

1 Introducción y Marco Geológico

La Falla de Toledo es un importante accidente extensional tardivarisco, que transcurre con dirección E-O, por el S de la Cuenca del Tajo, en su sector oriental (afloramiento principal) y continúa al N de la misma en su sector occidental (Fig. 1). Atraviesa el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la Zona Centroibérica, constituyendo en su sector oriental el límite entre la Unidad Migmatítica de Toledo, al N, y los materiales del Paleozoico inferior de muy bajo grado de metamorfismo, de los Montes de Toledo, intruidos por el Macizo de Mora-Las Ventas, al S.

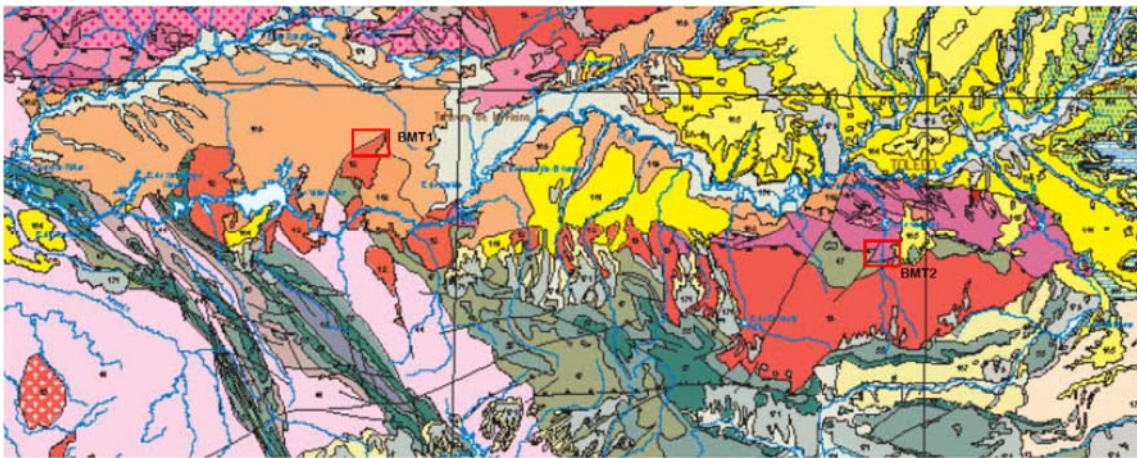


Fig. 1.- Situación de los afloramientos de referencia del LIG de la Banda Milonítica de Toledo (BMT) en el Mapa de España y Portugal a escala 1:1.000.000

Los materiales situados al Norte de este accidente en su sector oriental, han sufrido condiciones meso - catazonales, estando constituidos principalmente por granitoides inhomogéneos y migmatitas en los cuales quedan *resisters* de los protolitos que los originaron, de carácter tanto orto-derivado (ortogneises) como para-derivado (Barbero, 1992; Sánchez Carretero *et al.*, 2009), así como granitoides calcoalcalinos emplazados antes del pico metamórfico y deformados. La anatexia ha borrado gran parte de las estructuras originales, existiendo una foliación regional penetrativa y paralela a los contactos litológicos, de dirección N120-160 y buzamiento al NE. Con posterioridad se formaron pliegues levantados de dirección N120-140 (Escuder Viruete *et al.*, 2004) que son cortados por la falla.

Al Sur de este accidente, se encuentran materiales paleozoicos (Cámbrico inferior-Ordovícico inferior) intruidos por el batolito granítico de Mora-Gálvez, en condiciones epizonales, con desarrollo de aureola de metamorfismo de contacto.

2 Estratigrafía, metamorfismo y magmatismo de los bloques de muro y techo de la Falla de Toledo

2.1 Afloramiento oriental

En el afloramiento oriental, situado al S de Toledo, en el que se sitúa el LIG CI147, se encuentran **a muro de la falla** amplios afloramientos de granitoides inhomogéneos y migmatitas, con afloramientos relictos de los protolitos originales, constituidos principalmente por esquistos y metaareniscas feldespáticas, con intercalaciones de niveles de cuarcitas, así como de mármoles y rocas de silicatos cálcicos, y en menor proporción por ortogneises.

En cuanto a los metasedimentos, los esquistos y metaareniscas son las litologías metasedimentarias más abundantes. Son rocas esquistosas, cuarzo-feldespáticas a menudo, oscuras con abundante biotita, cordierita, granate (hasta de 1,5 cms), sillimanita y a veces espinela.

Presentan una foliación muy penetrativa recrystalizada y a veces un bandeo milimétrico, probablemente tectónico de niveles cuarzosos y niveles micáceos. La foliación principal está en ocasiones plegada a la mesoescala. Están migmatizados, con frecuentes inyecciones de venillas cuarzo-feldespáticas.

También se encuentran enclaves de mármoles y rocas de silicatos cálcicos, estas últimas constituidas principalmente por plagioclasa, cuarzo, clinopiroxeno (diópsido) y en menor proporción anfíbol hornbléndico, minerales opacos y granate. Se observan mármoles a veces masivos, muy puros, en bancos de hasta 1 ó 2 m. de espesor, llegando a alcanzar potencias mayores de 5 m (Martínez-Salanova *et al.*, 2009), con flogopita accesoria, y otros mármoles calcosilicatados, constituidos por diópsido, wollastonita, anfíbol tremolítico, dolomita, olivino y granate.

