

Datos sobre el mecanismo de emplazamiento del manto del Esla (Cordillera Cantábrica, NW de España) aportados por las rocas de falla

María Luisa Arboléya, Manuel Julivert e Isabel Zamarreño

Dpt. de Geologia. Edif. C Sur. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra (Barcelona)

Recibido el 22 de octubre de 1998.

Aceptado el manuscrito revisado el 20 de Enero de 1999.

Resumen: Los fluidos jugaron un papel importante en el emplazamiento del manto del Esla y causaron una dolomitización epigenética local de su base. El emplazamiento del manto, que estuvo ayudado por la presencia de un fluido a alta presión en las areniscas del Devónico Superior, tuvo lugar inicialmente mediante episodios sísmicos que causaron la reducción del tamaño de grano e inyectaron cuarzo detrítico en la zona de falla. Posteriormente, el deslizamiento estable por flujo cataclástico causó la concentración del deslizamiento sobre fracturas de tipo P que definen una foliación cataclástica. El progreso del emplazamiento del manto causó la acomodación del deslizamiento a lo largo de fracturas Y, responsables de la orientación de la foliación paralelamente a la superficie de cabalgamiento.

Palabras clave: rocas de falla, presión de fluido, cataclasitas foliadas, stick-slip, deslizamiento sísmico, flujo cataclástico, deslizamiento estable.

Abstract: Fluids played an important role in the emplacement of the Esla thrust causing local epigenetic dolomitization of the thrust sheet base. Thrust slip aided by an overpressured fluid, at the Upper Devonian sandstone level, took place initially by seismic events that caused grain size reduction, forming cataclasites and injected detritic quartz grains in the fault zone. Cataclastic flow during stable slip caused concentration of slip on P-type fractures producing a cataclastic foliation. Continuous slip caused accommodation of slip on Y-fractures that gave the foliation an orientation parallel to the thrust surface.

Key words: fault rocks, fluid overpressure, foliated cataclasites, stick-slip, seismic, cataclastic flow, stable slip.

El deslizamiento que tiene lugar sobre una superficie de falla puede producirse mediante deslizamiento estable o bien de forma inestable, mediante el deslizamiento de tipo stick-slip (Scholz et al., 1969). Este segundo tipo de deslizamiento se caracteriza por intervalos de acumulación de esfuerzo, durante los cuales no hay movimiento (stick), alternando con episodios de deslizamiento en los que se libera la energía acumulada (slip). El deslizamiento de tipo stick-slip obedece a una inestabilidad dinámica que da lugar a un deslizamiento brusco acompañado de una caída del esfuerzo. Fre-

cuentemente esto sucede de forma repetida, de modo que la inestabilidad va seguida de un periodo durante el cual no hay movimiento y se produce la acumulación del esfuerzo hasta que se alcanza el nivel necesario para producir un nuevo incremento de deslizamiento.

Los experimentos realizados en el campo de la mecánica de rocas llevaron a Brace y Byerlee (1966), a proponer el deslizamiento de tipo stick-slip como mecanismo de los terremotos y a relacionar estos con la formación de fracturas. Actualmente se tiende a interpretar el emplazamiento de los cabalga-

mientos teniendo en cuenta los conocimientos actuales sobre la formación y crecimiento de fracturas en relación con terremotos. El primero en señalar la necesidad de estudiar el emplazamiento de cabalgamientos desde un punto de vista dinámico fué Price (1973, 1988), quien basándose en las observaciones realizadas en fallas activas, observó que el deslizamiento sobre una superficie de cabalgamiento no se produce de manera simultánea en toda ella, sino que el desplazamiento total es la suma de un gran número de desplazamientos incrementales que tienen lugar sobre la superficie de fractura que se propaga debido a sucesivas rupturas de cizalla. También De Bremaecker (1987) apuntó que el emplazamiento de cabalgamientos guarda una estrecha relación con los terremotos, señalando que solamente un sector de la superficie de cabalgamiento es activo en un instante dado.

Para comprender de qué modo tiene lugar el emplazamiento de los cabalgamientos se trata de interpretar las estructuras encontradas en las zonas de cabalgamiento en base a la información obtenida en los experimentos de laboratorio y en la observación de las fallas activas. En el caso de las fallas inactivas, el estudio de las rocas de falla permite deducir las condiciones en que se ha producido el movimiento (Brock y Engelder 1977; House y Gray, 1982; Chester y Logan, 1985). Los experimentos de laboratorio (Byerlee et al., 1978; Logan et al., 1979, 1981, 1992; Moore et al., 1989), así como los datos que derivan de los estudios de fallas activas (Moore y Byerlee, 1991; Walsh y Watterson, 1987), ayudan a establecer una serie de estructuras relacionadas con cada tipo de deslizamiento.

Los estudios realizados por Logan et al. (1979, 1992) en gouges simuladas muestran que el flujo dúctil tiene lugar durante el deslizamiento estable y que la deformación cataclástica aparece tanto en relación con deslizamiento estable como inestable. La alteración hidrotermal y la neomineralización que aparecen ligadas a pulsaciones intermitentes de fluido fueron consideradas por Davis et al., (1983) como indicadores de actividad sísmica. Moore et al (1989) observaron una correlación entre la formación de fracturas de tipo R orientadas con un ángulo alto respecto a la fractura principal y la aparición del deslizamiento inestable. En las gouges ricas en arcilla el deslizamiento estable va ligado a

gouges con foliación, mientras que el deslizamiento de tipo stick-slip aparece en gouges que desarrollan una textura dominada por fracturas de tipo R (Moore et al., 1989). Por otra parte, el desarrollo de la red de fracturas subsidiarias durante la evolución de la estructura interna de una gouge está controlado por la deformación por cizalla, y no por la cantidad de deslizamiento.

También las estructuras desarrolladas en relación con terremotos pueden aportar datos interesantes sobre los mecanismos de deformación que tienen lugar durante el deslizamiento sísmico (Tchalenko y Ambraseys, 1970; Sibson, 1977, 1981, 1990; Hancock y Barka, 1987).

La zona de cabalgamiento del manto del Esla presenta una deformación importante originada a consecuencia del deslizamiento del manto (Arboleya, 1978). Las rocas de falla presentes en esta zona se han originado por fracturación frágil de los dos bloques en contacto y por tanto constituyen una gouge en el sentido amplio del término (Engelder, 1974). El objetivo principal del presente trabajo es analizar la microestructura de la gouge del manto del Esla para tratar de deducir los procesos mecánicos que tuvieron lugar durante el emplazamiento del manto y que originaron las rocas de falla. Se analiza, además, la disposición de la foliación en la gouge con respecto a la superficie de cabalgamiento y se interpreta la estructura de la gouge en términos de la estabilidad del deslizamiento sobre la superficie de cabalgamiento a la luz de los resultados experimentales y de los datos conocidos de fallas reales.

