



El cabalgamiento de Monesterio (Zona de Ossa-Morena). Microestructuras e implicaciones geodinámicas

The Monesterio thrust (Ossa-Morena Area) Microstructures and geodynamic implications

EGUILUZ, L.; ABALOS, B. y RAMON-LLUCH, R.

El cabalgamiento de Monesterio (EGUILUZ, 1988) se sitúa en el sector central de la antifirma de igual nombre y ha sido reconocido en un trayecto de más de 30 Km desde el SE de Fregenal de la Sierra hasta la Venta del Culebrín, al SE de Monesterio. Se trata de un accidente dúctil o frágil-dúctil que superpone un conjunto de cuarzoesquistos biotíticos de grado medio a alto, metapelitas y granitoides anatócticos (Sucesión de Montemolín) sobre una serie de metagrauvas y pizarras volcanoclásticas con cuarcitas negras (Sucesión Tentudía), de grado bajo a muy bajo.

Este accidente se produce durante la primera fase de deformación hercínica y corta dos esquistosidades previas desarrolladas en los materiales proterozoicos. Puede considerarse como una posible zona de raíz de los pliegues tumbados que afectan a las series del Paleozoico inferior ampliamente representadas en el flanco meridional de la antifirma de Monesteiro (sector Oliva de la Frontera-Higuera la Real).

El cabalgamiento lleva asociadas estructuras penetrativas en una amplia zona que, en cartografía, tiene una anchura superior a los 6 Km en el bloque superior y a los 2 Km en el inferior. Este accidente corta a distintos materiales, lo que da lugar al desarrollo de rocas miloníticas de tipos variados.

Palabras clave: milonitas, cabalgamiento, cinemática, hercínico, Ossa-Morena, SW España.

The Monesterio Thrust (EGUILUZ, 1988) is situated at the central area of the Monesterio antiform (SW Iberian Massif). It has been identified for more than 30 Km, from SE Fregenal de la Sierra to Venta del Culebrín (to the SE of Monesterio). This is a ductile to brittle-ductile thrust where medium —to high— grade quartzschists, anatectic metapelites and granitoids (Montemolín Succession) override a low —to very low— grade group made of meta-graywackes and volcanoclastic slates with interbedded black quartzites (Tentudía Succession).

Thrusting takes place during the hercynian first deformation phase and cross-cuts two previous schistositys developed within proterozoic materials. The Monesterio Thrust can ben regarded as the root of large, Upper Paleozoic recumbent folds affecting Lower Paleozoic series outcropping in the southern limb of the Monesterio antiform (Oliva de la Frontera-Higuera de Llerena area).

The thrust associates penetrative structures over an areally wide hand which attains up to 6 Km width in the upper, allochthon block, and up to 2 Km in the autochthon. Many kinds of materials are cross-cut, giving rise to the generation on a varied set of mylonitic rocks.

Key words: mylonites, thrust, kinematics, variscan, Ossa-Morena, SW Spain.

EGUILUZ, L.; ABALOS, B. y RAMON-LLUCH, R. (Dep. Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología, Universidad del País Vasco. Apdo. 644, 48080 Bilbao).

INTRODUCCION

Unos de los rasgos más llamativos de la Zona de Ossa-Morena es su complejidad tectónica (LOTZE, 1945), que se refleja en la existencia de bandas estrechas y alargadas limitadas por accidentes longitudinales tardihercínicos (JULIVERT *et al.*, 1947). Estas bandas muestran caracteres estratigráficos, metamórficos y plutónicos difíciles de correlacionar, por lo que fueron consideradas dominios tectonoestratigráficos independientes (DELGADO *et al.*, 1977; ARRIOLA *et al.*, 1984; FLORIDO y QUESADA, 1981, etc.).

Trabajos posteriores ponen de manifiesto la presencia de elementos de correlación entre los citados dominios, por lo que se plantea su revisión y simplificación (APALATEGUI *et al.*, 1983). Por otra parte, se ha podido establecer que esta complejidad es consecuencia de una dilatada historia geodinámica en la que se superponen un ciclo orogénico finiprecámbrico, bien registrado en el sector de Monesterio (EGUILUZ, 1988) y en el área del Corredor Blastomilonítico de Badajoz Córdoba (ABALOS, 1990; ABALOS y EGUILUZ, 1990 b,

EGUILUZ *et al.*, 1990), una etapa distensiva en el Paleozoico inferior (Rift del Cámbrico medio) y un ciclo orogénico hercínico predominantemente intracontinental y con una clara componente transpresiva. Simultáneamente, otros autores han postulado la existencia de diversos terrenos proterozoicos y paleozoicos amalgamados durante los principales ciclos orogénicos (QUESADA *et al.*, 1987; QUESADA, 1989).

