemática sinistral. El afloramiento de la gouge en superficie no es continuo, sin embargo, la linealidad de la FAM en este segmento y la presencia

continuada del Complejo Alpujarride en el bloque de techo a lo largo de todo el segmento, hace suponer que la *gouge* continua bajo la superficie. De hecho, una trinchera paleosísmica realizada al NE de Puerto Lumbreras hace unos pocos años (Foto 2.6.), descubrió a unos 2-3 m de profundidad el núcleo de falla formado por gouges y cataclasitas desarrolladas a partir de materiales del basamento. La gouge que constituye en sentido estricto el núcleo de la falla, donde se concentra la mayor cantidad de desplazamiento aflora bien en el N-NE de Puerto Lumbreras (Meijninger et al., 2006) y en La Torrecilla (Rutter, 1986), donde existe un afloramiento excepcional de la estructura de la zona de falla de la FAM que podría ser representativo de la estructura profunda de la FAM para todo este segmento.

Hacia el norte de la Torrecilla (ver Fig. 2.3), la estructura se hace más compleja, pues la presencia de un gran bloque de basamento desplazado hacia el interior del Guadalentín, que podría inicialmente haber constituido una curvatura en el borde del protolito. Ahora, elevado por una estructura en dúplex, obliga a la FAM a sortearlo desarrollando una bifurcación que podría ser una de las causas de la distribución de la deformación en el segmento colindante (Lorca-Totana) en 2 ramas que cartográficamente están muy bien diferenciadas (Fig. 2.3 y 2.4). En ambas ramas, las características estructurales de la zona de falla en superficie son muy similares a las del otro segmento, aunque con ligeras variaciones litológicas.



Foto 2.6. Trinchera paleosísmica al NE de Puerto Lumbreras que descubrió la zona de falla afectando a materiales del basamento metamórfico (detalle en la parte inferior derecha). Al fondo a la izquierda puede verse la Sierra de Enmedio.

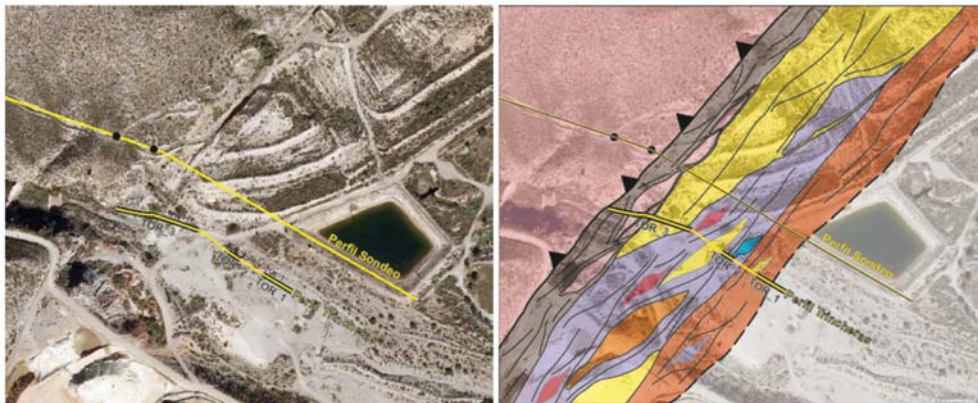


Figura 2.7. Cartografía de detalle del área de La Torrecilla. A la izquierda fotografía aérea de la zona sobre la que se han proyectado la posición de las trincheras y el sondeo FAM-1. A la derecha se ha superpuesto la cartografía geológica de la zona de falla obtenida de observaciones de campo y trincheras (ver Fig. 2.3 para leyenda).

#### 2.4.2.1. *El segmento Puerto Lumbreras-Lorca*

La estructura de la FAM en este segmento es más sencilla y en superficie queda mejor definida que en otros segmentos, limitando claramente los materiales del basamento metamórfico que afloran en la Sierra de las Estancias de los materiales neógeno-cuaternarios que rellenan la Cuenca del Guadalentín. Al SO de Lorca, la Rambla de La Torrecilla produce una incisión en el borde meridional de la Sierra de Las Estancias, donde puede observarse en corte la estructura representativa de este segmento. Gracias a su excepcionalidad, este afloramiento ha sido motivo de estudio en varios trabajos previos como el de Rutter et al. (1986), donde se hace una buena descripción de la estructura de la gouge que aflora en esta área. Las condiciones climatológicas áridas y semiáridas de esta región ha favorecido la conservación en este afloramiento de las rocas de falla que constituyen el núcleo de falla. A pesar de que en superficie la gouge del núcleo de falla desaparece por debajo de materiales más recientes a lo largo de la traza de la FAM hacia el SO, trincheras paleosísmicas realizadas en una campaña previa en el año 2011, consiguieron sacarla a la superficie en un punto cercano a la ciudad de Puerto Lumbreras cerca de un afloramiento de esquistos grafitosos de la unidad inferior del Complejo Alpujárride (Foto 2.6), tal como ocurre en La Torrecilla. Esto sugiere que la estructura observada en La Torrecilla podría ser característica de la estructura que adopta la FAM en todo este segmento. Por esta razón, se realizó un estudio exhaustivo en esta zona. Los trabajos incluyeron un sondeo de 173m de profundidad (FAM-1) con recuperación de testigo que fue instrumentado parcialmente (Foto 2.7 y Fig. 2.8). Posteriormente se hizo otro, con el fin de instalar un sismógrafo de pozo dentro de las gouge del núcleo de la FAM, de una profundidad de ~40 m (FAMsis-1; Martínez-Díaz et al, 2016). Además, una serie de trincheras perpendiculares a la falla se realizaron previamente para observar la estructura tridimensional de la falla en los primeros metros y poder hacer una prognosis inicial de la perforación (Foto 2.7 y 2.8). Asimismo, se hicieron dos perfiles

de resistividades con diferente espaciado y un perfil sísmico para intentar ver la estructura de la zona de falla en profundidad (Fig. 2.9 a 2.11).



*Foto 2.7. Vista hacia el NE del afloramiento de La Torrecilla donde el núcleo de la FAM aflora en contacto neto con los esquistos grafitosos del Complejo Alpujárride que se disponen al NO (parte izquierda de la foto) con un tono parduzco. Se puede ver la máquina perforadora mientras realizaba el sondeo FAM-1 y la ubicación de la trinchera TOR-3 que se excavó para analizar las características estructurales del núcleo de la falla y de la que se muestra un detalle en la parte inferior izquierda.*

Como refleja la cartografía de esta zona (Fig. 2.7 y 2.12), la zona de falla tiene aquí una geometría claramente asimétrica. Las rocas de falla del núcleo, constituidas por gouges, cataclasitas foliadas y brechas de coloraciones generalmente muy oscuras o negras, siempre aparecen en contacto con los esquistos grafitosos del C. Alpujárride.

Hacia el SE, la zona de falla incorpora materiales estratigráficamente superiores y cada vez más recientes, hasta alcanzar los materiales cuaternarios de la rambla más recientes, que pudieron verse en la trinchera TOR-1 cabalgados por materiales neógenos y cuaternarios antiguos. Esta última estructura podría estar relacionada con la rotura de un terremoto histórico en superficie como parecen demostrar los datos trincheras paleosísmicas realizadas posteriormente por Martínez-Díaz en la misma zona y que se han permitido descubrir los restos bien conservados de una acequia de edad árabe afectados al menos por un evento (Martínez-Díaz en comunicación personal).



*Foto 2.8. Vista general de las tres zanjas excavadas perpendicularmente a la FAM en la Rambla de La Torrecilla. De izquierda a derecha: TOR-3, próxima al plano de falla principal donde aflora el núcleo de falla. TOR-2 afectando a la zona de falla de deformación intensa donde materiales del basamento bético se mezclan por cizalla con materiales neógenos; y TOR-1 donde puede verse materiales neógenos y cuaternarios antiguos superponerse a materiales cuaternarios de carácter histórico (ver Martínez-Díaz et al., 2016).*

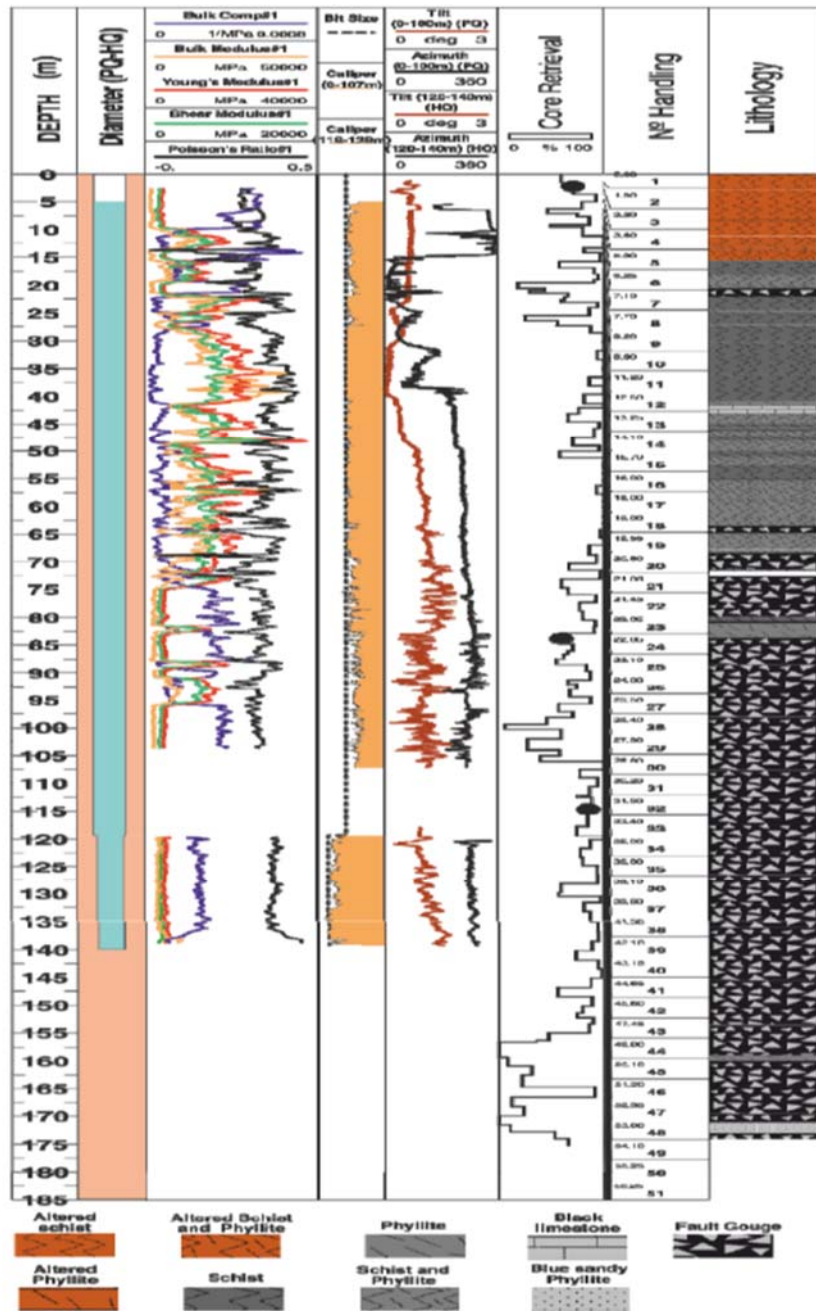
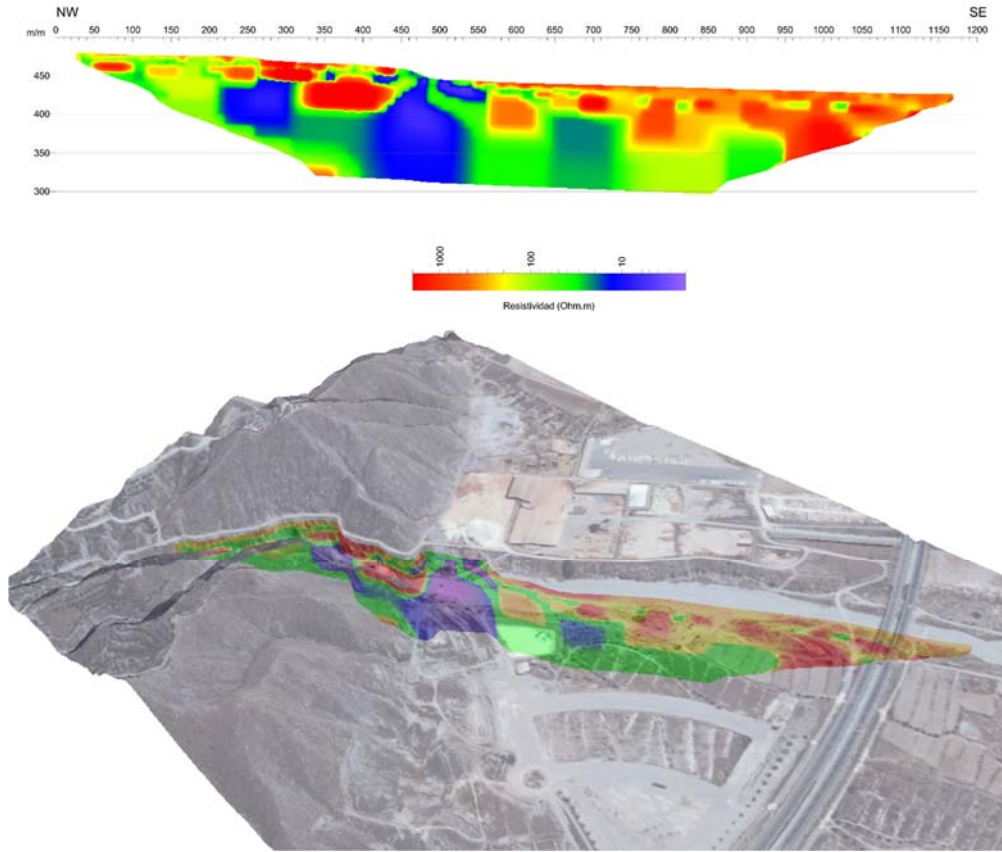


Figura 2.8. Resumen de algunos de los parámetros geofísicos y geotécnicos registrados en el sondeo FAM-1. La columna derecha muestra las litologías de los testigos recuperados.





*Figura 2.9. Arriba, perfil de resistividades realizado a lo largo de la rambla de La Torrecilla que es proyectado en profundidad, en la imagen inferior, sobre un modelo 3D obtenido de la proyección de la foto área de la zona de la Torrecilla (ver Fig. 2.7) sobre el modelo digital del terreno. Nótese que la imagen inferior es especular para hacer coincidir la orientación de ambas imágenes.*

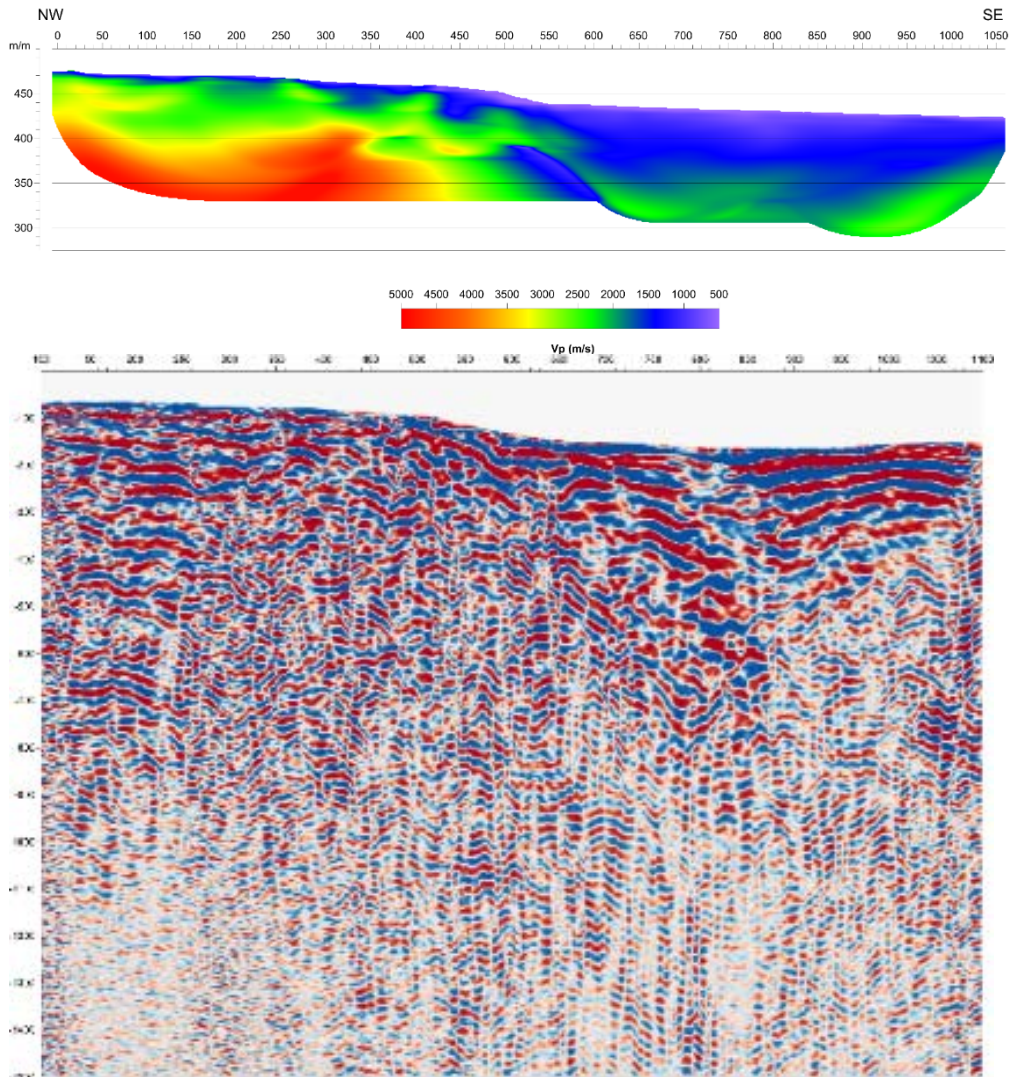


Figura 2.10. Perfiles sísmicos realizados según la misma traza que el perfil de resistividades de la Fig. 2.7. Arriba, perfil de velocidades sísmicas ya procesado que alcanza una profundidad ~200 m. Abajo, sísmica de refracción en bruto.

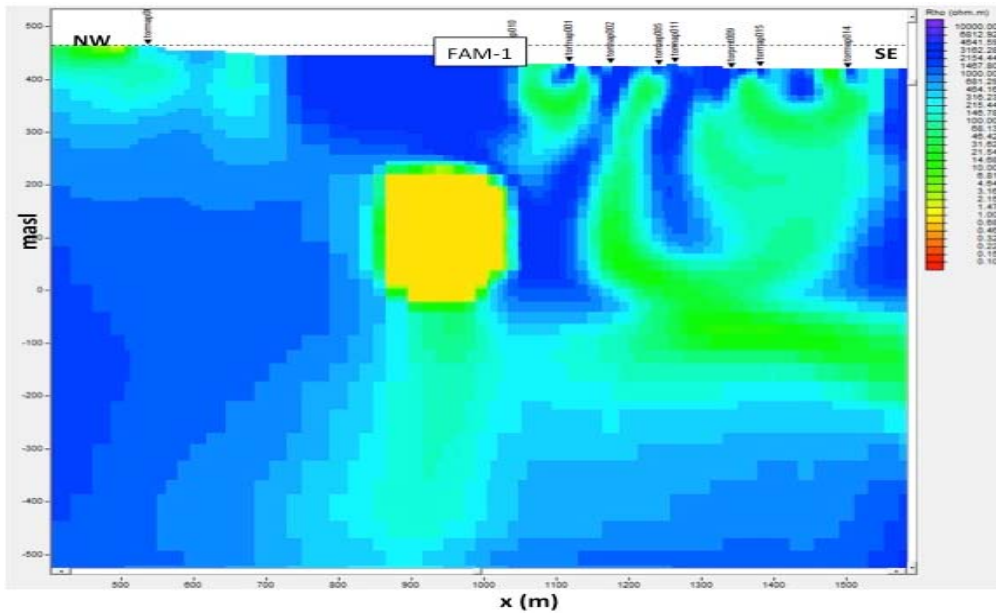


Figura 2.11. Perfil de resistividades que se prolonga casi 1000 m en profundidad, obtenido mediante la inversión conjunta del perfil con diferente espaciado para alcanzar una mayor calidad en profundidad.

La figura 2.12 muestra un bloque diagrama resumen realizado a partir de la compilación de los datos cartográficos, observaciones de campo, registro litológico recuperado por el sondeo y los perfiles geofísicos. No obstante, hay que incidir en que la interpretación de los perfiles geofísicos es muy complicada y se basa fundamentalmente en datos geológicos tomados del sondeo FAM-1 y en superficie. Sin embargo, a partir de ellos se ha conseguido estimar una tasa de exhumación relativa a partir de una anomalía en profundidad, que puede verse en la figura 2.11, y que parece indicar que el basamento metamórfico podría situarse en el bloque de muro a una profundidad aproximada de 1 km bajo la superficie actual.

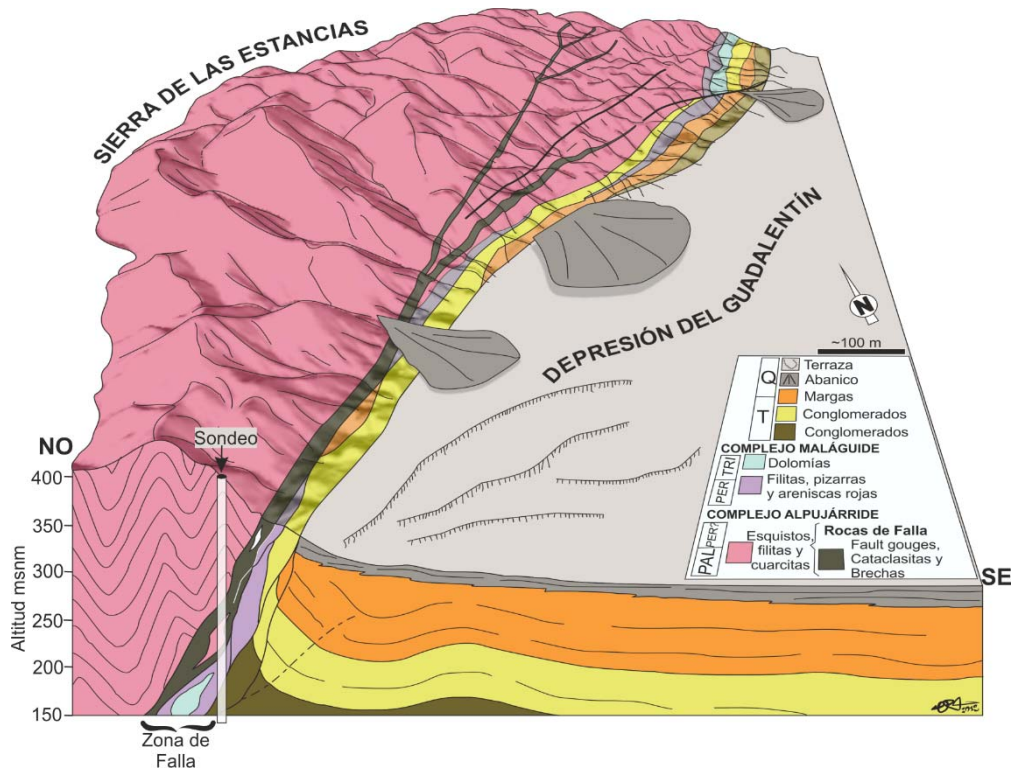


Figura 2.12. Bloque diagrama de la estructura de la zona de falla de la FAM en la zona de La Torrecilla. Obsérvese que hacia el NE, el núcleo de falla se divide en varias ramas.

Respecto a las características del núcleo, destaca su posición siempre en contacto con el Alpujarride el cual se asume debe ser el protolito, tal como sugieren los análisis mineralógicos realizados. El contacto entre el núcleo y el protolito es muy neto, tanto en afloramiento como en el sondeo, y presenta un buzamiento muy constante en profundidad de unos 70-75° hacia el NO. Es habitual la presencia de estrías de falla en este plano que indican una fuerte componente de desgarre, con inmersiones hacia el NE. También hay otra familia de estrías muy verticales que se superponen a las anteriores y que, aunque difícilmente demostrable, podrían ser consecuencia de la exhumación del bloque de techo en tiempos más recientes. Las rocas negruzcas del núcleo son derivadas principalmente por alteración mecánica del protolito,

produciéndose una drástica conminución del tamaño de grano, enriqueciéndose el núcleo en partículas de grano fino y arcillas derivadas de la desintegración de los filosilicatos. Estas rocas se forman por pequeños fragmentos de protolito que son englobados en una matriz rica en arcillas y filosilicatos que varía en proporción en función de la litología (Sibson, 1970). El conjunto de las rocas de falla (gouges, cataclasitas foliadas y brechas) que constituyen el núcleo en sentido estricto se disponen en un espesor de ~15 m donde se alinean a favor de orientaciones Riedel confiriendo una morfología anastomosada que hace difícil el estudio de la distribución y continuidad de cada litología. No obstante, las rocas menos evolucionadas como brechas y cataclasitas se disponen generalmente junto a bloques de protolito incluidos en el núcleo de falla, y que se alargan y orientan a favor de la dirección de la falla, dibujando a menudo morfologías sigmoidales limitadas por fracturas Riedel que indican la cinemática sinistral de la FAM. A una menor escala, estas mismas morfologías son también visibles en el interior de gouges y cataclasitas foliadas que incluyen clastos de esquistos y cuarzo. También presentan estructuras S-C que le dan una apariencia típica de rocas miloníticas desarrolladas a elevadas profundidades (Rutter et al., 1986).

Hacia el SE, el núcleo se pone en contacto con materiales de las unidades superiores del Complejo Alpujarride (esquistos plateados) y materiales del Maláguide. Algo que llama mucho la atención, es que nunca llegan a mezclarse entre ellos. Los materiales Maláguides muestran una deformación menos penetrativa y, aunque alcancen un alto grado de alteración mecánica siempre es fácil identificar la litología original del protolito. Hacia la parte externa de la zona de falla, los materiales alpujarrides superiores (esquistos plateados) y los del complejo Maláguide sí que se mezclan claramente con materiales neógenos de relleno de la Cuenca del Guadalentín, dando una estructura de estilo dúctil producida por la interacción de multitud de fracturas de tipo Riedel a muy diferentes escalas que afectan de diferente forma a materiales competentes y no competentes. Finalmente, los materiales más modernos,

se muestran únicamente basculados y afectados por macrofracturación y plegamiento. En materiales granulares no cohesivos, quizás si se observe una deformación algo más penetrativa como consecuencia de deslizamiento friccional entre los granos.

#### 2.4.2.2. *El segmento Lorca-Totana*

Este segmento es más complejo que el anterior. Ya desde la Torrecilla (Figs. 2.4 y 2.12, la FAM se desdobra en 2 ramas principales que alcanzan mayor entidad al otro lado de la localidad de Lorca (Fig. 2.3), incorporando a lo largo de su traza una mayor variabilidad litológica. Ambas ramas pueden diferenciarse muy bien en superficie. La rama norte, que afecta directamente a materiales del basamento tiene un aspecto muy similar al descrito para el segmento anterior. Presenta un bandeado tectónico de materiales versicolores que derivan principalmente del Complejo Maláguide, el cual aflora de manera más completa y extensa en la Sierra de La Tercia, relieve en cuyo extremo meridional se dispone esta rama (Fig. 2.3). Incorporando además los materiales de relleno de la Cuenca de Lorca, que el segmento Puerto Lumbreras-Lorca no estaban afectados. La gouge de colores negruzcos con textura de estilo milonítico, como la de La Torrecilla, sólo aflora junto con los esquistos del Alpujarride. Otra evidencia más que señala a estos como el protolito más probable para la gouge y las rocas de falla que constituyen el núcleo de la FAM. En la rama norte, el núcleo aflora en la Rambla de Los Canales (Foto 2.9) y discontinuamente por el borde de La Tercia en puntos donde son exhumados los esquistos grafitosos, como por ejemplo en la cabecera de la Rambla de La Salud. En la rama sur, sin embargo, sólo aflora en la Rambla del Zarcico (Foto 2.10), donde también alcanzan a aflorar los esquistos grafitosos en una pequeña área.



*Foto 2.9. Foto superior: vista general hacia el SO del afloramiento de Los Canales. Foto inferior: detalle donde puede verse el núcleo de la FAM constituido por una zona intensamente deformada con bandas decimétricas de gouges con orientaciones Riedel que se unen entre sí anastomosadamente englobando lentejones de esquistos grafitosos y cuarcitas. Al NO (derecha), con tonos parduzcos, afloran los esquistos del Complejo Alpujárride. En la parte central de la foto superior, depósitos aluviales fosilizan parcialmente el núcleo de falla.*



*Foto 2.10. Traslase Tajo-Segura a la altura de la Rambla del Zarcico (su posición se indica mediante un círculo azul en Fig. 2.3). Zona de falla que incorpora principalmente materiales Alpujárrides, Maláguides, yesos Messinienses y conglomerados del Mioceno Superior, desarrollando un bandeado tectónico muy verticalizado que buza ligeramente al NO.*

La zona de falla que se desarrolla en este segmento muestra características similares a la Torrecilla, con desarrollo de cataclasitas foliadas, brechas y gouges a partir de esquistos grafitosos. A partir de La Torrecilla la banda de gouge se divide en otras que se prolongan a través del dúplex de Lorca como bandas decimétricas y, rara vez, métricas que separan grandes bloques de protolito de tamaño hectométrico. En los Canales, el núcleo vuelve a aparecer como una única banda que incorpora numerosos bloques de protolito, donde las gouges se diferencian en bandas decimétricas de orientaciones Riedel que los bordean (Niemeijer & Vissers, 2014). Como en la Torrecilla, las cataclasitas y brechas suelen aparecer asociadas al contacto



con estos bloques de protolito. Esto sugiere un estadio algo menos evolucionado que en la zona de falla de La Torrecilla, donde la cantidad de bloques que incorpora no es tan grande y, por tanto, la conminución y el desarrollo de gouges parece haber sido mayor. En la rama sur, la gouge aflora escasamente, aunque también asociada a una única banda en contacto con el protolito.