Situación geológica

El manto del Esla (De Sitter, 1959; Rupke, 1965) se encuentra en el extremo oriental de la Unidad de Somiedo-Correcilla (Fig. 1). Es un manto de despegue que afecta a una sucesión de unos 3000 m de espesor cuya edad va del Cámbrico al Carbonífero (Namuriense), que cabalga sobre materiales devónicos y carboníferos (De Sitter, 1959; Rupke, 1965, Arboleya, 1978, 1981; Alonso, 1985). Esta unidad se ha emplazado en dirección NNE (Arboleya, 1978, 1981) durante el Moscoviense (Alonso, 1982, 1985). Con posterioridad a su emplazamiento el manto del Esla ha sido deformado por pliegues (Rupke, 1965; Arboleya, 1978) algunos de los

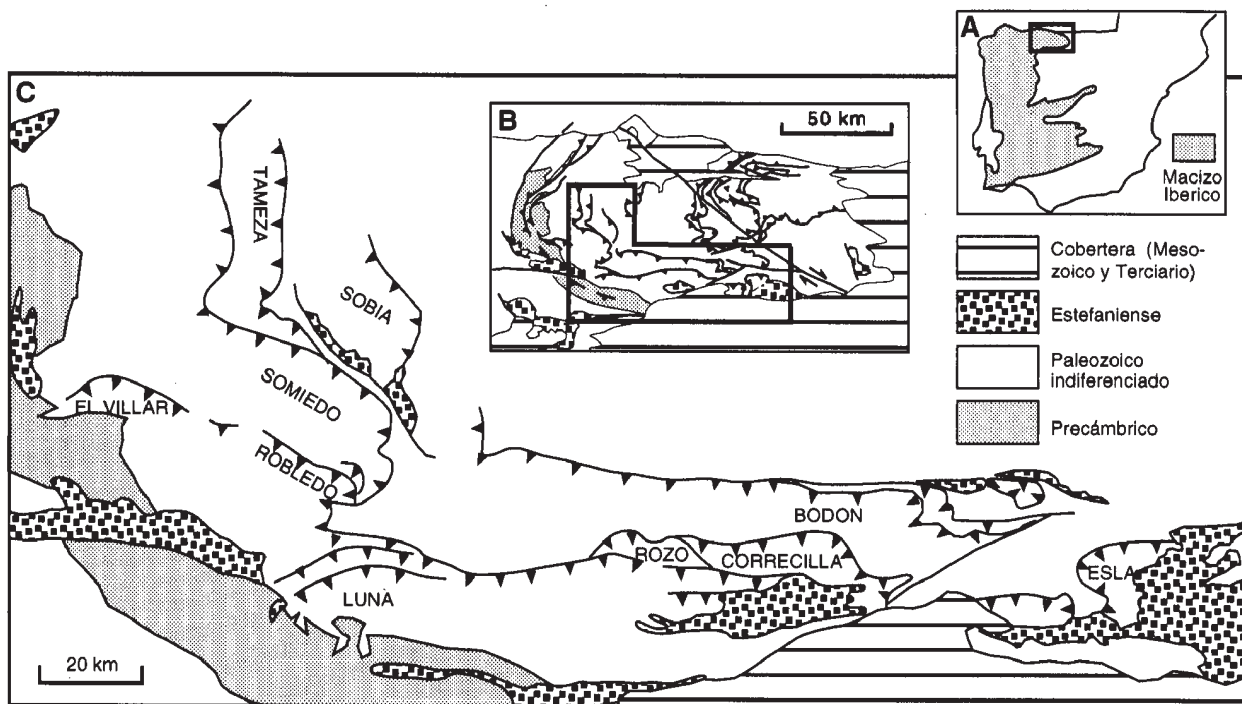


Fig. 1. Mapa de situación del área estudiada. A) Situación de la Zona Cantábrica en el Macizo Ibérico. B) Esquema tectónico general de la Zona Cantábrica. c) Esquema de las unidades de Somiedo-Correcilla y La Sobia-Bodón, con la situación del manto del Esla.

cuales son debidos al emplazamiento de unidades situadas estructuralmente por debajo (Alonso, 1985, 1987).

La mayor parte del trazado del manto corresponde a un rellano, ya que la superficie de cabalgamiento se dispone subparalela a la estratificación del bloque superior y corta con un ángulo muy bajo la estratificación del bloque inferior, apoyándose sobre materiales devónicos y carboníferos. Hacia la parte NE de la estructura la superficie de cabalgamiento corta la estratificación situándose sobre la Caliza de Montaña, dando lugar a una rampa de bloque inferior que hacia el E es cabalgada por la rampa de bloque superior.

La superficie de cabalgamiento en el rellano del bloque superior se sitúa dentro de la caliza de Láncara, pero el nivel al que se encuentra la fractura varía ligeramente de unos puntos a otros, tal como se deduce del estudio de las facies de la Fm. Láncara (Zamarreño, 1972). Esto significa que la superficie de cabalgamiento en su origen era bastante irregular y por tanto el deslizamiento del manto debería producir un deterioro importante de la misma, lo cual explicaría la formación del nivel basal de brechas.

La deformación asociada al emplazamiento del manto del Esla se concentra en una estrecha banda que se observa donde la Caliza de Láncara se apoya sobre la Formación Alba (caliza griotte) del Carbonífero. La zona de falla incluye los dos metros superiores del bloque cabalgado, y entre tres y cuatro metros de espesor en la lámina cabalgante. El estudio de la zona deformada realizado en varios cortes a lo largo de la superficie de cabalgamiento (Arboleya, 1978, 1983) pone de manifiesto que la deformación mas intensa se encuentra en la parte superior del bloque cabalgado.

Estructura de la zona de cabalgamiento en el bloque inferior

Escala del afloramiento

Por debajo de la superficie de cabalgamiento se encuentra un nivel de gouge que procede del deterioro sufrido por la caliza griotte durante el deslizamiento del manto sobre ella. Esta gouge tiene unos 40 cm de espesor y es fácilmente identificable en el campo por su color pardo y su foliación que la distingue facilmente de las demás rocas. La folia-

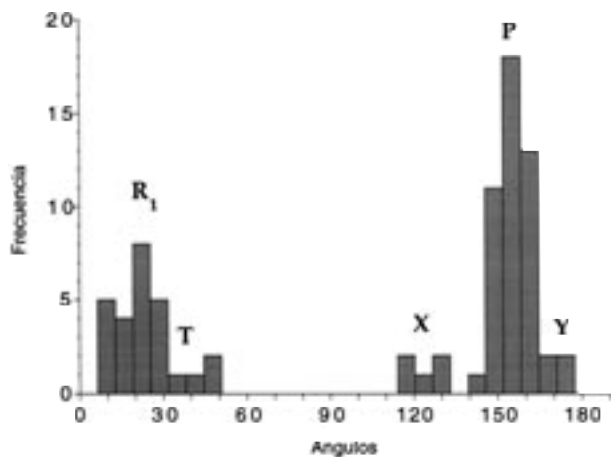


Fig. 2. Histograma mostrando la orientación de las fracturas subsidiarias con respecto a la superficie de cabalgamiento en el afloramiento de Verdiago. Las letras representan los distintos tipos de fractura presentes, nomenclatura de Logan et al., 1979.

ción se dispone paralelamente a la superficie de cabalgamiento o formando un pequeño ángulo con ella (Arboleya, 1978, 1983) y localmente aparece deformada por pliegues de escala centimétrica y orientación variable.

En las localidades de Verdiago y Valdoré se encuentran boudins y estructuras de tipo “pinch and swell” que afectan a niveles competentes dentro de la roca de falla. Aunque las fracturas subsidiarias de tipo Riedel (Logan et al. 1979; 1992) son poco frecuentes, en el afloramiento de Verdiago se encuentran algunas que, por su orientación respecto a la superficie de cabalgamiento, pueden ser asimiladas a las fracturas R_1 y X (Fig. 2). La presencia de boudins en el afloramiento de Valdoré sugiere que algunas de estas fracturas (posiblemente R_1) serían las causantes de la extensión en la roca de falla.