Se encuentran dos tipos de ortogneises:

-Ortogneises biotíticos glandulares.

Están constituidos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y a veces abundante cordierita. Presentan glándulas de feldespato potásico de 2 a 5 cm. de dimensión mayor rodeadas por una foliación penetrativa. Se observan granates rodeados por la foliación principal y agregados de cordierita y granate centimétricos.

-Ortogneises metagraníticos leucocráticos.

Se han observado dos facies principales en este tipo de rocas: una glandular y otra no glandular. Se trata de ortogneises leucocráticos de composición granítica, muy cuarzo-feldespáticos, de grano fino a medio, poco micáceos con proporciones variables aunque en general bajas de biotita. Están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, cordierita y biotita (que puede faltar en algún caso). Es muy frecuente la presencia de granates, desde milimétricos hasta de 1 cm. de diámetro, así como metablastos y agregados de cordierita. También se han encontrado haces de fibrolita paralelos a la foliación. Las facies glandulares presentan numerosas glándulas de feldespato potásico, en general entre 3 y 6 cm, aunque pueden alcanzar hasta 11 cm, rodeadas por la foliación principal con desarrollo de colas de presión.

En cuanto a los granitoides inhomogéneos y migmatitas, se encuentran tres tipos:

-Granitoides inhomogéneos y migmatitas en facies oscuras con biotita+cordierita.

Muestran textura pórfídica con glándulas de feldespato K redondeadas dispersas de 3 a 10 cm y en ocasiones con fenocristales de feldespato rectangulares de 3-7 cm a equidimensionales, siendo la matriz a menudo plagiomorfa.

- Granitoides inhomogéneos y migmatitas en facies leucocráticas con cordierita.

Muestran una alternancia de bandas cuarzo-feldespáticas con cordierita, granate y micas.

- Granitoides inhomogéneos y migmatitas en facies de grano fino con biotita y a veces moscovita.

Muestran textura de grano fino a veces con foliación relictas.

Todos ellos se caracterizan por la frecuente presencia de inclusiones globulares de cuarzo desde 2-3 cm hasta 22 cm de diámetro, así como numerosos enclaves surmicáceos centimétricos. Son muy frecuentes también los enclaves de rocas metamórficas, tanto para-derivadas (esquistos, metaareniscas, rocas de silicatos cálcicos, etc.), como orto-derivadas (ortogneises biotíticos bandeados y glandulares, ortoanfíbolitas, etc.). En ellos a veces se observan pliegues que pliegan a una foliación principal (probablemente S_2), mientras que el granitoide no presenta deformación.

Están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, cordierita muy abundante, biotita y feldespato potásico, siendo a veces la cordierita abundantísima, de modo que la roca está constituida por cuarzo, cordierita y biotita con plagioclasa accesoria. Son características las inclusiones de cuarzo en "gotas" tanto en la plagioclasa (An 26) como en el feldespato k (que también puede incluir sillimanita) y en la cordierita. Esta última también incluye sillimanita y espinela. En ocasiones contiene como accesorio, granates de hasta 2 mm, que pueden alcanzar los 3cm (en facies leucocráticas), alotriomorfos, poiquiloblásticos, que incluyen cuarzo, agujas de sillimanita y biotita. Se observan también intercrecimientos mirmequíticos de plagioclasa y cuarzo. En facies de grano fino de dos micas, se observa a veces andalucita.

A **techo de la falla** aparecen tres **formaciones sedimentarias paleozoicas** cuyas edades están comprendidas entre el Cámbrico inferior y el Ordovícico inferior. De muro a techo:

-Pizarras del Pusa (Cámbrico inferior).- Serie muy monótona, compuesta por pelitas, limolitas y areniscas alternando en bandeados mili a centimétricos, y bancos calizos de espesor variable; depositados en zonas tranquilas por floculación de sedimentos en suspensión y depósito de arenas finas arrastradas por corrientes diluidas.

-Serie Púrpura (Ordovícico inferior).- Se apoya discordantemente sobre la Formación Pizarras del Pusa. Está compuesta por conglomerados (más abundantes en la base), cuarcitas, areniscas y pizarras. Se interpreta como un depósito marino somero en la base con episodios de avalanchas conglomeráticas que progresa a ambientes arenosos más someros.

-Ortocuarcitas en Facies Armoricana (Arenig).- Constituida por cuarcitas blancas en bancos decimétricos en la base y métricos hacia las partes altas de la sucesión con intercalaciones

pizarrosas de pequeña entidad. Se interpreta como una superposición de barras de plataforma que pueden ser debidas a corrientes de marea (Portero y Dabrio, 1988 y Dabrio, 1990).

Estos metasedimentos paleozoicos están intruidos por granitoides de la Alineación Plutónica de Mora-Gálvez que muestran caracteres tardicinemáticos respecto de las principales fases de deformación de la Orogenia Varisca, y se extiende desde Mora por el E hasta Navahermosa, por el O, continuándose de forma discontinua más al O, por El Puente del Arzobispo hasta Navalmodal de la Mata. En el afloramiento más oriental (Mora-Gálvez), está constituida por cuatro facies principales:

-Granitos y/o Monzogranitos biotíticos de grano medio-grueso con megacrystales de Feldespato K± Cordierita (tipo Mora-Menasalvas)

Muestran textura heterogranular con megacrystales de feldespato-k en una matriz de grano medio-grueso.