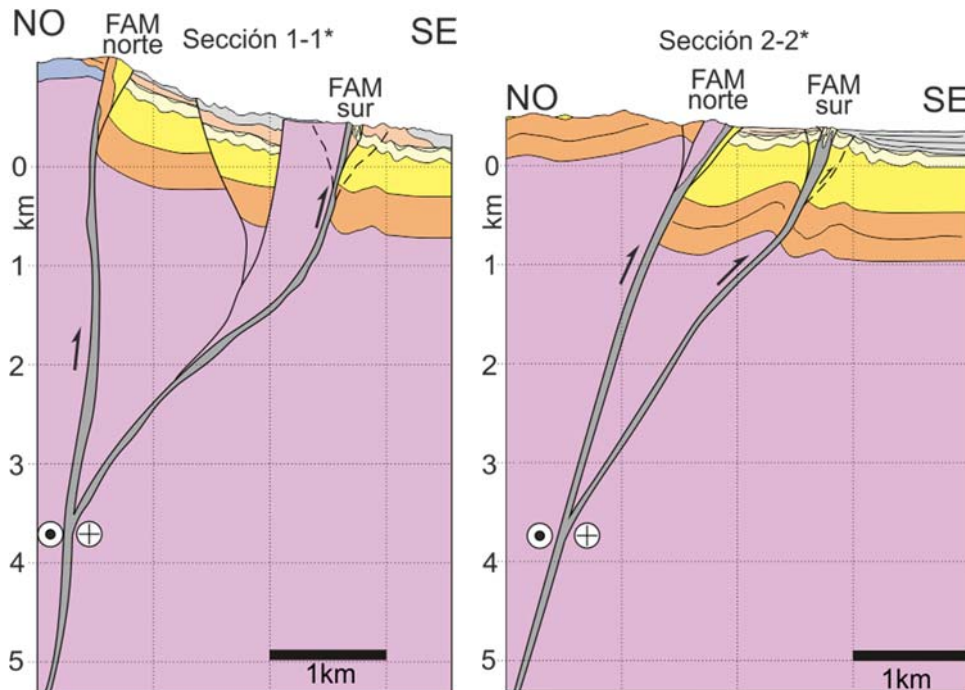


Figura 2.13. Cortes geológicos interpretativos correspondientes a las secciones indicadas en la cartografía de la Fig. 2.3. Leyenda en esta misma figura.

En la Figura 2.13 se muestra una interpretación general de la geometría de la FAM en profundidad. A diferencia de otras secciones previas realizadas por diversos autores, que representaban la rama sur como un cabalgamiento buzando al sur, ya que es fácilmente observable tanto en campo, como en trincheras (Canora et al., 2016; Ferrater et al., 2015) y foto aérea; aquí, se ha reinterpretado como un retrocabalgamiento de la rama sur. Su linealidad en superficie encaja bien en que esta estructura se disponga más vertical en profundidad, siendo probable que enlace con

otra estructura en profundidad. El afloramiento de la Rambla del Zarcico es la prueba que en profundidad existe una zona de falla principal buzando al N y afectando al basamento, por lo que la interpretación que aquí se ha tenido como más probable es la que se muestra en la figura 2.13. Además, el carácter sinistral de la FAM y su división en dos ramas favorece el desarrollo de una Cuenca *Pull-apart* que es coherente con la gran acumulación de depósitos cuaternarios entre ambas ramas.

## 2.5. Interpretación y discusión

Allí donde afloran esquistos alpujárrides, es habitual la presencia de rocas de falla como brechas, cataclasitas no cohesivas (foliadas) y gouges que sugieren un origen más profundo. Estas rocas derivan principalmente por procesos cataclásticos de rocas del basamento metamórfico, e incluyen únicamente fragmentos de esquistos grafitoso, por lo que su origen puede restringirse en profundidad donde la falla sólo afecta a estas rocas, ya que no se mezclan con otros materiales más modernos. Como se puede ver en la Fig. 2.14, que representa la estructura simplificada de la zona de falla de la FAM, el núcleo siempre aparece en el contacto con los esquistos alpujárrides y no se mezcla con otros materiales, mientras que en la zona de daño materiales más recientes se mezclan por cizalla. No obstante, la rama sur de la FAM en el afloramiento del trasvase (Foto 2.10) desarrolla un bandeado tectónico donde los esquistos grafitosos del complejo Alpujárride se mezclan de manera evidente con otros materiales más recientes, algo que no se observa en otros afloramientos. Esto podría hacer pensar que la actividad de la FAM en el segmento Lorca-Totana ha migrado en gran medida hacia esta rama. Si bien es cierto que la zona de falla profunda de la FAM en esta rama sólo aflora en este punto, coincidiendo con la intersección con una rama secundaria (Fig. 2.3) que bien podría ser en parte responsable de esta mezcla.

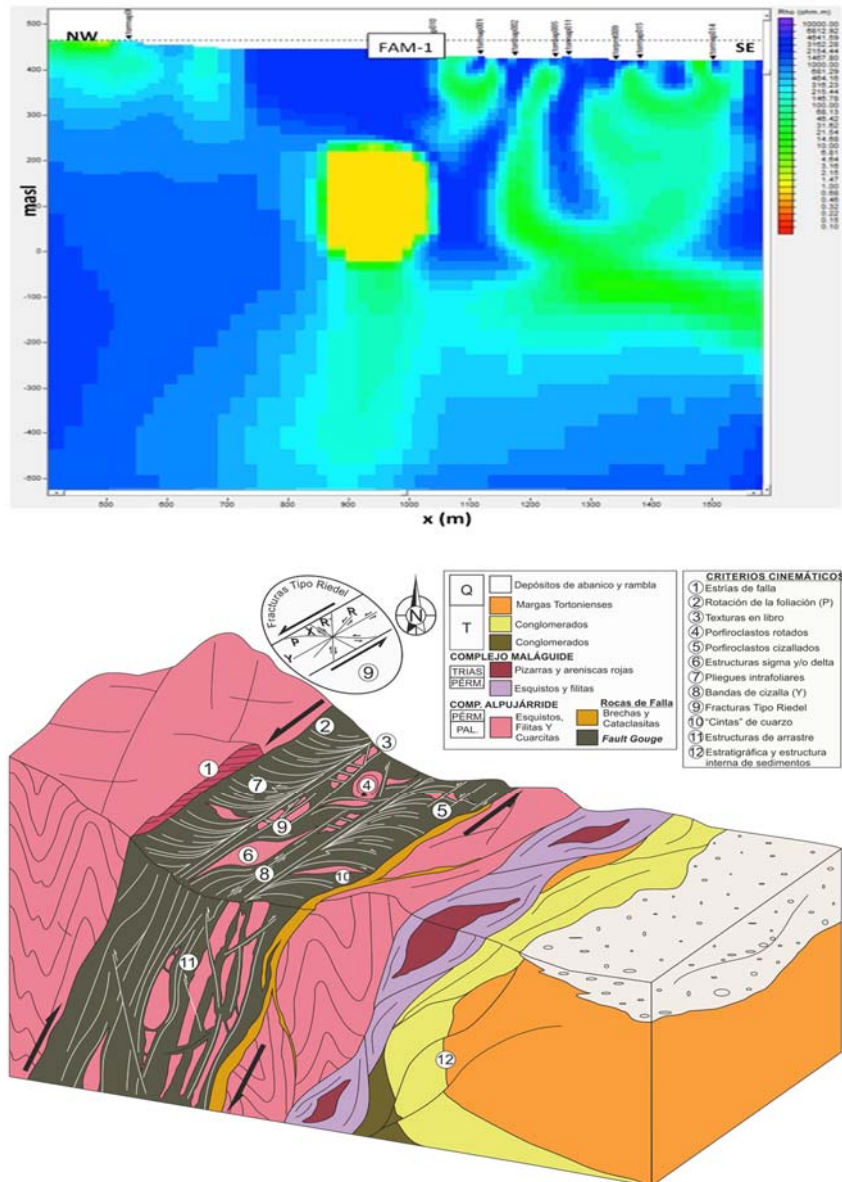


Figura 2.14. Arriba perfil de resistividades de la Torrecilla, cuya interpretación es coherente con el bloque diagrama de la parte inferior. Este esquema muestra la geometría de la zona de falla en la Torrecilla, aunque puede considerarse representativo de la complejidad estructural para los 2 segmentos estudiados. En él se incluyen, además, estructuras y texturas presentes en el núcleo de falla como evidencias de la cinemática de la FAM.

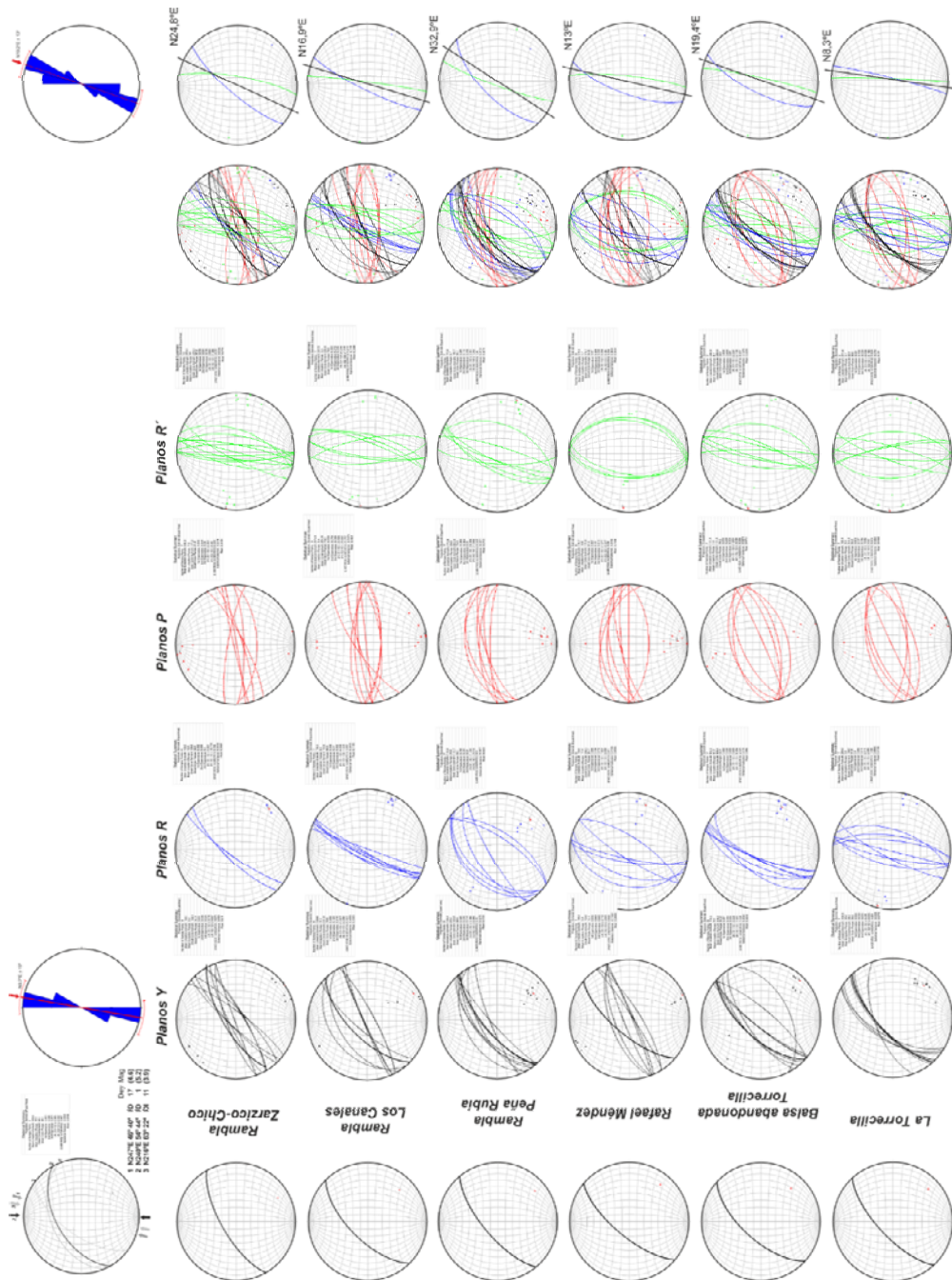


Figura 2.15. (en vista apaisada). Análisis de la fracturación para distintos afloramientos a lo largo de la FAM tomados en el núcleo de falla. A la izquierda de cada estación se indica la dirección correspondiente de la FAM. Hacia la derecha, análisis de la fracturación de tipo Riedel. En el extremo de la derecha eje de máximo acortamiento horizontal calculado para cada estación según Byerlee (1979) como la bisectriz entre planos R y R', y sobre ellas el valor medio para tal eje obtenido del análisis conjunto de las estaciones. En la parte superior izquierda se muestran los planos relacionados con los eventos más importantes de la secuencia sísmica de 2011. Proyección Schmidt (igual área).

El cálculo del eje de máximo acortamiento para las estructuras de la gouge, y que se muestra en la Fig. 2.15, parece mostrar cierta diferencia con el estimado por Martínez-Díaz (2002) para materiales más recientes. Parece que para la gouge, el eje se orienta según NNE, mientras que para la fracturación afectando a materiales tortonienses suele adoptar, según Martínez-Díaz (2002) orientaciones NNO, que son más perpendiculares a la traza de la FAM. Esta variación en el eje de máximo acortamiento pudo inducir un carácter más compresivo a la FAM, remanente en el periodo actual. El análisis de los terremotos de la secuencia de 2011 que también se muestra en esta figura, es coherente la orientación de las estructuras de la gouge de carácter direccional, aunque los mecanismos focales muestran una fuerte componente de desgarre que puede ser impuesta por un campo de esfuerzos más compresivo. Estructuras más recientes, como la que se ha reinterpretado aquí como un retrocabalgamiento de la rama sur, parecen favorables a una mayor actividad compresiva de la falla en tiempos recientes. Este cambio en el eje de máximo acortamiento pudo ser la causa de un cambio en la cinemática de la FAM, aumentando su componente vertical y produciendo la exhumación de la zona de falla profunda.

En la Torrecilla este levantamiento produjo un gran pliegue-falla de la lámina Maláguide situada sobre el Complejo Alpujárride, explicando que estos materiales sólo se sitúen al SE de la gouge. Pero, además, el hecho de que no se mezclen entre sí podría indicar que la gouge fue perdiendo actividad hacia la superficie, migrando hacia los materiales maláguides (y quizás el contacto esquisto-gouge) en su ascenso hacia la superficie. Es decir, la gouge pudo quedar inactiva en su ascenso hacia la superficie, por lo que su fábrica podría ser una evidencia fosilizada de la deformación que sufrió en profundidad. De hecho, la gouge muestra una textura muy bien desarrollada en secciones horizontales como consecuencia de una cinemática de desgarre, mientras que en secciones verticales su textura no es tan organizada. En bandas superficiales cercanas a la gouge, sin embargo, es más común ver estructuras sigmoidales en secciones verticales. Si esto de veras es así, la gouge de la FAM tiene

una razón más para considerarla excepcional, pues es raro que las zonas de falla que afloran en otras grandes fallas, no muestren una alteración de su fábrica durante su ascenso a superficie.

En su ascenso es cuando se fueron incorporando el resto de materiales a la zona de falla. La diferencia topográfica entre la lámina málaguide que queda en relieves de las Estancias a más de 800 m y la que se interpreta de la geofísica (Fig. 2.14) podría indicar un salto en la vertical de más de 1300m, profundidad mínima a la que se formó la gouge, pues es allí donde la FAM afecta sólo a los materiales alpujárrides exclusivamente.

## 2.6. Conclusiones

La gouge es característica de la zona de falla profunda de la FAM, por lo que en profundidad podría controlar su comportamiento sismogénético. Su estudio es por tanto imprescindible para conocer y predecir el comportamiento de la FAM. La evolución de la FAM muestra su carácter cortical, a lo que hay que sumar la emanación de aguas termales a lo largo de su traza y, más importante, la emanación de CO<sub>2</sub> de origen cortical. Esto sugiere que la FAM funcionó como un gran desgarre desde su más temprana actividad. Hidas et al. , sugieren que grandes desgarres béticos NE-SO son la prolongación en superficie de la deformación que afecta al manto litosférico y que ha sido observado en la orientación preferente de minerales típicamente mantélicos. Considerando las características estructurales de la FAM, parece lógico pensar en ella como una estructura cortical, pues es conocido que es el límite de dos dominios corticales. Análisis de CO<sub>2</sub> en cuevas formadas en el plano de falla de la FAM, como la Sima del Vapor en Alhama de Murcia, indican un origen mantélico para éste. También los análisis químicos de las aguas que surgen en este y otros puntos, indican paragénesis minerales profundas, con temperaturas en torno a 300°C que muestran que la FAM afecta, al menos, a buena parte de la corteza superior.

A igual que las grandes fallas que se mencionaban en el apartado introductorio, y que son objeto de estudio de sondeos profundos, es una estructura asociada a un límite de placas. En este caso, el límite entre la placa africana y la placa euroasiática. No obstante, este límite es difuso y gran parte de la deformación que se produce por la convergencia entre ambas placas es acomodada por una gran zona de cizalla intracontinental, denominada zona de cizalla de las Béticas orientales de la que la FAM forma parte. En esta estructura formada principalmente por desgarres de orientación NE-SO, la FAM junto a la Falla de Carboneras y a Falla de Carrascoy constituyen un límite entre dos dominios corticales.

En relación al comportamiento sísmico de la FAM, lo principal es conocer su estructura en profundidad, allí donde se nuclean los terremotos. No obstante, como demuestra este capítulo el estudio de la estructura de la zona de falla en las zonas más someras es de suma importancia para conocer los materiales que se ven implicados en la actividad de la falla, su evolución con respecto a la de aquella, los mecanismos de deformación, incorporación y crecimiento de la zona de falla, la variabilidad litológica y reológica lateral de los materiales, etc. Además, permite entender mejor la estructura profunda.

Asimismo, respecto al comportamientos sísmico reciente de la FAM, se ha observado que, independientemente de la magnitud, los terremotos nucleados en zonas de falla muy dañadas, pueden ser más destructivos de lo esperado debido a los fuertes pulsos de movimiento del terreno que suelen estar vinculados a efectos de directividad de ruptura. Estudios recientes demuestran que este fenómeno es susceptible de producirse en terremotos que se producen en fallas maduras que muestran una zona de falla bien desarrollada, donde las capas de *gouges*, cataclasitas o brechas que presentan valores bajos para la velocidad de propagación de las ondas sísmicas pueden servir como guías a lo largo de la falla para las ondas de alta frecuencia (Huang et al., 2014 y 2016). Por lo tanto, la caracterización estructural de las zonas de falla y las rocas de fallas asociadas pueden constituir una herramienta

inestimable para evaluar el potencial de las fallas activas para inducir fuertes terremotos.





# 3

## CARACTERIZACIÓN MICROESTRUCTURAL Y MINERALÓGICA DE LAS *GOUGES* DEL NÚCLEO DE FALLA

### 3.1. Introducción

Son numerosos los trabajos dedicados al estudio del potencial sismogénico de fallas activas que se centran en la caracterización de las rocas que constituyen el núcleo de falla. La distribución espacial de estas rocas y su continuidad dentro de la zona de falla son factores que ejercen un fuerte control sobre el comportamiento de la falla debido, principalmente, a sus características estructurales y mineralógicas. Observaciones y estudios experimentales en laboratorio sobre *gouges* de diferentes zonas de falla revelan que la fábrica y mineralogía de estas rocas condicionan las propiedades permeables y friccionales a lo largo de la zona de deslizamiento. Por un lado, los estudios experimentales de Colletini et al. (2009) y Niemeijer et al. (2010) demuestran que la fábrica de rocas de falla produce debilitamiento friccional a lo largo de la zona de falla; y, por otro, numerosos estudios revelan que la presencia de ciertos minerales, especialmente los de estructura laminar (p.e. Moore & Lockner, 2004), condicionan las propiedades friccionales de la falla y su modo de deslizarse (sísmico o asísmico). Estos estudios ponen de manifiesto la necesidad de hacer una buena caracterización de las rocas de falla del núcleo para, así, poder predecir el comportamiento sísmico y el potencial sismogénico de las zonas de falla. Este es el objetivo que se persigue en este capítulo a partir del análisis textural y mineralógico de las rocas de falla del núcleo de la FAM. Muestras de *gouges* y rocas del basamento metamórfico tomadas en distintos afloramientos, así como de los testigos recuperados por el sondeo FAM-1, son examinadas mediante difracción de rayos X, espectroscopía Raman y análisis químicos elementales para determinar su composición mineralógica e identificar, mediante análisis comparativo, el protolito del cual derivan las *gouges*. Asimismo, muestras de *gouges* son analizadas también bajo microscopio óptico y microscopio electrónico (SEM) con el fin de caracterizar la fábrica de las rocas de

falla del núcleo. Análisis granulométricos mediante técnica láser se realizaron para determinar la distribución del tamaño de grano realizados

### **3.2. Distribución y continuidad de las rocas de falla**

Como se ha descrito en el capítulo anterior, el núcleo de falla de la FAM aflora en sus dos segmentos centrales (segmentos de Puerto Lumbreras-Lorca y Lorca-Totana), donde la tasa de exhumación ha sido mayor, permitiendo que afloran en superficie las rocas del basamento metamórfico. Las *gouges* (brechas y cataclasitas) que constituyen el núcleo siempre afloran en contacto con los esquistos grafitosos de las unidades inferiores del Complejo Alpujárride, por lo que estos parecen ser el protolito de aquellas. No obstante, este es uno de los objetivos de este capítulo.

A macroescala, existe una evidente diferencia estructural entre ambos segmentos. En el segmento Puerto Lumbreras-Lorca, la FAM discurre de manera muy rectilínea, mostrando una estructura relativamente simple que se asume igual a la que aflora en La Torrecilla, donde el núcleo se dispone como una única banda de varias decenas de metros de espesor rica en *gouges*. El buzamiento, tal como reveló el sondeo FAM-1 y se deduce de la geofísica, es muy constante, entre 70 y 75<sup>a</sup> NO, y el contacto con el protolito es muy neto. De hecho, en la Torrecilla el plano principal de la FAM bisela perfectamente los planos de esquistosidad de las rocas alpujárrides. A pesar de que *gouges* se mezclan anastomosadamente sobre todo con cataclasitas foliadas, lo habitual es que sean delgadas bandas de *gouges* las que tengan mayor continuidad. Habitualmente las *gouges* se disponen a favor de los planos de orientaciones Riedel que acomodan mayor cizalla. Si pensamos en un origen clástico como el que a priori parecen tener estas rocas, es lógico que las rocas de grano más fino se dispongan a favor de estructuras donde actúan más los procesos friccionales. Por su orientación y continuidad, destacan los planos Y (Logan et al., 1979), que se disponen subparalelos a la orientación de la FAM y por consiguiente pueden alcanzar una mayor continuidad.

Al ser planos que acomodan mayor desplazamiento de la falla, lo normal es que estén constituidos por *gouges*. Brechas y cataclasitas, generalmente se disponen en el contacto con bloques de protolito que se incluyen en el núcleo.

Desde La Torrecilla, hacia Totana, la FAM se divide en varias ramas que limitan la estructura en *dúplex* situada en el borde meridional de la Sierra de Las Estancias, inmediatamente al NNO de Lorca, donde se elevan los materiales del basamento metamórfico. incluyendo los esquistos grafitosos del Complejo Alpujárride. En este sector, el núcleo de la FAM pierde lateralmente su anchura, y se divide en varias ramas con desarrollo de *gouges* de espesor mucho más reducido ( $\leq 0.5$  m) que el observado en La Torrecilla. Estas bandas ricas en *gouges* se disponen paralela y oblicuamente a la dirección de la FAM y pueden seguirse grandes distancias, siendo bastante continuas. Estas bandas de cizalla, limitan grandes bloques de basamento de dimensiones hectométricas o mayores. La estructura aquí recuerda a la observada en la Rambla de Los Canales (Niemeijer & Vissers, 2014), aunque a una mayor escala. En la Rambla de los Canales, ya dentro del segmento Lorca-Totana, el núcleo de falla parece unirse nuevamente en una única banda, donde capas de *gouges* de poco espesor ( $\leq 0.5$  m) se disponen con orientaciones Riedel alrededor de lentejones métricos a decamétricos de esquistos grafitosos. El espesor de esta banda alcanza 30-40 m y se dispone en el borde sur de una estructura en *dúplex* que hace aflorar el Alpujárride entre los sedimentos de relleno de las cuencas neógenas. Pero, como se decía en el capítulo anterior, este segmento de la FAM se caracteriza por presentar dos ramas principales: La gouge que aflora en la Rambla de Los Canales, la rama norte, puede seguirse de forma discontinua por el límite de la Sierra La Tercia, aflorando donde los esquistos grafitosos son exhumados por la actividad de la FAM, como por ejemplo en la cabecera de la Rambla del Saltador. Sin embargo, es presumible que siga en profundidad donde la falla afecta a los esquistos grafitosos.

Aunque la gouge sólo aflora de manera puntual en la Rambla del Zarcico, el único afloramiento en la rama sur donde pueden verse en superficie los materiales del

basamento, es factible que el núcleo de falla se prolongue también en profundidad. Como se ha interpretado en el capítulo anterior, ambas ramas podrían unirse en profundidad, dando lugar en superficie a lo que se ha interpretado como una cuenca de tipo *pull-apart* donde queda retenido un espesor considerable (>40m) de depósitos cuaternarios que son explotados para áridos en el área de La Salud, al norte de La Hoya.

Determinar el origen tanto litológico como deformacional de la gouge resulta imprescindible para entender las condiciones de formación. Demostrar su relación con los esquistos grafitosos, permitiría determinar su continuidad en profundidad, pues el basamento metamórfico se extiende regionalmente varios kilómetros por debajo de la superficie. De ser ésta la principal litología afectada por la FAM en profundidad y si se demuestra que los procesos de cizalla asociados a la actividad de la FAM en este tipo de materiales dan origen a las gouges (como parece a priori), es viable pensar que la gouge podría ser el principal constituyente litológico del núcleo de falla en profundidad.

### **3.3. Mineralogía**

#### **3.3.1. Muestreo y metodología**

Muestras de gouges, así como de micaesquistos y cuarzoesquistos alpujárrides con los que se relaciona siempre su presencia, fueron recogidas tanto a lo largo del sondeo FAM-1 como en diversos afloramientos estudiados donde afloran la gouges. Distintas preparaciones fueron analizadas para conocer la mineralogía de las diversas litologías y conocer si existe relación entre ellas, o no.

Análisis de DRX se realizaron sobre muy diversos tipos de preparaciones de muestras de gouges y esquistos alpujárrides. Todas las muestras fueron primero

pulverizadas y tamizadas. La fracción inferior se tomó como punto de partida para todos los análisis. Otras muestras de gouges se separaron, además, en otras granulometrías para ver si existían posibles diferencias mineralógicas en función del tamaño de grano. Debido a la presencia de filosilicatos, también se analizó la fracción inferior a 2 micras en distintos tipos de preparaciones: muestras en polvo; agregados orientados secados al aire; agregados orientados secados en atmósfera de etilenglicol; y agregados orientados calcinados a  $>500^{\circ}\text{C}$ . Todos estos análisis se realizaron para intentar identificar los distintos tipos de filosilicatos y/o minerales de la arcilla que forman parte de la gouge y poder compararlos con los presentes en los esquistos, con el fin de identificar neomineralizaciones de arcillas o diferencias composicionales significativas que pudieran determinar las características reológicas de las rocas de falla. Por ejemplo, la presencia de esmectitas en proporción suficiente, podría tener grandes implicaciones sobre el comportamiento de la gouge debido a su capacidad de aumentar su volumen por hidratación. El método del etilenglicol, permite identificar este tipo de minerales al meterse en su estructura de la misma manera que lo hace el agua, marcando un espaciado característico a  $17 \text{ \AA}$ .

Ambas litologías fueron también preparadas en sección delgada para su análisis bajo microscopio óptico, para el análisis tanto de su mineralogía como de su estructura. Debido a su pequeño tamaño de grano, algunas de estas láminas delgadas, y pequeños pedazos de geometría irregular, fueron metalizadas con oro para observarlas bajo microscopio electrónico (SEM) con el fin de identificar la distribución mineralógica en relación a la estructura que muestran las gouges.

Como se comentó en el capítulo anterior, los esquistos de la unidad Alpujarride inferior son descritos en la literatura como grafitosos. A priori, parece bastante evidente su presencia, pues presentan entre su esquistosidad láminas de color negro que recuerdan de visu a este mineral. Además, en la gouge, este mineral también parece presente por distintas evidencias como que tiznan al tocarlos, su color negrozco, y que cuando se echa agua sobre ellas, se forma una lámina sobre el agua

de tonos oscuros y brillo metálico. Sin embargo, no se han encontrado análisis en la literatura que determinen su presencia, ni su proporción. El grafito es un mineral con un coeficiente de fricción muy bajo y su presencia en la gouge podría condicionar fuertemente el comportamiento de las fallas (p.e. Rutter et al., 2013). Para tratar de corroborar la presencia de grafito como se sugiere en la literatura, se utilizaron tanto los análisis anteriores, así como con otro tipo de preparaciones a partir de diferenciación mineralógica por densidades en una solución de bromoformo y etanol, análisis de espectrometría Raman y análisis químicos elementales sobre muestras atacadas con HCl para eliminar los carbonatos.

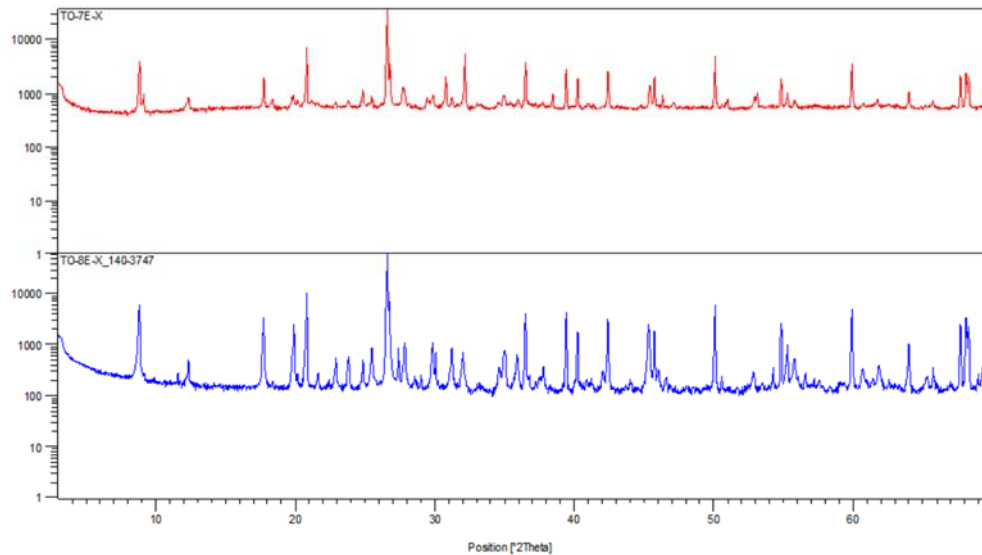
### 3.3.2. Análisis de difracción de rayos X

En las figuras 3.1 a 3.5 se muestra un resumen de los resultados de estos análisis. La primera figura (Fig. 3.1) muestra los difractogramas para una muestra de cuarzoesquistos y otra de micaesquistos de la unidad inferior del C. Alpujárride que aflora en la Torrecilla. Análisis semicuantitativos llevados a cabo mediante el software X'pert HighScore Plus, permitieron identificar una mineralogía prácticamente idéntica para ambas muestras. Siendo sus componentes mayoritarios cuarzo y mica blanca. En micaesquistos en proporciones muy parecidas Q30/M40 y en cuarzoesquistos Q50/M35. Siendo el resto de componentes cantidades variables de carbonatos (incluyendo ankerita), clorita, illita, óxidos de Fe-Ti y muy poca caolinita y otros. Análisis sobre muestras de esquistos recogida en la rama sur de la FAM (Fig. 3.3) revelan exactamente la misma composición.