Entre Crémenes y Corniero, donde el manto del Esla cabalga sobre el sistema de Pico Jano (Alonso, 1985) la estructura de la zona de falla es bastante compleja debido a la presencia de dos superficies de fractura subparalelas, de las cuales la inferior se sitúa en el techo de la Caliza de Portilla. Entre ambas superficies queda una zona de unos 40 a 50 m de anchura donde la caliza griotte se halla intensamente deformada y desarrolla una foliación que se encuentra plegada. En este sector se observa la presencia de venas rellenas de calcita, de 1 a 2 mm de espesor, que se disponen subperpendiculares a la estratificación de la caliza

griotte y que están cortadas por estilolitos paralelos a la estratificación claramente visibles a la escala del afloramiento.

Microestructura

A la escala microscópica la textura de la roca revela que se trata de rocas de la serie de las cataclasitas en distinto grado de evolución (Arboleya, 1989).

La deformación es extremadamente heterogénea, de manera que dentro de la banda de cataclasitas se encuentran tanto niveles de caliza rosada de grano grueso muy recrystalizada que se comportan como un material más competente que el resto, como ultracataclasitas foliadas, con una reducción extrema del tamaño de grano. La textura de las ultracataclasitas está constituida por un 3 % de fragmentos de roca contenidos en una matriz micrítica de grano muy fino en la que se encuentran diseminados granos de cuarzo de hasta 100 μ de diámetro, formando el 30 % de la matriz que engloba fragmentos de ultracataclasitas más viejas que ocasionalmente también son foliadas (Arboleya, 1978, 1989).

Un aspecto relevante de la textura de las cataclasitas es la abundancia de venas rellenas de granos de cuarzo de tamaños variables englobados en una masa micrítica (venas Q). La proporción de matriz en estas venas es siempre inferior al 50 % e incluso en algunos casos es inferior al 10 %. Las venas Q se intruyen en la cataclasita después de que ésta haya sufrido un proceso de endurecimiento ya que sus bordes son netos; solamente en algunos casos aislados estas venas tienen el borde irregular o difuso, evidenciando que en el momento de la intrusión la cataclasita se hallaba en un estado de endurecimiento incipiente (Fig. 3a). Las venas han sido fragmentadas posteriormente quedando los granos de cuarzo disgregados en la matriz de las cataclasitas, donde han sufrido fracturación y trituración por cataclasis. Los sucesivos episodios de fracturación ligados al deslizamiento del manto, causaron la disgregación de las venas Q y la incorporación de los granos de cuarzo a la matriz de la gouge. La reducción progresiva del tamaño de grano llevó a la formación de ultracataclasitas y al desarrollo de una foliación visible que ocasionalmente se encuentra cortada por fracturas de tipo Riedel, visibles al microscopio (Fig. 3b).

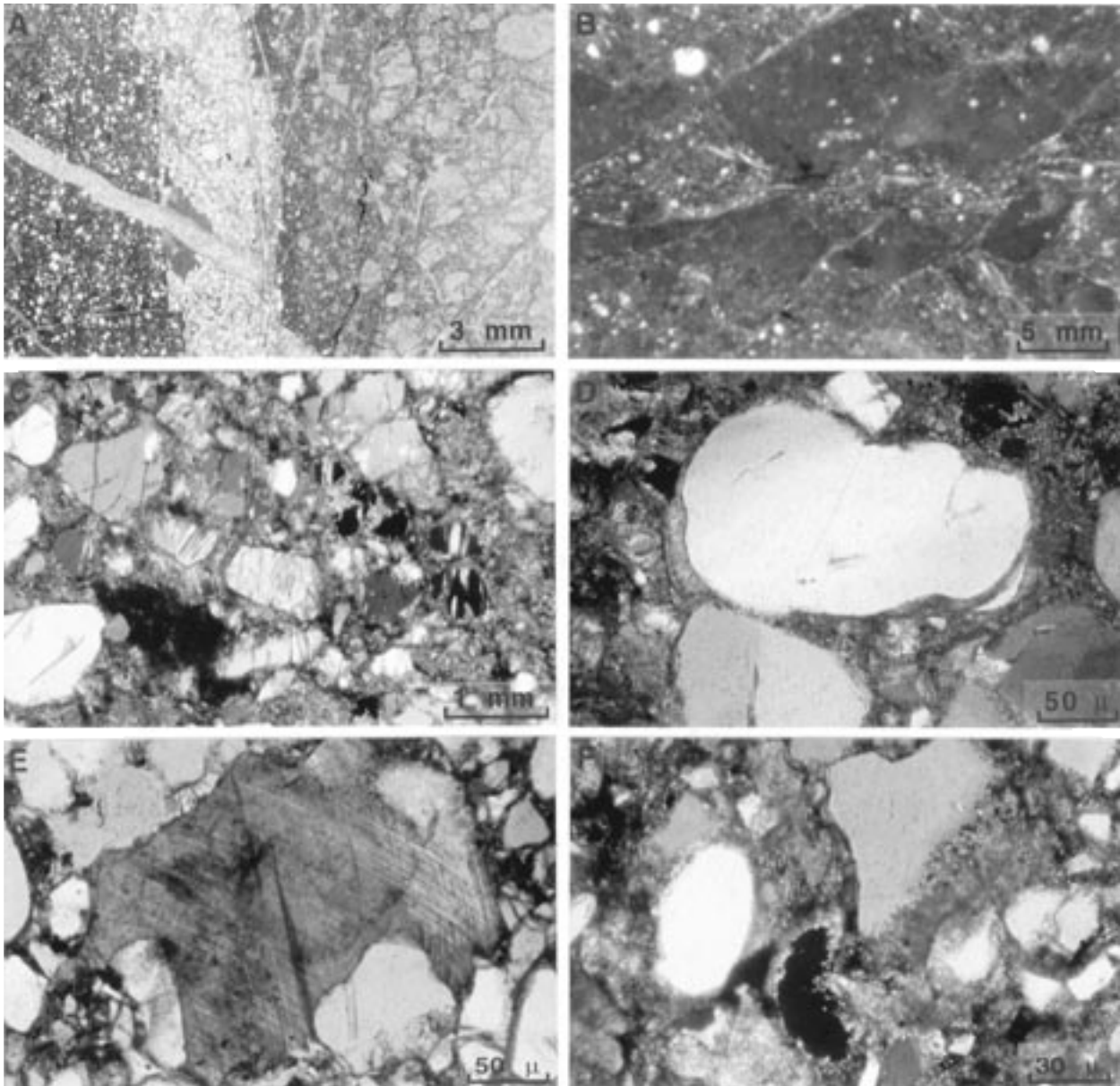


Fig. 3. Microestructura de las rocas de falla. A) Vena rellena de granos de cuarzo detrítico intruida cerca de un contacto cataclasita-ultracataclasita. Nótese la presencia de granos de cuarzo en la ultracataclasita (izda) y su ausencia en la cataclasita (dcha). B) Fracturas subsidiarias de tipo R₁ que cortan un nivel competente dentro de una ultracataclasita. C) Granos de cuarzo con fracturas intracristalinas rellenas de calcita. D) Crecimiento de cristales de calcita fibrosa sobre la superficie de los granos de cuarzo. E) Cristal de calcita que crece englobando granos de cuarzo que forman parte de la matriz de una cataclasita. F) Granos de cuarzo con los signos de disolución en los bordes y neof ormación de cristales de calcita.

La presencia de un fluido rico en CO₂Ca en la zona de falla se deduce en algunas muestras donde los granos de cuarzo han sufrido un proceso de fracturación intracristalina acompañada de dilatación que dió lugar al crecimiento de fracturas intragranulares selladas posteriormente por cristalización de calcita (Fig. 3c).