-Granitos y/o monzogranitos porfídicos biotítico-moscovíticos±cordierita

Son de carácter marcadamente porfídico con matriz holocristalina de grano medio con tendencia heterogranular.

-Granitos biotítico-moscovíticos de grano medio-fino con Cordierita y Andalucita

Muestran una textura equigranular de grano medio a fino.

-Leucogranitos moscovíticos ±Biotita ±Cordierita ±Granate ±Turmalina (Tipo Cerro Torcón)

Se caracterizan por tener textura xenomórfica más o menos aplitoide y a veces subhipidiomórfica con frecuentes intercrecimientos granofídicos y en ocasiones cavidades miarolíticas.

En conjunto, están constituidos por cuarzo, feldespato k, plagioclasa y biotita, presentando a veces cordierita en proporciones accesorias. Existe una facies de dos micas con cordierita y andalucita accesorias. Es característica la formación de texturas mirmequíticas de geometría ameboide, desarrolladas en la interfase plagioclasa-feldespato-K. Así mismo es frecuente el desarrollo de texturas simplectíticas en el contacto de la biotita con el feldespato k. El cuarzo por su parte frecuentemente forma cristales subredondeados o agregados de tamaño milimétrico a centimétrico. Existen también pequeños cuerpos de leucogranitos moscovíticos con geometría de diques o cúpulas estratoides.

2.2 Afloramiento Oropesa-Lagartera

El afloramiento situado entre Oropesa y Lagartera, en el que se realiza este LIG C1184, muestra la continuación de la Falla de Toledo y la banda de cizalla dúctil-frágil asociada a la misma y el bloque de techo, estando el bloque de muro oculto bajo el Terciario, debido a la Falla inversa de Oropesa, que levanta la zona de cizalla y el antiguo bloque de techo de la Falla normal de Toledo sobre la Cuenca del Tajo situada al N, como afortunadamente se observa en el corte de la carretera.

En este sector, **a techo de la Falla de Toledo**, los materiales del bloque de techo están constituidos por los granitoides del Plutón de Oropesa-Lagartera en el que se distinguen tres tipos (Iglesias Peláez *et al.*, 2006, 2009):

A- Granitos de grano medio, a veces en facies porfídica, biotíticos-moscovíticos, con \pm sillimanita y \pm andalucita.

Muestran una textura predominantemente de grano medio, hipidiomórfica granular o heterogranular y fábrica aparentemente isótropa, presentando sólo algún megacrystal disperso de feldespato potásico de hasta 3-4 cm de largo, aunque normalmente no pasan de 1,5 cm.

B- Granitos de grano fino-medio, biotíticos-moscovíticos, con \pm sillimanita y \pm andalucita.

Textura de grano más fino, hipidiomórfica heterogranular con tendencia alotriomórfica, en la que destacan cristales subidiomorfos de plagioclasa (0,5-1,5 cm) que, cuando localmente son abundantes, recuerdan las texturas "pseudotraquitoides"

C- Granitos porfídicos, de grano grueso, biotíticos, con \pm moscovita, \pm sillimanita y frecuentes megacrystalos de feldespato potásico

Textura de grano grueso porfídica, hipidiomórfica heterogranular. Presencia de abundantes y/o frecuentes megacrystalos de feldespato potásico. Estos suelen ser idiomorfos y subidiomorfos a simple vista y alcanzan frecuentemente longitudes de 3-4 cm, existiendo en algunos afloramientos ejemplares de 8 a 10 cm

La mineralogía es común para los dos primeros y está compuesta por: cuarzo, feldespato-K, plagioclasa (An24-32), biotita y moscovita, como minerales principales; sillimanita, turmalina, circón, apatito, opacos y andalucita, como minerales accesorios. La plagioclasa forma cristales idio-subidiomorfos, maclados, con zonación local difusa. También se han reconocido cristales tardíos de albita alotriomórfica. El feldespato-K es alotriomorfo y de cristalización tardía y los megacrystalos, presentan hábito prismático con inclusiones, marginales o en su interior, de plagioclasa y biotita. Es característica la presencia de cuarzo de formas subredondeadas en cristales individuales o formando agregados de varios individuos. La sillimanita y la andalucita son minerales escasos y siempre aparecen en estrecha relación con la moscovita.

El tercer tipo se caracteriza por la presencia frecuente de sillimanita y, a veces, de andalucita, incluidas en placas de moscovita; así como la presencia esporádica, de cordierita. El Feldespato potásico se presenta en forma de megacrystalos tabulares, de hábito prismático, con inclusiones de plagioclasa y biotita.

3 Banda Milonítica de Toledo, características de la deformación y criterios cinemáticos

La Falla de Toledo es un importante accidente extensional tardivarisco que separa, en su afloramiento oriental (S de Toledo), rocas del Dominio Migmatítico, de rocas metasedimentarias del Paleozoico inferior y el granito de Mora-Las Ventas (Alineación Plutónica Mora-Gálvez), del Dominio de los Montes de Toledo.