Muestras de gouges (Fig. 3.2 y 3.3) recogidas en La Torrecilla y en la Rambla del Zarcico, mostraron la misma composición que el protolito, únicamente se diferencian de éste en la presencia de algo de esmectita (Fig. 3.5), y mayor proporción de carbonatos y caolinita.



Para analizar la posible existencia de un patrón de distribución mineralógica relacionada con el tamaño de grano, diferentes fracciones de una muestra de gouge recogida en la Torrecilla fueron sometidas a difracción de rayos X (Fig. 2.4). El resultado mostró un progresivo enriquecimiento en filosilicatos hacia las fracciones más finas, estando el cuarzo más presente en las fracciones de mayor tamaño de grano.



*Figura 3.1. Difractogramas para muestras de cuarzoesquistos (arriba) y micaesquistos alpujárrides tomadas del afloramiento de la Torrecilla. Análisis sobre muestras en polvo de fracción inferior a 150 micras.*

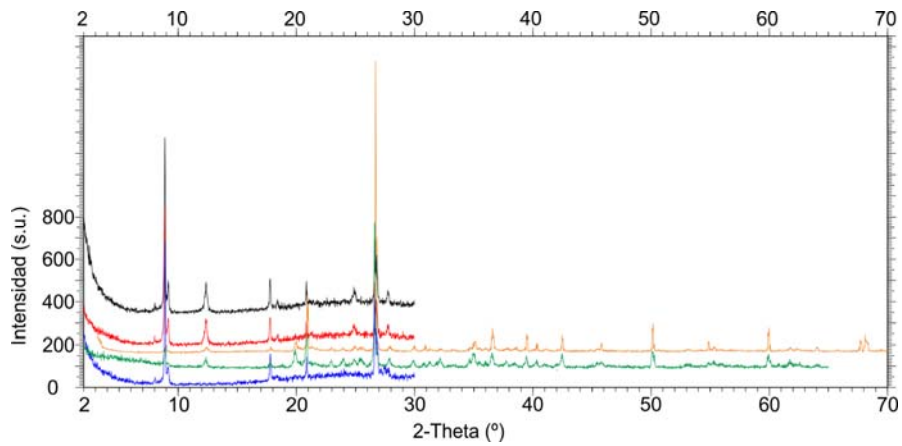


Figura 3.2. Difractogramas para muestras de gouges tomadas del afloramiento de la Torrecilla. Muestras azul, rojo y azul corresponden a preparaciones de agregados orientados a partir de la fracción inferior a 2 micras. Las curvas de difracción verde y naranja corresponden a muestras en polvo.

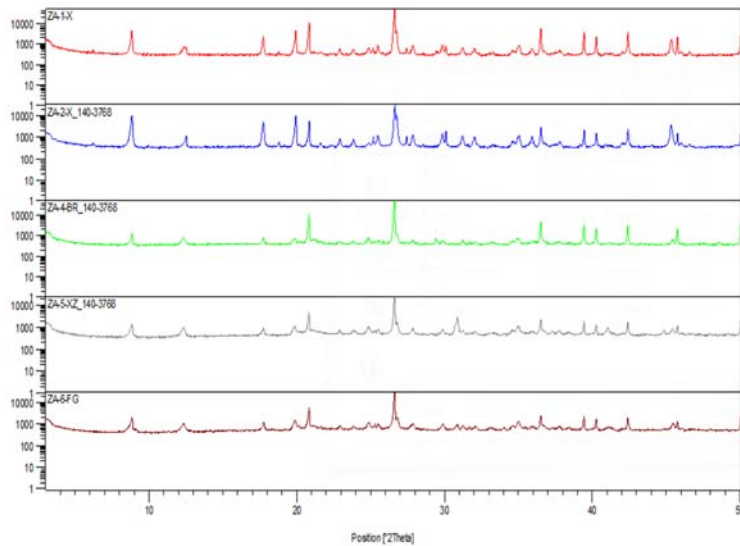


Figura 3.3. Difractogramas para muestras de distintas litologías tomadas del afloramiento de Rambla del Zarcico (rama sur de la FAM). Análisis sobre muestras en polvo de fracción inferior a 150 micras. De arriba a abajo: esquisto; esquisto; brecha; esquisto cizallado; y gouge.

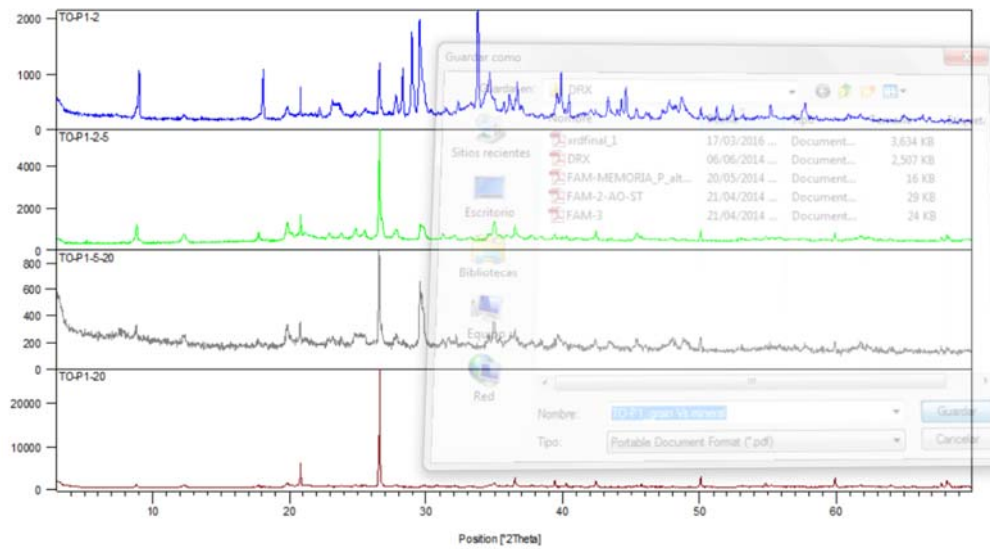


Figura 3.4. Difractogramas para una muestra de gouge tomada del afloramiento de la Torrecilla. De arriba abajo: fracción <math>< 2\ \mu\text{m}</math>; 2-5 micras; 5-20 micras; >20micras.

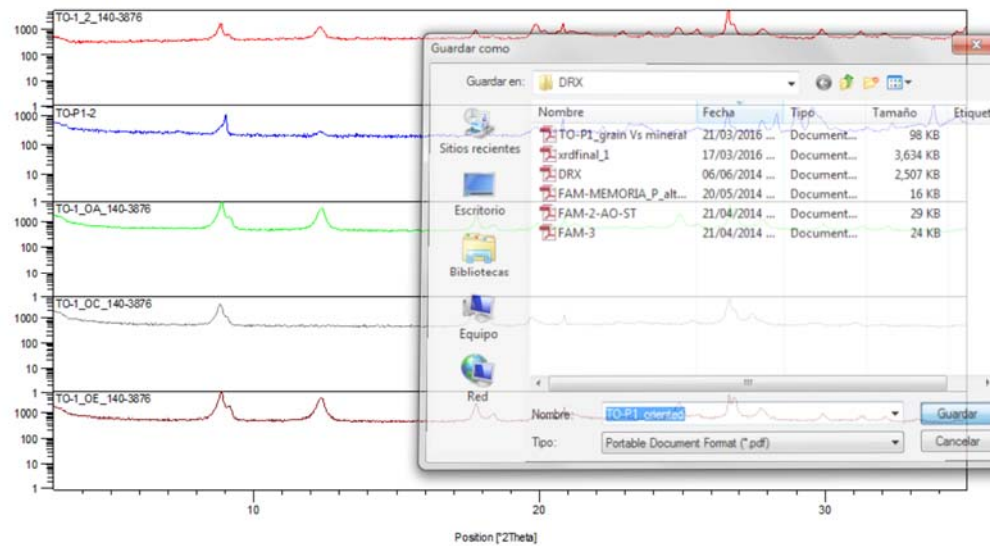


Figura 3.5. Difractogramas para muestra de gouge tomada del afloramiento de la Torrecilla. De arriba abajo: fracción en polvo <math>< 2\ \mu\text{m}</math>; <math>< 2\ \mu\text{m}</math> en polvo; agregados orientados secados al aire; agregados orientados calcinados; y secados bajo atmósfera de etilenglicol.

### 3.3.3. Identificación de la presencia de grafito

A pesar que durante la disolución de muestras pulverizadas de gouges en agua para la separación de la fracción fina, se formaba sobre la superficie una película de material grisáceo y brillo metálico que parecía indicar la tangible evidencia de la presencia de grafito (por cierto, mineral con propiedades hidrófobas), los análisis de DRX no permitieron obtener resultados positivos. En parte esto podría ser debido a que el pico de mayor intensidad del grafito coincide con el del cuarzo. Al estar presente este último en una proporción elevada, el pico del grafito puede ser inapreciable. Para intentar diferenciar por densidad el grafito del resto de minerales mayoritarios, se hizo una disolución de bromoformo y etanol de densidad 2.4 g/cm<sup>3</sup>, algo mayor que la del grafito y menor que la de cuarzo y moscovita. Se consiguió separar una capa muy oscura, igualmente con brillo metálico, pero al hacer el análisis del polvo obtenido tras el secado, los resultados fueron otra vez negativos. Sorprendentemente, cuarzo y moscovitas estaban presentes en buena proporción. Esto quiere decir que ambos minerales llegan a presentar tal reducción de tamaño de grano que se comportan como partículas coloidales. En este sentido, análisis granulométricos realizados a partir de muestras recogidas del sondeo FAM-1 (Fig. 3.6 y 3.7), revelaron una asombrosa cantidad de partículas por debajo de la micra (27-38%).

El siguiente paso fue hacer análisis químicos elementales de muestras del basamento y de gouges. Para ello fue necesario atacarlas con HCl para evitar la presencia del C presente e los carbonatos. Los análisis, por fin dieron sus frutos. Los análisis mostraron cantidades muy pequeñas de grafito (~1%), pero iguales para las distintas litologías. Los datos se muestran en la Tabla 3.1, donde se incluyen muestras tomadas en la Torrecilla (TO) y en la Rambla de los Canales (CA), de esquistos (X) y gouges (FG) analizadas en bruto y tras el lavado de los carbonatos (HCl).

Tabla 3.1. Análisis químicos elementales (ver texto para explicación).

<b>Muestra: TO-7E-X</b>	
1ª medida	%C: 1,61 %H: 0,50 %N: 0,10 %S: 0,01
2ª medida	%C: 1,71 %H: 0,47 %N: 0,12 %S: 0,04
<b>Muestra: TO-7E-HCL</b>	
1ª medida	%C: 0,83 %H: 0,49 %N: 0,12 %S: 0,05
2ª medida	%C: 0,84 %H: 0,48 %N: 0,14 %S: 0,00
<b>Muestra: TO-1-FG</b>	
1ª medida	%C: 1,11 %H: 0,69 %N: 0,10 %S: 0,03
2ª medida	%C: 1,15 %H: 0,65 %N: 0,12 %S: 0,02
<b>Muestra: TO-1-HCL</b>	
1ª medida	%C: 0,98 %H: 0,68 %N: 0,13 %S: 0,10
2ª medida	%C: 0,98 %H: 0,66 %N: 0,11 %S: 0,06
<b>Muestra: CA-2-X</b>	
1ª medida	%C: 0,93 %H: 0,62 %N: 0,13 %S: 0,04
2ª medida	%C: 0,90 %H: 0,60 %N: 0,14 %S: 0,01
<b>Muestra: CA-2-HCL</b>	
1ª medida	%C: 0,91 %H: 0,60 %N: 0,16 %S: 0,06
2ª medida	%C: 0,93 %H: 0,59 %N: 0,17 %S: 0,01
<b>Muestra: CA-4-FG</b>	
1ª medida	%C: 1,43 %H: 0,63 %N: 0,15 %S: 0,03
2ª medida	%C: 1,49 %H: 0,64 %N: 0,14 %S: 0,03
<b>Muestra: CA-4-HCL</b>	
1ª medida	%C: 1,07 %H: 0,70 %N: 0,18 %S: 0,10
2ª medida	%C: 1,09 %H: 0,66 %N: 0,17 %S: 0,06

Además, mientras se realizaba una testificación visual del sondeo, se observó lo que parecía ser una lámina de grafito de espesor inferior a un milímetro dispuesta a favor de un plano Y en un testigo de gouge. El análisis mediante espectroscopía Raman de un pedazo que pudo recuperarse, permitió una vez más identificar grafito (Lin et al., 2015). Los análisis se llevaron a cabo sobre la roca en bruto, sin ningún tipo de preparación previa para que los cálculos de la cristalinidad del grafito no se vieran alterados. Sobre los planos definidos, en los que se concentraba minerales de color más oscuro, se obtuvieron varios espectros que mostraron la presencia inequívoca de grafito (figura 3.9). De manera preliminar, se puede observar que estos espectros mostraron todas características casi idénticas en los que destaca la presencia

de una banda G bien definida a unos 1575 cm<sup>-1</sup>, con un desdoblamiento en torno a 1610 cm<sup>-1</sup>, y la banda de desorden D a aproximadamente 1345 cm<sup>-1</sup>. En cuanto al espectro de segundo orden, se identificaron las bandas D\* y G\* a 2680 y 2930 cm<sup>-1</sup>, respectivamente. La relación de intensidades (DI/OI = 0,8) y anchura a media altura (DA/(DA+OA)\*100 = 50) de todas ellas permiten determinar que el grafito presenta una estructura ordenada, con un tamaño de cristalito en el plano a-b de 55 Å (Matthew et al., 1999).

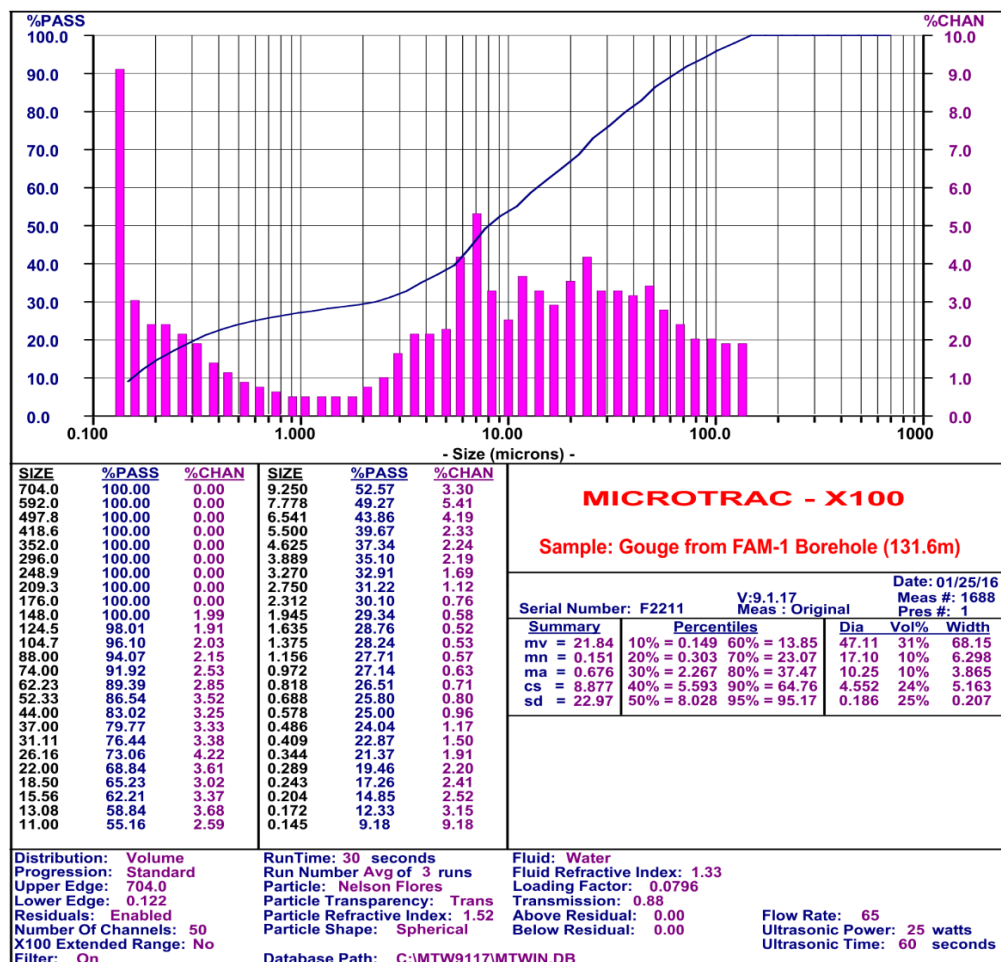


Figura 3.6. Análisis granulométrico de una muestra de gouge tomada en el sondeo FAM-1 a una profundidad de 131,6 m.

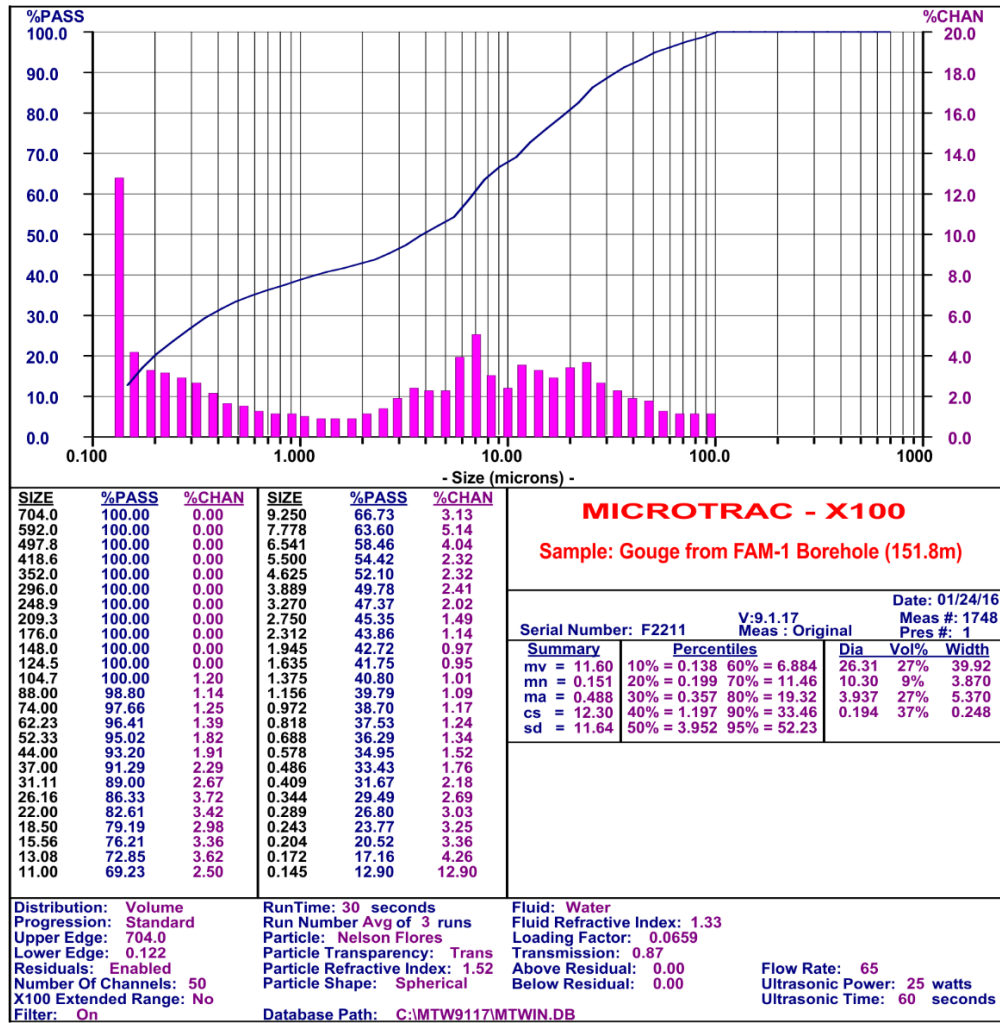


Figura 3.7. Análisis granulométrico de una muestra de gouge tomada en el sondeo FAM-1 a una profundidad de 151,8 m.

Asimismo, observaciones bajo SEM de pedazos recogidos de bandas negras presentes en los esquistos permitieron detectar grafito que, como puede verse en la figura 3.9, se dispone en forma de pequeñísimos nódulos.

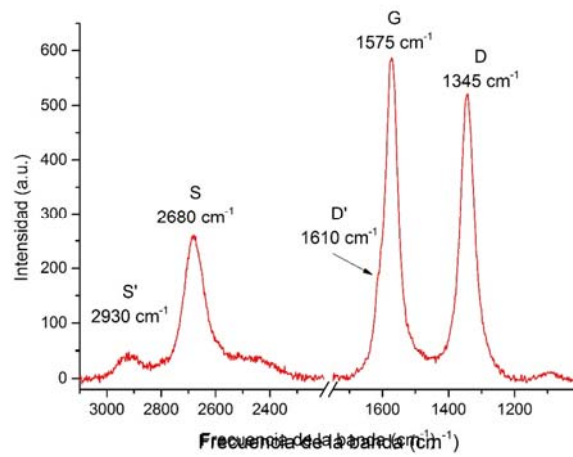


Figura 3.8. Difractograma de espectroscopía Raman para muestra de sondeo (ver texto).

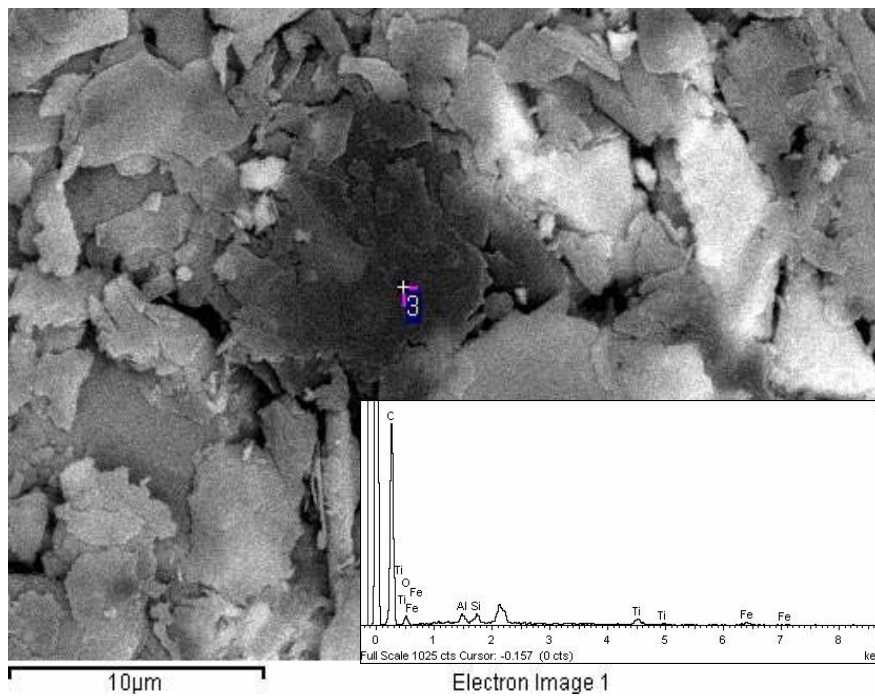


Figura 3.9. Fotografía bajo SEM y análisis químico puntual correspondiente al punto que se indica en la foto como 3.



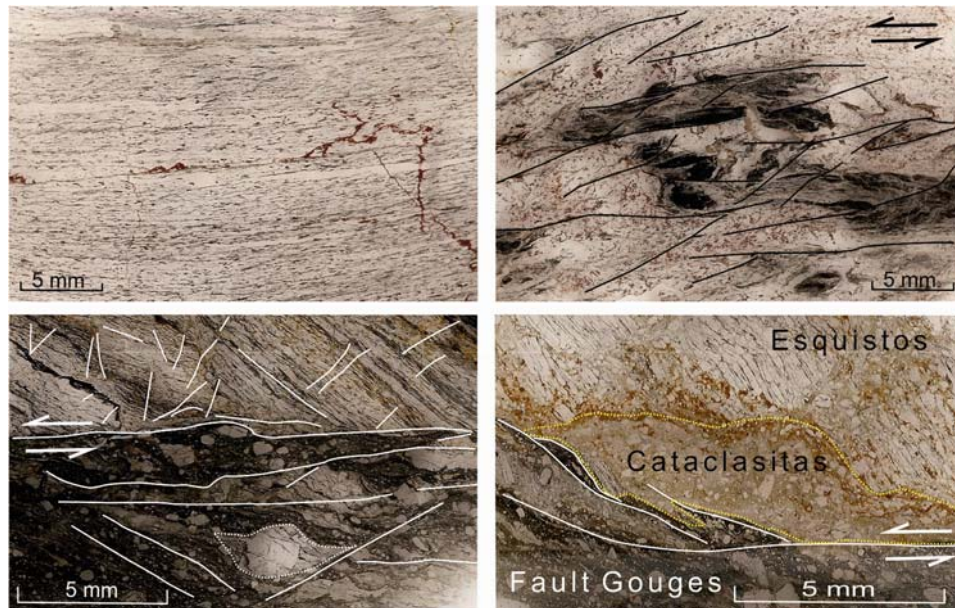
### **3.4. Análisis petrográfico: textura y microestructura**

En algunas fallas activas, debido principalmente a condicionantes litológicos, se han observado texturas de deformación aparentemente dúctiles en rocas de falla generadas bajo condiciones frágiles (Chester et al., 1985; Rutter et al., 1986). La presencia de estas texturas se relaciona en algunos casos con un comportamiento asísmico (Moore et al., 1986; Gratier et al., 2011), por lo que su estudio es imprescindible para comprender el comportamiento deformacional y el potencial sismogénico de esas fallas. La fault gouge de la FAM es conocida y estudiada desde los años 80 por la presencia de unas espectaculares texturas deformacionales dúctiles (Rutter et al., 1986; Oliveros, 1987). Para el presente trabajo se ha realizado un análisis textural y microestructural con el fin de determinar si dichas deformaciones corresponden a una textura heredada de una roca de falla dúctil formada en profundidad, o si por el contrario son generadas a escasa profundidad, bajo un régimen deformacional mixto en el que coexisten mecanismos de deformación asísmicos con otros sismogénicos; o bien bajo un régimen asísmico estable. La textura y microestructura de las rocas originadas en una zona de cizalla reflejan fielmente las condiciones dominantes en el momento de su formación. El análisis de estas propiedades proporciona una gran información acerca de la cinemática de la falla, el ambiente tectónico y los mecanismos de deformación imperantes. Además, la comparación entre las propiedades petrográficas de las rocas de falla y los esquistos permite comprobar su relación evolutiva.

#### **3.4.1. Esquistos Alpujárrides**

El estudio petrográfico de estos materiales muestra unas rocas muy esquistosas con evidencias de haber sido afectadas por varias fases de deformación alpinas y posiblemente Variscas, como se mencionaba en el capítulo anterior. Están compuestas principalmente por bandas de cuarzo, mica blanca y otros minerales opacos. En menor

proporción presentan clorita, albita y, ocasionalmente, epidota, estauroлита y pequeños granates.



*Figura 3.10. Microfotografías de los esquistos alpujárrides y su contacto con las fault gouges de la Rambla de La Torrecilla. La imagen superior izquierda representa los esquistos alpujárrides con escasa influencia de la zona de cizalla. Lo único destacable es la presencia de pequeñas fisuras rellenas de lo que parecen ser óxidos de hierro y carbonatos. Los esquistos de su derecha, más cercanos a la zona de falla, presentan una importante cizalla y fracturación. Es de destacar la coincidencia de las bandas de cizalla con la superficie de las capas más ricas en minerales opacos. Las fotografías inferiores muestran el contacto entre los esquistos y la fault gouge. La izquierda revela un contacto neto entre esquistos (arriba) y fault gouge (abajo) correspondiente a una muestra tomada justo en el plano principal de la FAM, mientras que en la de la derecha se observa el desarrollo de cataclasitas en el contacto entre ambos materiales. Las flechas indican el sentido general de la cizalla, subparalelo a la orientación de la FAM..*

En la zona de cizalla los esquistos se presentan alterados, fracturados y cizallados, afectados por varias familias de fracturas que los dividen en bloques y fragmentos de diversos tamaños que se incorporan al núcleo de la falla. Estos sets de fracturas coinciden con los que afectan a las rocas de falla (Fig. 3.10). En muchas ocasiones la esquistosidad, al coincidir en dirección con alguna de las familias de fracturas, actúa como planos de cizalla que desplazan unos fragmentos con respecto a otros, aprovechando principalmente la orientación de los filosilicatos.

El contacto entre los esquistos y las rocas de falla (Fig. 3.10) se presenta como un límite neto de morfología algo alabeada aunque bastante recto, en cuyo contacto una fina capa de arcillas y filosilicatos se adapta perfectamente al borde de los esquistos. Localmente se ha podido observar, en el contacto entre los metasedimentos y la fault gouge, el desarrollo de cataclasitas a partir de los esquistos. El deslizamiento a favor del contacto organiza los filosilicatos y las partículas arcillosas en bandas que rodean e individualizan los fragmentos que se desgajan de los esquistos. Al igual que la esquistosidad en las metapelitas, estas bandas actúan como pequeñas bandas de cizalla que incorporan los nuevos pedazos a la zona de falla y los ordenan paralelamente al borde de ésta. Los bloques y los fragmentos de esquistos que son incorporados a la zona de falla tienden a presentarse con la esquistosidad orientada a favor de la dirección de la cizalla, facilitando el deslizamiento de unas capas con respecto a otras. Además, se ven afectados por una intensa microfracturación que los divide en fragmentos cada vez más pequeños que, por lo general, se van incorporando a la matriz de una manera ordenada, dando origen a una roca de falla con una textura bien definida y organizada (fault gouge y cataclasitas foliadas). No obstante, en otras ocasiones la incorporación de estos clastos se produce de una forma aleatoria y caótica que da lugar a brechas de falla y cataclasitas.