El hallazgo de granos de cuarzo recubiertos por una capa equigranular de cristales de calcita y el

crecimiento de cristales fibrosos de calcita perpendicularmente a la superficie de algunos granos de cuarzo, también demuestran la presencia de fluido (Fig. 3d). En relación con la presencia de fluido en la matriz se observa ocasionalmente neof ormación de minerales ya que se encuentran cristales de calcita de tamaño grande (hasta 300 μ) rodeados de minerales opacos en sus bordes y englobando granos de cuarzo (Fig 3e), así como

cuarzo microcristalino en las muestras que contienen granos de cuarzo con bordes de disolución. Evidenciando también la presencia de un fluido, se observa cristalización de calcita granoblástica (Fig. 3f) sobre granos de cuarzo con signos de disolución en los bordes

La existencia de episodios de disolución por presión queda puesta de manifiesto por las interpenetraciones entre los granos y la existencia de estilolitos en los bordes de los porfiroclastos que definen la foliación.

La observación de la foliación a escala microscópica es difícil. En las ultracataclasitas la foliación se detecta más fácilmente y se manifiesta como una serie de bandas alternantes de diversos tonos de color pardo, que pueden ir acompañadas de diferencias del tamaño de grano. La cantidad de fragmentos de roca presentes en estas muestras no supera el 3 % y generalmente se trata de clastos de rocas intensamente trituradas, cuyo tamaño de grano es casi tan fino como el de la matriz que las engloba. En algunas muestras se observa que los clastos presentan a su vez una foliación previa que evidencia un proceso cíclico de trituración. En los sectores en que la reducción del tamaño de grano ha sido menor, la foliación viene marcada por las fracturas que causan la reducción del tamaño de grano, por la forma alargada de los clastos y por la orientación de las maclas de la calcita, que se disponen paralelas a las fracturas.

La roca de falla está afectada por venas rellenas de calcita con orientaciones diversas algunas de las cuales muestran desplazamiento de cizalla. Se puede afirmar que el desarrollo de estas venas ha tenido lugar durante un largo periodo ya que algunas de ellas son anteriores a las venas de cuarzo y otras son posteriores a ellas.

Por debajo de la banda de cataclasitas la caliza griotte se encuentra recrystalizada en algunos niveles, habiendo perdido su color rojo oscuro y adquirido un color rosado característico. Los cristales de calcita están maclados y la morfología serrada de los bordes de grano evidencia que durante la deformación ha tenido lugar la migración de los bordes de grano provocando la expulsión de los óxidos de hierro hacia los bordes. La presencia de fluido se hace también evidente por la concentración de los óxidos de hierro en venas.

Interpretación de la foliación

En las cataclasitas la foliación se manifiesta por la orientación de las cizallas que causan la reducción del tamaño de grano y por la forma de los fragmentos alargados limitados por dichas cizallas (Fig. 4a). Las ultracataclasitas, sin embargo tienen una textura fluidal, no se observan signos de fracturación y el aspecto foliado se manifiesta por medio de diferencias de coloración (Fig. 4b). En algunas muestras también existen venas rellenas de calcita que se disponen paralelas a la foliación, pero este no es hecho común, a diferencia de lo que ocurre en otras rocas de falla desarrolladas también en cabalgamientos (Teixell et al., 1997).

El desarrollo de foliación en rocas deformadas por cataclasis ha sido reconocido por diversos autores (Logan et al., 1981; Chester et al., 1985; Chester y Logan, 1987; Ghisetti, 1987; Arboleya, 1989; Babie et al., 1991; Logan et al., 1992). En experimentos con una gouge de calcita, Logan et al. (1992) observaron que el desarrollo de fracturas subsidiarias evoluciona a medida que aumenta la deformación por cizalla hasta alcanzar el estado estable. Las fracturas P (de tipo Coulomb) se forman contemporáneamente a las Y, que se disponen paralelas a las superficies de cizalla debido al control cinemático que ejercen los bordes de la zona de cizalla y su aparición es debida al ablandamiento (softening) de la gouge.

La orientación de la foliación dentro de la zona de falla se ha estudiado tanto a la escala del afloramiento como a la escala microscópica. El ángulo de la foliación con la superficie de cabalgamiento varía entre 10° y 30° (ángulo λ de Logan et al. 1977). Este tipo de relación entre ambas superficies, unido al hecho de que la foliación de las cataclasitas está definida por cizallas, parece indicar que se trata de cizallas de tipo P similares a las obtenidas experimentalmente por Logan et al., (1979, 1992). En algunos afloramientos, sin embargo, la foliación se dispone subparalelamente a la superficie de cabalgamiento, adoptando la disposición de las fracturas de tipo Y (Logan et al., 1979).

La foliación de las cataclasitas y ultracataclasitas del manto del Esla puede interpretarse, como una foliación cataclástica, originada en un estadio muy avanzado del deslizamiento del manto, cuando la

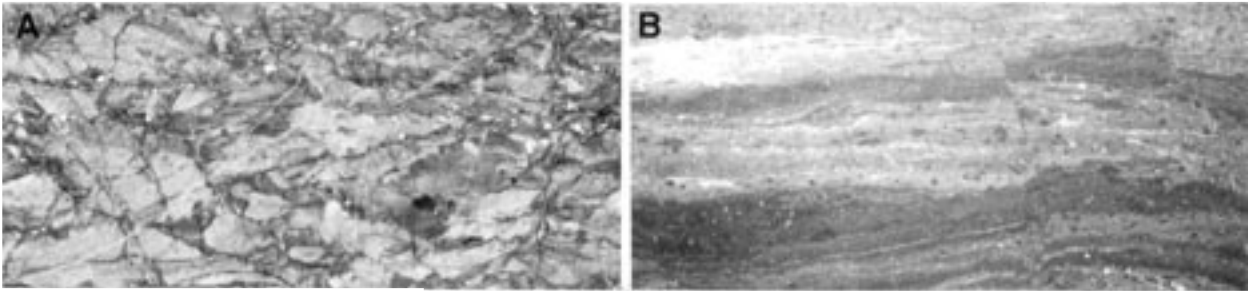


Fig. 4. Foliación en las cataclasitas. A) Cataclasita en la que las fracturas que limitan los clastos y la forma alargada de estos definen la foliación. B) Foliación de las ultracataclasitas marcada únicamente por diferencias de color.

roca ha sido fuertemente triturada en las superficies de fractura que forman las cataclasitas y se implanta el flujo cataclástico que se localizaría en planos de fractura de tipo P (Logan et al., 1992) que causan ablandamiento por deformación. En el estadio final de la evolución, tal como se observa en los experimentos de Logan et al. (1992), aparecerían cizallas de tipo Y paralelas a la superficie de cabalgamiento que causarían la trituración total de la roca y darían lugar a las ultracataclasitas foliadas.

Estructura de la zona de cabalgamiento en la base del manto

Escala del afloramiento

La base del bloque cabalgante está formada por una brecha de hasta los 2,5 m de espesor, cuya textura está formada por clastos de Caliza de Láncara englobados en una matriz en la que destaca la presencia de granos de cuarzo que no se encuentran formando parte de la textura original de la roca indeformada.

Un elemento importante de la estructura a este nivel es la presencia de diques clásticos que se disponen subperpendiculares a la superficie de cabalgamiento o subparalelos a ella y que han sido considerados como procedentes de las Areniscas del Devónico superior (Arbolea, 1978, 1989). Esta procedencia ha sido confirmada por medio del estudio de la catodoluminiscencia del cuarzo.