Fue descrita por Aparicio (1970,1971) y ha sido estudiada con posterioridad por medios geofísicos por Santa Teresa (1982), Santa Teresa *et al.* (1983), Casquet *et al.* (1988) y Doblas y Rubio (1989); y en relación con su deformación asociada por Hernández Enrile (1976, 1981, 1991). Este último autor le atribuye una edad Pérmico inferior.

La falla tiene un trazado sinuoso, con una dirección media Este a Oeste, y presenta una banda de deformación dúctil-frágil asociada a techo del bloque de muro, de unos 300-400m de espesor, denominada **Banda Milonítica de Toledo**.

La deformación asociada en el **bloque de muro** comienza siendo de carácter dúctil aunque producida en condiciones metamórficas de bajo grado. Se observa una fábrica plano-linear con una lineación muy uniforme de dirección N160°-180°E, definida por granos de cuarzo estirados y por la orientación preferente de los ejes largos de los feldespatos que suelen estar fracturados perpendicularmente al estiramiento (Hernández Enrile, 1991). La foliación lleva una dirección paralela al trazado de la falla, buzando hacia el Sur entre 15° y 45° en general (Sánchez Carretero *et al.*, 2009; Martínez-Salanova *et al.*, 2009; Martín Parra *et al.*, 2009). Se observan microestructuras como crenulaciones asimétricas, porfiroclastos rotados, estructuras S-C y ECC (*Extensional crenulation cleavage*), peces de mica asimétricos y cuarzos acintados (*ribbons*), que dan criterios cinemáticos que indican movimiento hacia el Sur del bloque de techo. Se observan también donde la deformación es mayor pliegues intrafoliares.

Como producto del levantamiento del bloque de muro asociado a la evolución de la falla normal, a la deformación dúctil se le sobreimpone una deformación frágil que produce una roca oscura, de aspecto brechoide que corresponde a ultracataclasitas y cataclasitas (Hernández Enrile, 1991; Martín Parra *et al.*, 2009) (Fig. 2).

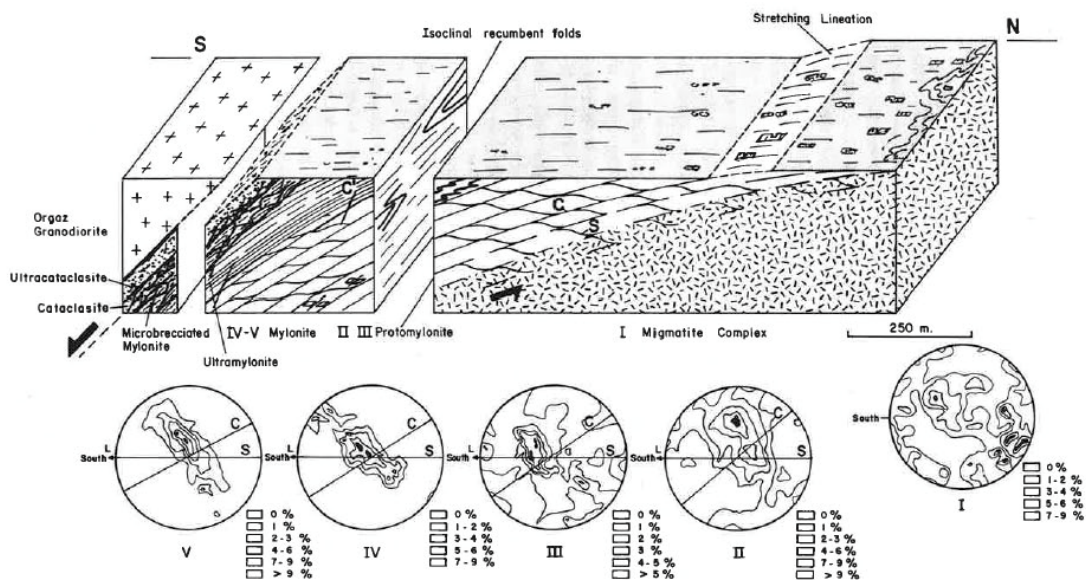


Fig. 2.- Corte esquemático a través de la zona de cizalla dúctil-frágil de Toledo, mostrando la distribución de las rocas de falla, estructuras y orientación preferente de ejes de cuarzo en milonitas (Tomado de Hernández Enrile, 1991).