### 3.4.2. Fault gouges

El estudio de láminas delgadas orientadas de fault gouges revela una roca de matriz muy fina con una foliación muy desarrollada (Fig. 3.11). Entre los porfiroclastos cuarcíticos que incluye se observan además numerosas texturas como sigmoides, texturas “ $\delta$ ”, pliegues intrafoliares, cintas de cuarzo o texturas en libro; que demuestran un evidente movimiento sinistral de la falla (Fig. 3.11). Todas las texturas son típicas de rocas de falla formadas a cierta profundidad, bajo mecanismos de deformación de tipo dúctil, sin embargo, la superposición de la deformación frágil actual debería haber obliterados, al menos en parte, la textura anterior. Al observarlas al microscopio se puede apreciar como todas las texturas, sin excepción, son producidas por los desplazamientos relativos entre multitud de fracturas de tipo Riedel. A primera vista se diferencian unos planos más continuos, que se disponen paralelamente al sentido general de la cizalla (planos Y: N40°-55°E), de otros que se orientan de forma oblicua (planos P: N160°-177°E) y que son cortados por los primeros (Fig. 3.11). El deslizamiento a favor de las bandas de cizalla “Y” es el responsable del bandeado tectónico, que pone en contacto unas bandas mayoritariamente arcillosas con otras donde la proporción de porfiroclastos es predominante. Por otra parte, las bandas oblicuas “P” dan origen a la foliación (Chester et al., 1985).

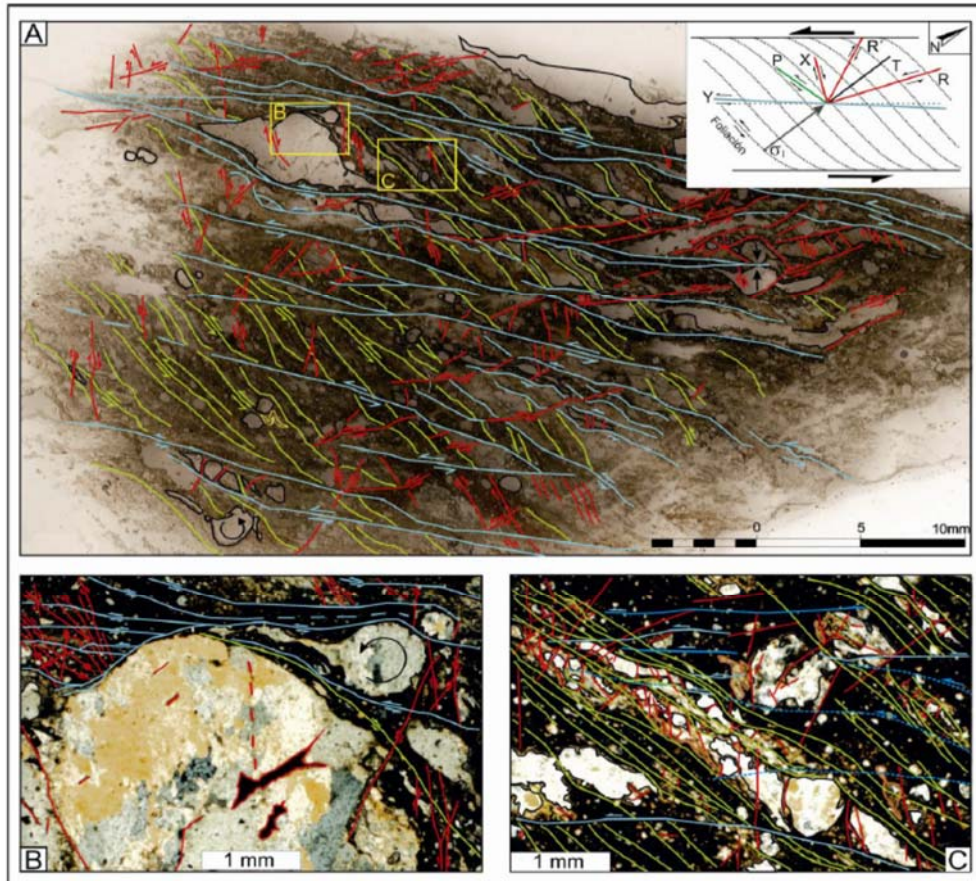


Figura 3.11. A: Sección horizontal de la fault gouge y su interpretación estructural. Los recuadros amarillos marcan la posición de los detalles que se muestran en las figuras B y C. El gráfico superior derecho expone la relación angular entre las fracturas Riedel que se muestran en las microfotografías (con la misma gama de colores) y la dirección general de la cizalla. En este mismo gráfico se señala además el eje de máximo acortamiento ( $\sigma_1$ ) calculado a partir del análisis microestructural.

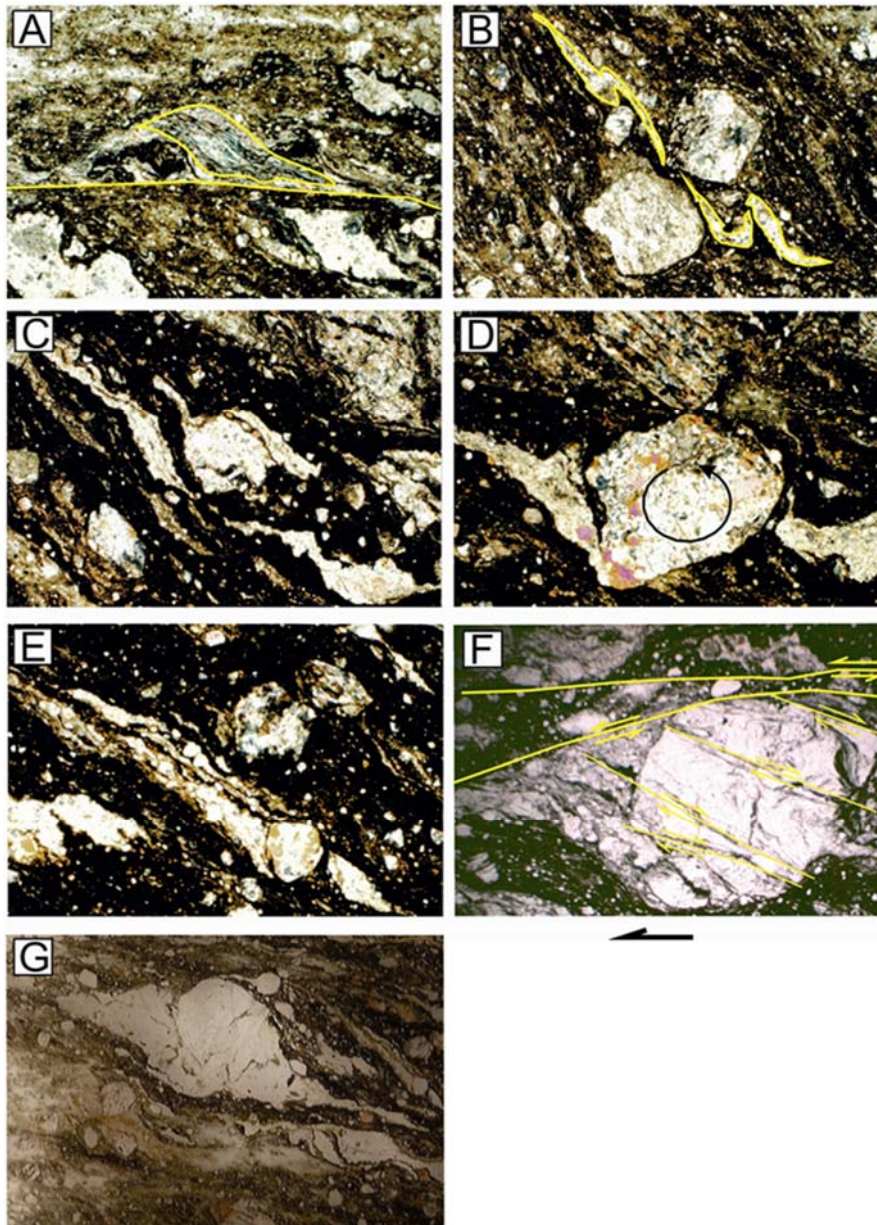


Figura 3.12. Texturas que adoptan los porfiroclastos (mayoritariamente cuarcíticos) presentes en las fault gouges de la FAM, a partir de los cuales se deduce una clara cinemática sinistral. A: pez de micas; B: pliegues intrafoliares; C: textura delta; D: clasto rotado; E: cintas de cuarzo; F: textura en libro; G: textura sigma.

El desarrollo de las fracturas Riedel tiene lugar a todas las escalas, y produce la reducción progresiva del tamaño de grano (conminución) hasta tal punto que la roca de falla llega a alcanzar valores de más del 90% de fracción arcillosa, entre la que abunda la presencia de illita. La matriz se dispone y orienta a favor de las fracturas disminuyendo así la resistencia al corte de estos planos y favoreciendo el deslizamiento friccional (flujo cataclástico). La acción conjugada de las fracturas tipo Riedel, junto al contraste de competencias entre matriz y porfiroclastos, hacen posible que bajo condiciones frágiles confinadas el cuarzo llegue a adoptar morfologías de estilo dúctil. Curiosamente los porfiroclastos de cuarzo aparecen como un mosaico de cristales individualizados por microfracturación (Engelder, 1974) que son progresivamente desplazados y acumulados en las zonas de sombra, dando lugar a sigmoides y otras texturas que evidencian una actividad sinistral. Esta cinemática es además acorde con el eje de máximo acortamiento NNO-SSE calculado a partir del análisis de las fracturas Riedel (Fig. 3.11), por lo que la génesis de éstas y de las texturas dúctiles tuvo lugar bajo el mismo campo de esfuerzos regional.

### **3.5. Mecanismos de deformación: las fracturas tipo Riedel**

Las similitudes entre las texturas desarrolladas en fault gouges y rocas de falla dúctiles sugieren una génesis parecida, por lo que es aceptable pensar que en el caso de las fault gouges la causa de la deformación sea debida a un contraste de competencias (Goodwin & Tikoff, 2002). La acción conjugada de las fracturas tipo Riedel, en adición a la diferencia de competencias entre matriz y porfiroclastos, hacen posible que bajo condiciones frágiles el cuarzo se disponga en cintas o adopte formas sigmoidales. Curiosamente el cuarzo, que es el componente más resistente bajo condiciones superficiales, aparece en la fault gouge de la FAM muy triturado y con textura sacaroidea. Esto puede ser debido a la transmisión de esfuerzos de las arcillas

a la superficie de los granos. Las arcillas, al someterse a un esfuerzo se ordenan perpendicularmente a éste. Con el aumento del esfuerzo, o el tiempo de aplicación, la arcilla se va consolidando hasta que no admite más deformación y transfiere los esfuerzos a los bordes y al interior de los clastos, estresándolos y generando su intensa microfracturación. No obstante, su origen será discutido en el capítulo siguiente.

La fault gouge tiene un origen claramente frágil, como ya ha demostrado el estudio detallado de las láminas delgadas. Además, aunque la textura general de la roca puede asemejarse a una milonita, tampoco se han encontrado evidencias de condiciones dúctiles (creep, recristalización, recuperación, etc.) en los porfiroclastos de cuarzo, los cuales permanecen unidos, pero están formados por un mosaico de cristales individualizados por microfracturación (Engelder, 1974). Algunos de estos cristales se separan del clasto principal por cizalla, acumulándose en las “zonas de sombra” y dando lugar a morfologías tipo sigma que son finalmente moldeadas por los movimientos conjugados de numerosas microfracturas (Fig.4.8 y 4.9). Los cuarzos en el dominio frágil, al estar rodeados por una matriz plástica formada por arcillas, se comportan de forma similar a los porfiroclastos de feldespato, rodeados por una matriz cuarcítica de comportamiento plástico, en el dominio dúctil. Se puede decir entonces que la fault gouge posee un comportamiento deformacional de carácter “dúctil-frágil” que da lugar a morfologías “pseudo-dúctiles” como texturas en libro, clastos rotados, “peces” de micas, cintas de cuarzo, pliegues intrafoliares y texturas sigma y delta (Fig. 3.12).

La formación de texturas dúctiles en zonas superficiales de la corteza implica por lo general un proceso de deformación lento (Moore et al., 1986; Rutter et al., 1985)), que permite la organización de los componentes de estas rocas con respecto a la cinemática de la falla y la orientación de los esfuerzos. Por el contrario, la presencia de cataclasitas implica deslizamientos inestables (Faulkner & Rutter, 2001) que provocan la rotura instantánea del protolito, e impiden la reorientación de sus fragmentos.



Los mecanismos de deformación que originan la textura y estructura en las fault gouges de son los predominantes en el dominio frágil, a bajas profundidades y temperaturas (Passchier & Trow, 1996). Estos mecanismos son principalmente: microfracturación, cataclasis y flujo cataclástico.

Cuando una roca se ve sometida a una deformación por cizalla de tipo frágil, se originan varios sistemas de fracturas que se disponen oblicuamente a la dirección de los esfuerzos. Estas fracturas, denominadas Riedel, son planos de cizalla frágil que preceden a la formación de una fractura principal subparalela al sentido de cizalla (Riedel, 1929; TCHALENKO, 1970; Logan et al., 1979).

En los primeros estadios de la deformación se desarrollan las fracturas de tipo R (sintéticas) que se disponen entre  $10^\circ$  y  $30^\circ$  con respecto a la dirección general de la cizalla. En segundo lugar se forman las R', conjugadas y antitéticas a las anteriores, con un ángulo de  $50-70^\circ$  con respecto a la orientación de la cizalla principal (Fig. 4.11). Los fragmentos de porfiroclastos individualizados y rotados por las fracturas R son posteriormente cortados por las R', reduciéndose considerablemente el tamaño de grano (cataclasis).

Si la roca es en origen rica en arcillas y/o filosilicatos, o bien los procesos de conminución y alteración son tan avanzados que la roca ha desarrollado un alto porcentaje de matriz arcillosa, la prolongación temporal de los esfuerzos provoca que las partículas planares (arcillas y filosilicatos) se orienten perpendicularmente a las tensiones máximas, desarrollándose así la foliación, que actúa como bandas de cizalla (P) sintéticas al movimiento de la falla. Junto a estas aparece otro set conjugado de fracturas antitéticas (X), por lo general de menor magnitud, que se desarrollan formando un ángulo de  $100-120^\circ$  con la dirección general de la cizalla. Perpendicularmente a la foliación y coincidiendo con la dirección de máximo acortamiento, se originan grietas de tensión (T) en las que precipitan los minerales que viajan disueltos en los fluidos que circulan durante la cizalla.

Por último, el incremento de la deformación provoca la prolongación y unión de las fracturas que se disponen subparalelas a la orientación de la falla, originando bandas de cizalla (Y) muy continuas que se presentan más o menos paralelas a los bordes de la falla y acomodan la mayor parte del desplazamiento experimentado por la falla, por lo que habitualmente quedan marcados por la presencia de bandas ricas en filosilicatos y/o arcillas.

El desarrollo de las fracturas Riedel tiene lugar a todas las escalas, y produce la reducción progresiva del tamaño de grano (conminución) hasta tal punto que la roca de falla neoformada llega a alcanzar valores de más del 90% de fracción arcillosa. La matriz se dispone y orienta, por lo general, a favor de estas estructuras disminuyendo así la resistencia al corte de estos planos y favoreciendo el deslizamiento friccional (flujo cataclástico). La gouge muestra en sección horizontal una fábrica ordenada acorde a una cinemática de desgarre sinistral. En secciones verticales, sin embargo, la fábrica no se muestra tan ordenada. La gouge es afectada por una deformación más localizada en forma de fracturación frágil.

### **3.6. Discusión e implicaciones sismotectónicas**

La FAM se caracteriza por una zona de cizalla compleja formada principalmente por un bandeado tectónico de materiales detríticos que rodean y engloban grandes fragmentos de roca, lo que condiciona sin duda el comportamiento hidromecánico y sismotectónico de la falla. Además, se desarrolla un espesor importante de fault gouge que presenta a menor escala esta misma estructura. La fault gouge está formada por bandas arcillosas que adoptan morfologías sinuosas alrededor de los porfiroclastos de cuarzo y los fragmentos de esquistos que incluyen, de la misma manera que se veía a mayor escala en el capítulo anterior. Mientras que las arcillas y filosilicatos que forman la matriz se comportan en conjunto de manera plástica, los porfiroclastos se presentan fuertemente fracturados. Estos se disponen entre las bandas arcillosas

describiendo texturas de estilo dúctil que son originadas por el desplazamiento conjugado de numerosas fracturas de tipo Riedel . El comportamiento frágil del cuarzo sitúa la génesis de la fault gouge en un ambiente superficial, con temperaturas inferiores a los 250°C y profundidades menores de 5 km, ya que a mayor profundidad el deslizamiento friccional y especialmente la dilatancia que implican los mecanismos de cataclasis y flujo cataclástico, se verían dificultados por el aumento de la presión (Engelder, 1974). Asimismo, el desarrollo de texturas de estilo dúctil en zonas superficiales de la corteza implica por lo general un proceso de deformación lento (Moore et al., 1986) que podría coincidir con un modelo de deslizamiento de tipo creep asísmico. Por el contrario, la presencia de grandes bloques de roca y planos de cizalla “Y” que se prolongan a lo largo la FAM normalmente ricos en arcillas y en los cuales se ha detectado la presencia de grafito, podrían favorecer la génesis de terremotos. Sin embargo, según los experimentos friccionales de Niemeijer & Vissers (2014) las gouges de la FAM presentan endurecimiento friccional con el aumento de la velocidad de deslizamiento, por lo que tienen mayor facilidad para acomodar la deformación mediante creep asísmico. No obstante, la presencia de estas bandas en el contacto protolito-gouge podría tener el efecto contrario justo en la interfase que es más favorable al deslizamiento sísmico. La presencia de cataclasitas junto al protolito podría guardar relación con estos eventos, indicando un régimen deformacional mixto formado por largos periodos asísmicos interrumpidos por deslizamientos repentinos capaces de generar terremotos. Si bien, estas conclusiones deberían ser corroboradas mediante estudios experimentales que se desarrollaran en capítulos posteriores.

# 4

## **CLASTOS DE CUARZO PULVERIZADO: UNA TEXTURA COSÍMICA EN GOUGES DÚCTILMENTE DEFORMADAS**

#### 4.1. Introducción

Independientemente de su magnitud, los terremotos nucleados en zonas de falla de desgarre pueden ser más destructivos de lo esperado debido a los fuertes pulsos de movimiento del terreno que suelen estar vinculados a efectos de directividad de la rotura. Fuertes pulsos en la dirección perpendicular a la rotura ocurren generalmente en lugares cercanos a la falla hacia donde aquella se propaga. Habitualmente, para que se produzca este efecto, la rotura debe propagarse a velocidades próximas a la de las ondas de cizalla, o superiores (superecizalla) (Somerville et al., 1997, Baker et al. 2013). Estudios recientes demuestran que este fenómeno es susceptible de producirse en terremotos que ocurren en zonas de fallas dañadas, donde capas de *gouges*, cataclasitas o brechas de baja velocidad pueden servir como guías a lo largo de la falla para las ondas de alta frecuencia generadas durante los terremotos (Huang et al., 2014 y 2016). Por lo tanto, la caracterización estructural de las zonas de falla y las rocas de falla asociadas pueden constituir una herramienta inestimable para estimar el potencial de las fallas activas para inducir fuertes pulsos de movimiento del terreno. Con el propósito de aumentar el conocimiento sobre las zonas de falla de desgarre susceptibles de producir estos fuertes movimientos, se analizan aquí las características estructurales de la FAM. Ésta se caracteriza por una sismicidad instrumental superficial de magnitud baja a moderada, sin embargo, capaz de causar daños considerables, como el terremoto de Lorca de 2011. A pesar de su baja magnitud, el terremoto causó más daños de los esperados para un terremoto de Mw 5.2. La mayoría de los daños fueron causados por un único pulso normal a la falla que azotó la ciudad de Lorca ubicada a 5km del epicentro (Martínez Díaz et al., 2012). López-Comino et al. (2012) estimaron que este pulso se produjo por la propagación de la rotura hacia la ciudad de Lorca a una velocidad de 2,5 Km / seg. Por otra parte, Niemeijer y Vissers (2014) demostraron experimentalmente en laboratorio que la estructura del núcleo de

falla a profundidades hipocentrales podría haber desempeñado un papel importante en la directividad de rotura de este terremoto y (por qué no) en otras roturas nucleadas en la FAM en el pasado. De hecho, ya Rodríguez-Pascua et al. (2012) identificaron la misma orientación para los efectos arquitectónicos causados por los terremotos de Lorca 2011 y 1674, lo que sugiere que la FAM podría haberse comportado de manera similar durante ambos eventos.

El núcleo de falla que se expone en varios afloramientos a lo largo de la traza de la FAM, constituye una importante fuente de datos para analizar si el pulso de falla asociado al terremoto de 2011 fue un caso aislado o, por el contrario, la gouge preserva alguna evidencia estructural que indique la capacidad de la falla de haber generado fuertes movimientos del terreno durante antiguos terremotos. Sin embargo, hasta la fecha, existen muchos estudios que indican la dificultad de distinguir estructuras en fault gouges cuya presencia pueda interpretarse como criterio inequívoco de deformación cosísmica (paleosísmica) (Byerlee et al, 1978; Logan et al., 1979; Moore et al., 1988, Boutareaud et al., 2010, Han & Hirose, 2012). En este sentido, Rowe & Griffith (2015) hacen una recopilación de evidencias microestructurales y mineralógicas que podrían ser indicativos de deslizamientos inestables, pero sólo unos pocos son considerados criterios inequívocos de sismicidad, como por ejemplo la pulverización. El mecanismo de pulverización de rocas cercanas a fallas todavía no se entiende completamente, pero algunos autores asumen que está asociado a procesos instantáneos vinculados a pulsos cosísmicos producidos por roturas dinámicas (Andrews y Ben-Sion, 1995). A pesar de que la gouge de la FAM muestra abundantes evidencias de ductilidad mesoscópica, como se describe en Rutter, (1986b) y Rodríguez-Escudero, et al. (2012), que en comparación con el estudio en laboratorio de *gouges* experimentales (Chester et al., 1985, Rutter, 1986b, Miller, 1996, Lin, 2001), sugieren que la FAM experimentó deslizamiento asísmico en algún momento. Como venía observándose en el capítulo 3, los cuarzos incluidos en la gouge se muestran totalmente pulverizados, hasta el punto de desintegrarse en partículas

submilimétricas sólo con tocarlos, como si se tratara de azúcar glasé. Además de la existencia de unos pocos clastos de cuarzo pulverizado (CQPs) que todavía mantienen su morfología previa a la rotura, la fracturación no produce aparentemente desplazamiento en los bordes de los CQPs, apuntando que estos son el resultado de una deformación interna debido a un mecanismo de rotura no relacionado directamente con la deformación por cizalla. Por esto, el presente trabajo se centra principalmente en saber si el origen de los CQP podría estar relacionado con vibraciones cosísmicas asociadas a efectos de directividad de la rotura en tiempos pasados. Para ello, se cuenta con la arquitectura 3D de la zona de falla y la distribución espacial de los CQPs obtenidos a partir de observaciones de campo y datos directos del sondeo FAM-1 de 174 m de profundidad, de los cuales los últimos 100 m de longitud fueron excavados a través de la gouge. Se ha observado que la presencia de CQPs se restringe a la gouge del núcleo falla, que se caracteriza por un valor significativamente menor de las velocidades sísmicas que las rocas del basamento (Tabla y Fig. 4.1). Estos datos fueron estimados tanto en el sondeo como en laboratorio. Con el fin de proponer un modelo para la génesis de CQPs, también se observaron muestras naturales bajo microscopio óptico y SEM para analizar sus características microestructurales.

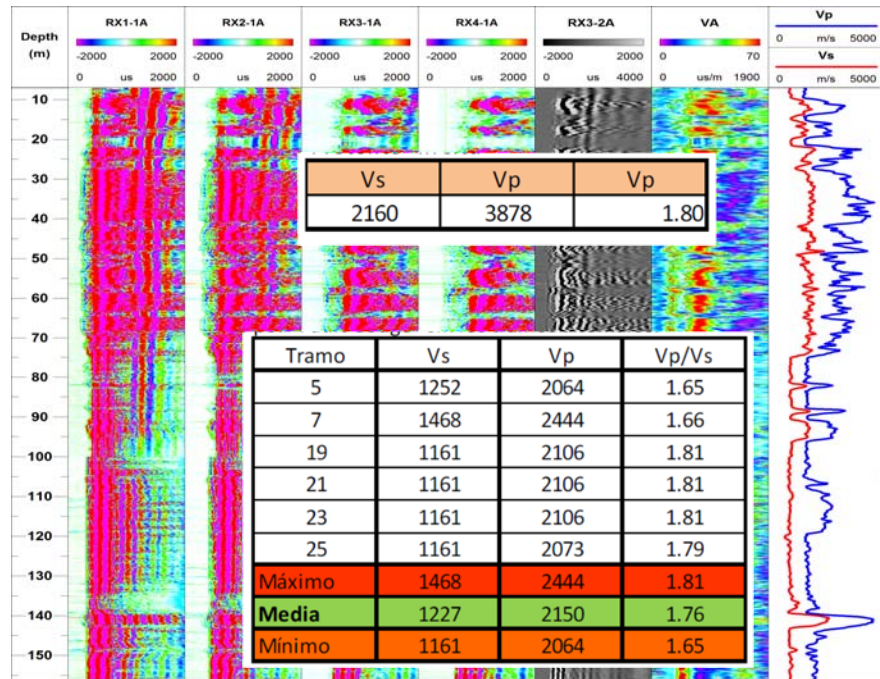


Figura 4.1. Datos de velocidades sísmicas para el protolito (tabla superior) y para la gouge (tabla inferior) obtenidos del sondeo FAM-1 (columna de la derecha). El contacto se caracteriza por una repentina caída de los valores de velocidades en torno a los 70 m de profundidad.

Tabla 5.1. Datos de velocidades sísmicas estimadas en laboratorio para la gouge en función de la orientación de la fábrica.

Velocidad ondas s (1Hz) Muestra		FAM-1 (169,5m)		
dirección de medida		d (mm)	t (μs)	v (m/s)
		distancia (mm)	tiempo (ms)	velocidad
<b>x</b>	vertical	70,00	45,20	1548,67
<b>y</b>	horizontal perpendicular planos Y	70,00	798,00	87,72
<b>z</b>	horizontal paralelo planos Y	70,00	78,8	888,32
Velocidad ondas p (1Hz) Muestra		FAM-1 (169,5m)		
dirección de medida		d (mm)	t (μs)	v (m/s)
		distancia (mm)	tiempo (ms)	velocidad
<b>x</b>	vertical	70,00	31,60	2215,19
<b>y</b>	horizontal perpendicular planos Y	70,00	498,00	140,56
<b>z</b>	horizontal paralelo planos Y	70,00	50,8	1377,95



## 4.2. Observaciones microestructurales y mineralógicas

Aunque la gouge muestra estructuras dúctiles típicas de rocas miloníticas que podrían sugerir una deformación dúctil en profundidad (Fotos 4.1), el análisis composicional semicuantitativo DRX del capítulo 3, indica la misma composición mineralógica para esquistos, brechas y gouges muestreados en las zanjas, en el sondeo y en varios afloramientos a lo largo del FAM (Fotos 4.2 a 4.5). Por otra parte, el análisis microtectónico de secciones delgadas orientadas muestra que la ductilidad en la gouge está controlada por estructuras menores de Riedel cuya orientación coincide con la cinemática deducida de la fábrica dúctil (ver capítulo 3; Rutter, 1986b; Rodríguez-Escudero et al, 2012). La ausencia tanto de la formación de nuevos minerales como de recristalización de cuarzo bajo condiciones dúctiles sugiere que la matriz de la gouge deriva de los esquistos y filitas por fragmentación puramente mecánica, mientras que los cuarzos derivan de los boudens y venas de segregación presentes en filitas y esquistos del basamento metamórfico.

La matriz oscura de la gouge se dispone como bandas onduladas que se unen entre sí anastomosadamente (Fotos 4.3 y 4.6). A microescala, la fábrica de la gouge es cualitativamente similar a la descrita a escala de afloramiento en los capítulos 2 y 3. La foliación es delineada por la orientación preferente de filosilicatos y/o clastos alineados que coinciden con la orientación de bandas de cizalla P-Riedel. Éstas se ven truncadas y curvadas por bandas de cizallas Y, definiendo estructuras S-C bien organizadas, similares a las descritas por Lin (2001) en la zona de falla de Nojima en Japón. Además, pliegues isoclinales e intrafoliares se pueden distinguir por capas de gouge coloreadas y/o alineamientos de clastos de cuarzo flexionados entre planos de cizalla de una manera similar a los descritos en la Falla de San Andrés (Foto 4.1; Miller, 1996). A menudo las fracturas de tipo Riedel que afectan a la matriz de la gouge penetran en los porofroclastos de los esquistos, aprovechando la foliación, pero

no en los CQP cuyos límites son netos y raramente interrumpidos por las fracturas de Riedel, las cuales tienden a ajustarse a los bordes de los clastos (Foto 4.9).