La superficie de cabalgamiento ha debido ser un canal de circulación de fluidos ya que la base de la lámina cabalgante presenta una dolomitización epigenética de manera continua entre Voznuevo y

Vozmediano y también se encuentran manchas de dolomitización puntuales en otras localidades.

Por encima del nivel dolomitizado se encuentran pequeñas masas lenticulares paralelas a las superficies de estratificación, de hasta 15 cm de longitud y de 5 a 7 cm de anchura. El estudio microscópico de estos lentejones revela que están formados por una masa de calcita micrítica y cuarzo microcristalino, conteniendo, además, cristales de dolomita neoformados. La disposición de estos lentejones paralelamente a la superficie de cabalgamiento parecen indicar que se trata de fracturas macroscópicas de dilatación (Sibson, 1981) formadas paralelamente a la dirección de σ_1 como consecuencia de fracturación hidráulica. En La Velilla existen también venillas paralelas a la estratificación por encima de un dique de arenita que se dispone paralelo a la superficie de cabalgamiento; en este caso las venillas están rellenas de granos de cuarzo detrítico similares a los que forman el dique.

A lo largo de la superficie de cabalgamiento es frecuente encontrar pliegues de escala métrica que afectan solo a la base de la lámina cabalgante y desaparecen hacia arriba a menos de dos metros de ella. Este hecho, que se observa entre Voznuevo y Vozmediano de manera bastante continua y con carácter local en otros afloramientos puntuales, está también presente en otros cabalgamientos, como la escama de Pozo en las Hoces de Vegacervera. Estos pliegues se interpretan como formados en respuesta a la existencia de irregularidades en la superficie de cabalgamiento del bloque inferior que se oponen al deslizamiento de la lámina cabalgante. La dispersión de los ejes de los pliegues no permite deducir una relación entre su orientación y la dirección de deslizamiento del manto.

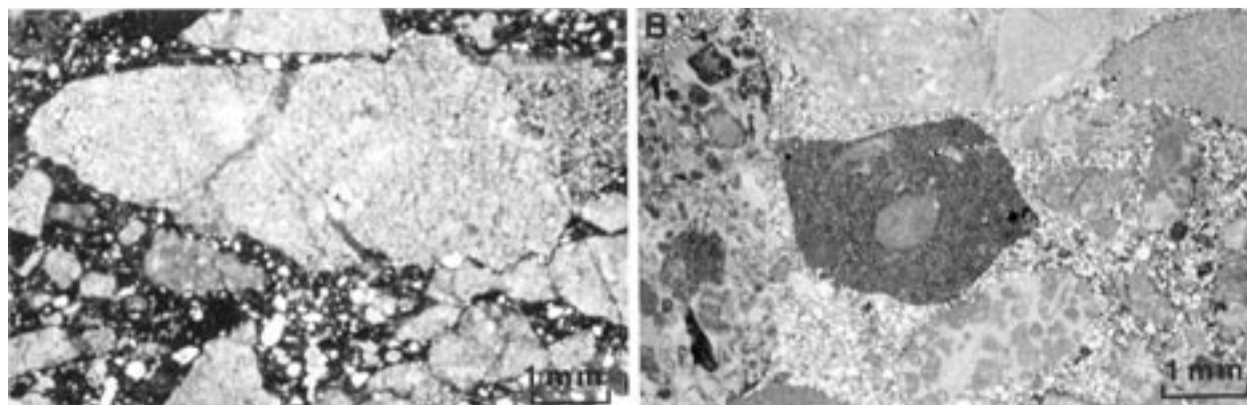


Fig. 5. A). Microfotografía de una brecha de la base del manto en la que se ve un clasto de dolomía epigenética contenido en una matriz calcárea con algunos granos de cuarzo. B) Brecha que contiene clastos de calizas y un clasto de dolomía epigenética en una matriz formada mayoritariamente por granos de cuarzo.

Microestructura

A escala microscópica la textura original de la brecha consta de una matriz calcárea que engloba clastos de Caliza de Láncara y fragmentos de una brecha calcárea poniendo de manifiesto una historia deformacional compleja. En la matriz de la mayoría de las muestras de brecha se encuentran granos de cuarzo en una proporción que varía entre un 30 % y un 60 %. Algunos cristales de cuarzo contienen grietas intragranulares rellenas de calcita.

La presencia de granos de cuarzo en la matriz de la brecha se encuentra en relación con fracturas rellenas de granos de cuarzo detrítico englobados en una matriz micrítica similares a las que se han denominado venas Q en el nivel de cataclasitas. En algunas localidades se encuentran clastos con dolomita xenotópica que corresponden a las calizas con birdeseyes del miembro inferior de la Formación Láncara (Fig. 5a). La textura de estos clastos refleja una dolomitización epigenética que ha tenido lugar antes o durante los primeros estadios de emplazamiento del manto (Fig. 5b). La edad de la dolomitización es anterior al proceso de brechificación ya que la matriz de la brecha no está dolomitizada y engloba clastos de dolomías epigenéticas.

Al igual que sucede en la gouge situada bajo la superficie de cabalgamiento, en la brecha también se encuentran granos de cuarzo recubiertos de una capa de cristales de calcita y otros con bordes sinuosos, evidenciando un proceso de disolución del cuarzo. Los clastos se encuentran frecuentemente

interpenetrados entre sí como consecuencia de la disolución por presión.

La intensidad de la deformación disminuye al alejarse de la superficie de cabalgamiento, de manera que por encima del nivel de brechas se manifiesta únicamente por medio de microfracturas con una distribución heterogénea que causa la formación de “crush breccias” e incluso de protocataclasitas en las zonas de trituración mas intensa.

Evolución de la zona de falla

Las rocas que se hallan actualmente en contacto por medio de la superficie de cabalgamiento han seguido caminos deformativos bien diferentes. La base del manto ha estado sometida a esfuerzo durante un tiempo muy largo, que ha empleado en deslizar sobre la superficie de cabalgamiento atravesando la serie estratigráfica hasta situarse al nivel actual del cabalgamiento. Lo que ahora constituye la parte superior del bloque cabalgado, es decir la caliza griotte, ha sufrido una historia deformativa mucho mas corta, que corresponde al periodo durante el cual el manto desliza sobre este nivel. Con los datos disponibles parece arriesgado afirmar en qué momento se han originado las rocas de falla a ambos lados de la superficie de cabalgamiento. Se puede pensar que la brecha de la base del manto debería ser mas vieja, si se considera que se origina en los primeros momentos de desarrollo de la superficie de cabalgamiento. De ser así, habría sido reactivi-

vada mas tarde, puesto que en la brecha basal se encuentran clastos de dolomías y la matriz contiene abundantes granos de cuarzo detrítico con diferentes grados de trituración que proceden de las Areniscas del Devónico superior. El hecho de que también en las cataclasitas del bloque inferior se observe un fenómeno similar de entrada de cuarzo en venas, permite pensar que este hecho se produce contemporáneamente a ambos lados de la superficie de cabalgamiento y que al menos una parte de la historia deformativa de ambas rocas es común.

El modelo de evolución de las rocas de falla que se propone se basa en el carácter cíclico de la deformación que dió lugar a su desarrollo (Arbolea, 1989). La presencia de fracturas híbridas e hidráulicas es interpretada también como la manifestación de episodios repetidos de aumento de la presión de fluido ligada con el proceso de acumulación y liberación de esfuerzos durante el ciclo sísmico (Sibson, 1994). Este tipo de deformación tiene lugar mediante sucesivos episodios de deslizamiento sobre una superficie de fractura existente (Brace y Byerlee, 1966; Scholz, 1990) separados entre sí por periodos de acumulación de esfuerzos.