Foto 1.- Bandas de deformación dúctil y frágil-dúctil en la zona de cizalla (S a la derecha). Hoja de Sonseca (657)



Foto 2.- Aspecto de cataclasitas foliadas de la zona de cizalla (S a la derecha). Hoja de Sonseca (657)

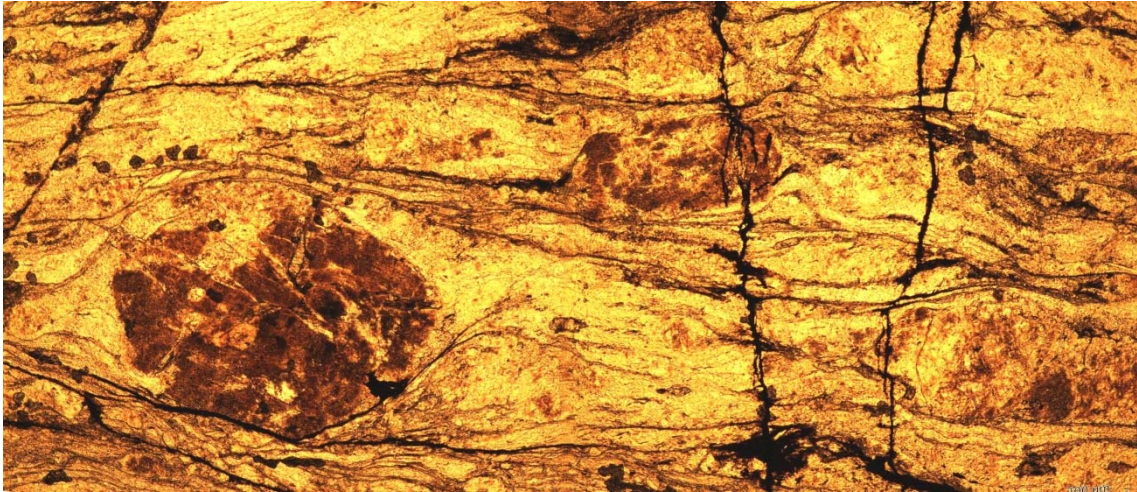
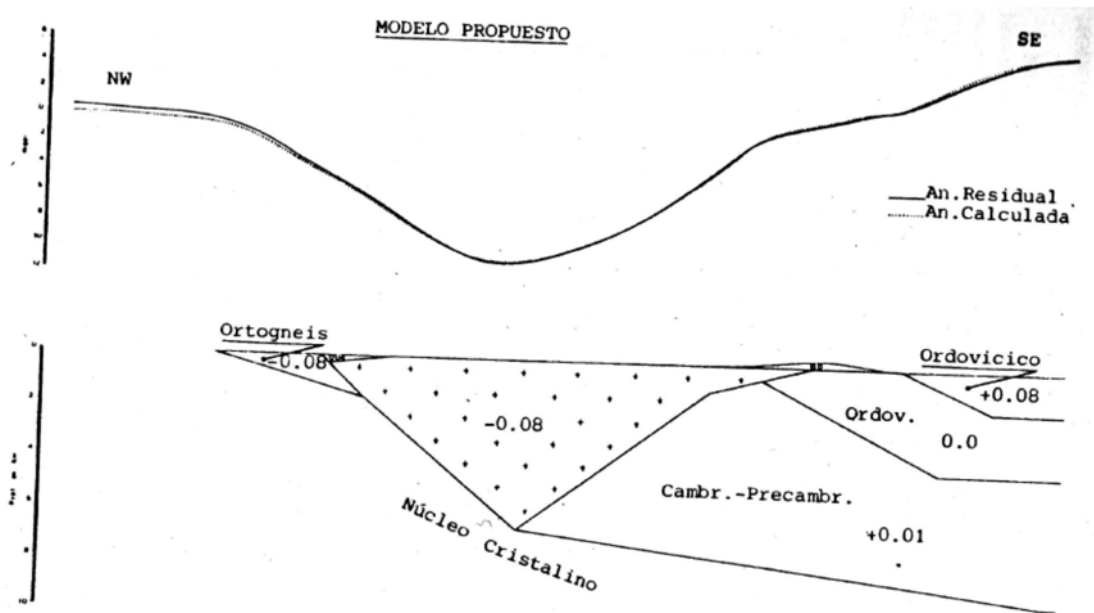


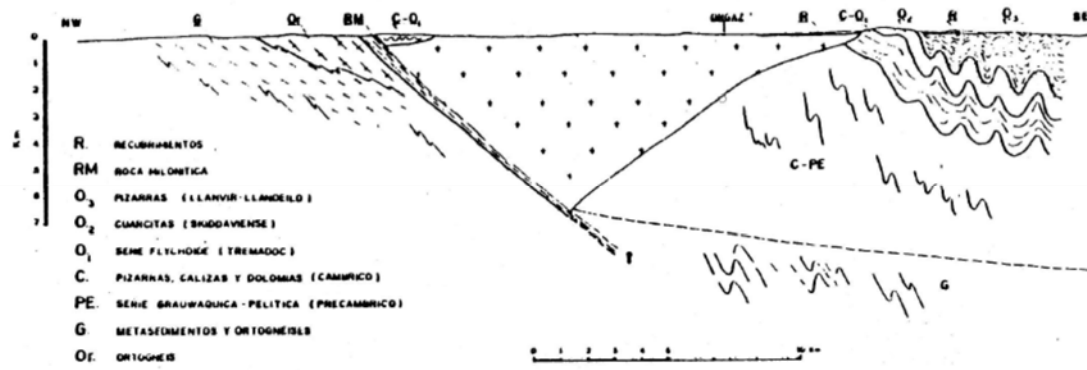
Foto 3.- Fotomicrografía de deformación milonítica/ultramilonítica sobre granitoide en la Banda Milonítica de Toledo en la Hoja de Sonseca (lámina MAGNA: 18-26 AD MP 9016)

Un perfil gravimétrico realizado por Santa Teresa *et al.* (1983), muestra que la superficie de falla tiene una geometría lítrica, decreciendo su inclinación en profundidad en la dirección de transporte del bloque de techo, horizontalizándose a 6 a 10 km (Fig 3).