*Foto 4.1. Pliegues isoclinales. El de la izquierda formado por alineaciones de clastos de cuarzo. El de la derecha (ancho foto=2.5 cm) por una banda de gouge de distinta tonalidad. Obsérvese que ambos quedan limitados y retocados por fracturas.*



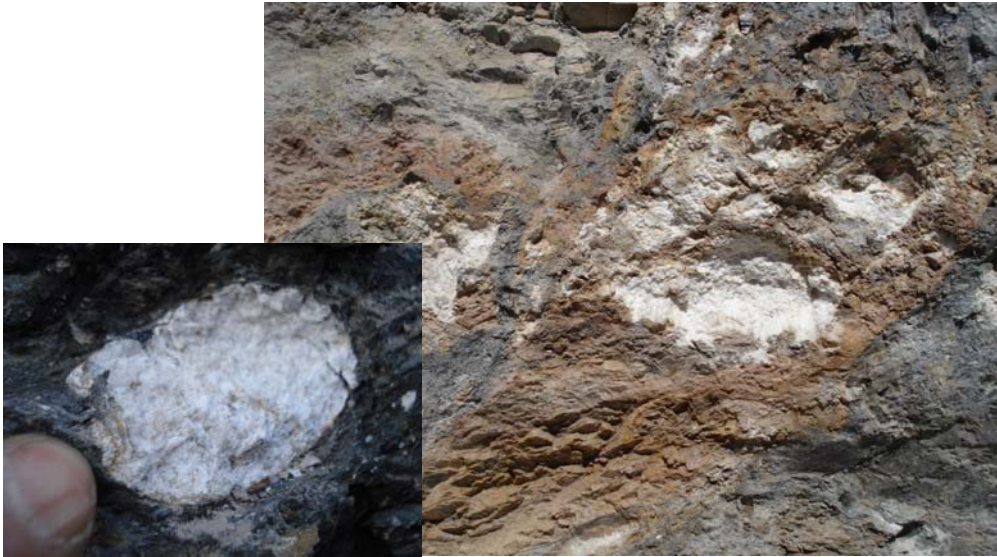
*Foto 4.2. Izquierda: Clasto de cuarzo pulverizado con bordes muy netos y rectos incluido en un testigo de gouge recuperado a una profundidad de 127m del sondeo FAM-1. Derecha: El mismo clasto aislado. Obsérvese la corteza negra que lo rodea. A pesar de conservar un aparente lustre vítreo, el clasto se muestra intensamente fracturado y sus partículas unidas.*



*Foto 4.3. Aspecto en afloramiento de cuarzos pulverizados dispersos en la gouge. Es de destacar que, a pesar de estar intensamente triturados, los fragmentos que los constituyen permanecen unidos. En la imagen derecha, una probeta tallada a partir del sondeo muestra, también, clastos de cuarzo dispersos.*



*Foto 4.4. Corte transversal de un testigo de gouge tomado del sondeo FAM-1. El clasto que aparece en la parte superior desarrolla una cola de presión que podría sugerir la cizalla como mecanismo de pulverización. Sin embargo, los dos clastos de la parte inferior con los que coexiste alcanzan el mismo grado de pulverización sin tales evidencias de cizalla.*



*Foto 4.5. Cuarzo pulverizado descubierto en la zanja TOR-3. Las partículas de cuarzo permanecen unidas entre sí como si formaran un único cuerpo rígido. Obsérvese la presencia de una delgada lámina de tonalidades parduzcas que lo rodea por completo. A la derecha, boudensdecimétricos de cuarzo pulverizado incluidos en un bloque de cuarzoesquistos en la zanja TOR-3 dentro de la zona de gouges, que pueden verse a la derecha.*

#### 4.2.1. Clastos de cuarzo pulverizado

Prácticamente todos los clastos de cuarzo incluidos en la gouge de la FAM, se caracterizan por una intensa pulverización. Los CQP sólo están presentes en el núcleo de la falla, ni siquiera los cuarzoesquistos situados en las rocas del bloque de techo, a tan sólo unos centímetros del plano de falla, muestran tal pulverización. Bajo microscopio óptico los CQPs aparecen integrados por múltiples fragmentos sub-milimétricos. Algunos de estos fragmentos de cuarzo parecen haber sufrido rotación y desplazamiento desde el borde del núcleo-clasto hasta las "sombras de presión", debido a la deformación por cizalla, dibujando morfologías sigmoidales (Foto 4.4) coherentes con el sentido de cizalla. Todos los fragmentos que forman el clasto

permanecen unidos como si fueran un solo cuerpo que muestra un contacto muy neto con la matriz que lo rodea. Imágenes de SEM y microscopio óptico muestran cómo las láminas de filosilicatos se alinean y aprietan concéntricamente contra los CQP creando una corteza a su alrededor que mantiene la integridad de los clastos e impide que los fragmentos se separen unos de otros y se distribuyan por la matriz.

A diferencia de las estructuras inducidas experimentalmente en clastos de cuarzo incluidos en gouges ricas en arcillas sometidas a cizalla, que muestran por lo general fracturas rectilíneas cruzando la totalidad de los clastos (Niemeijer y Spires, 2005), el núcleo interno de los CQPs se ve afectado por una alta densidad de microfracturas distribuidas irregularmente que atraviesan todo el clasto sin orientación preferente, terminando en el contacto con la matriz de la gouge (Foto 4.11). Las microfracturas apenas se abren, pero generalmente muestran un carácter de tracción y reducen el clasto de cuarzo a partículas de unas pocas micras de tamaño de grano (generalmente <200 micras). Bajo nicols cruzados, los fragmentos contiguos separados por fracturas en el núcleo del clasto se extinguen juntos definiendo la forma original de los subgranos de cuarzo heredados del protolito al girar la platina, mientras que las piezas de cuarzo que componen las "colas de presión" muestran una extinción aleatoria. La ausencia de desplazamiento en los bordes de subgranos originales heredados del protolito señala un mecanismo de pulverización cosísmico más que por cizalla.



*Foto 4.6. Cuarzos pulverizados con signos evidentes de cizalla. A la izquierda, sección vertical que indica una clara componente inversa. A la derecha, sección horizontal de la que se deduce una cinemática sinistral.*



*Foto 4.7. Gouge aflorando en la Rambla de Los Canales, en contacto con materiales cizallados violáceos del C. Maláguide (y otros depósitos neógenos de cuenca), en la que destaca hacia la parte superior un gran clasto de cuarzo (>40 cm) totalmente pulverizado. Obsérvese la rasqueta utilizada como escala en la parte inferior derecha de la imagen.*



*Foto 4.8. Gouge en contacto con bloque de esquistos amarillentos donde se localizó un clasto redondeado (izquierda) que, al tocarlo, sorpresivamente resultó ser un bolo de cuarzo pulverizado.*



*Foto 4.9. Clasto de cuarzo con bordes muy rectos y netos en contacto con la gouge. Se aprecia una fracturación importante.*

### 4.3. Interpretación y discusión

#### 4.3.1. Génesis de los CQP

Los datos mineralógicos y estructurales de la gouge indican que se formó en profundidad bajo régimen frágil y en condiciones confinadas. Luego las gouges que afloran en superficie podrían considerarse análogas de aquellas que rompieron en profundidad durante el terremoto de Lorca de 2011 (Niemeijer & Vissers, 2014).

Puesto que los CQPs sólo están presentes dentro de la zona de gouge, es obvio pensar que el mecanismo de pulverización está relacionado con la actividad del FAM. La ausencia de planos de rotura afectando directamente a los CQP indica que el mecanismo de pulverización no está relacionado con el plano que desliza durante un terremoto. Los CQP se incluyen casi exclusivamente en la gouge dúctilmente deformada que muestra una fábrica tectónica bien ordenada acorde al sentido de cizalla. Debido a que los CQP exhiben habitualmente formas sigmoidales, el cizallamiento podría ser el mecanismo de rotura más coherente. Sin embargo, la presencia ocasional de CQP con aparente ausencia de cizalla en la gouge dúctilmente deformada, así como los boudens de cuarzo pulverizado dentro de los bloques de esquistos /filitas incluidos en la zona de gouge, es compatible con un mecanismo de pulverización in situ y coincide con el mecanismo cosísmico propuesto para otras rocas pulverizadas (RP) asociadas a otras fallas corticales alrededor del mundo (the San Andreas Fault in USA -e.g. Brune, 2001; Dor et al., 2006, 2009; Doan et al., 2006; Doan and Gary, 2009; Doan and d'Hour, 2012; Rempe et al., 2013-; the Arima-Takatsuki Fault in Japan -Mitchell et al., 2011-; the North Anatolian Fault in Turkey -Dor et al., 2008-; the Foiana Fault in Italy -Fondriest et al, 2015-, and the Carboneras Fault in Spain -Rutter et al., 2012). Algunas de estas RP, que han sufrido poca o ninguna deformación, se ha vinculado en trabajos anteriores a los daños causados por perturbaciones de tensión transitorias durante eventos sísmicos (Mitchell et al., 2013,



Rowe y Griffith, 2015). Se ha propuesto la liberación explosiva de la tensión en las rocas, debido a reducciones instantáneas de la tensión confinante; y la sobrecarga de por pulsos compresivos debido a pulsos de alta frecuencia asociados a la radiación de ondas sísmicas como posibles causas para la pulverización (Shi y Ben-Zion, 2006 Doan y d'Hour, 2012). Las ondas sísmicas de alta frecuencia que se propagan a través de la zona de falla, como ocurre en las roturas sísmicas con efectos de directividad, generan pulsos de perturbación de esfuerzo que pueden inducir pulverización en su trayectoria. Las capas de baja velocidad de rocas dañadas en zonas de falla pueden aumentar este efecto actuando como guías para las ondas de alta frecuencia generadas cerca del plano de rotura. Las velocidades calculadas en sondeo y laboratorio para gouges y protolito demuestra un alto contraste en las velocidades sísmicas que podría controlar la conducción de ondas sísmicas de alta frecuencia a través de la zona de falla como ocurre en otras grandes fallas activas con rocas pulverizadas asociadas; donde capas de baja velocidad o la propia interfase determinan la directividad del frente de onda. Puesto que los CQPs están restringidos a la zona de gouges, es probable que el proceso de pulverización en el FAM esté relacionado con los efectos de la directividad durante terremotos antiguos. Además, como los CQPs suelen estar asociados a gouges deformadas dúctilmente, y los clastos de cuarzo angulosos no pulverizados sólo se encuentran en capas de brechas o cataclasitas con fábrica aleatoria (o inmadura), la pulverización también podría estar controlada por la distribución de las tensiones en relación con la madurez de la fábrica de la gouge. La presencia de CQPs incluidos en gouges dúctilmente deformadas que conservan aparentemente su forma original demuestra que el desarrollo de la fábrica (dúctil) en la gouges circundantes fue previa a la pulverización. Por lo tanto, la matriz de gouges bien ordenada de acuerdo con el campo de esfuerzos local podría someter a los clastos de cuarzo a un mayor esfuerzo de confinamiento intersísmico que aquellos clastos incluidos en brechas con fábrica "inmadura". Dado que se ha observado en trabajos anteriores que el cuarzo tiene la capacidad de almacenar grandes cantidades de energía

elástica en condiciones de alto esfuerzo (Zhiming et al., 2015), se deduce que un esfuerzo de confinamiento elevado en los clastos de cuarzo incluidos en las gouges inducen un mayor almacenamiento de energía eástica, respondiendo de un modo diferente al de los incluidos en las brechas cuando el esfuerzo dinámico se vincula a las ondas sísmicas que se propagan a través de la zona de la gouge de falla. La disminución repentina o el aumento de la tensión compresiva, como consecuencia de impulsos dinámicos de tensión, podría ser el mecanismo más plausible para la pulverización sólo de cuarzos sometidos a una alta presión de confinamiento, que almacenan una mayor tensión elástica. De la misma manera que la matriz de brechas, la esquistosidad original en bloques incluidos en la zona de gouge no llega a transferir homogéneamente el esfuerzo confinante al cuarzo tal como ocurre en gouges, donde laminas submilimétricas de filosilicato/arcillas constriñen homogéneamente los cuartos, Por lo que sólo aquellos boudins orientados adecuadamente y completamente envueltos por minerales planares se pulverizarán enteramente por el esfuerzo dinámico asociado a la propagación de ondas de alta frecuencia. De hecho, es común que los boudins dentro de los bloques en la zona de gouge aparezcan parcialmente pulverizados. En estos casos, la pulverización se localiza principalmente en los bordes de los boudins de cuarzo, donde están posiblemente más estresados por las capas de filosilicatos circundantes. La ausencia de pulverización en los esquistos del bloque de techo cerca de la zona de las gouges apoya también esta interpretación. Además de estar ubicados fuera de la zona de las gouges, donde se concentran principalmente los esfuerzos, la fábrica del esquisto no es adecuada para inducir suficiente almacenamiento de deformación elástica a los boudins.

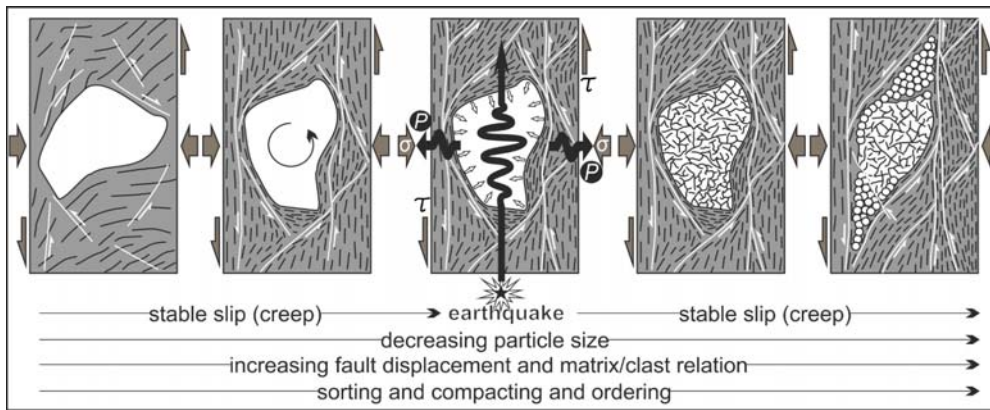


Figura 4.2. Modelo cosísmico propuesto para explicar el mecanismo de pulverización de los cuarzos, y la textura dúctil en relación a la evolución y comportamiento de la FAM.

La Figura 4.2 muestra el modelo de evolución que se propone para la génesis de CQPs en relación con el ciclo sísmico del FAM y el consecuente fábrica de la gouge. En la Figura 4.2a, inicialmente se incorpora en la zona de la gouge un fragmento angular de esquistos / filita que incluye un boudin que forma parte de capas de brechas y / o cataclasitas que muestran una fábrica al azar. Posteriormente, mediante una fluencia lenta y sostenida durante los períodos interseísmicos, estos fragmentos de esquistos / filitas se fracturan y desintegran progresivamente por unión de fracturas menores que generalmente aprovechan la esquistosidad, enriqueciendo gradualmente la matriz en filosilicatos / arcillas respecto al protolito. Con el aumento de la cizalla, los clastos de cuarzo más competentes tienden a permanecer aislados dentro de la matriz, siendo forzados a girar por el flujo friccional confinado de la matriz envolvente. La rotación del clasto implica fricción y cataclasis que reducen el tamaño de los clastos de cuarzo que tienden a adquirir dimensiones isométricas. Simultáneamente, las láminas de filosilicatos en la matriz se orientan progresivamente según una arquitectura de tipo Riedel y se alinean contra los límites del clasto creando una corteza concéntrica a su alrededor, que presumiblemente adquirirá una mejor envoltura si el clasto alcanza una forma equidimensional y redondeada. Cuando la

matriz obtiene una fábrica madura (o bien ordenada) de acuerdo con el sentido de cizallamiento y, por consiguiente, los filosilicatos / arcillas que rodean los clastos de cuarzo alcanzan su máxima tasa de empaquetado, entonces la matriz no puede soportar más deformación confinante. El esfuerzo se transfiere de la matriz a los clastos de cuarzo, dando como resultado una mayor energía de almacenamiento de deformación elástica en su interior. Esta distribución diferencial del almacenamiento de deformaciones elásticas (o gradiente de confinamiento del esfuerzo efectivo) entre los clastos y la matriz de la gouge se corrobora por la dilatación observada en los CQP extraídos del sondeo (Foto 4.10). Por lo tanto, es probable que un cuarzo no pulverizado situado en una matriz bien ordenada, a unos pocos kilómetros de profundidad donde probablemente se formó la gouge, podría almacenar grandes cantidades de energía de deformación elástica. En este escenario de alto esfuerzo, los pulsos de deformación dinámica asociados a las ondas sísmicas de alta frecuencia que se propagan a través de la zona de falla pueden reducir a cero la tensión normal de confinamiento y, de forma inmediata, los clastos de cuarzo sufren una liberación fuerte de energía de deformación elástica asociada a un cambio volumétrico repentino. A diferencia de los estudios que relacionan el mecanismo de pulverización de RP con cargas compresivas puntuales, las microfracturas de tensión que afectan a los CQP de la FAM (Foto 4.11) indican una reducción instantánea del esfuerzo de confinamiento como el mecanismo de pulverización más adecuado, Doan & d'Hour (2012) muestran evidencias que sugieren que las rocas son más fáciles de pulverizar cuando están previamente dañadas, pues el umbral en la tasa de deformación para producir pulverización disminuye con la densidad de fracturación inicial y la pulverización de CQP podría ser el resultado de múltiples terremotos.

A pesar de que la matriz de gouge alcanza su máxima tasa de empaquetado, la orientación preferente de filossilicatos / arcillas en los límites de los clastos define planos con menor resistencia al corte por fricción facilitando el flujo friccional de la matriz alrededor de los clastos mientras que los CQPs rotan como un cuerpo solidario.

El deslizamiento estable sostenido en el contacto entre matriz y clastos, desplazará progresivamente fragmentos de cuarzo de los límites de CQPs a las "sombras de presión" confiriendo formas sigmoidales de acuerdo con el sentido de cizalla, mientras que las piezas que componen el núcleo CQP se mantienen unidas preservando la textura original heredada del protolito. Finalmente, la gouge adquirirá una fábrica dúctil similar a la observada en rocas miloníticas.

Aunque la pulverización puede generarse cerca del frente de rotura, donde esfuerzos dinámicos pueden reducir a 0 el esfuerzo confinante, la pulverización generalizada de los clastos exclusivamente en la gouge, así como la ausencia de clastos sin pulverizar y de planos de rotura (asociados a terremotos) afectando a los cuarzos pulverizados, sugiere que la pulverización podría producirse a cierta distancia del plano de rotura, como consecuencia de la propagación de las ondas a través de la gouge. Efectos de directividad de la rotura durante terremotos nucleados en zonas de falla maduras (así como eventos de supercizalla), intensifican la capacidad de las zonas de falla para canalizar las ondas sísmicas. La necesidad de un esfuerzo dinámico para explicar el origen de los CQPs, podría indicar que tal y como demostró en 2011, la FAM podría haberse comportado de similar manera en el pasado.

Debido a que el núcleo de falla de la FAM siempre aflora en contacto con las rocas del basamento, es posible que la zona de gouge constituya una capa continua de baja velocidad a lo largo de la falla, que podrían haber actuado como guía para la propagación del frente de ondas, al menos durante la Terremoto de 2011. Los datos de velocidad sísmica del sondeo, así como datos de laboratorio (Tabla y Fig. 4.1), demuestran una considerable menor velocidad de propagación para las ondas sísmicas en gouges respecto a las rocas del basamento, avalando esta hipótesis.

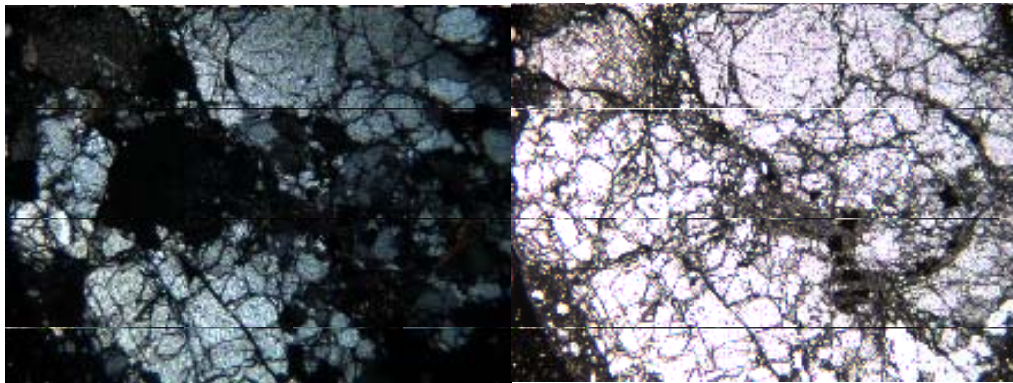
La probabilidad de encontrar evidencias estructurales o texturales en rocas de falla que indiquen la capacidad de las fallas para haber generado fuertes pulsos como consecuencia de efectos de directividad de la rotura en terremotos antiguos es prácticamente nula. Sólo unas pocas zonas de falla activas con evidencias recientes

de fuertes movimientos del terreno, debido a efectos de directividad de la rotura, han sido caracterizadas y, sólo en un pequeño número de ellas se han descrito rocas pulverizadas (RP). Por esto, el presente capítulo pone a disposición nuevas observaciones sobre las características y el origen de las RP mejorando el conocimiento sobre el comportamiento recurrente de fallas activas que se supone generan fuertes movimientos de tierra debido a efectos de directividad, incluidos los terremotos de supercizalla.

Según lo propuesto por Huan et al. (2016), la menor velocidad sísmica para el núcleo de la gouge con respecto a las rocas del basamento metamórfico, puede explicar que la pulverización está restringida al núcleo de la gouge, ya que podría actuar como guía de onda para ondas sísmicas de alta frecuencia. En tal caso, los CQP no sólo constituirían una evidencia paleosísmica, sino que también podrían ser testigos de un comportamiento de la FAM para terremotos antiguos similar al mostrado en 2011. Sin embargo, a diferencia de otras RP asociadas a roturas de supercizalla que generalmente se encuentran a una distancia significativa del plano de falla principal, los CQPs sólo se encuentran en la gouge del núcleo de falla de la FAM, por lo que no es necesario recurrir a terremotos de supercizalla para explicar el origen de los CQPs de la FAM.



*Foto 4.10. Testigo de gouge del sondeo FAM-1 a una profundidad de 133 m, donde destaca un clasto de cuarzo pulverizado que ha experimentado dilatación, deformando los bordes del testigo y abriendo fracturas.*

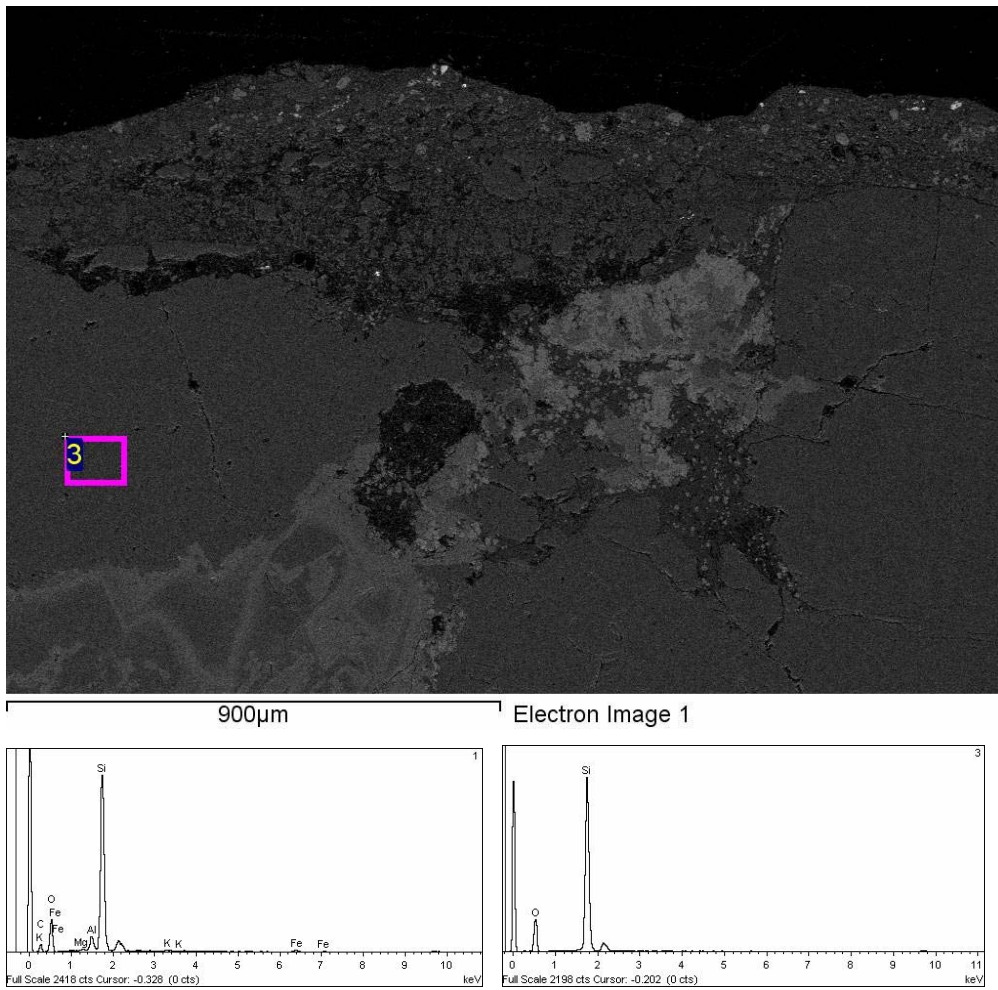


*Foto 4.11. CQP bajo microscopio óptico. A la izquierda con nicoles cruzados y a la derecha con nicoles paralelos..*

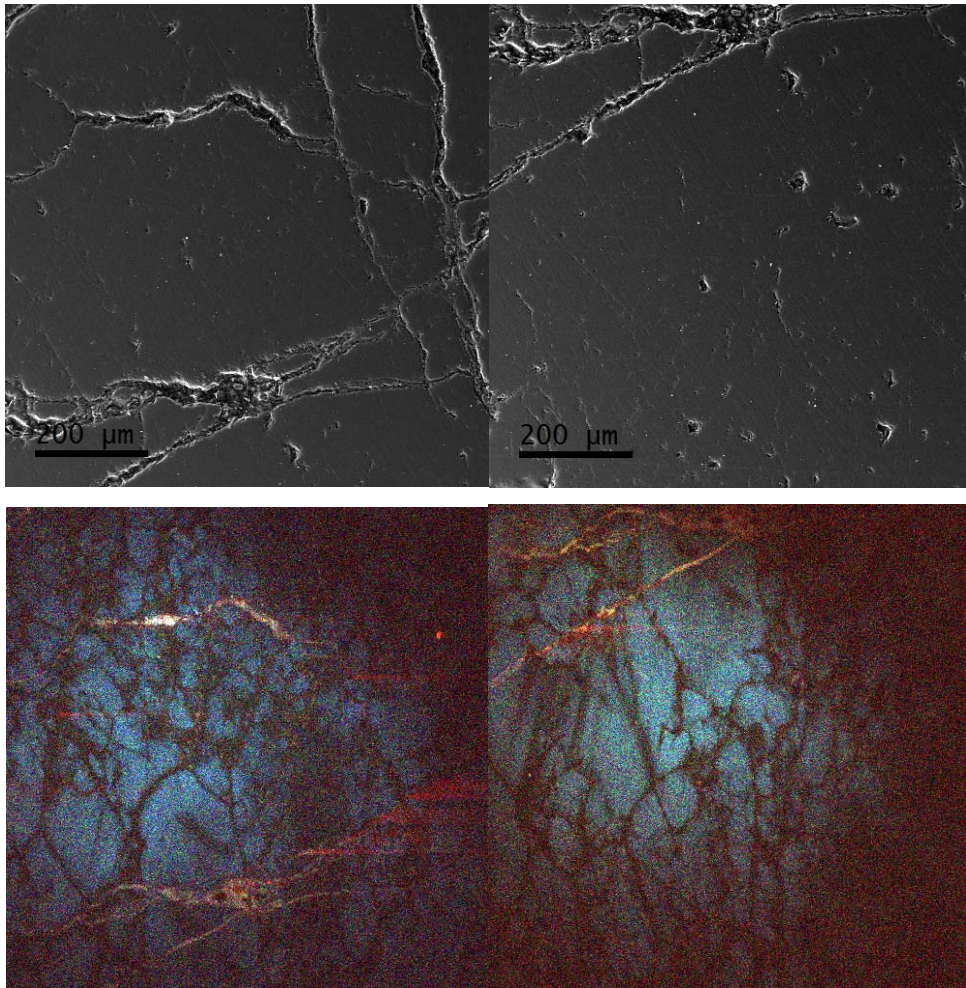


*Foto 4.12. Cuarzos observados bajo lupa binocular. En la columna de la izquierda, vista completa de dos cuarzos de un milímetro de diámetro aparentemente poco deformados. El de arriba muestra una morfología redondeada, mientras que el de la fotografía inferior. A la derecha, detalle de ambos donde puede verse la intensa fracturación que los afecta.*

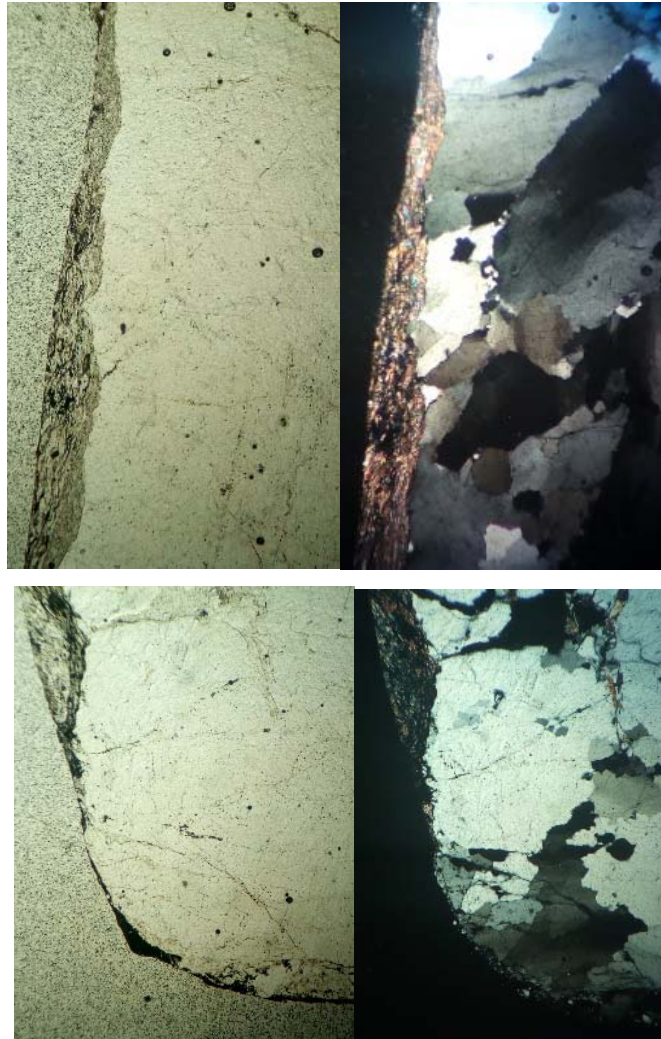




*Foto 4.13. Imagen de SEM del cuarzo que se muestra en las fotos 4.1 y 4.2 con los análisis EDX correspondientes a los análisis indicados como 1 y 3, a la izquierda y derecha, respectivamente. El análisis 1 se realizó en la parte superior, donde se observa la corteza que se mencionaba en la foto 4.2 y que se muestra como un aglomerado de partículas de muy pocas micras.*



*Foto 4.14. Arriba fotografías de SEM del cuarzo de la Foto 4.1 y 4.2 donde la superficie entre las fracturas es muy homogénea y lisa. No obstante, imágenes tomadas de estas mismas secciones mediante catodoluminiscencia (abajo) revelan una intensa fracturación que inicialmente no era visible.*



*Figura 4.15. Vista bajo microscopio óptico del clasto de cuarzo de la Foto 4.1 y 4.2. A la izquierda, dos imágenes realizadas con nicoles cruzados. A la derecha, las mismas fotos con nicoles cruzados. Nótese que la corteza de color oscuro que se veía de visu, es compuesta por filosilicatos (mica blanca, illita y clorita) que se adaptan perfectamente a los bordes del cuarzo. El ancho de cada imagen corresponde a ~0.5 mm.*

#### 4.4. Conclusiones

La ausencia de nuevas mineralizaciones bajo condiciones dúctiles, junto con la deformación frágil del cuarzo, permite restringir la génesis de la gouge de la FAM a los 5 Km más someros de la corteza frágil. Esta es la profundidad aproximada a la que se nucleó el terremoto de 2011 en Lorca, por lo que la gouge podría ser representativa de los materiales que rompieron en profundidad en 2011. La presencia de estructuras dúctiles sugiere que la gouge podría acomodar la deformación a lo largo del FAM por medio de creep asismico a profundidades sismogénicas. Sin embargo, en la actualidad, una caída repentina de la presión confinada en asociación con el esfuerzo dinámico parece ser el mecanismo de pulverización más consistente para explicar el conjunto de características descritas para los CQP. Por lo tanto, la fábrica dúctil que muestra la gouge podría ser consecuencia de grandes periodos de calma intersísmica, mientras que los CQP podrían ser el resultado de terremotos que interrumpen aquellos. Tal como la mayoría de los efectos producidos por el terremoto de 2011 y posiblemente el terremoto de 1674, la pulverización de CQP podría ser el resultado de la capacidad del FAM para guiar las ondas sísmicas a través de su estructura. La estructura de la FAM podría, entonces, desempeñar un papel importante en la directividad de la propagación de ondas sísmicas. La FAM yuxtapone materiales con diferentes propiedades mecánicas y, en consecuencia, diferentes velocidades de propagación de las ondas sísmicas. La interfase gouge-esquisto podría determinar la propagación de las ondas sísmicas a lo largo de la falla, tal como se ha propuesto para otras fallas de desgarre de gran escala donde se han identificado rocas pulverizadas. La presencia de CQPs podría mostrar que la propagación de las ondas a través de la estructura de FAM es más común de lo esperado, por lo que la capacidad destructiva de los terremotos nucleados en el FAM podría estar más relacionada con el comportamiento sísmico de la FAM que con la magnitud. Algo que debería tenerse en cuenta para futuras evaluaciones del riesgo sísmico.