Esta larga historia conlleva la presencia de deformación y metamorfismo polifásicos, magmatismo de diferentes edades (SANCHEZ CARRETERO *et al.*, 1989) y una marcada variabilidad de las secuencias sedimentarias en los distintos sectores que debe ser reconstruida mediante un análisis detallado de la geometría de los principales accidentes para establecer las etapas tectónicas causantes de la complejidad actual.

El presente trabajo aborda el análisis de las microestructuras asociadas a uno de estos accidentes, el Cabalgamiento de Monesterio (CM), y sus variaciones y desarrollo en los diferentes materiales deformados a fin de profundizar en el conocimiento de la cinemática y condiciones de emplazamiento que de ellas se deducen.

MARCO GEOLOGICO

El Cabalgamiento de Monesterio (Fig. 1) se situa en el sector central de la antiforma de igual nombre (ocupada por materiales metapelíticos del Proterozoico Superior) y corre en dirección NW-SE desde el extremo SW del granitoide de Valencia del Ventoso hasta el Cortijo de La Purificación, a escasa distancia de la venta del Culebrín en la carretera N-630. Aquí adquiere una dirección norte-sur (porción denominada anteriormente falla del arroyo de La Llama; EGUILUZ, 1988) correspondiente a una rampa lateral del cabalgamiento.

La estratigrafía de los bloques situados a ambos lados del cabalgamiento muestra algunas diferencias (EGUILUZ *et al.*, 1983; EGUILUZ, 1988).

El bloque superior (alóctono) presenta de muro a techo:

— Sucesión de Montemolín: alternancia de esquistos biotíticos y anfibolitas con pasadas de cuarcitas negras, afectada por un metamorfismo progresivo que alcanza el grado alto y la anatexia cerca de la base del cabalgamiento (núcleo migmático de Monesterio).

— Sucesión de Tentudía: gradualmente se pasa a una monótona alternancia de grauwacas y pizarras con cuarcitas negras correlacionable con los materiales más bajos del bloque inferior.

— Formación Malcocinado: discordante sobre la Sucesión de Tentudía se dispone una serie vulcanosedimentaria (con conglomerados hacia el techo) correlacionable con