Un perfil de Sísmica de Reflexión de alta resolución, realizado a través de esta banda de cizalla, en la Hoja de Mora (Martínez-Salanova *et al.*, 2009) confirma la geometría de bajo ángulo de esta falla y su hundimiento hacia el S.



A



B

Fig. 3.- A) Modelo gravimétrico y B) Corte interpretativo de la geometría de la Falla de Toledo y la geología a techo y muro de la misma (Tomada de Santa Teresa *et al*, 1983).

Recientemente, el perfil sísmico Alcudia confirma la geometría en profundidad de esta falla, que se horizontaliza en profundidad (Fig. 4).

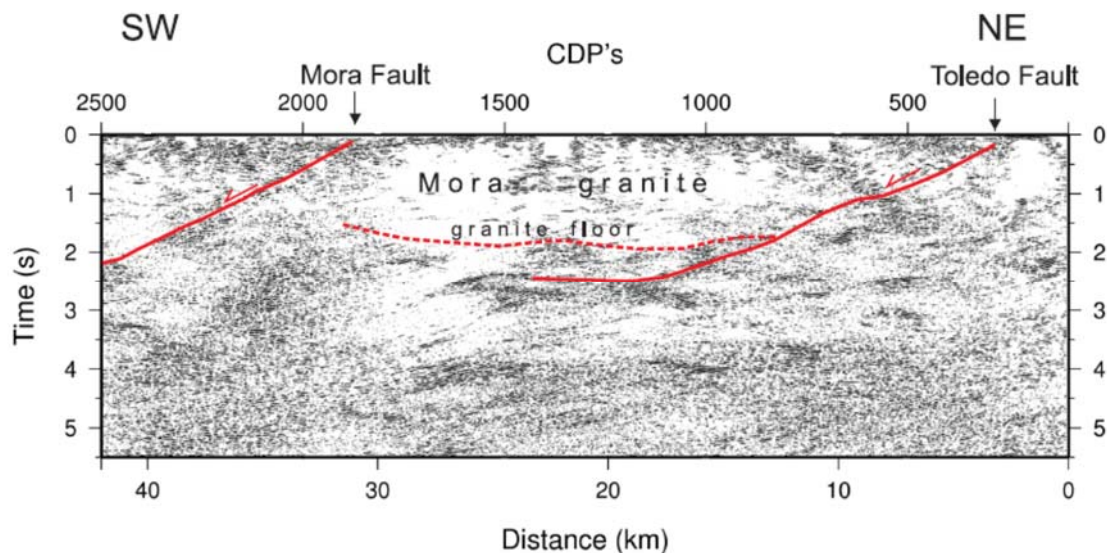


Fig. 4.- Imagen de detalle (migrada en tiempo) de las estructuras geológicas principales de la corteza superior en el sector norte del perfil ALCUDIA (Tomada de Martínez Poyatos *et al.*, 2012).

En el **bloque de techo** no se aprecia una deformación intensa, sólo se observa cierta deformación cataclástica frágil en bandas discretas.

Debido a la morfología irregular de la falla y a las condiciones de deformación de *plane-strain* que se producen en el bloque de muro, éste se acomoda mediante pliegues a dicha morfología, originando en zonas de rampa o de cambio de pendiente pliegues generados pasivamente (*bend folds*). Uno de estos pliegues, concretamente el de carácter frontal, denominado generalmente *roll-over*, se correspondería con la denominada antiforma Sonseca - Navaherrosa (Martín Parra *et al.*, 2009).

Esta falla y la banda de deformación asociada, continúan hacia el O, si bien los materiales neógenos la ocultan y permiten solo ver la continuación de la alineación granítica de su bloque de techo y en algunos casos la propia banda de cizalla y parte del Bloque de muro (Aldeanueva de Barbarroja, Andonaegui y Barrera, 1984), hasta aparecer de nuevo en el sector Oropesa-Lagartera. Allí aflora la falla y la zona de cizalla dúctil-frágil asociada cortada por el norte por una falla inversa alpina de dirección NE-SO buzando al S, que la levanta, así como al macizo granítico situado a techo (al sur), sobre los materiales terciarios de la depresión de Campo Arañuelo de la Cuenca del Tajo (Fig. 1). Tiene unos 200m de anchura, mostrando una evolución de condiciones dúctiles (fábrica foliada con *ribbons* de cuarzo) a frágiles (deformación cataclástica) (Iglesias Peláez *et al.*, 2006, 2009). Esta zona cizalla y la falla alpina que la levanta por el N se ven bien en este LIG así como bajo el Castillo de Oropesa. Ocasionalmente esta zona de cizalla extensional tardivarisca ha sido confundida con la deformación asociada a la falla inversa alpina.



Foto 4.- Aspecto de la foliación milonítica en una excavación en la carretera de subida a Oropesa (S a la derecha)



Foto 5.- Aspecto general de la foliación milonítica en una excavación en la carretera de subida a Oropesa (S a la derecha).