# 5

## COMPORTAMIENTO FRICCIONAL DE LAS GOUGES

### 5.1. Introducción

Las propiedades permeables y mecánicas de las rocas que constituyen el núcleo de falla a profundidades sismogénicas tienen fuertes implicaciones sobre el comportamiento de las fallas. En rocas de falla de granulometría fina, la permeabilidad es un factor importante a tener en cuenta. Se ha observado que rocas poco permeables como las gouges pueden generar sobrepresión de fluidos sobre el plano de deslizamiento, facilitando la nucleación de la rotura o bien su propagación. Por una parte, la dilatancia asociada a la propagación de la rotura a través de gouges puede producir una invasión instantánea de fluidos a favor del plano de deslizamiento, reduciendo drásticamente las propiedades friccionales sobre el plano y facilitando el deslizamiento por detrás de la punta de rotura. Por otra parte, las gouges pueden englobar grandes bloques de protolito fracturado saturados en agua. Con el progreso de la deformación por actividad de la falla pueden generarse sobrepresiones locales en la interfase gouge-protolito favoreciendo la nucleación de terremotos. Sin embargo, no es fácil determinar las propiedades permeables del núcleo de fallas activas, pues el progreso de la deformación por la actividad de la falla puede hacerlas variar continuamente, poniendo en contacto diversos materiales o bien cerrando la porosidad por compactación durante la cizalla.

De igual manera, el comportamiento mecánico de las gouges es también relevante, particularmente su comportamiento friccional. Las gouges pueden incorporar ciertos minerales que pueden condicionar fuertemente el comportamiento de la falla. Entre estos destacan los minerales de la arcilla que han sido ampliamente estudiados por sus características propiedades friccionales (More & Lockner, 2001) u otros minerales laminares como el grafito cuyo bajo coeficiente de fricción puede tener importantes consecuencias en el funcionamiento de las fallas. Con el fin de modelizar el comportamiento friccional de la FAM, se han realizado una serie de experimentos

para descifrar el comportamiento y resistencia friccional de las gouges de la FAM en función de la velocidad de deformación, la temperatura, la presión de confinamiento, la presión de fluidos y fundamentalmente su composición mineralógica.

En capítulos anteriores se ha visto que la mineralogía de la gouge estaba fundamentalmente constituida por cuarzo y mica blanca, y contenía pequeñas cantidades de otros minerales. Algunos de ellos como el grafito, aun en mínimas proporciones, pueden tener un fuerte control sobre el comportamiento de la falla (Oohashi et al., 2012; Rutter et al., 2013). El grafito es un mineral con unas características muy peculiares. Es un mineral laminar y tiene un coeficiente de fricción mínimo, por lo que estudios previos se han centrado en estimar la proporción de grafito necesaria para reducir considerablemente las propiedades friccionales de una gouge. Sorprendentemente, tanto Oohashi et al., (2012) como Rutter et al., (2013) establecen que cantidades casi “ridículas” de grafito tiene un fuerte control sobre las propiedades friccionales de la falla y, por tanto, su comportamiento.

En este capítulo se presenta el diseño y los resultados de experimentos de cizalla rotacional realizados bajo diversas condiciones y utilizando muestras con proporciones variables de grafito para determinar si las cantidades presentes en la FAM, o bien posibles mecanismos de concentración de este mineral a favor de planos (como podría pasar a lo largo del sondeo; ver capítulo 3).

## **5.2. Metodología**

Los experimentos se realizaron en el laboratorio de alta presión y temperatura de la Universidad de Utrecht, en un aparato de cizalla rotacional cuyas características pueden verse en Niemeijer & Spiers (2005) (Foto 5.1).



Figura 5.1. Aparato de cizalla rotacional del HPTlab de la Universidad de Utrecht. A la derecha muestra preparada para experimentar.

Para controlar las proporciones mineralógicas, las muestras ensayadas fueron preparadas experimentalmente, mediante mezcla de moscovita (recubierta con óxidos de Fe-Ti) y cuarzo en proporciones en peso iguales, a la que se fueron añadiendo distintas proporciones de grafito (ver tabla 5.1 para condiciones de los ensayos).

El ensayo consiste en introducir una muestra en polvo, en este caso  $\sim 50$  micras, entre dos anillos, como se ve en la figura 5.1. Sobre el que se ve en dicha imagen se sitúa otro, ambos con superficies dentadas para evitar que la muestra deslice por el contacto con el pistón al rotar.

La muestra es sometida a unas condiciones de presión, presión de fluidos y temperatura para simular unas condiciones cualesquiera. Para estos experimentos se optó por temperaturas entre 20 y 150°C, presiones de fluidos de 0.8 y 50MP; y presión de confinamiento efectivas de 100MPa (ver tabla 5.1 para detalles). Bajo



combinaciones de estas condiciones se intentaban simular distintas condiciones a profundidades próximas a 5 km, donde nucleó el terremoto de Lorca de 2011. Los experimentos consistieron en escalones de deslizamiento a distintas velocidades para conocer si las muestras experimentaban endurecimiento o debilitamiento friccional con las variaciones de velocidad, de manera parecida a los experimentos de Niemeijer & Vissers (2014). Para expresar la dependencia de la fricción con respecto a la velocidad de deslizamiento, se utilizaron los parámetros a-b de las ecuaciones de “rate and State Friction” de Dieterich (1979) y Ruina (1983), que habitualmente se utilizan para estudiar la nucleación y propagación de la rotura (Fig. 5.1).

Tabla 5.1. Condiciones y resumen de resultados de los experimentos de cizalla rotacional.

SAMPLE	Composition			Pfluid (Mpa)	Troom (~23°C)				T 150°C		
	Qtz wt%	Ms wt%	Grph wt%		Peak Friction (at v=1micron/s ec. and x~1mm)	Steady-state Friction (at v=1micron/s ec. and x~5mm)	Steady-state Friction (at v=10micron/sec. and x~7mm)	Steady-state Friction (at v=100micron/sec. and x~9mm)	Steady-state Friction (at v=1micron/s ec. and x~11mm)	Steady-state Friction (at v=10micron/sec. and x~14mm)	Steady-state Friction (at v=100micron/sec. and x~16mm)
u510	50	50	0	50	0,700	0,776	0,820	0,850	0,897	0,900	0,920
u511	49,5	49,5	1	50	0,670	0,728	0,739	0,747	0,774	0,780	0,798
u512	49	49	2	50	0,700	0,708	0,620	0,610	0,590	0,575	0,587
u520	50	50	0	50	0,610	0,699	0,721	0,746	0,770	0,785	0,799
u521	49	49	2	50	0,610	0,645	0,662	0,660			
u526	50	50	0	50	0,700	0,766	0,790	0,807	0,814	0,824	0,834
u527	49	49	2	50	0,557	0,574	0,590	0,610	0,618	0,630	0,648
u528	47,5	47,5	5	50	0,638	0,520	0,455	0,459	0,476	0,491	0,492
u534	100	0	0	50							
u542	0	100	0	50							
u562	45	45	10	50	0,394	0,234	0,204	0,198	0,210	0,217	0,224
u563	40	40	20	50	0,300	0,141	0,131	0,131	0,136	0,137	0,141
u565	48,5	48,5	3	50	0,499	0,355	0,291	0,284	0,266	0,268	0,292
u568	40	40	20	50	0,335	0,230	0,211	0,207	0,207	0,213	0,217
u569	48,5	48,5	3	50	0,499	0,435	0,439	0,475	0,375	0,331	0,353
u570	0	100	0	50	0,316	0,423	0,470	0,507	0,492	0,523	0,554
u536	45	45	10	0,8	0,313	0,158	0,155	0,170	0,181	0,174	0,175
u537	40	40	20	0,8	0,262	0,139	0,142	0,153	0,171	0,172	0,178
u541	47,5	47,5	5	0,8	0,357	0,235	0,230	0,247	0,250	0,266	0,287
u564	50	50	0	0,8	0,470	0,510	0,524	0,533	0,548	0,551	0,553
u566	49,5	49,5	1	0,8	0,464	0,512	0,530	0,541	0,560	0,583	0,592
u567	49	49	2	0,8	0,475	0,504	0,519	0,531	0,530	0,536	0,550

En el caso de la propagación de la rotura, si a-b es positivo, esto quiere decir que el material experimenta endurecimiento friccional y, por tanto, favorece el deslizamiento estable de tipo creep. Si a-b es negativo, entonces el material tiene

facilidad para propagar la rotura y entonces facilitará el deslizamiento inestable o stick-slip (Fig. 5.1).

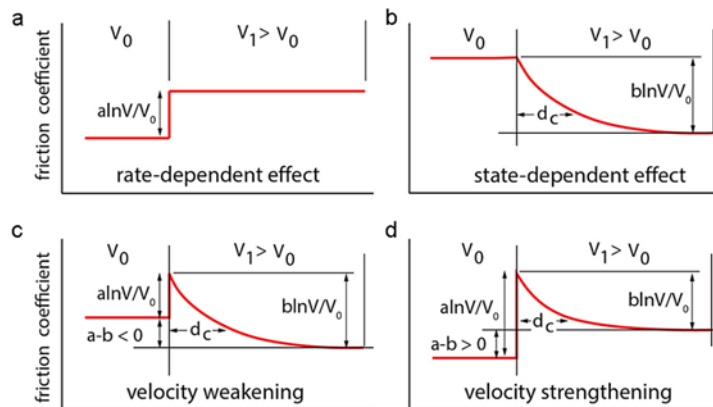


Fig. 5.2. Tomada de Niemeijer & Vissers (2014). Distintas configuraciones para los parámetros  $a-b$  de las ecuaciones de “tasa y estado de la fricción” de Dieterich (1979) y Ruina (1983), Ver texto para explicación.



Foto. 5.2. Pistones tras el experimento. En la foto izquierda, sobre el papel puede verse .

### 5.3. Resultados

#### 5.3.1. Friccionales

Los datos extraídos de los experimentos son posteriormente filtrados y procesados mediante el programa Xlook, del cual se obtienen todos los parámetros que se representan en las gráficas de las figuras 5.3 a En la primera se enfrenta la fricción con respecto al deslizamiento. Se observa que muestras a partir del 2% de contenido en grafito en peso muestran un comportamiento de debilitamiento friccional, quizás coincidiendo con el valor de la distancia de deslizamiento crítico.

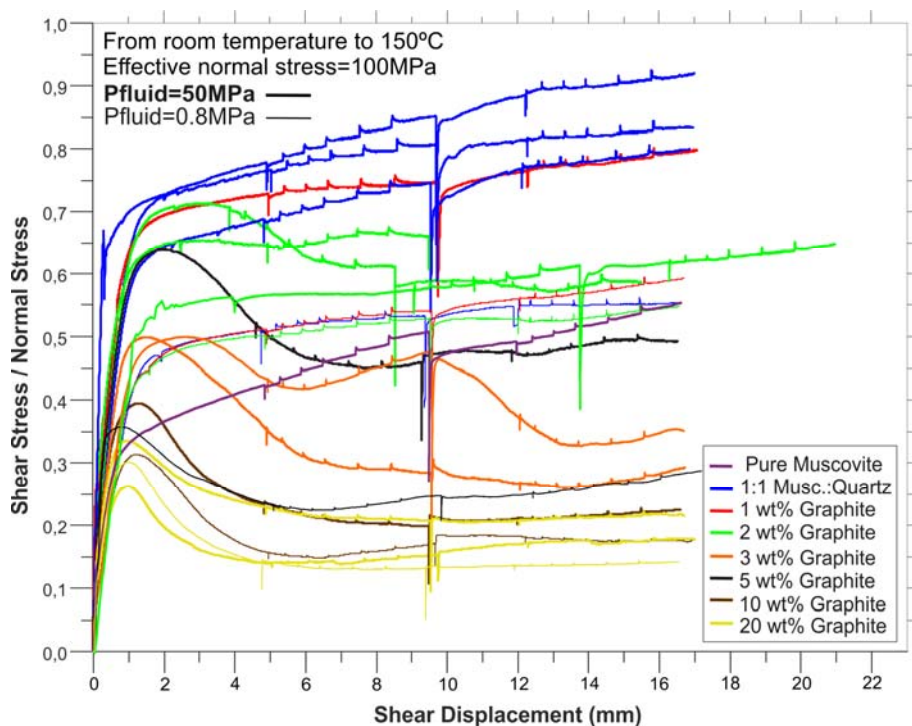


Figura 5.3. Resumen de resultados para todos los experimentos representados como curvas de coeficiente de fricción (esfuerzo de cizalla/esfuerzo normal) respecto al desplazamiento experimentado.

En figuras posteriores (5.4 a 5.7) se representa los parámetros  $a-b$  calculados bajo diferentes condiciones de ensayo. Se ve que en general, muestras a partir de 3% de grafito son generalmente más inestables ( $a-b < 0$ ). No obstante, a temperaturas elevadas este comportamiento en el grafito no es tan evidente.

En las figuras 5.8 a 5.11 se comparan los datos de fricción-% peso grafito con los datos experimentales de Rutter et al. (2013). La curva logarítmica como la de Rutter et al. (2013) es la que mejor se ajusta a los experimentos aquí realizados (mejor que la propuesta por Oohashi et al., 2012). No obstante, la curva de Rutter es más parecida a las que unen puntos de fricción de pico. Esto implica que en los experimentos que aquí se presentan la reducción de las propiedades friccionales son todavía más acusadas que las calculadas por este autor.

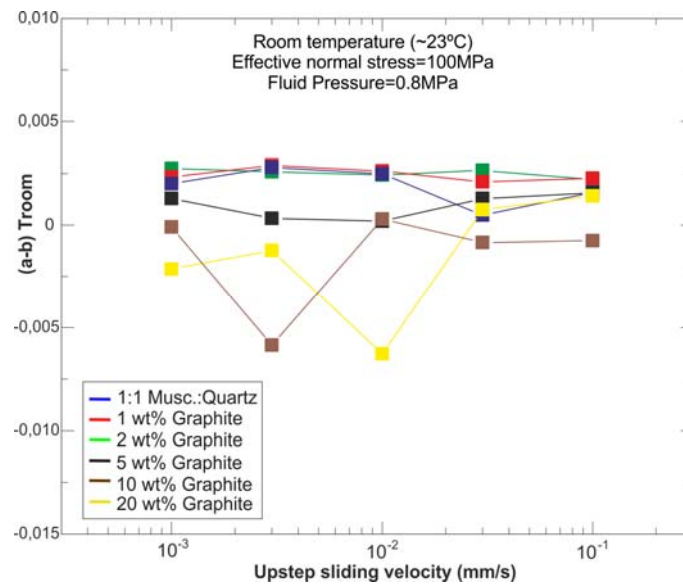


Figura 5.4. Parámetros  $a-b$  para las condiciones y muestras indicadas en el gráfico.

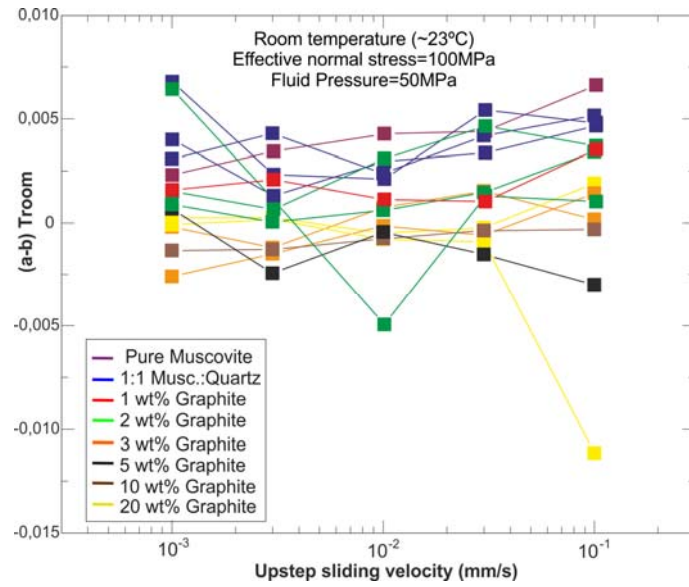


Figura 5.5. Parámetros a-b para las condiciones y muestras indicadas en el gráfico.

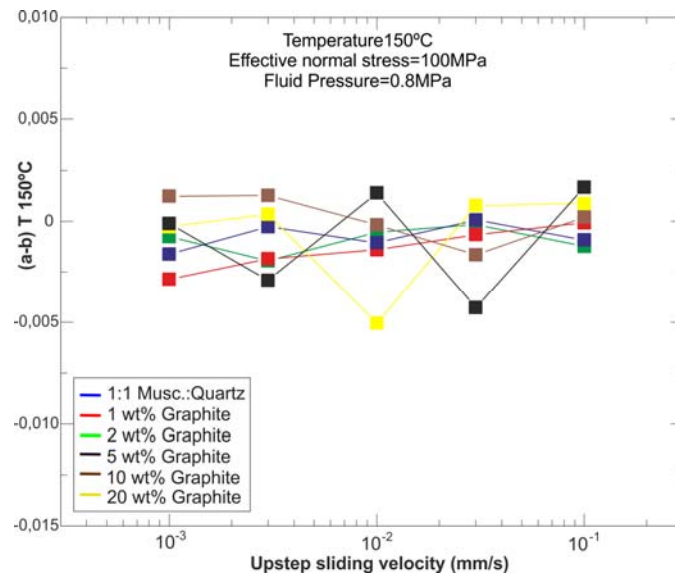


Figura 5.6. Parámetros a-b para las condiciones y muestras indicadas en el gráfico.

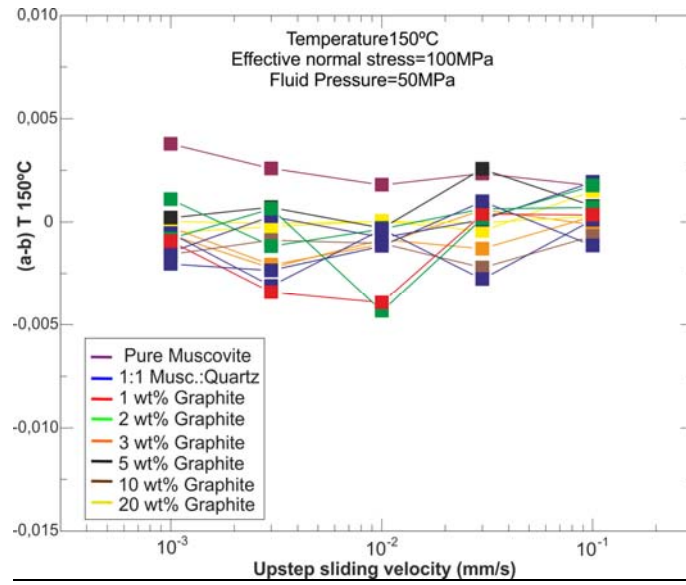


Figura 5.7. Parámetros a-b para las condiciones y muestras indicadas en el gráfico.

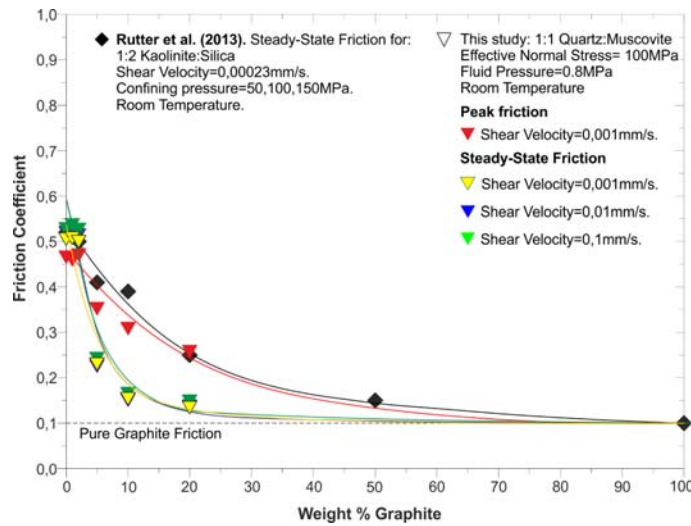


Figura 5.8. Curvas obtenidas a partir de la fricción de pico y fricción “estable” para distintas proporciones de grafito. Condiciones de experimento se indican en el gráfico.

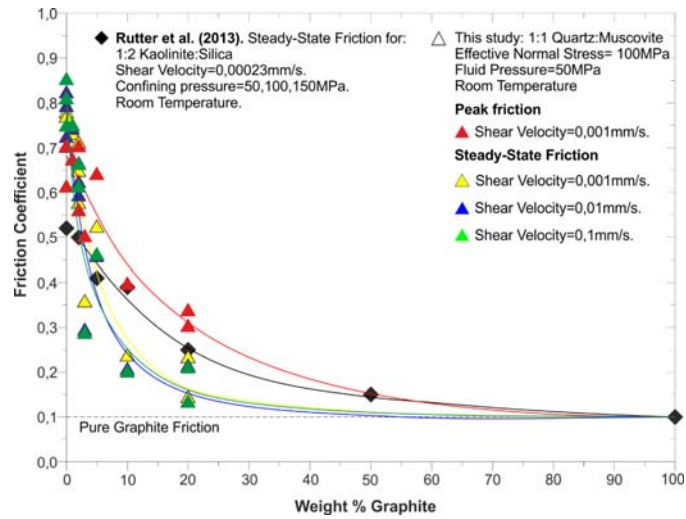


Figura 5.9. Curvas obtenidas a partir de la fricción de pico y fricción “estable” para distintas proporciones de grafito. Condiciones de experimento se indican en el gráfico.

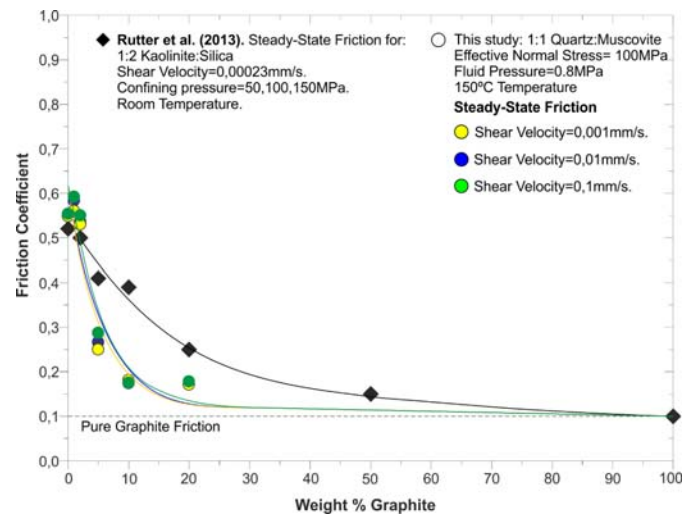


Figura 5.10. Curvas obtenidas a partir de la fricción de pico y fricción “estable” para distintas proporciones de grafito. Condiciones de experimento se indican en el gráfico.

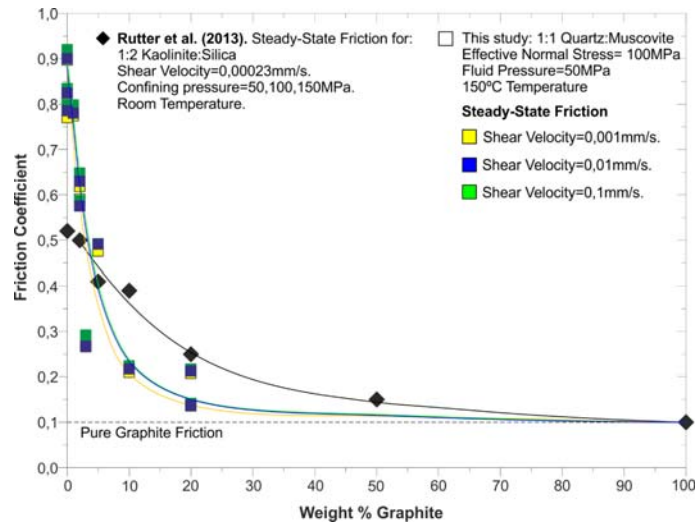
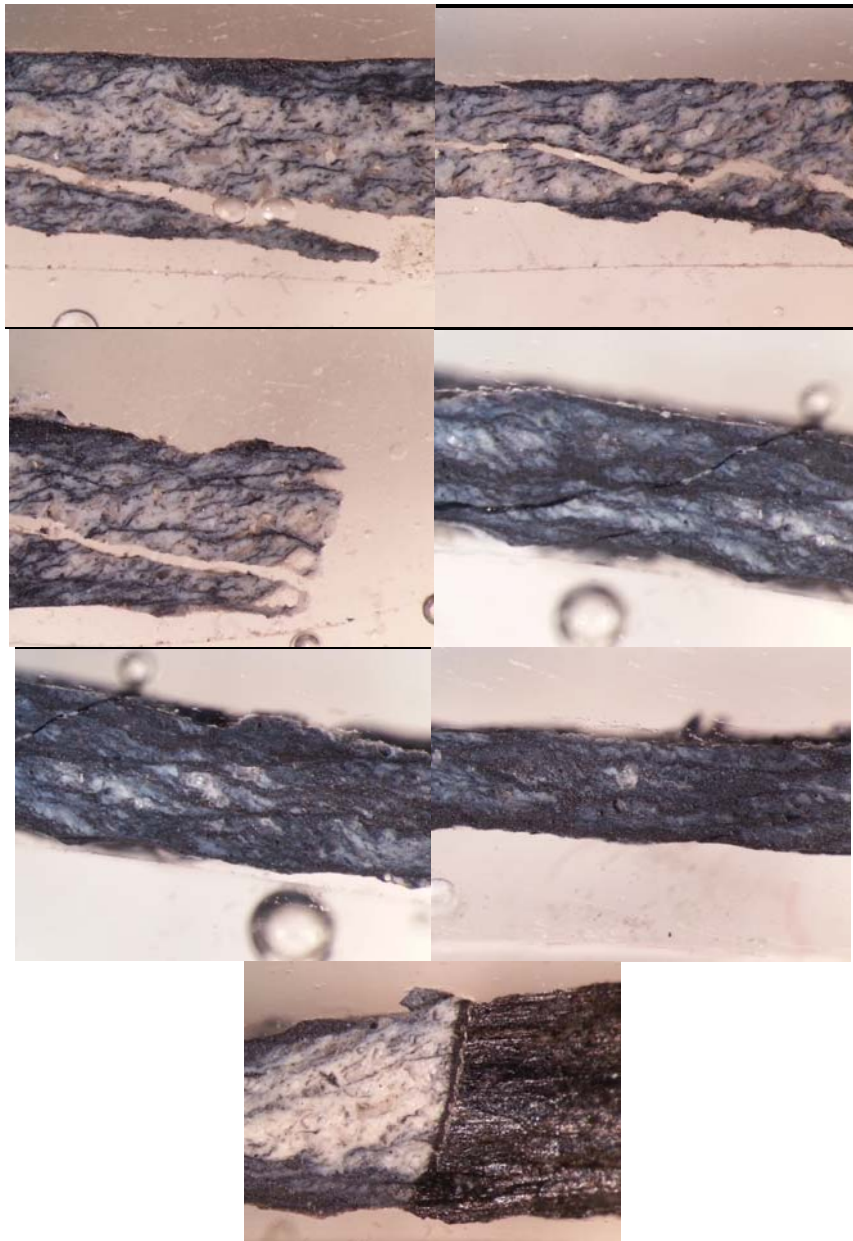


Figura 5.11. Curvas obtenidas a partir de la fricción de pico y fricción “estable” para distintas proporciones de grafito. Condiciones de experimento se indican en el gráfico.

### 5.3.2. Texturales

Tras los experimentos (ver figura 5.2), las muestras experimentadas son embutidas en resina para obtener una sección delgada sobre la que estudiar la fábrica generada durante el experimento. Como puede verse en las imágenes de secciones de 1 mm de muestras con distintas proporciones de grafito de la Foto 5.3, las muestras adquieren bajo velocidades subsísmicas una textura de estilo milonítico similar a la observada en gouges de la FAM.





*Foto 5.3 Fotografías bajo lupa binocular de muestras experimentas tras embutirlas en resina y obtener una sección delgada paralela al esfuerzo de cizalla. De arriba abajo, muestras con 2, 5 y 20% grafito en peso. La inferior con 2% de grafito se ha incluido para reflejar la capacidad de extenderse el grafito a favor de planos definidos donde se acumula el deslizamiento (smearing).*

### 5.3.3. Permeabilidad

Con el objetivo de poder relacionar en las discusiones los resultados de experimentos bajo diferentes presiones de fluido con el comportamiento de la FAM, se hicieron unas medidas preliminares en laboratorio de permeabilidad al aire en relación a la orientación de la fábrica de la gouge. Los resultados se muestran en la tabla 5.2..

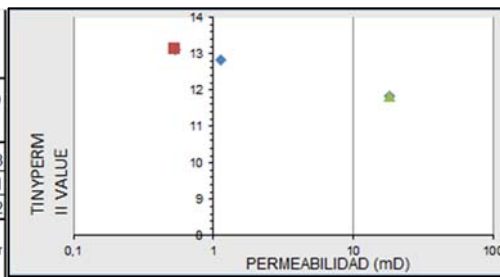


Foto 5.4. Experimento de medición de permeabilidad al aire.

Tabla 5.2. Medidas de permeabilidad al aire de muestra de gouge del sonde FAM-1 en relación a la orientación de su fábrica.