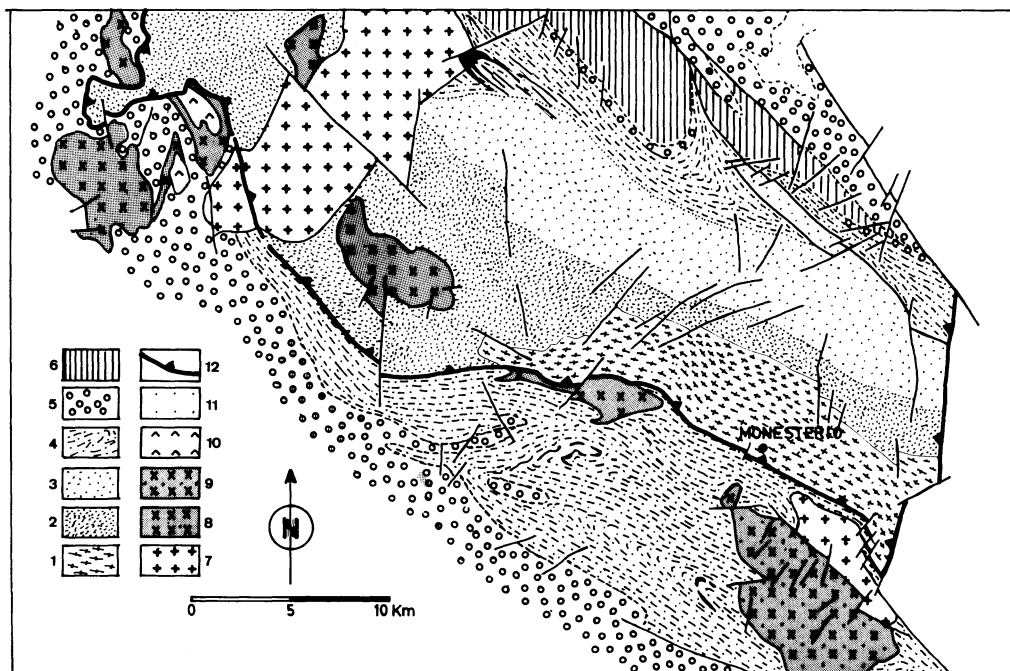


Fig. 1. Esquema geológico simplificado del sector central del antiforme de Monesterio. 1: Núcleo migmático de Monesterio; Sucesión de Montemolín: 2, esquistos biotíticos, 3, anfibolitas; 4: Sucesión de Tentudía; 5: Formación Malcocinado (en el bloque alóctono) y Complejo de Bodonal (en el bloque autóctono); 6: Cámbrico; 7: Granito de Valencia del Ventoso (al NW) y tonalita del Culebrín (al SE); 8: leucogranitos calcoalcalinos; 9: granito del Castillo; 10: rocas ígneas máficas; 11; Terciario; 12: Cabalgamiento de Monesterio.

la Formación Malcocinado de FRICKE (1941), cuya edad es fineprecámbrica.

— Cámbrico inferior: se superponen en discordancia cartográfica a la Formación Malcocinado y presenta la facies típica del sector central de la Zona de Ossa-Morena (ZOM) con un tramo basal arcóxico (Formación Torreárboles; LIÑAN, 1978), un tramo carbonatado de potencia hectométrica y un tramo pizarroso, escasamente representado en este sector.

En el bloque inferior (autóctono), de muro a techo la serie comprende:

— Sucesión de Tentudia: monótona alternancia de grauvacas y pizarras con pasadas de cuarcitas negras y vulcanitas que aflora extensamente.

— Complejo de Bodonal: complejo vulcanosedimentario mayoritariamente ácido y de carácter explosivo cuya edad es fineprecámbrica y que es equivalente a la Fm. Malcocinado; se dispone en discordancia sobre la Sucesión de Tentudia.

— Tramo carbonatado: paquete carbonatado de edad problemática que se dispone sobre el Complejo de Bodonal con relaciones estratigráficas no muy bien establecidas.

— Conjunto Volcanosedimentario: finalmente, se encuentra una serie detrítica con clara influencia volcánica que culmina con un conjunto volcanosedimentario (espilitas y cuarzoqueratófidos, DUPONT, 1979; OLIVEIRA, 1982) de edad Cámbrico inferior a Cámbrico medio.

Los materiales precámbricos muestran dos fases de deformación sinescuistas y sinmetamórficas de edad finiprecámbrica (ciclo Cadomiense ó Pan-africano) que originan pliegues apretados vergentes al SW y figuras de interferencia de tipo 3 de Ramsay.

Los materiales paleozoicos muestran una primera fase hercínica que origina pliegues acostados vergentes al SW acompañados por una esquistosidad poco penetrativa y una

segunda fase (homoaxial respecto a la primera) de pliegues suaves de plano axial vertical y localmente acompañados de una esquistosidad espaciada.

En el zócalo precámbrico la primera fase hercínica da lugar a cabalgamientos en condiciones próximas a la cizalla dúctil, en los que probablemente se enraízan los pliegues acostados de la cobertera paleozoica. Uno de tales cabalgamientos, posiblemente el más importante, es el CM. La segunda fase hercínica origina pliegues suaves y da lugar a la estructura cartográfica general.

ESTRUCTURAS Y MICROESTRUCTURAS DEFORMACIONALES EN EL CABALGAMIENTO DE MONESTERIO

El Cabalgamiento de Monesterio (CM) presenta en su extremo occidental una dirección aproximada E-W y buzamientos variables entre 15 y 30° hacia el NNE. Hacia el E se incurva progresivamente hasta seguir una dirección NNW-SSE con buzamientos de 70 a 80° al NE en su extremo suroriental, donde se articula con la rampa lateral del arroyo de La Llana.

En su sector central el CM coloca las migmatitas y granitoides del núcleo anatético de Monesterio sobre materiales pizarroso-grauváquicos de la Sucesión de Tentudia (con metamorfismo de grado bajo, zona de clorita como máximo). Como consecuencia del emplazamiento del bloque autóctono se producen modificaciones estructurales en los materiales de ambos bloques así como en algunos de los cuerpos intrusivos emplazados en los materiales precámbricos, en concreto en los granitos de Calera y Castillo y en la tonalita del Culebrín (Fig. 1).