Foto 6.- Fotomicrografía de deformación milonítica/ultramilonítica sobre granitoide en la Banda Milonítica de Toledo en la Hoja de Oropesa (lámina MAGNA: 5-25 AD JL 9006)

Más al O, al N de la citada depresión, la falla de Jaraíz de la Vera, de dirección ONO-ESE, tiene las mismas características de falla normal con bloque S hundido y banda de cizalla dúctil-frágil asociada a muro, con desarrollo de milonitas con una fábrica plano-linear buzando 35-40° al S, lineaciones de estiramiento N150-165°S, y similares criterios cinemáticos; si bien corta a través de granitoides de anatexia a muro y a techo (Sánchez Carretero *et al.*, 2008).

4 Interés de estos LIG

Los LIG propuestos constituyen dos afloramientos relacionados, que permiten observar y hacerse una idea de la entidad y recorrido de uno de los más importantes accidentes tardivariscos del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la Zona Centroibérica del Macizo Ibérico, denominado Falla de Toledo, así como de sus características principales, como criterios cinemáticos, deformación asociada y materiales existentes a ambos lados de la misma.

En su sector oriental donde se sitúa el LIG CI147, ha sido estudiada por diferentes autores, como Aparicio (1970,1971) Santa Teresa (1982), Santa Teresa *et al.* (1983), Casquet *et al.* (1988), Doblas y Rubio (1989), Hernández Enrile (1976, 1981, 1991), Martín Parra *et al.* (2009), Martínez-Salanova *et al.* (2009) y Sánchez Carretero *et al.* (2009). En el área de Oropesa-Lagartera esta zona de deformación ha sido estudiada por Iglesias Peláez *et al.* (2006, 2009).

En ambos LIG se observa una banda de deformación de cizalla dúctil-frágil a frágil, inmediatamente al N de la Falla de Toledo, caracterizada por el desarrollo de una fábrica plano-linear, de carácter milonítico, con una lineación muy uniforme de dirección N160º-180ºE y una foliación de dirección paralela al trazado de la falla, buzando hacia el Sur entre 15º y 45º en general. Así mismo, en ambos LIG se observan microestructuras asociadas como crenulaciones asimétricas, porfiroclastos rotados, estructuras S-C y ECC (*Extensional crenulation cleavage*), peces de mica asimétricos y cuarzos acintados (*ribbons*) y pliegues intrafoliares, que dan criterios cinemáticos que la caracterizan como una falla normal de bajo ángulo, con movimiento hacia el Sur del bloque de techo.

La banda de deformación de cizalla dúctil-frágil asociada se sitúa a techo del bloque de muro de la falla y muestra un espesor de unos 400 m en su sector oriental, y unos 200 m en el afloramiento de Oropesa-Lagartera, debido a un accidente alpino posterior.

Las litologías edades y condiciones de deformación y metamorfismo en ambos bloques de la falla son muy diferentes, encontrándose en el bloque de muro (visible en el sector oriental, donde se sitúa el LIG CI147) amplios afloramientos de granitoides inhomogéneos y migmatitas, con afloramientos relictos de los protolitos originales, constituidos principalmente por metasedimentos, como esquistos y metaareniscas feldespáticas, con intercalaciones de niveles de cuarcitas, así como de mármoles y rocas de silicatos cálcicos, y en menor proporción por ortogneises.

En el bloque de techo, sin embargo, afloran formaciones sedimentarias paleozoicas cuyas edades están comprendidas entre el Cámbrico inferior y el Ordovícico inferior, afectadas por un metamorfismo regional de muy bajo grado, intruidas por una alineación de macizos graníticos alóctonos, como el de Mora-Las Ventas, que se extiende desde Mora por el E hasta Navahermosa, por el O, continuándose de forma discontinua más al O, por El Puente del Arzobispo hasta Naval Moral de la Mata.

La distancia entre Mora y Lagartera, implica que esta falla normal y banda de cizalla asociada tienen un recorrido al S de la Cuenca del Tajo superior a 125 km. Por otra parte Sánchez Carretero *et al.* (2008) describen en la Hoja de Jaraíz de la Vera una zona de cizalla tardivarisca con criterios de falla normal, con una ancha banda de rocas protomiloníticas asociada. En ella se observa el desarrollo de una estructura planolinear, con una foliación E-O a N120ºE, buzando al S de 35 a 40º, en la que se observa una lineación de estiramiento mineral N150-

165°E inclinada 15-30°S. Por sus características y trazado proponen una posible correlación entre esta zona de cizalla y la de Toledo, con lo cual este accidente sería de entidad regional, y su longitud podría alcanzar los 200 km.

Finalmente, esta falla tardivarisca, ha sufrido en parte de su trazado rejuegos inversos, durante la Orogenia Alpina. Este es el caso del LIG BMT (Oropesa-Lagartera), en el cual se observa como en su borde N, la zona de cizalla asociada a la parte superior del bloque de muro de la falla normal, está levantado por una falla inversa alpina, de carácter frágil con rocas de falla no cohesionadas, sobre el Terciario de la Cuenca del Tajo (subcuenca de Campo Arañuelo).