Generalmente se interpreta que el inicio del desarrollo de una falla se produce mediante la coalescencia de sistemas de grietas (Pollard et al, 1982; Cox y Scholz, 1988). Sibson (1986) observó que el desarrollo de una zona de fractura durante la ruptura sísmica se produce mediante la unión de fracturas subsidiarias, ya sean extensivas o de cizalla, dando lugar a una infraestructura residual que evoluciona dando una o mas superficies de deslizamiento (PSS).

En estas condiciones se iniciaría la deformación en la parte superior del bloque cabalgado al despegar la serie sobreyacente en el momento que la superficie de fractura se propagó a través de esa zona. En el periodo que sigue a la formación de la superficie principal de cabalgamiento el estado local de esfuerzo queda muy perturbado (Segall y Pollard, 1980) formandose una malla compleja de fracturas de diversos tipo (PSS de Sibson, 1986) que produce trituración en las superficies de fractura, causando un aumento de la porosidad de la roca.

Una vez que ha tenido lugar una cantidad de deslizamiento y el manto había alcanzado la situación actual, bajo la superficie de cabalgamiento se encontraba un nivel delgado (1 a 8 m) de caliza griotte so-

bre otro nivel de espesor muy variable de areniscas porosas de grano grueso pertenecientes al Devónico superior. La caliza griotte, debido a su textura micrítica y baja porosidad, jugaría el papel de una barrera impermeable durante la compactación de la serie, dificultando el flujo de las aguas connatas atrapadas en las areniscas hacia niveles superiores.

El emplazamiento de la lámina cabalgante causó un incremento de presión en el bloque cabalgado que, a nivel de las Areniscas del Devónico superior dió lugar a una disminución de la porosidad y por tanto a la elevación de la presión de fluido. Esta disminución del esfuerzo efectivo causaría la formación de fracturas que inyectan el fluido a presión en los materiales sobreyacentes dando lugar a la formación de diques clásticos y venas Q.

La mecánica de la formación de los diques y venas puede explicarse mediante un modelo simplificado basado en que la resistencia a la tracción en el interior de los estratos (T_i) es mayor que en las superficies de estratificación (T_e). Según Fyfe et al. (1978) el valor de T_i es de 10 MPa para la mayoría de las rocas, mientras que T_e es 0.

Durante el periodo intersísmico a medida que progresa la acumulación de esfuerzos se produce una disminución de volumen debida al cierre de microgrietas y la consiguiente elevación de la presión de fluido P_f en las areniscas, causando el desplazamiento del círculo de Mohr hacia la izquierda (Fig. 6 a).

Si P_f alcanza un valor tal que $T_i < (\sigma'_3) < 0$ (siendo σ'_3 el esfuerzo efectivo), durante el deslizamiento cosísmico se forman fracturas híbridas (Fig. 6 a) que descargan el fluido hacia arriba, introduciendo en la roca suprayacente un fluido rico en granos de cuarzo, procedente de las areniscas. La migración de fluido hacia las nuevas fracturas haría disminuir P_f hasta un valor P_{fi} dentro de las areniscas.

La caída de esfuerzo diferencial que acompaña el deslizamiento sísmico, así como la nueva presión de fluido (P_{fi}) mas baja que la inicial, hacen que el círculo de Mohr se desplace hacia la derecha (Fig. 6b) y cuando $(\sigma'_3) = T_e = 0$ se formarían fracturas hidráulicas paralelas a la estratificación y a σ_1 . Este proceso ocurriría durante el periodo cosísmico tardío, que es dependiente del tiempo y tiene lugar en condiciones de esfuerzo diferencial bajo. La entrada masiva de fluido en la zona de cabalgamiento daría lugar a que

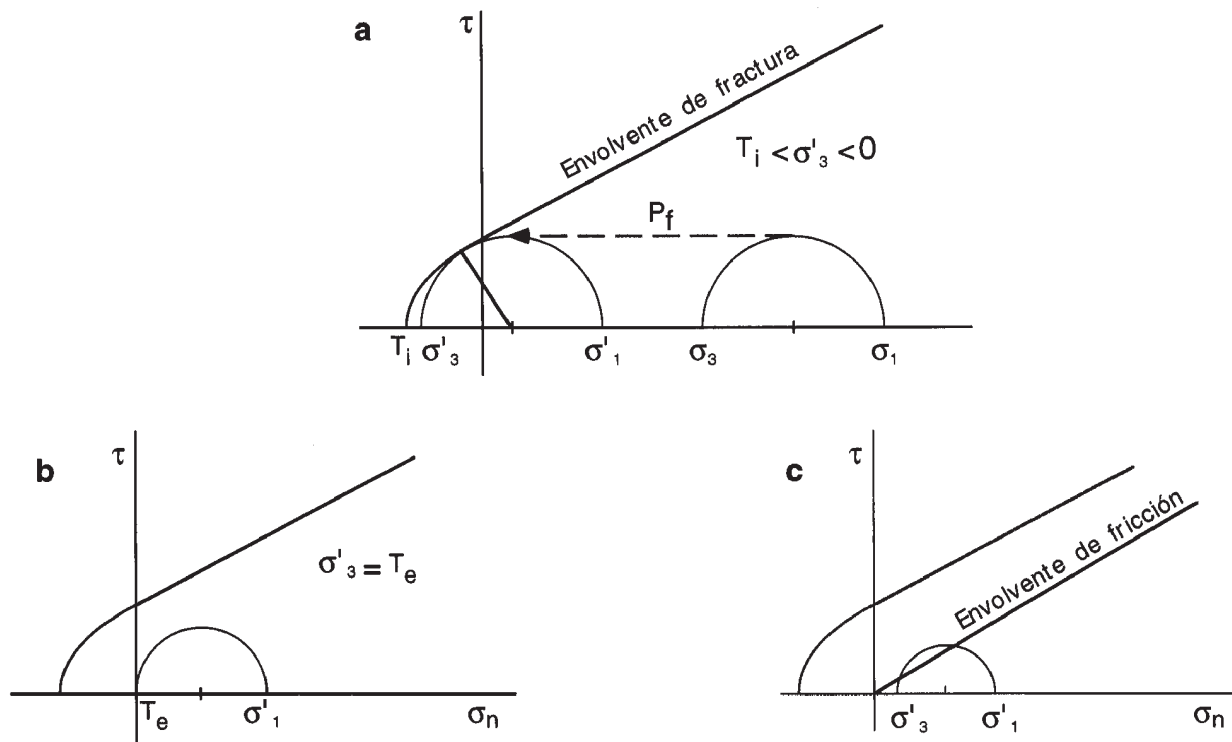


Fig. 6. Evolución del estado de esfuerzo durante la formación de las rocas de falla (para explicación ver texto). A) Estado de esfuerzo efectivo causante de la formación de fracturas híbridas. B) Formación de fracturas hidráulicas paralelas a la estratificación. C) Estado de esfuerzo durante el periodo de deslizamiento estable que tuvo lugar sobre fracturas formadas en etapas anteriores. T_i : resistencia a la tracción en el interior de los estratos. T_e : resistencia a la tracción en las superficies de estratificación. P_f : presión de fluido.

en algunos periodos la base del manto estuviera lubricada por un fluido con granos de cuarzo, infiltrado en las fracturas que forman las cataclasitas y a que el manto se moviera sobre un colchón de roca triturada, con una cohesión baja, que permitiría el deslizamiento a esfuerzos diferenciales bajos.