Como principales unidades y litologías afectadas por la deformación pueden citarse las siguientes:

— En el bloque autóctono la Sucesión de Montemolín y el núcleo anatético de Monesterio, en el que aparecen deformadas las rocas migmatíticas, distintos tipos de grani-

tos, la granodiorita de Monesterio y masas de poca extensión de cuarcitas negras y anfíbolitas.

— En el bloque autóctono los materiales de la Sucesión de Tentudía (grauvacas, cuarcitas negras, rocas volcánicas ácidas, etc.) y algunos cuerpos ígneos intrusivos (granito de Calera, granito del Castillo y tonalita del Culebrín).

La zona más intensamente deformada es la base del bloque alóctono, aunque la intensidad de la deformación es variable. Así, puede señalarse que en el núcleo anatético del Monesterio la deformación es muy intensa en comparación con la deformación registrada por el granito de Calera, relativamente poco deformado, y la tonalita del Culebrín (ambos en el bloque autóctono), que solo se encuentra significativamente deformada en una banda de escasos metros en la zona más próxima al cabalgamiento.

Entre los tipos de rocas originados por el cabalgamiento pueden señalarse los siguientes:

— Gneises bandeados de grano fino. Resultan de la deformación de cuerpos aplíticos asociados a las migmatitas del núcleo de Monesterio, de los diques riódacíticos que constituyen el complejo filoniano del granito de Calera, o de lechos lávicos intercalados en la Sucesión de Tentudía.

— Ortogneises. Resultan de la deformación de los distintos granitoides principales de la granodiorita de Monesterio y el granito de Calera. En este grupo deben incluirse los distintos tipos de ortogneises existentes en el granito del Castillo que, si bien no se sitúan en el mismo cabalgamiento, están producidos por un cabalgamiento menor ligado al accidente principal.

— Milonitas cuarcíticas. Originadas esencialmente por la deformación de las cuarcitas negras. Presentan además de una fuerte lineación de estiramiento numerosos pliegues intrafoliares y en vaina.

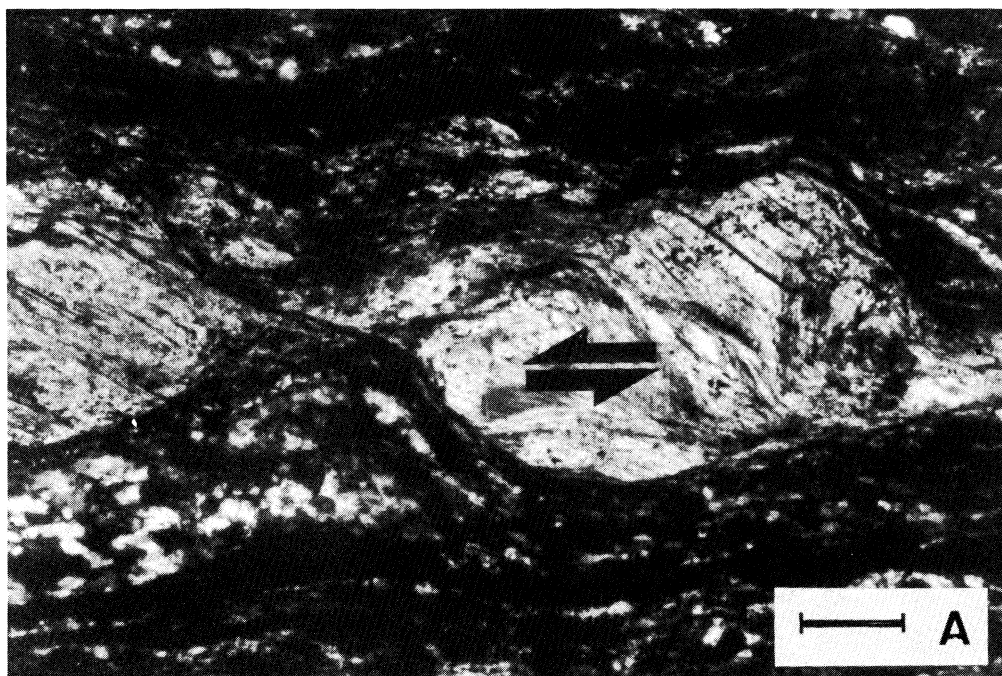
— Milonitas pelíticas. Incluyen rocas pelíticas con diversas texturas miloníticas.