METODOS DE ENSAYO PARA ROCA NATURAL DETERMINACIÓN DE LA PERMEABILIDAD AL AIRE CON EL EQUIPO TinyPerm II			
MUESTRAS	MEDIDAS	PERMEABILIDAD (mD)	PERMEABILIDAD (m2)
FAM-169_5_X	13,1	0,529939359	5,23009E-13
FAM-169_5_Y	11,84	18,18394182	1,79462E-11
FAM-169_5_Z	12,83	1,130456139	1,11567E-12

Observaciones: La permeabilidad se calcula aplicando la ecuación:  
 $T = -0,8206 \cdot \log_{10}(K) + 12,8737$  según la recta de calibración proporcionada por el equipo y se mide en miliDarcy.



#### **5.4. Discusión y conclusiones**

Experimentos de cizalla rotacional sobre muestras con proporciones variables de grafito sometidas a escalones de velocidad permiten observar que pequeñas cantidades de este material reducen considerablemente las propiedades friccionales. Muestras a partir del 2&-3& en peso de grafito presentan en su curva un pico bien acusado que podría sugerir el alcance de la distancia de deslizamiento crítica a partir de la cual la fricción más o menos se mantiene estable. Observación de secciones delgadas permiten ver que el grafito tiende a meterse en estructuras paralelas a la cizalla (planos Y) que acomodan mayor deformación. La capacidad de extenderse ampliamente en el grafito, permite a este con poca cantidad controlar los planos que acomodan el deslizamiento. Asimismo, su inestabilidad o debilitamiento friccional ante los escalones de velocidad indican que bandas ricas en grafito a lo largo de la FAM podrían favorecer la propagación de la rotura ( y posiblemente la nucleación ).

# 6

## **DISCUSIONES: SOBRE LA ESTRUCTURA Y EL COMPORTAMIENTO DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA**

### 6.1. Sobre la estructura y evolución de las zonas de falla

El hecho de que las fallas a menudo afecten en superficie a materiales recientes poco confinados, que facilitan el crecimiento lateral de la zona de falla, condiciona que los datos de anchura considerados en estos estudios sea el correspondiente al espesor de las rocas más deformadas, donde la fábrica original del protolito apenas se reconoce. Aun así, en algunos trabajos ya se discute que la dispersión de los datos comparados es relativamente alta y que para una anchura concreta el desplazamiento puede variar en uno o dos órdenes de magnitud (p.e., Blenkinsop, 1989; Evans, 1990). Además, a veces se desconoce la historia cinemática de la falla comentando, sin saberlo, el error de relacionar el dato de su anchura actual con la cantidad de desplazamiento que puede deducirse a partir de datos de superficie. Por ejemplo, fallas que funcionaron inicialmente como fallas con salto en la vertical, pudieron ser posteriormente reactivadas como fallas de desgarre, lo que puede llevar al error de asumir el desplazamiento horizontal como el deslizamiento total acumulado por la falla, sin tener en cuenta la deformación debida al movimiento vertical previo. Dichas interpretaciones tampoco tienen en cuenta los factores litológicos, el marco tectónico o la profundidad de formación de la zona de falla., aumentando así el riesgo de comparaciones irrelevantes.

La FAM constituye un muy buen ejemplo de la complejidad y heterogeneidad que las zonas de falla presentan en la corteza superior. La presencia en superficie de partes de la zona de falla exhumadas desde unos pocos kilómetros de profundidad, resultan una fuente de información excepcional de los mecanismos que actúan bajo la superficie y que condicionan el comportamiento sismogénico de las fallas. El análisis de las *gouges* que se desarrollan en estas partes profundas de la FAM resulta, además, una herramienta muy útil para conocer la evolución y el comportamiento de la falla en el pasado y, por tanto, poder predecir cómo puede comportarse en el futuro. No

obstante, es imprescindible conocer bien las propiedades estructurales de la falla en superficie, pues aportan una gran información acerca de la evolución de la falla y los posibles cambios cinemáticos que ha experimentado como respuesta a cambios en el campo de esfuerzos a lo largo de su actividad. En muchas ocasiones, la estructura en profundidad de fallas activas es inferida a partir de observaciones realizadas en otras fallas de características similares o, con mucha suerte, de partes de la zona de falla profunda que alcanzan a aflorar en superficie. Sin embargo, en muchas ocasiones no se tiene la certeza absoluta que la estructura de las rocas de falla que afloran en superficie sea heredada de la actividad de la falla en profundidad. Esto se debe a que durante el ascenso hacia la superficie, las zonas generadas en profundidad sufren una serie de cambios de presión, temperatura y, posiblemente, cambios cinemáticos que alteran la fábrica original de estas rocas obliterando total o parcialmente su fábrica original por superposición de una deformación posterior asociada al periodo de exhumación. Es por ello importante conocer bien la evolución de la falla para estimar el grado de analogía entre zonas de falla exhumadas y la estructura en profundidad.

En el caso de la FAM, la diferencia entre la cinemática que se deduce de la fábrica de la gouge y la cinemática actual de la falla podría indicar una deformación previa preservada en la textura del núcleo de falla que quedó prácticamente inactiva durante su ascenso a superficie.

Conocer la evolución cinemática de la falla es, por tanto, de gran ayuda para saber qué cambios cinemáticos podrían ser importantes. Es importante conocer bien las características estructurales de las zonas de falla en superficie, ya que la traza de la falla en superficie es un reflejo de su estructura en profundidad. Por ello, a pesar de que los materiales incorporados en superficie a la zona de falla no tienen un control importante sobre el potencial sismogénico de la falla, su estudio permite entender la evolución experimentada por la falla y las condiciones de formación de las rocas de falla que constituyen el núcleo. Mediante el estudio de materiales en superficie, no sólo se puede estimar el desplazamiento relativo experimentado por la falla en base al

desfase entre los mismos materiales a un lado y otro de la falla, sino que también se puede conocer la evolución cinemática de la falla. De esta manera, en la FAM, estudios previos estimaron a partir del desplazamiento sufrido por materiales del Mioceno Superior, que el desplazamiento de la FAM en la horizontal desde este periodo ha sido de unos 8 km (Silva et al., 1994). En esta tesis, además, se estima un salto en la vertical de 1.2 km mínimo extraído de la diferencia de cota entre la lámina maláguide que aflora en las partes más altas de la Sierra de las Estancias (bloque de techo) y la profundidad que se deduce de la interpretación de perfiles geofísicos bajo los depósitos que rellenan la Depresión del Guadalentín en el área de La Torrecilla (bloque de muro). Esto implica que la estructura de de la FAM es el resultado de una compleja evolución que se prolonga desde el Mioceno hasta la actualidad. Una ligera diferencia entre la orientación del tensor de deformación obtenido por Martínez-Díaz (2002) para materiales tortonienses y el calculado para la fábrica de la gouge en el capítulo 2 de esta tesis, sugiere que la FAM pudo verse afectada por un cambio de orientación en el tensor de esfuerzos, situándose el eje de máximo esfuerzo durante el Tortoniense con una orientación más perpendicular a la FAM, acentuando la componente inversa de la falla. La fábrica de las rocas del núcleo es acorde a una cinemática de desgarre casi puro, mostrando evidencias de esta cinemática en secciones horizontales, mientras que en secciones verticales la fábrica de estas mismas rocas no es tan organizada. Esto implica que la fábrica de las gouges pudo ser relativamente anterior este cambio de orientación en el tensor de deformación observado por el estudio de Martínez-Díaz (2002) y, aunque no se han encontrado otras evidencias para demostrarlo, el funcionamiento de la FAM podría ser relativamente anterior a la estimada hasta ahora por diversos autores que señalan el Tortoniense como la fecha más probable del comienzo en la actividad de la FAM.

Las materiales en superficie también pueden tener una cierta importancia de manera indirecta en el comportamiento de la falla. Materiales granulares en el bloque de muro chocando contra la FAM pueden constituir potenciales acuíferos como pasa

en la zona de Lorca. Autores se atrevieron a decir que la explotación de estos acuíferos podría haber disparado el terremoto de 2011.

Gracias a un aumento en su componente vertical en sus últimos estadios, partes profundas de la zona de falla afloran ahora en superficie. La fábrica que desarrollaron originalmente estas rocas podría haberse visto perturbada durante su ascenso a la superficie, sin embargo, el análisis de evolución de la zona de falla que se describe en el capítulo 2 parece indicar que el núcleo de la zona de falla permaneció prácticamente inactivo durante su ascenso, por lo que la textura y las propiedades mineralógicas y estructurales de las *gouges* constituyen evidencias directas de los mecanismos que actúan en la FAM a profundidades consideradas sismogénicas. Algo extraordinario en comparación con otras zonas de falla, como por ejemplo la Falla Alpina de Nueva Zelanda, cuyo núcleo muestra una progresión evolutiva de las rocas de falla en su ascenso en superficie, debido al cambio en las condiciones deformacionales por cambio de temperatura y presión de confinamiento. Hay que incidir en que la Falla Alpina constituye una estructura de mayor importancia y que ha sufrido una mayor exhumación, por lo que es lógico que el núcleo sufra una mayor diferenciación durante su ascenso a superficie.

## **6.2. Sobre el comportamiento sísmico y sismogénico**

La fábrica de estilo dúctil que muestran las *gouges* (y cataclasitas foliadas) son consecuencia de mecanismos de deformación frágil. La deformación se distribuye por los varios metros de espesor que presenta el núcleo de la falla en superficie, sugiriendo un deslizamiento estable responsable de una fábrica bien ordenada. La similitud entre la fábrica de *gouges* naturales y experimentales producidas por cizalla a baja velocidad parecen indicar que estas podrían acomodar gran parte de la deformación a lo largo de la FAM establemente mediante un deslizamiento de tipo creep a velocidades subsísmicas. No obstante, la *gouge* presenta planos frágiles discretos que parecen



acomodar mayor deslizamiento, pues los fragmentos de protolito afectados por estos planos no muestran continuidad a uno y otro lado como pasa en aquellos niveles donde la deformación es más progresiva y da origen a estructuras de tipo dúctil.

No obstante, la presencia de minerales como el grafito o nanopartículas, como se deduce del análisis granulométrico pueden actuar como mecanismos debilitadores que favorezcan la nucleación o propagación durante un terremoto.

Con respecto a la arquitectura, el segmento Lorca-Totana es más complejo que el inmediatamente colindante. La incorporación de grandes bloques de protolito, o la división en 2 ramas pueden generar asperezas y nuclear la rotura. La propia complejidad estructural es susceptible de detener la rotura por propagación hacia fallas secundarias o por la propia segmentación. No obstante, estructuras como el dúplex de Lorca tienen suficiente tamaño para nuclear terremotos considerables que de alcanzar el segmento Puerto Lumbreras a una suficiente velocidad podría disparar mecanismos debilitadores como grafito o nanopartículas y generar la rotura a lo largo de todo el segmento. Por tanto, la complejidad estructural de la FAM, sin duda, condiciona su potencial y comportamiento sismogénico. Los segmentos de la FAM analizados en esta tesis muestran un aparente comportamiento sismogénico diferente. El segmento entre Lorca y Totana es estructuralmente mucho más complejo que el que discurre entre Lorca y Puerto Lumbreras, presentando este último en tiempos recientes una significativa menor sismicidad que el primero (Martínez-Díaz et al., 2006). Además, muchos autores señalan al segmento Lorca-Totana como responsable de muchos de los terremotos históricos ocurridos en la región. El análisis estructural de este segmento pone en evidencia, tanto en superficie como en zonas someras de la corteza, un amplio número de estructuras que distribuyen la deformación en torno a la FAM. Por una parte, la partición de la deformación podría inhibir la nucleación de grandes terremotos pero, por otra, se generan asperezas que promueven el deslizamiento inestable, tal como podría haber ocurrido en el terremoto de 2011 (Martínez-Díaz et al., 2012c; Rodríguez-Escudero et al., 2013). La complejidad de la

zona de falla condiciona también el comportamiento sísmico de la FAM. Aunque la capacidad sismogénica de la FAM pueda verse mermada por diversas características estructurales, no hay que olvidar que si la estructura es la culpable del comportamiento de la FAM para el terremoto de 2011, y si se demuestra que los cuarzos pulverizados pueden ser la evidencia de la repetición de este comportamiento en el pasado, aunque la magnitud de los terremotos pueda ser moderada, el daño puede ser considerablemente elevado.

# 7

## CONCLUSIONES FINALES

Como ya se comentaba al inicio del capítulo introductorio, es difícil predecir cuándo se producirá un terremoto y qué magnitud alcanzará. No obstante, la valiosa información obtenida del estudio de la estructura interna y el comportamiento de, cada vez más, fallas alrededor del mundo, es un avance importante hacia ese objetivo. Este trabajo es una aportación más a la mejora del conocimiento que se tiene sobre las fallas. Aunque principalmente centrado en el caso particular de la FAM, los datos aportados por esta tesis tratan de ser una herramienta más para el entendimiento de la relación entre la estructura interna de las fallas y su capacidad sismogénica. El conjunto y complejidad de sus características hace de la FAM una falla única, sin embargo, al analizar éstas individualmente, resultan similares a las observadas en otras fallas. Por ello, los resultados de esta tesis no tratan de ser únicamente de aplicación a la FAM, sino que puedan ser extrapolados al estudio y entendimiento de la estructura interna y el comportamiento sismogénico general de las fallas que afectan a la corteza terrestre.

A pesar que la mayoría de estudios enfocados al comportamiento sismogénico de las grandes fallas corticales se centran en la caracterización estructural y litológica de las zonas de falla en profundidad, La presente tesis pone de manifiesto la necesidad de analizar también la estructura de la zona de falla en superficie, pues aporta una valiosa información para entender la evolución de la falla. En el caso de la FAM, el análisis comparativo de datos estructurales superficiales y en profundidad sugiere una evolución probablemente más compleja y longeva de lo que se asumía en estudios previos. El estudio de los materiales más superficiales revela, no sólo, la capacidad de la FAM para generar terremotos de suficiente magnitud para romper en superficie, sino que también permite establecer un deslizamiento mínimo de la falla a partir del desplazamiento de materiales en superficie. Asimismo, la relativa diferencia entre la estructura de rocas de falla generadas en profundidad y las presentes en materiales superficiales, permite detectar cambios en la cinemática de la falla que, sin duda, condicionan su evolución y, posiblemente su comportamiento hidromecánico.

Además, estos materiales menos confinados facilitan el aumento de la anchura de la zona de falla y podrían también condicionar la propagación de la rotura hacia superficie, aumentando considerablemente la amenaza sísmica en la región.

La fábrica de estilo dúctil que muestran las *gouges* (y cataclasitas foliadas) son consecuencia de mecanismos de deformación frágil. La deformación se distribuye por los varios metros de espesor que presenta el núcleo de la falla en superficie, sugiriendo un deslizamiento estable responsable de una fábrica bien ordenada. La similitud entre la fábrica de *gouges* naturales y experimentales producidas por cizalla a baja velocidad parecen indicar que estas podrían acomodar gran parte de la deformación a lo largo de la FAM establemente mediante un deslizamiento de tipo creep. No obstante, la *gouge* presenta planos frágiles discretos donde se concentra el deslizamiento que podrían enriquecerse en grafito o nanopartículas que facilitan el deslizamiento inestable.

El hecho de que la FAM pueda acomodar desplazamiento de manera asísmica, inhibe la nucleación de grandes terremotos. No obstante, aquellos segmentos que se deslizan de manera estable son más susceptibles de desarrollar grandes planos de deslizamiento paralelos a la FAM. Minerales como el grafito y otros minerales laminares tienden a ocupar estos planos, controlando casi por completo el comportamiento de la falla. Estudios friccionales presentados en esta tesis, muestran como tan sólo un aumento del 2 al 3% de grafito en peso es suficiente para invertir el comportamiento de una roca como la *gouge* cuarzo-micácea, pasando de un comportamiento de endurecimiento a debilitamiento friccional.

En fallas de sismicidad moderada como la FAM, la estructura de la zona de falla puede inducir un comportamiento más destructivo que la propia magnitud del terremoto. Estructuras en *gouges* como la que se ha mostrado en esta tesis: los Clastos de cuarzo pulverizados, podrían constituir una de las pocas evidencias cosísmicas en rocas de falla frágiles, por lo que su identificación podría ser de gran relevancia para

la evaluación del riesgo sísmico, sobre todo en zonas situadas cercanas a la traza de la falla en superficie.

## REFERENCIAS

- Agosta, F. 2008. Fluid flow properties of basin-bounding normal faults in platform carbonates, Fucino basin, central Italy. En: Wibberley, C. A. J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. (eds) *The Internal Structure of Fault Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 299, 277–291.
- Andrews, D. J. 2005. Rupture dynamics with energy loss outside the slip zone. *Journal of Geophysical Research*, 110, doi:10.1029/2004JB003191.
- Antonellini, M. A. & Aydin, A. 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78, 355–377.
- Agosta, F. 2008. Production of nanoparticles during experimental deformation of smectite and implications for seismic slip. *Earth Planet. Sci. Lett.* 463, 221–231.
- Aretusini, S., Mittempergher, S., Plümper, O., Spagnuolo, E., Gualtieri, A.F., Di Toro, G., 2017. Production of nanoparticles during experimental deformation of smectite and implications for seismic slip. *Earth Planet. Sci. Lett.* 463, 221–231.
- Aydin, A. & Eyal, Y. 2002. Anatomy of a normal fault with shale smear: implications for fault seal. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86, 1367–1381.
- Baker, J.W., B.Choiu, M. Erdik, P. Somerville, W. Silva (2013) Accounting for near-fault effects on GMPEs, report produced in context of GEM GMPE project, available from <http://www.nexus.globalquakemodel.org/gem-gmpes>.
- Baltay, A., G. Prieto, and G. C. Beroza (2010), Radiated seismic energy from coda measurements and no scaling in apparent stress with seismic moment, *J. Geophys. Res.*, 115, B08314, doi:10.1029/2009JB006736.
- Barton, C. A., Zoback, M.D. & Moos, D. 1995. Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock. *Geology*, 23, 683–686.
- Beeler, N. M. & Tullis, T. E. 1996. Self-healing slip pulse in dynamic rupture models due to velocity dependent strength. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 1130–1148.



- Beeler, N. M., Tullis, T. E. & Goldsby, D. L. 2008. Constitutive relationships and physical basis of fault strength due to flash heating. *Journal of Geophysical Research*, 113, B01401, doi:10.1029/2007JB004988.
- Ben Zion, Y. & Sammis, C. G. 2003. Characterization of Fault Zones. *Pure appl. geophys.* 160, 677–715. doi: 10.1007/PL00012554.
- Benedicto, A., Plagnes, V., Vergé LY, P., Flotté, N. & Schultz, R. A. 2008. Fault and fluid interaction in a rifted margin: integrated study of calcite-sealed fault-related structures (southern Corinth margin). En: Wibberley, C. A. J., Imber, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. (eds) *The Internal Structure of Fault Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 299, 257–275.
- Biegel, R. L., and C. G. Sammis (2004), Relating fault mechanics to fault zone structure, *Adv. Geophys.*, 47, 65–111. Doi:10.1016/S0065-2687(04)47002-2.
- Bizzarri, A. 2010. Pulse-like dynamic earthquake rupture propagation under rate-,
- Bizzarri, A. 2012. Effects of permeability and porosity evolution on simulated earthquakes. *J. Struct. Geology* 38, 243-253 doi:10.1016/j.jsg.2011.07.009.
- Bizzarri, A. 2009. Can flash heating of asperity contacts prevent melting? *Geophys. Res. Lett.*, 36, L11304, doi:10.1029/2009GL037335.
- Blenkinsop, T. G. 1989. Thickness–displacement relationships for deformation zones: discussion. *Journal of Structural Geology*, 11, 1051–1053.
- Bos, B. & Spiers, C. 2002. Frictional-viscous flow of phyllosilicate-bearing fault rock: microphysical model and implications for crustal strength profiles. *Journal of Geophysical Research*, 107, 2028, doi:10.1029/2001JB000301.
- Bos, B., Peach, C. J., & Spiers C. 2000. Slip behavior of simulated gouge-bearing faults under conditions favoring pressure solution, *J. Geophys. Res.*, 105, 16699-16717.
- Bouchon, M. & Karabulut, H. 2008. The Aftershock Signature of Supershear Earthquakes. *Science* 320, 1323-1327. doi:10.1126/science.1155030.

- Bouchon, M. & Valleé, M. 2003. Observation of long supershear rupture during the magnitude 8.1 Kunlunshan earthquake. *Science*, 301, 824–826.
- Bouchon, M. 1997. The state of stress on some faults of the San Andreas system inferred from near-field strong motion data. *Journal of Geophysical Research*, 102, 11731–11744.
- Bouchon, M., Bouin, M. P., Karabulut, H. et al. 2001. How fast is rupture during an earthquake? New insights from the 1999 Turkey Earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 28, n.14, 2723-2726.
- Boutareaud, S., Boullier, A.M., et al., 2010. Clay clast aggregates in gouges: new textural evidence for seismic faulting. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 115.
- Boutareaud, S., Calugaru, D.-G., Han, R., Fabbri, O., Mizoguchi, K., Tsutsumi, A. & Shimamoto, T. 2008b. Clay-clast aggregates: a new textural evidence for seismic fault sliding? *Geophysical Research Letters*, 35, doi:10.1029/2007GL032554.
- Boutareaud, S., Wibberley, C. A. J., Fabbri, O. & Shimamoto, T. 2008a. Permeability structure and co-seismic thermal pressurization on fault branches: insights from the Usukidani fault, Japan. En: Wibberley, C. A. J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. (eds) *The Internal Structure of Fault Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 299, 341–361.
- Bowden, F. P. & Tabor, D. 1950. *The Friction and Lubrication of Solids: Part I*. Oxford, Clarendon Press.
- Brace, W. F. & Byerlee, J. D. 1966. Stick slip as a mechanism for earthquakes. *Science*, 168, 990–992.
- Brantut, N., Schubnel, A., Rouzaud, J.-N., Brunet, F. & Shimamoto, T. 2008. High velocity frictional properties of a natural clay bearing fault gouge. *Journal of Geophysical Research*, 113, doi: 10.1029/2007JB005551.
- Brosch, F.J. & Kurz, W. 2008. Fault damage zones dominated by high-angle fractures within layer-parallel brittle shear zones: examples from the eastern Alps. En: Wibberley, C. A. J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. (eds)

- The Internal Structure of Fault Zones. Geological Society, London, Special Publications, 299, 75–95.
- Brune, J.N., 2001. Fault normal dynamic loading and unloading: an explanation for “non-gouge” rock powder and lack of fault-parallel shear bands along the San Andreas Fault. EOS Trans. Am. Geophys. Union 82 (Abstract. #S22B-0655).
- Butler, C. A., Holdsworth, R. E. & Strachan, R. A. 1995. Evidence for Caledonian sinistral strikeslip motion and associated fault zone weakening, Outer Hebrides Fault Zone, Scotland. Journal of the Geological Society, London, 152, 743–746.
- Byerlee, J. D. 1978. Friction of rocks. Pure and Applied Geophysics, 116, 615–626.
- Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. Pure and Applied Geophysics 116, 615–626.
- Caine, J. S., Evans, J. P. & Forster, C. B. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. Geology, 24, 1025–1028.
- Chester, F. M. & Logan, J. M. 1986. Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl Fault, California. Pure and Applied Geophysics, 124, 79–106.
- Chester, F. M., Evans, J. P. & Biegel, L. R. 1993. Internal structure and weakening mechanism of the San Andreas Fault. Journal of Geophysical Research, 98, 771–786.
- Chester, F.M. & Chester, J. S. 1998. Ultracataclasite structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California. Tectonophysics, 295, 199–221.
- Chester, F.M., Friedman, M., Logan, J.M., 1985. Foliated cataclasites. Tectonophysics, 111, 139-146.
- Childs, C., Watterson, J. & Walsh, J. J. 1995. Fault overlap zones within developing normal fault systems. Journal of the Geological Society of London, 152, 535–549.
- Childs, C., Watterson, J. & Walsh, J. J. 1996. A model for the structure and development of fault zones. Journal of the Geological Society of London, 153, 337–340.

- CHU, C. L., WANG, C. Y. & LIN, W. 1981. Permeability and frictional properties of San Andreas fault gouges. *Geophysical Research Letters*, 8, 565–568.
- Collettini, C. & Holdsworth, R. E. 2004. Fault zone weakening and character of slip along low-angle normal faults: insights from the Zuccale fault, Elba, Italy. *Journal of the Geological Society, London*, 161, 1039–1051.
- Coulomb, C. A. 1785. The theory of simple machines. *Mémoires de Mathématique et de Physique présenté à l'Académie Royale des Sciences*, 10, 161–331.
- Cowan, D. S. 1999. Do faults preserve a record of seismic faulting? A field geologist's opinion. *Journal of Structural Geology*, 21, 995–1001.
- Cox, S. F. 1995. Faulting processes at high fluid pressures: an example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia. *Journal of Geophysical Research*, 100, 12841–12860.
- Crawford, B. R. 1998. Experimental fault sealing: shear band permeability dependency on cataclastic fault gouge characteristics. En: Coward, M. P., Daltaban, T. S. & Johnson, H. (eds) *Structural Geology in Reservoir Characterization*. Geological Society, London, Special Publications, 127, 27–47.
- Das, S. 2007. The need to study speed. *Science*, 317, 905–906.
- Di Toro, G. & Pennacchioni, G. 2005. Fault plane processes and mesoscopic structure of a strong-type seismogenic fault in tonalites (Adamello batholith, Southern Alps). *Tectonophysics*, 402, 54–79.
- Di Toro, G., G. Pennacchioni, and G. Teza (2005), Can pseudotachylytes be
- Di Toro, G., Goldsby, D. L. & Tullis, T. E. 2004. Friction falls towards zero in quartz rock as slip velocity approaches seismic rates. *Nature*, 427, 436–439.
- Di Toro, G., Hirose, T., Nielsen, S. & Shimamoto, T. 2006b. Relating high-velocity rock friction experiments to coseismic slip in the presence of melts. En: Abercrombie, R., McGarr, A., Di Toro, G. & Kanamori, H. (eds) *Radiated Energy and the Physics of Faulting*. American Geophysical Union Monograph Series, 170, 121–134.

- Di Toro, G., Hirose, T., Nielsen, S., Pennacchioni, G. & Shimamoto, T. 2006a. Natural and experimental evidence of melt lubrication of faults during earthquakes. *Science*, 311, 647–649.
- Dieterich, J. H. 1979. Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations, *Journal of Geophysical Research*, 84, 2161–2168.
- Doan, M.L., Gary, G., 2009. Rock pulverization at high strain rate near the San Andreas Fault. *Nat. Geosci.* 2, 709–712.
- Dolan, J. F. 2006. Greatness thrust upon them. *Nature*, 444, 276–278.
- Dor, O., Ben-Zion, Y., Rockwell, T.K., Brune, J., 2006a. Pulverized rocks in the Mojave section of the San Andreas Fault Zone. *Earth and Planetary Science Letters* 245, 642–654.
- Dor, O., Chester, J.S., Ben-Zion, Y., Brune, J.N., Rockwell, T.K., 2009. Characterization of damage in sandstones along the Mojave section of the San Andreas Fault: implications for the shallow extent of damage generation. *Pure and Applied Geophysics* 166, 1747–1773.
- Dor, O., Rockwell, T.K., Ben-Zion, Y., 2006b. Geological observations of damage asymmetry in the structure of the San Jacinto, San Andreas and Punchbowl faults in Southern California: a possible indicator for preferred rupture propagation direction. *Pure and Applied Geophysics* 163, 301–349.
- Dor, O., Yildirim, C., Rockwell, T.K., Ben-Zion, Y., Emre, O., Sisk, M., Duman, T.Y., 2008. Geological and geomorphologic asymmetry across the rupture zones of the 1943 and 1944 earthquakes on the North Anatolian Fault: possible signals for preferred earthquake propagation direction. *Geophysical Journal International* 173, 483–504.
- Eichhubl, P., D’Onfro, P. S., Aydin, A., Waters, J. & Mccarty, D. K. 2005. Structure, petrophysics, and diagenesis of shale entrained along a normal fault at Black Diamond Mines, California – Implications for fault seal. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 89, 1113–1137.

- Engelder, T. (1974): Cataclasis and the generation of fault gouge. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 85: 1515-1522.
- Evans, J. P. 1990. Thickness-displacement relationships for fault zones. *Journal of Structural Geology*, 12, 1062–1065.
- Faulkner, D. R. & Rutter, E. H. 2001. Can the maintenance of overpressured fluids in large strike-slip fault zones explain their apparent weakness? *Geology*, 29, 503–506.
- 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.
- Faulkner, D. R., Mitchell, T. M., Healy, D. & Heap, M. J. 2006. Slip on ‘weak’ faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone. *Nature*, 444, 922–925.
- Faulkner, D. R., Mitchell, T. M., Rutter, E. H. & Cembrano, J. 2008. On the structure and mechanical properties of large strike-slip faults. En: Wibberley, C. A. J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. (eds) *The Internal Structure of Fault Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 299, 139–150.
- Ferrill, D. A., Smart, K. J. & Necsoiu, M. 2008. Displacement–length scaling for single-event fault ruptures: insights from the Newberry Springs Fault Zone and implications for fault zone structure. En: Wibberley, C. A. J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. (eds) *The Internal Structure of Fault Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 299, 113–122.
- Fisher, Q. J. & Knipe, R. J. 2001. The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine & Petroleum Geology*, 18, 1063–1081.
- Fisher, Q. J., Casey, N., Harris, S. D. & Knipe, R. J. 2003. Fluid-flow properties of faults in sandstone: the importance of temperature history. *Geology*, 31, 965–968.

- Fletcher, J. B. & McGarr, A. 2006. Distribution of stress drop, stiffness, and fracture energy over earthquake rupture zones. *Journal of Geophysical Research*, 111, doi:10.1029/2004JB003396.
- Fondriest, M., Aretusini, S., Di Toro, G., Smith, S.A.F., 2015. Fracturing and rock pulverization along an exhumed seismogenic fault zone in dolostones: The Foiana Fault Zone (Southern Alps, Italy). *Tectonophysics*, 654, 56–74.
- Fossen, H. & Hesthammer, J. 1998. Structural geology of the Gullfaks Field, northern North Sea. En: COWARD, M. P., DALTABAN, T. S. & JOHNSON, H. (eds) *Structural Geology in Reservoir Characterization*. Geological Society, London, Special Publications, 127, 231–261.
- Fossen, H. & Hesthammer, J. 2000. Possible absence of small faults in the Gullfaks field, northern North Sea: implications for downscaling faults in some porous sandstones. *Journal of Structural Geology*, 22, 851–863.
- Fowles, J. & Burley, S. 1994. Textural and permeability characteristics of faulted, high porosity sandstones. *Marine & Petroleum Geology*, 11, 608–623
- Fulljames, J. R., Zijerveld, L. J. J. & Franssen, R. C. M. W. 1997. Fault seal processes: systematic analyses of fault seals over geological and production time scales. En: Møller-Pedersen, P. & Koestler, A. G. (eds) *Hydrocarbon Seals: Importance for Exploration and Production*. NPF Special Publications, 7, 51–59. Elsevier, Singapore.
- Gasparini, P., Manfredi, G. & Zschau, J. 2007. *Earthquake Early Warning Systems*. Springer, Berlin.
- Gerde, E. & Marder, M. 2001. Friction and fracture. *Nature*, 413, 285–288.
- Gibson, R. G. 1998. Physical character and fluidflow properties of sandstone-derived fault gouge. En: Coward, M. P., Daltaban, T. S. & Johnson, H. (eds) *Structural Geology in Reservoir Characterization*. Geological Society, London, Special Publications, 127, 83–97.