El movimiento cesaría a causa del endurecimiento de la gouge a medida que se fueran sellando las nuevas fracturas por precipitación y se iniciaría de nuevo la acumulación de esfuerzos hasta el próximo incremento de deslizamiento ayudado por la presencia de fluido.

Este proceso se repetiría un número indeterminado de veces, mientras las areniscas poseyeran la cantidad de fluido suficiente para activar el mecanismo. Contemporáneamente a este proceso tiene lugar la formación de venas que introducen un fluido rico de CO_3Ca que circularía por la superficie de cabalgamiento y se inyectaría tanto a nivel de la base del manto como del bloque inferior. Una vez producido el drenaje de las areniscas la deformación conti-

nuaría activada únicamente por la presencia del fluido rico en CO_3Ca . Los incrementos de deslizamiento sucesivos darían lugar a un incremento del strain en el nivel de cataclasitas que se manifiesta por el aumento de trituración de la roca inicial y de las venas formadas en incrementos de deformación anteriores.

Durante los periodos en que la roca se encontraba sin consolidar se produciría flujo cataclástico en los niveles ricos en cuarzo, correspondiendo a periodos de creep intersísmico acompañado de disolución por presión (Fig. 6c). El flujo cataclástico conduce a una reducción del tamaño de grano dando lugar a un aumento de espesor de la gouge (Engelder, 1974). Este hecho, ayudado también por la presencia del fluido rico en Ca que circulaba por la superficie de cabalgamiento, podría causar la estabilización del deslizamiento, que proseguiría sin la aparición de terremotos (Wong et al., 1992) durante los estadios finales del desarrollo de la roca de falla. Entonces el deslizamiento tendría lugar de

manera estable de modo que al aumentar el strain acumulado se produciría la localización de la deformación en planos P (Logan et al., 1979, 1992) que definen la foliación de las cataclasitas. Los planos P forman un ángulo bajo con la superficie de cabalgamiento y su desarrollo supone un ablandamiento por deformación que llevaría al desarrollo masivo de superficies Y paralelas a la superficie de cabalgamiento (Logan et al., 1992), que acomodan el desplazamiento del manto y causan una trituración extrema de la roca de falla.

Quizás en el estadio final, una vez que se ha alcanzado el estado estable, podría haberse iniciado de nuevo el deslizamiento de tipo stick-slip, tal como sucede en experimentos de laboratorio realizados a presiones confinantes mayores de 50 MPa con gouge de calcita (Logan et al., 1992). En el manto del Esla la presión confinante debida al peso de la cobertera es de 73 MPa (asumiendo una densidad media de la roca de 2,51 y un espesor del manto de 3000 m). Por tanto, si los experimentos de laboratorio son representativos del comportamiento de las gouges reales, tal como observan Moore y Byerlee (1992), se puede pensar que los últimos episodios de movimiento hayan sido de stick-slip.

En el caso de la gouge del manto del Esla se puede deducir que, posteriormente al desarrollo de la foliación por procesos de deformación frágil, ha tenido lugar una deformación dúctil incipiente (ver Fig. 4a), causante del desarrollo de maclas en los cristales de calcita. La presencia de estilolitos paralelos a la estratificación en el afloramiento de Corniero-Crémenes También evidencian deformación plástica de la roca de falla en presencia de fluido en los momentos finales de la evolución de la estructura. Sin embargo este no es un hecho común en toda la zona, sino que parece ligado a la mayor intensidad de la deformación en la zona de falla en ese sector donde la caliza griotte se encuentra despegada y deformada entre dos superficies de cabalgamiento.

En cuanto a la base del manto, tal como se ha indicado mas arriba, la deformación no puede ser situada en el tiempo de una manera absoluta, pero sí que es posible identificar algún episodio de su evolución que es coincidente con los que han tenido lugar en la parte superior del bloque cabalgante descritos hasta ahora.

La formación de la brecha basal puede expresarse en cuatro estadios:

I, Formación de la superficie principal de cabalgamiento, a nivel de la Caliza de Láncara, acompañada de una infraestructura residual tipo PSS de Sibson (1986). En relación con este episodio se produciría la entrada de un fluido rico en Mg a través de la superficie de fractura, causante de la dolomitización epigenética de la parte basal del manto en algunos sectores.

II, Fricción entre los fragmentos durante el deslizamiento del manto dando lugar a la formación de una brecha calcárea que forma el nivel basal del manto. Endurecimiento de la brecha

III, Intrusión de diques clásticos y venas Q en la brecha consolidada.

IV, Cizallamiento de los diques y trituración de los granos de cuarzo que pasan a formar parte de la matriz. Endurecimiento de la brecha.

Los estadios III y IV tienen lugar también en el nivel de cataclasitas y por tanto la historia de ambas rocas tiene aquí un punto de contacto. Sin embargo la brecha basal no muestra un grado de trituración tan importante como las rocas situadas bajo la superficie de cabalgamiento. Este hecho podría ser debido a que la brecha se endureciera antes que las rocas situadas bajo la superficie de cabalgamiento. Sin embargo, es lógico pensar que las rocas situadas a ambos lados de la superficie de cabalgamiento se encontrarían sin consolidar en algún momento de su evolución; no obstante, solo en una localidad se observa que el material del bloque inferior se intruya en la brecha basal. Los experimentos de Blanpied et al. (1992) muestran que la distribución de material disuelto en un fluido dentro de la gouge reduce la permeabilidad de la superficie de fractura y produce el sellado de la misma. Esta podría ser la razón de que las rocas sin consolidar de ambos bloques no aparezcan mezcladas.

Conclusiones

El deslizamiento del manto del Esla se produjo en presencia de fluidos de diversos tipos que provocaron la disminución de la resistencia de la superficie de cabalgamiento y controlaron el mecanismo de deslizamiento. La entrada de un fluido rico en Mg

causó la dolomitización epigenética de la parte basal del manto en sectores importantes del mismo. La presencia de fracturas hidráulicas y venas híbridas rellenas de arenitas revelan un deslizamiento inestable del manto, con episodios sísmicos que se repitieron mientras la presión de fluido al nivel de las Areniscas del Devónico superior fue suficiente para activar este mecanismo. Posteriormente los fluidos contribuyeron a la ductilidad de la roca ayudando al flujo cataclástico en la gouge húmeda y a la deformación dúctil, coincidiendo con un pe-

riodo de deslizamiento estable. La localización del strain en superficies P durante el movimiento estable provocó el desarrollo de la foliación que evolucionó finalmente hacia el paralelismo con la superficie de cabalgamiento (superficies Y).

Agradecimientos.

Al Prof. K. Ramsayer, de la Universität Bern (Suiza) que realizó los estudios de catodoluminiscencia del cuarzo. Al Dr. A. Teixell, por sus comentarios sobre el manuscrito. Al Prof. A. Marcos y el Dr. P. Farias por la revisión del manuscrito original. Este proyecto se ha realizado dentro del Proyecto DGICYT PB 94- 0685.