Deformación del bloque alóctono

Los materiales más comúnmente afectados por la deformación asociada al emplazamiento del bloque alóctono son los esquistos biotíticos en el sector occidental y los granitoides y migmatitas del núcleo de Monesterio en el resto del área.

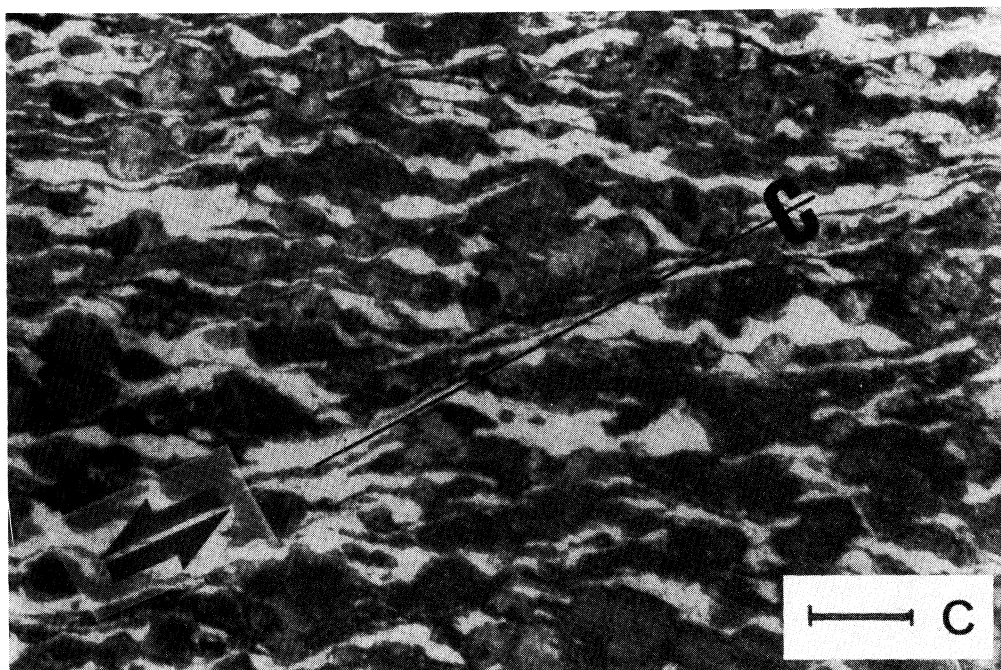
Los esquistos biotíticos desarrollan una foliación irregular relativamente espaciada, sobre la que se reconoce una lineación de estiramiento mal desarrollada. Al microscopio se observan bandas estrechas con una cierta reducción del tamaño de grano (láminas de esquistosidad), que delimitan bandas intermedias en las que se desarrolla una esquistosidad (schistosity; BASTIDA, 1981; BASTIDA *et al.*, 1984) marcada por el crecimiento orientado de los filosilicatos formando un pequeño ángulo con la dirección de las láminas de esquistosidad. Los clastos de mayor tamaño muestran colas de presión asimétricas y microestructuras internas como bandas de deformación y extinción ondulante. Todo ello permite interpretar esta estructura como producida por una deformación en régimen rotacional (texturas de tipo C-S; BERTHE *et al.*, 1979; LISTER y SNOCKE, 1984).

Las migmatitas presentan microtexturas similares a las que se acaban de describir en las zonas lejanas al cabalgamiento; sin embargo, en los lugares más próximos al mismo se desarrollan texturas de tipo milonítico. Las rocas muestran en este caso una foliación muy penetrativa sobre la que se reconoce una lineación de estiramiento de desarrollo irregular. Al microscopio se observa una importante disminución del tamaño de grano, aunque pueden conservarse algunos porfiroclastos feldeespáticos o micáceos de pequeño tamaño. El cuarzo muestra una completa recristalización con texturas poligonales irregulares en cintas policristalinas (ribbon de tipo B de BOULLIER y BOUCHEZ, 1978). En muchos casos los granos de cuarzo muestran una acusada foliación de forma, y una orientación cristalográfica



preferente que queda patente en la extinción casi simultánea de gran número de granos. Los clastos feldespáticos pueden aparecer totalmente recrystalizados en bandas paralelas a la foliación milonítica o constituir sistemas porfiroclásticos (PASSCHIER y SIMPSON, 1986). Las micas, esencialmente moscovita con restos de sillimanita, se disponen en masas sigmoidales o «mica fish» (LISTER y SNOKE, 1984) individuales cuyas microtexturas (Fig. 2A) están condicionadas por su orientación respecto a la foliación dominante (superficies C) y permiten considerar a estas rocas como milonitas S-C de tipo II en el sentido de LISTER y SNOKE (1984).