5 Bibliografía

- Aparicio Yagüe, A. (1970). Nota previa sobre la geología del macizo cristalino de Toledo. *Estud. Geol.*, 26: 281-283.
- Aparicio Yagüe, A. (1971). Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo. *Estud. Geol.*, 27: 369-414.
- Barbero, L. (1992). *Plutonismo sin-orogénico en un área granulítica hercínica: El Complejo Anatéctico de Toledo*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 351pp.
- Casquet, C.; Fuster, J.M.; González-Casado, J.M.; Peinado, M. y Villaseca, C. (1988). Extensional tectonic and granite emplacement in the Spanish Central System. *European Geotraverse (EGT) Project. Commission of the European Communities*. pp. 62-76. Strasbourg.
- Dabrio, C.J. (1990). Columnas estratigráficas e informe sedimentológico sobre los materiales del Paleozoico Inferior de las Hojas 734 (Villarta de Los Montes) y 735 (Fontanarejo). MAGNA. *Informe Interno ITGE*.
- Doblas, M. y Rubio, J. (1989). Bloqueo y dislocación antitéctica de superficies de "detachment" en la provincia extensional Tardi-Hercínica del centro peninsular. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.*, 14: 117-122
- Escuder Viruete, J.; Díez Balda, M.A.; Rubio Pascual, F.J.; González Casado, J.M.; Barbero, L.; Martínez Poyatos, D.; Villar, P. y Martínez Catalán, J.R. (2004). La extensión varisca tardiorogénica y las deformaciones tardías. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 87-92.
- Hernández Enrile, J.L. (1976). *Microstructural evolution of quartz feldspatic rocks as a result of increasing strain in Toledo Milonite (Spain)*. Tesis, Imperial College, Univ. London. (Inédita).
- Hernández Enrile, J.L. (1981).- Evolución microestructural de rocas cuarzo-feldespaticas como resultado del aumento de la deformación en la milonita de Toledo. *Cuad. Geol. Ibér.*, 7: 547-566.
- Hernández Enrile, J.L. (1991). Extensional tectonics of the Toledo Ductile-Brittle Shear Zone, Central Iberian Massif. In: PÉREZ ESTAUN, A. y COWARD, M.P. (Eds.).- *Deformation and plate tectonics. Tectonophysics*, 191 (3-4): 311-324.

- Iglesias Peláez, A.; Muñoz del Real, J.L.; Marqués Calvo, L.A.; Contreras López, E.; Sánchez Carretero, R. y Roldán García, F.J. (2006). Hoja y Memoria de *Lagartera (625)* del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª ser. IGME
- Iglesias Peláez, A.; Muñoz del Real, J.L. y Marqués Calvo, L.A. (2009). Hoja y Memoria de *Calera y Chozas (626)* del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª ser. IGME
- Martín Parra, L.M.; Gutiérrez Alonso, G.; Sánchez Carretero, R.; Contreras, E.; Jorquera, A.; Gracia, F. J.; Andonaegui, P.; Barbero, L.; Iglesias, A. y Martín Herrero, D. (2009). Hoja y Memoria de *Gálvez (656)* del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª ser. IGME: 110pp.
- Martínez Poyatos, D.; Carbonell, R.; Palomeras, I.; Simancas, J.F.; Ayarza, P.; Martí, D.; Azor, A.; Jabaloy, A.; González Cuadra, P.; Tejero, R.; Martín Parra, L.M.; Matas, J.; González Lodeiro, F.; Pérez Estaún, A.; García Lobón, J.L. & Mansilla, L. (2012). Imaging the crustal structure of the Central Iberian Zone (Variscan Belt): The ALCUDIA deep seismic reflection transect. *Tectonics*, 31, TC3017, doi:10.1029/2011TC002995.
- Martínez-Salanova, J.; Martín Parra, L.M.; Gutiérrez Alonso, G.; Martín Herrero, D.; Sánchez Carretero, R.; Contreras, E.; Gracia, F. J.; Barbero, L.; Villaseca, C.; Andonaegui, P.; Dabrio, C. e Iglesias, A. (2009). Hoja y Memoria de *Mora (658)* del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª ser. IGME: 106pp.
- Portero, J.M. y Dabrio, C.J. (1988). Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava. *Memorias II Congreso Español de Geología*.
- Sánchez Carretero, R.; Contreras, E. y Junco Aguado, F. (2008). Hoja y Memoria de *Jaraiz de la Vera (599)* del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª ser. IGME.
- Sánchez Carretero, R.; Contreras, E.; Martín Parra, L.M.; Martínez-Salanova, J.; Gutiérrez Alonso, G.; Villaseca, C.; Gracia, J.; Andonaegui, P.; Iglesias, A. y Martín Herrero, D. (2009). Hoja y Memoria de *Sonseca (657)* del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª ser. IGME.
- Santa Teresa, I. (1982). *Estudio en profundidad del granito de Orgaz (Toledo), en base a datos gravimétricos*. Tesis de licenciatura; Univ. Complutense de Madrid. (Inédito).
- Santa Teresa, I.; Carbó, A.; Capote, R.; Casquet, C.; (1983). Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos gravimétricos. *Stvdia Geol. Salmanticensia*, 18: 237-250.