Bibliografía

- Alonso, J. L. (1982): Las discordancias progresivas de la cobertera carbonífera de Ocejo de La Peña: testigos de reactivación de un pliegue del basamento por "flexural slip" (Cordillera Cantábrica). *Bol. Geol. Min.*, 93: 214-225.
- Alonso, J. L. (1985): Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la Región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España). Institución Fray Bernardino de Sahagún: 1-276.
- Alonso, J. L. (1987): Sequences of thrusts and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla nappe region (Cantabrian Zone, NW Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 9 (8): 969-983.
- Arboleya, M. L. (1978): Estudio estructural del manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). Tesis Doctoral inédita. Universidad Autónoma de Barcelona. Barcelona. 227 p.
- Arboleya, M. L. (1981): La estructura del manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). *Bol. Geol. Min.*, 92: 19-40.
- Arboleya, M. L. (1983): Las rocas cataclásticas de la base del manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). *Libro Jubilar J. M. Ríos*. Tomo III. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid. 157-163.
- Arboleya, M. L. (1989): Fault rocks of the Esla Thrust (Cantabrian Mountains, N Spain) an example of foliated cataclasites. *Ann. Tectonicae*, 3 (2): 99-109.
- Babaie, H. A., Babaie, A. and Hadizadeh, J. (1991): Initiation of cataclastic flow and development of cataclastic foliation in nonporous quartzites from natural fault zone. *Tectonophysics*, 200: 67-77.
- Blanpied, M. L., Lockner, D. A. and Byerlee, J. D. (1992): An earthquake mechanism based on rapid sealing of faults. *Nature*, 358: 574-576.
- Brace, W. F. and Byerlee, J. D. (1966): Stick-slip as a mechanism for earthquakes. *Science*, 153: 990-992.
- Brock, W. G. and Engelder, T. (1977): Deformation associated with the movement of the Muddy Mountain overthrust in the Buffington windows, S.E. Nevada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1667-1677.
- Byerlee, J., Mjachkin, V., Summers, R. and Voevoda, O. (1978): Structures developed in fault gouge during stable sliding and stick-slip. *Tectonophysics*, 44: 161-171.
- Chester, F. M. and Logan, J. M. (1985): Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl Fault Zone, California. *Pure Appl. Geophys.*, 24: 89-106.
- Chester, F. M. and Logan, J. M. (1987): Composite planar fabrics of gouge from the Punchbowl Fault, California. *Jour. Struct. Geol.*, 9: 621-634.
- Chester, F. M., Friedman, M. and Logan, J. M. (1985): Foliated cataclasites. *Tectonophysics*, 111: 134-146.
- Cox, S. J. D. and Scholz, C. H. (1988): Rupture initiation in shear fractures of rocks: An experimental study. *Jour. Geophys. Res.*, 93: 3307-3320.
- Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F. A. (1983): The mechanics of fold-and-thrust belts. *Jour. Geophys. Res.*, 88: 1153-1172.
- De Bremaecker, J. Cl. (1987): Thrust sheet motion and earthquake mechanisms. *Earth Planet. Sc. Letters*, 83: 159-166.
- De Sitter, L. U. (1959): The Río Esla nappe in the zone of León of the Asturian Cantabric Mountain Chain. *Not. Cam. Inst. Geol. Min. España*, 56: 3-24.
- Engelder, J. T. (1974): Cataclasis and the generation of fault gouge. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85: 1515-1522.
- Fyfe, W. S., Price, N. J. and Thompson, A. B. (1978). *Fluids in the Earth crust*. Elsevier, Amsterdam. *Dev. in Geochemistry*, 1: 1-383.
- Ghisetti, F. (1987): Mechanisms of thrust faulting in the Gran Sasso chain, Central Apennines. Italy. *Jour. Struct. Geol.*, 9: 955-967.
- Hancock, P. L. and Barka, A. A., (1987): Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *Jour. Struct. Geol.*, 9: 415-430.
- House, W. M. and Gray, D. R. (1982): Cataclasites along the Saltville thrust, USA, and their implications for thrust-sheet emplacement. *Jour. Struct. Geol.*, 4: 257-269.
- Logan, J. M., Dengo, C. A., Hoggs, N. G. and Wang, Z. Z., (1992): Fabrics of experimental fault zones: their development and relationships to mechanical behavior. In: *Fault Mechanics and Transport properties of rocks* (B. Evans and T.-f. Wong), Academic Press: 33-67.
- Logan, J. M., Friedman, Higgs, N., Dengo, C. and Shimamoto, T. (1979): Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones. In: *Analysis of actual fault zones in bedrock*. U.S. geol. Surv. *Open-file Rept* 79-1239, 305-343.
- Logan, J. M., Higgs, N. G. and Friedman, M. (1981): Laboratory studies on natural gouge from the U.S. Geological Survey Dry Lake Valley No. 1 well, San Andreas fault, California. In: *Mechanical Behavior of Crustal Rocks* (N. L. Carter, M. Friedman, J. M., Logan, and D. W. Stearns). *Amer. Geophys. Un. Geophys. Monogr.*, 24: 121-134.
- Moore, D. E. and Byerlee, J. D. (1991): Comparative geometry of the San Andreas fault, California, and laboratory fault zones. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103: 762-774.
- Moore, D. E. and Byerlee, J. D. (1992): Relationships between sliding behavior and internal geometry of laboratory fault zones and some creeping and locked strike-slip faults of California. *Tectonophysics*, 211: 305-316.
- Moore, D. E.; Summers, R. and Byerlee, J. D. (1989): Sliding behaviour and deformation textures of illite gouge. *Jour. Struct. Geol.*, 11: 329-342.
- Pollard, D. D., Segall, P. and Delaney, P. T. (1982): Formation and interpretation of dilatant echelon cracks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93: 1291-1303.
- Price, R. A. (1973): The mechanical paradox of large overthrusts. *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Prog.*, 5 (7): 772.
- Price, R. A. (1988): The mechanical paradox of large overthrusts. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100: 1898-1988.
- Rupke, J. (1965): The Esla nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leise Geol. Meded.*, 32: 1-74.
- Scholz, C. H. (1990): *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press. Cambridge: 1-439.
- Scholz, C. H., Wyss, M. and Smith, S. W. (1969): Seismic and aseismic slip on the San Andreas fault. *Jour. Geophys. Res.* 74: 2049-2069.
- Segall, P. y Pollard, D. D. (1980): Mechanics of discontinuous faults. *Jour. Geophys. Res.* 85: 4337-4350.
- Sibson, R. H. (1977): *Fault rocks and fault mechanisms*. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 140: 741-767.
- Sibson, R. H. (1981): Fluid flow accompanying faulting: *Field evidence and models*. In *Earthquake prediction*, an International Review. M.Ewing Ser.

4. (D. Simpson and P. Richards Ed.). American Geophysical Union. Washington D.C.: 593-604.
- Sibson, R. H. (1986): Brecciation processes in fault zones: Inferences for earthquake rupturing. *Pageop.* 124: 159-76.
- Sibson, R. H. (1987): Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, 15: 701-704.
- Sibson, R. H. (1990): Conditions for fault-valve behaviour. In: *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics* (R. J. Knipe and E. H. Reuter Edit). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 54:15-28.
- Tchalenko, J. S. (1970): Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 1625-1640.
- Tchalenko, J. S. and Ambraseys, N. N. (1970): Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 41-60.
- Teixell, A., Durney, D. y Arboleya, M. L. (1997): Stress and fluid channeling in a limestone decollement, Larra thrust, Pyrenees. *Geofluids II '97*. Hendry J. P., Carey P. F., Parnell J. Ruffell A. H. and Worden R. H., Eds. The Queen's University of Belfast. Belfast. 141-144.
- Walsh, J. J. and Watterson, J. (1987): Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Jour Struct. Geol.*, 10: 238-347.
- Wong, T., Gu, Y., Yanagidani, T. and Zhao, Y. (1992): Stabilization of faulting by cumulative slip. In: *Fault Mechanics and Transport properties of rocks* (B. Evans and T. Wong), Academic Press: 119-143.
- Zamarreño, I. (1972): Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos de Geología* n.º 5. Universidad de Oviedo: 1-118.