Tanto las rocas granodioríticas (granodiorita de Monesterio) como los leucogranitos anatécicos han sido intensamente deformados en las cercanías del cabalgamiento, si bien los efectos de la deformación por cizalla son perceptibles en materiales situados a varios kilómetros del mismo. En la zona más cercana al cabalgamiento estas rocas



se han transformado en ortogneises, con foliación muy penetrativa sobre la que se observa una lineación marcada por la disposición subparalela de los fragmentos de fenocristales de feldespatos y por el estiramiento de masas de cuarzo. En sección XZ se reconocen texturas de tipo S-C, sistemas porfiroclásticos y otros marcadores cinemáticos. En zonas más alejadas la foliación se hace más espaciada e irregular, concentrándose la deformación en bandas más espaciadas y estrechas cuanto más alejadas están del cabalgamiento. Al microscopio las texturas observadas en sección XZ son variables en función del tamaño del grano, composición, etc. De forma resumida se puede indicar que en la granodiorita domina la textura gneísica bandeada, aunque son muy frecuentes los sistemas porfiroclásticos (especialmente en las muestras con tendencia porfídica; Fig. 2B) y las texturas del cuarzo en cintas policristalinas con frecuente foliación de forma y claras evidencias de recristalización dinámica (subgranos, bandas de deformación, etc.). Cuando el tamaño de

grano es más fino y uniforme adquieren un mejor desarrollo las texturas C-S de tipo I (LISTER y SNOKE, 1984) (Fig. 2C). Los leucogranitos suelen transformarse en ortogneises bandeados de grano fino con gran desarrollo de texturas porfiroclásticas en feldespatos y texturas miloníticas en el cuarzo, similares o mejor desarrolladas que las descritas anteriormente. Únicamente cabe señalar la gran abundancia de mirmekitas (claramente relacionadas con los procesos de deformación; cf. DEBAT *et al.*, 1978; SIMPSON, 1985) en los sistemas porfiroclásticos, que están diseminados en una masa muy rica en cuarzo de grano fino producida por la recristalización dinámica.

Deformación del bloque autóctono

En el bloque inferior las evidencias microestructurales de la deformación son menos patentes que en el alóctono. Las meta-grauvacas y pizarras de la Sucesión de Tentudía sólo muestran estructuras claras en

unas decenas de metros por debajo del cabalgamiento, si bien en diques ácidos y en rocas graníticas (granito del Castillo) aparecen estructuras de deformación a varios kilómetros del mismo.