- Giner-Robles, J. L., Pérez-López, R., Silva Barroso, P., Rodríguez-Pascua, M. Á., Martín-González, F. y Cabañas, L. 2012. Análisis estructural de daños orientados en el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Aplicaciones en arqueosismología. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4): 503-513 ISSN: 0366-0176
- Goldsby, D. L. & Tullis, T. E. 2002. Low frictional strength of quartz rocks at subseismic slip rates. *Geophysical Research Letters*, 29, 10.1029/2002GL01240.
- Goldsby, D. L. & Tullis, T. E. 2003. Flash heating/ melting phenomena for crustal rocks at (nearly) seismic slip rates. *SCEC Annual Meeting Proceedings and Abstracts*, Palm Springs, CA.
- Gratier, J.P., J. Richard, F. Renard, S. Mittempergher, M.L. Doan, G. Di Toro, J. Hadizadeh, A.M. Boullier (2011): Aseismic sliding of active faults by pressure solution creep: Evidence from the San Andreas Fault Observatory at Depth. *Geology*, 39 (12): 1131-1134.
- Grocott, J. 1981. Fracture geometry of pseudotachylyte generation zones: a study of shear fractures formed during seismic events. *Journal of Structural Geology*, 3, 169–178.
- Han, R., Hirose, T., 2012. Clay-clast aggregates in fault gouge: an unequivocal indicator of seismic faulting at shallow depths? *J. Struct. Geol.* 43, 92-99.
- Han, R., Shimamoto, T., Hirose, T., Ree, J-H. & Ando, J. 2007. Ultralow friction of carbonate faults caused by thermal decomposition. *Science*, 316, 878–881.
- Handy, M. R. & Stünitz, H. 2002. Strain localization by fracturing and reaction weakening – a mechanism for initiating exhumation of subcontinental mantle beneath rifted margins. En: De Meer, S., Drury, M. R., De Bresser, J. H. P. & Pennock, G. M. (eds) *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. Geological Society, London, Special Publications, 200, 387–407.



- Handy, M. R., Hirth, G. & Hovius, N. 2007. Tectonic faults: agents of change on a dynamic Earth. En: Handy, M. R., Hirth, G. & Hovius, N. (eds) *The Dynamics of Fault Zones*, 1–8. MIT Press, Cambridge, MA.
- Haney, M. M., Snieder, R., Sheiman, J. & Losh, S. 2005. A moving fluid pulse in a fault zone. *Nature*, 437, 46.
- Hanks, T. C. 1977. Earthquake stress drops, ambient tectonic stresses and stresses that drive plate motions. *Pure and Applied Geophysics*, 143, 441–458.
- Healy, D., Jones, R. R. & Holdsworth, R. E. 2006. Three-dimensional brittle shear fracturing by tensile crack interaction. *Nature*, 439, 64–67.
- Heaton, T. H. 1990. Evidence for and implications of self healing pulses of slip in earthquake rupture. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 64, 1–20.
- Hickman, S. 2007. Structure and properties of the San Andreas fault at seismogenic depths: recent results from the SAFOD experiment. Euro-conference of Rock Physics and Geomechanics on Natural hazards: Thermo-hydro-mechanical Processes in Rocks, 29th Course of the International School of Geophysics, Erice.
- Hirose, T. & Bystricky, M. 2007. Extreme dynamic weakening of faults during dehydration by coseismic shear heating. *Geophysical Research Letters*, 34, doi:10.1029/2007GL030049.
- Hirose, T. & Shimamoto, T. 2005a. Growth of molten zone as a mechanism of slip weakening of simulated faults in gabbro during frictional melting. *Journal of Geophysical Research*, 110, doi:10.1029/2004JB003207.
- Hirose, T. & Shimamoto, T. 2005b. Slip-weakening distance of faults during frictional melting as inferred from experimental and natural pseudotachylytes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 1666–1673.
- Holdsworth, R. E., Stewart, M., Imber, J. & Strachan, R. A. 2001. The structure and rheological evolution of reactivated continental fault zones: a review and case study. En: Miller, J. A., Holdsworth, R. E., Buick, I. S. & Hand, M. (eds)

- Continental Reactivation and Reworking. Geological Society, London, Special Publications, 184, 115–137.
- Hull, J. 1988. Thickness-displacement relationships for deformation zones. *Journal of Structural Geology*, 10, 431–435.
- Imber, J., Holdsworth, R. E., Butler, C. A. & Lloyd, G. E. 1997. Fault-zone weakening processes along the reactivated Outer Hebrides Fault Zone, Scotland. *Journal of the Geological Society, London*, 154, 105–109.
- Imber, J., Holdsworth, R. E., Smith, S. A. F., Jefferies, S. P. & Collettini, C. 2008. Frictional-viscous flow, seismicity and the geology of weak faults: a review and future directions. En: Wibberley, C. A. J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. (eds) *The Internal Structure of Fault Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 299, 151–173.
- Instituto Geológico y Minero de España, IGME. 2011. Martínez-Díaz, J.J., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez López, R., García Mayordomo, J., Giner Robles, J.L., Martín-González, F., Rodríguez Peces, M., Álvarez Gómez, J.A., Insua-Arévalo, J.M. Informe Geológico Preliminar del Terremoto de Lorca del 11 de mayo del año 2011, 5.1 Mw. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 35 pp.
- j.tecto.2004.10.014
- Jefferies, S. P., Holdsworth, R. E., Wibberley, C. A. J., Shimamoto, T., Spiers, C. J., Niemeijer, A. R. & Lloyd, G. E. 2006. The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan. *Journal of Structural*, 28, 220–235.
- King, G. & Yielding, G. 1984. The evolution of a thrust fault system: process of rupture initiation, propagation and termination in the 1980 El Asnam (Algeria) earthquake. *Geophysical Journal International*, 77, 915–933.
- Kurz, W., Imber, J., Wibberley, C. A. J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. The internal structure of fault zones: fluid flow and mechanical properties. En:

- Wibberley, C. A. J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. (eds) The Internal Structure of Fault Zones. Geological Society, London, Special Publications, 299, 1-4.
- Lachenbruch, A. H. 1980. Frictional heating, fluid pressure, and the resistance to fault motion. *Journal of Geophysical Research*, 85, 6249–6272.
- Lehner, F. K. & Pilaar, W. F. 1997. The emplacement of clay smears in synsedimentary normal faults: inferences from field observations near Frechen, Germany. En: Moller-Pedersen, P. & Koestler, A. G. (eds) *Hydrocarbon Seals: Importance for Exploration and Production*, NPF Special Publications, 7, 39–50. Elsevier, Singapore.
- Lin, A., 2001. S-C fabrics developed in cataclastic rocks from the Nojima fault zone, Japan and their implications for tectonic history. *J. Struct. Geol.* 23, 1167-1178.
- Lockner, D. A., Byerlee, J. D., Kuksenko, V., Ponomarev, A. & Sideron, A. 1992. Observations of quasi-static fault growth from acoustic emissions. En: Evans, B. & Wong, T.F. (eds) *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*, 3–31. Academic Press, San Diego, CA.
- Logan, J. M., M. Friedman, N. Higgs, C. Dengo, and T. Shimamoto (1979), Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones, U.S. Geol. Surv. Open-File Rep., 79-1239, 305–343.
- Logan, J.M., Dengo, C.A., Higgs, N.G., Wang, Z.Z., 1992. Fabrics of experimental fault zones: their development and relationship to mechanical behavior. In: Evans, B., Wong, T.-F. (Eds.), *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*. Academic Press, Ltd., San Diego, CA, pp. 33-67.
- Lopez-Comino, J.A., Mancilla, F., Morales J. y Stich, D. (2012): Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophysical Research Letters* 39, L03301.

- Losh, S., Eglinton, L., Schoell, M. & Wood, J. 1999. Vertical and lateral fluid flow related to a large growth fault, South Eugene Island Block 330 Field, offshore Louisiana. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83, 244–276.
- Ma, K. F., Song, S. R. et al. 2006. Slip zone and energetics of a large earthquake from the Taiwan Chelungpu-fault Drilling Project (TCDP). *Nature*, 444, 473–476.
- Marone, C. & Scholz, C. H. 1988. The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes. *Geophysical Research Letters*, 15, 621–624.
- Marone, C. 1998. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting. *Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences*, 26, 643–696.
- Marone, C. & Kilgore, B. 1993. Scaling of the critical slip distance for seismic faulting with shear strain in fault zones. *Nature*, 362, 618–621.
- Marone, C., Saffer, D., Ikari, M. J. & Haines, S. 2008. Frictional properties and hydromechanical processes in clay-rich fault gouge. EGU General Assembly, abstract EGU2008-A-06272.
- Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J. M., Martín-González, F. y Rodríguez-Peces, M. J. 2012. Interpretación tectónica de la fuente del terremoto de Lorca de 2011 (MW 5,2) y sus efectos superficiales. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4): 441-458 ISSN: 0366-0176.
- Martínez-Díaz, J.J. (1998): Geotectónica y tectónica activa del sector centro-occidental de la Región de Murcia y sur de Almería. Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 466 p.
- Martínez-Díaz, J.J., Insua-Arévalo, J.M., Tsige, M., Rodríguez-Escudero, E., Alonso-Henar, J. Crespo, J., Jiménez-Molina, D., Moratalla, J.M., Rodríguez-Péces, M.J., Álvarez-Gómez, J.A., Pérez-López, R., Jurado, M.J., Alvaro, M., Capote, R. (2016): FAM-1 Borehole: first results from the scientific drilling of the Alhama de Murcia Fault, Betic Cordillera, Spain.

- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J. L. y Santanach, P. (2001): Evidence for coseismic events of recurrent prehistoric deformation along the Alhama de Murcia fault, southeastern Spain. *Acta Geológica Hispánica*, 36 (3-4): 315-327.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Santanach, P. y Hernández-Enrile, J.L. (2004): The Alhama de Murcia Fault (SE Spain), a seismotectonic fault in a diffuse plate boundary. Seismotectonic implications for the Iberomagrebian region. *Journ. of Geophys. Res.* 109: B01301, 1-17.
- Mayeda, K. & Walter, W. R. 1996. Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes. *Journal of Geophysical Research*, 101, 11195–11208.
- McGrath, A. G. & Davison, I. 1995. Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology*, 17, 1011–1024.
- Means, W. D. 1995. Shear zones and rock history. *Tectonophysics*, 247, 157–160.
- Meijninger, B.M., Vissers, R.L.M., 2006. Miocene extensional basin development in the Betic Cordillera, SE Spain revealed through analysis of the Alhama de Murcia and Crevillente Faults. *BasinRes.*18, 547–571. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2117.2006.00308.x>.
- Micarelli, L. & BENEDICTO, A. 2008. Normal fault terminations in limestones from the SE-Basin (France): implications for fluid flow. En: Wibberley, C. A. J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R. E. & Colletini, C. (eds) *The Internal Structure of Fault Zones Geological Society, London, Special Publications*, 299, 123–138.
- Micarelli, L., Benedicto, A. & Wibberley, C.A. J. 2006. Structural evolution and permeability of normal fault zones in highly porous carbonate rocks. *Journal of Structural Geology*, 28, 1214–1227.
- Mildren, S. D., Hillis, R. R., Dewhurst, D. N., Lyon, P. J., Meyer, J. J. & Boulton, P. J. 2005. FAST: a new technique for geomechanical assessment of the risk of

- reactivation-related breach of fault seals. En: Boulton, P. & Kaldi, J. (eds) *Evaluating Fault and Cap Rock Seals*. AAPG Hedberg Series. 2, 73–85.
- Mildren, S., Hillis, R. & Kaldi, J. 2002. Calibrating predictions of fault seal reactivation in the Timor Sea. *APPEA Journal*, 42, 187–202.
- Miller, 1996 Ductility in fault gouge from a normal fault system, Death Valley, California: A mechanism for fault-zone strengthening and relevance to paleoseismicity. *Geology*, 24,7: 603-606.
- Mitchell, T.M., Ben-Zion, Y., Shimamoto, T., 2011. Pulverized fault rocks and damage asymmetry along the Arima-Takatsuki tectonic line, Japan: fault structure, damage distribution and textural characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 308 (3-4), 284-297.
- Mizoguchi, K., Hirose, T., Shimamoto, T. & Fukuyama, E. 2007. Reconstruction of seismic faulting by high-velocity friction experiments: an example of the 1995 Kobe earthquake. *Geophysical Research Letters*, 34, doi:10.1029/2006GL027931.
- Moore, D. E. & Lockner, D. A. 1995. The role of microcracking in shear-fracture propagation in granite. *Journal of Structural Geology*, 17, 95–114.
- Moore, D. E. & Rymer, M. J. 2007. Talc-bearing serpentinite and the creeping section of the San Andreas Fault. *Nature*, 448, 795–797.
- Moore, D. E., and D. A. Lockner (2004), Crystallographic controls on the frictional behavior of dry and water-saturated sheet structure minerals, *J. Geophys. Res.*, 109, B03401, doi:10.1029/2003JB002582
- Moore, D. E., Lockner, D. A., Iwata, K., Tanaka, H. & Byerlee, J. D. 2001. How Brucite may Affect the Frictional Properties of Serpentinite. U.S. Geological Survey Open File Reports, 01–320.
- Moore, D. E., Lockner, D. A., Summers, R., MA, S. & Byerlee, J. D. 1996. Strength of chrysotileserpentinite gouge under hydrothermal conditions: can it explain a weak San Andreas fault? *Geology*, 24, 1041–1044.

- Moore, D. E., Lockner, D. A., Tanaka, H. & Iwata, K. 2004. The coefficient of friction of chrysotile gouge at seismogenic depths. *International Geology Review*, 46, 385–398.
- Moore, D. E., Summers, R., and Byerlee, J. D., 1988, Relationship between textures and sliding motion of experimentally deformed fault gouge: Application to fault zone behavior, in Cundall, P. A., et al., eds., *Key questions in rock mechanics: Rotterdam, Netherlands, Balkeema*, p. 103–110.
- Moore, D.E., Summers, R. y Byerlee, J.D. (1986): The effect of sliding velocity on the frictional and physical properties of heated fault gouge. *P. A. Geophys.* 124 (1/2): 31 p.
- Morris, A., Ferrill, D. A. & Henderson, D. B. 1996. Slip-tendency analysis and fault reactivation, *Geology*, 24, 275–278.
- Morrow, C. A., Lockner, D. A., Moore, D. E. & Hickman, S. 2014. Deep permeability of the San Andreas Fault from San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) core samples, *Journal of Structural Geology*, 64, doi:10.1016/j.jsg.2013.09.009.
- Morrow, C. A., Shi, L. Q. & Byerlee, J. D. 1984. Permeability of fault gouge under confining pressure and shear stress. *Journal of Geophysical Research*, 89, 3193–3200.
- Muhuri, S. K., Dewers, T. A., Scott, T. E. & Reches, Z. 2004. Interseismic fault strengthening and earthquake-slip instability: friction or cohesion? *Geology*, 31, 881–884.
- Nielsen, S., Carlson, J. & Olsen, K. 2000. Influence of friction and fault geometry on earthquake rupture. *Journal of Geophysical Research*, 105, 6069–6088.
- Nielsen, S., Di Toro, G., Hirose, T. & Shimamoto, T. 2008. Frictional melt and seismic slip. *Journal of Geophysical Research*, 113, doi:10.1029/2007JB005122.
- Niemeijer, A. R. & Spiers, C. J. 2005. Influence of phyllosilicates on fault strength in the brittle-ductile transition: insights from rock analogue experiments. En: Bruhn,

- D. & Burlini, L. (eds) High Strain Zones: Structure and Physical Properties. Geological Society, London, Special Publications, 245, 303–327.
- Niemeijer, A. R. and Vissers, R.L. (2014): Earthquake rupture propagation inferred from the spatial distribution of fault rock frictional properties. *Earth and Planetary Science Letters*, 396: 154-164.
- Ohnaka, M. 2003. A constitutive scaling law and a unified comprehension for frictional slip failure, shear fracture of intact rock, and earthquake rupture. *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.1029/2000JB000123.
- Oliveros, M.A. (1987): Estudio tectónico-cinémático de la fracturación reciente en el borde oriental y suboriental de la Sierra de las Estancias. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid, 100 p.
- Olson, E. L. & Allen, R. M. 2005. The deterministic nature of earthquake rupture. *Nature*, 438, 212–215.
- Otsuki, K. 1978. On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault. *Journal of the Geological Society of Japan*, 84, 661–669.
- Paterson, M. S. 1978. *Experimental Rock Deformation - the Brittle Field*. Springer, Berlín.
- Peacock, D. C. P. & Sanderson, D. J. 1992. Effects of layering and anisotropy on fault geometry. *Journal of the Geological Society*, 149, 793–802.
- Persson, B. N. J. 2000. *Sliding Friction: Physical Principles and Applications*. Springer, Heidelberg.
- Pittarello, L., Di Toro, G., Bizzarri, A., Pennacchioni, G., Hadizadeh, J. & Cocco, M. 2008. Energy partitioning during seismic slip in pseudotachylyte-bearing faults (Gole Larghe Fault, Adamello, Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 131–139.
- Power, W. L. & Tullis, T. E. 1992. The contact between opposing fault surfaces at Dixie Valley, Nevada, and implications for fault mechanics. *Journal of Geophysical Research*, 97, 15425–15435.



- Power, W. L., Tullis, T. E. & Weeks, J. D. 1988. Roughness and wear during brittle faulting. *Journal of Geophysical Research*, 93, 15268–15278
- Rabinowicz, E. 1965. *Friction and Wear of Materials*. Wiley, New York.
- Reches, Z., Dewers, T.A., 2005. Gouge formation by dynamic pulverization during earthquake rupture. *Earth and Planetary Science Letters* 235, 361–374.
- Rempe, M., Mitchell, T., Renner, J., Nippres, S., Ben-Zion, Y., Rockwell T., 2013, Damage and seismic velocity structure of pulverized rocks near the San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 1–19, doi:10.1002/jgrb.50184.
- Renard, F., Voisin, C., Marsan, D. & Schmittbuhl, J. 2006. High resolution 3D laser scanner measurements of a strike–slip fault quantify its morphological anisotropy at all scales. *Geophysical Research Letters*, 33, doi:10.1029/2005GL025038.
- Rice, J. R. & Cocco, M. 2007. Seismic fault rheology and earthquake dynamics. En: Handy, M. R., Hirth, G. & Hovious, N. (eds) *The Dynamics of Fault Zones*, 99–137. MIT Press, Cambridge, MA.
- Rice, J. R. 2006. Heating and weakening of faults during earthquake slip. *Journal of Geophysical Research*, 111, doi:10.1029/2005JB004006.
- Riedel, W., 1929. Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie Abteilung B*, 354-368.
- Robertson, E. C. 1983. Relationship of fault displacement to gouge and breccia thickness. *Mining Engineering*, 35, 1426–1432.
- Rodríguez-Escudero, E, Martínez-Díaz, JJ, Tsige, M. (2012): Deformaciones dúctiles en régimen frágil en una falla activa lenta: La falla de Alhama de Murcia. Implicaciones sismotectónicas. *Geotemas*, 13, 1531-1534, ISSN: 1576-5172.
- Rodríguez-Pascua, M. A., Pérez-López, R., Martín-González, F., Giner-Robles, J. L. y Silva, P. G. 2012. Efectos arquitectónicos del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Neoformación y reactivación de efectos en el Patrimonio Cultural. *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4): 487-502. ISSN: 0366-0176

- Roig-Silva, C., Goldsby, D. L., Di Toro, G. & Tullis, T. E. 2004. The role of silica content in dynamic fault weakening due to gel lubrication. Southern California Earthquake Center Annual Meeting, Proceedings and Abstracts Volume, XIV, 150.
- Ruina, A. 1983. Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research*, 88, 10359–10370.
- Rutter, E. H., 1986, On the nomenclature of mode of failure transitions in rocks: *Tectonophysics*, v. 122, p. 381–387.
- Rutter, E. H., Maddock, R. H., Hall, S. H., and White, S. H., 1986, Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges, in Wang, C., ed., *Internal structure of fault zones: Pure and Applied Geophysics*, v. 124, p. 3–30.
- Rutter, E.H., Faulkner, D.R., Burgess, R. 2012, Structure and geological history of the Carboneras Fault Zone, SE Spain: part of a stretching transform fault system *J. Struct. Geol.*, 45, pp. 68-86. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.08.009>.
- Saffer, D. M., Frye, K., Marone, C. & Mair, K. 2001. Laboratory results indicating weak and potentially unstable frictional behaviour of smectite clay. *Geophysical Research Letters*, 28, 2297–2300.
- Sagy, A., Brodsky, E. & Axen, G. J. 2007. Evolution of fault-surface roughness with slip. *Geology*, 35, 283–286.
- Sammis, C. G., Nadeau, R.M. & Johnson, L. R. 1999. How strong is an asperity? *Journal of Geophysical Research*, 104, 10609–10619.
- Scholz, C. H. 1987. Wear and gouge formation in brittle faulting. *Geology*, 15, 493–495.
- Scholz, C. H. 1998. Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391, 37–42.
- Scholz, C. H. 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, Cambridge.

- Scuderi, M. M. & Colletini, C. 2016<sup>a</sup>. The role of fluid pressure in induced vs. triggered seismicity: insights from rock deformation experiments on carbonates. *Scientific Reports*, 6. doi:10.1038/srep24852.
- Scuderi, M. M. & Colletini, C. 2016b. The role of fluid pressure in fault creep vs. frictional instability: insights from rock deformation experiments on carbonates. *Geophysical Research Abstracts*, 18. EGU General Assembly 2016-11121.
- Seront, B., Wong, T.-F., Caine, J. S., Forster, C. B., Bruhn, R. L. & Fredrich, J. T. 1998. Laboratory characterization of hydrodynamic properties of a seismogenic normal fault system. *Journal of Structural Geology*, 20, 865–881.
- Sheldon, H. A., Barnicoat, A. C. & Ord, A. 2006. Numerical modelling of faulting and fluid flow in porous rocks: an approach based on critical state soil mechanics. *Journal of Structural Geology*, 28, 1468–1482.
- Shipton, Z. K., Soden, A. M., Kirkpatrick, J. D., Bright, A. M. & Lunn, R. J. 2006. How thick is a fault? Fault displacement–thickness scaling revisited. En: Abercrombie, R., McGarr, A., Di Toro, G. & Kanamori, H. (eds) *Radiated Energy and the Physics of Faulting*. American Geophysical Union Monograph Series, 170, 193–198.
- Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, London, 133, 191–213.
- Sibson, R. H. 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society*, London, 140, 741–767.
- Sibson, R. H. 1985. Stopping of earthquake ruptures at dilational fault jogs. *Nature*, 316, 248–251.
- Sibson, R. H. 1986. Brecciation processes in fault zones: inference from earthquake rupturing. *Pure and Applied Geophysics*, 124, 159–175.
- Sibson, R. H. 1995. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action. En: Buchanan, J.G. & Buchanan,

- P.G. (eds) Basin Inversion. Geological Society, London, Special Publications, 88, 3-19.
- Sibson, R. H. 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, 18, 1031–1042.
- Sibson, R. H. 2003. Thickness of the seismic slip zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 1169–1178.
- Silva, P.G., Goy, J. L. Somoza, L., Zazo, C., Bardaji, T., 1993. Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 224, 289-303.
- Soliva, R. & Benedicto, A. 2005. Geometry, scaling relations and spacing of vertically restricted normal faults. *Journal of Structural Geology*, 27, 317–325.
- Sperrevik, S., Gillespie, P. A., Fisher, Q. J., Halvorsen, T. & Knipe, R. J. 2002. Empirical estimation of fault rock properties. En: Koestler, A. G. & Hunsdale, R. (eds) *Hydrocarbon Seal Quantification*, 109–125. NPF Special Publications, 11. Elsevier, Amsterdam.
- Spray, J. G. 2005. Evidence for melt lubrication during large earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 32, doi:10.1029/2004GL022293.
- state- and temperature-dependent friction. *Geophysical Research Letters*, 37, L18307, doi:10.1029/2010GL044541.
- Stewart, M., Holdsworth, R. E. & Strachan, R. A. 2000. Deformation processes and weakening mechanisms within the frictional-viscous transition zone of major crustal-scale faults: insights from the Great Glen Fault Zone, Scotland. *Journal of Structural Geology*, 22, 543–560.
- ;
- Swanson, M. T. 2005. Geometry and kinematics of adhesive wear in brittle strike-slip fault zones. *Journal of Structural Geology*, 27, 871–887.

- Takahashi, M. 2003. Permeability change during experimental fault smearing. *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.1029/2002JB001984.
- Tchalenko, J. S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 81, 1625–1640.
- the study of exhumed faults, *Tectonophysics*, 402, 3 – 20, doi:10.1016/
- Tinti, E., Bizzarri, A., Piatanesi, A. & Cocco, M. 2004. Estimates of slip weakening distance for different dynamic rupture models. *Geophysical Research Letters*, 31, doi:10.1029/2993GL018811.
- Uehara, S. & Shimamoto, T. 2004. Gas permeability evolution of cataclasite and fault gouge in triaxial compression and implications for changes in faultzone permeability structure through the earthquake cycle. *Tectonophysics*, 378, 183–195.
- Ujiié, K., Tanaka, H., Saito, T., Tsutsumi, A., Mori, J. J., Kameda, J., Brodsky, E. E., Chester, F. M., Eguchi, N., Toczko, S., Expedition 343 and 343T Scientists. 2013 Low coseismic shear stress on the Tohoku-Oki megathrust determined from laboratory experiments. *Science* 342:1211–1214, doi:10.1126/science.1243485.
- Ujiié, K., Yamaguchi, H., Sakaguchi, A., Toh, S. 2007b. Pseudotachylytes in an ancient accretionary complex and implications for melt lubrication during subduction zone earthquakes. *J Struct Geol* 29:599–613, doi:10.1016/j.jsg.2006.10.012.
- Urbakh, M., Klafter, J., Gourdon, D. & Israelachvili, J. 2004. The non linear nature of friction. *Nature*, 430, 525–530.
- used to infer earthquake source parameters? An example of limitations in
- van der Zee, W. & Urai, J. L. 2005. Processes of fault evolution in a siliciclastic sequence: a case study from Miri, Sarawak, Malaysia. *Journal of Structural Geology*, 27, 2281–2300.
- van der Zee, W., Wibberley, C. A. J. & Urai, J. L. 2008. The influence of layering and pre-existing joints on the development of internal structure in normal fault zones:

- the Lode`ve Basin, France. En: Wibberley, C. A. J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. (eds) *The Internal Structure of Fault Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 299, 57–74.
- Wallace, R. E. & Morris, H. T. 1986. Characteristics of faults and shear zones in deep mines. *Pure and Applied Geophysics*, 124, 107–125.
- Watterson, J., Childs, C. & Walsh, J. J. 1998. Widening of fault zones by erosion of asperities formed by bed-parallel slip. *Geology*, 26, 71–74.
- Weber, K. J., Mandl, G., Pilaar, W. F., Lehner, F. & Precious, R. G. 1978. The role of faults in hydrocarbon migration and trapping in Nigerian growth fault structures. *10th Annual Offshore Technology Conference Proceedings* 4, 2643-2653.
- Wesnousky, S. G. 1988. Seismological and structural evolution of strike-slip faults. *Nature*, 335, 340–343.
- Wesnousky, S. G. 2006. Predicting the endpoints of earthquake ruptures. *Nature*, 444, 358–360.
- White, S. H. & Knipe, R. J. 1978. Transformation and reaction-enhanced ductility in rocks. *Journal of the Geological Society, London*, 135, 513–516.
- Wibberley, C. A. J. & Shimamoto, T. 2003. Internal structure and permeability of major strike-slip fault zones: the Median Tectonic Line in W. Mie Prefecture, S. W. Japan. *Journal of Structural Geology*, 25, 59–78.
- Wibberley, C. A. J. & Shimamoto, T. 2005. Earthquake slip weakening and asperities explained by thermal pressurization. *Nature*, 436, 689–692.
- Wibberley, C. A. J. 2005. Initiation of basement thrust detachments by fault-zone reaction weakening. En: Bruhn, D. & Burlini, L. (eds) *High Strain Zones: Structure and Physical Properties*. Geological Society, London, Special Publications, 245, 347–372.
- Wibberley, C. A. J. 2007. Talc at fault. *Nature*, 448, 756–757.
- Wibberley, C. A. J., Petit, J.-P. & Rives, T. 2000a. Micromechanics of shear rupture and the control of normal stress. *Journal of Structural Geology*, 22, 411–427.

- Wibberley, C. A. J., Petit, J.-P. & Rives, T. 2000b. Mechanics of cataclastic deformation band faulting in high-porosity sandstone, Provence. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes*, 331, 419–425.
- Wibberley, C. A. J., Petit, J.-P. & Rives, T. 2007. The mechanics of fault distribution and localization in high-porosity sands, Provence, France. En: Lewis, H. & Couples, G. D. (eds) *The Relationship between Damage and Localization*. Geological Society, London, Special Publications, 289, 19–46.
- Wibberley, C. A. J., Yielding, G & Di Toro, G. 2008. Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: A review. En: Wibberley, C. A. J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. (eds) *The Internal Structure of Fault Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 299, 5-33.
- Wilkins, S. J. & Gross, M. R. 2002. Normal fault growth in layered rocks at Split Mountain, Utah: influence of mechanical stratigraphy on dip linkage, fault restriction and fault scaling. *Journal of Structural Geology*, 24, 1413–1429.
- Wiprut, D. & Zoback, M. D. 2000. Fault reactivation and fluid flow along a previously dormant normal fault in the northern North Sea. *Geology*, 7, 595–598.
- Xia K., S. Huang, and C. Marone (2013), Laboratory observation of acoustic fluidization in a granular fault gouge and implications for dynamic weakening of earthquake faults, *Geochem. Geophys. Geosyst.*,14, 1012–1022, doi:10.1002/ggge.20076.
- Zhang, S., Tullis, T. E. & Scruggs, J. 1999. Permeability anisotropy and pressure dependency of permeability in experimentally sheared gouge materials. *Journal of Structural Geology*, 21, 795-806.
- Zhang, Y., Schaub, P. M., Zhao, C., Ord, A., Hobbs, B. E. & Barnicoat, A. C. 2008. Fault-related dilation, permeability enhancement, fluid flow and mineral precipitation patterns: numerical models. En: Wibberley, C. A. J., Kurz, W., Imber,

J., Holdsworth, R. E. & Collettini, C. (eds) *The Internal Structure of Fault Zones*. Geological Society, London, Special Publications, 299, 239–255.