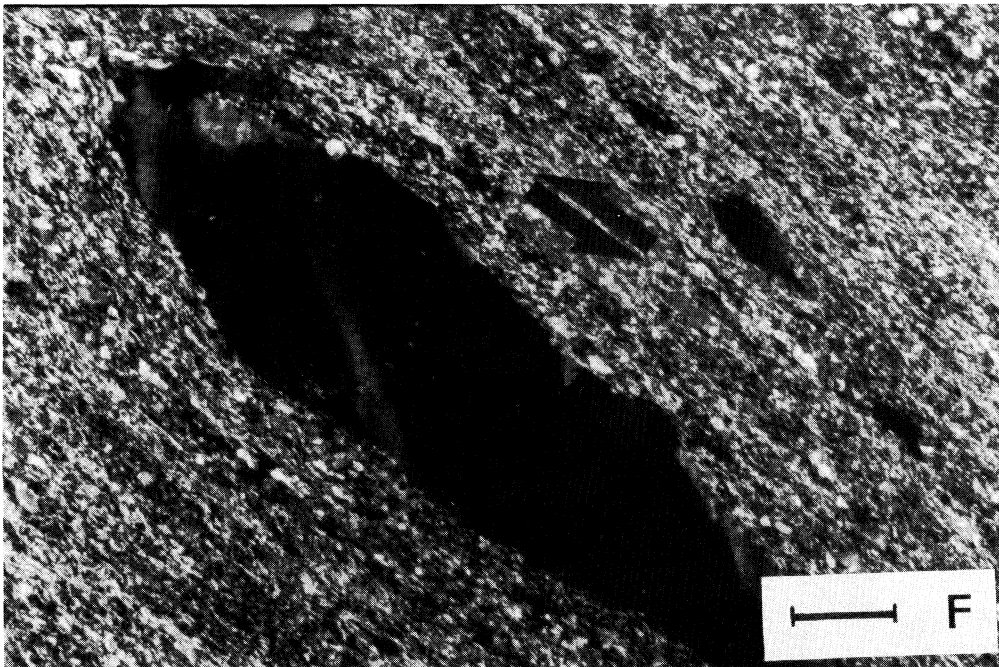
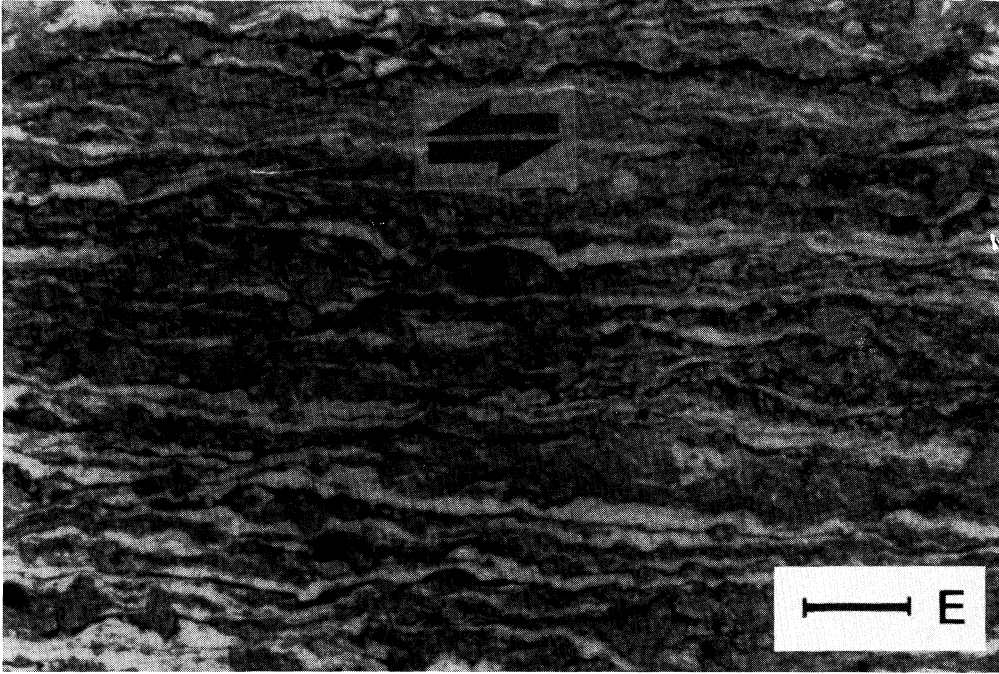
Las metagrauvascas y pizarras de la Sucesión de Tentudía desarrollan una foliación poco penetrativa sobre la que se observa una lineación de estiramiento mineral que solo se reconoce con facilidad en las inmediaciones del cabalgamiento. Al microscopio presentan una textura esquistosa en la que pueden definir la presencia de cuerpos porfiroclásticos sigmoidales y una buena orientación de los filosilicatos, separados por superficies de cizalla anastomosadas que definen una textura general de tipo S-C irregularmente desarrollada (Fig. 2D). Esporádicamente pueden observarse pliegues de charnelas curvas o irregulares concentrados en bandas de deformación más intensa.

Los granitoides tienen comportamientos muy diferentes. El granito de Calera está cortado por el cabalgamiento en parte de su borde norte. Las modificaciones texturales importantes quedan limitadas a unas cuantas decenas o centenares de metros en la proximidad del cabalgamiento; al alejarnos del accidente únicamente es perceptible una débil tectonización que apenas modifica las texturas ígneas. Pese a todo, en las inmediaciones del cabalgamiento el granito está transformado en ortogneises bandeados de grano fino (Fig. 2E) con trituración y rotación de feldespatos y abundantes texturas miloníticas y de recristalización dinámica en el cuarzo. En posiciones algo más lejanas se aprecia una fábrica C-S de desarrollo local que da paso a una tectonización generalizada pero de escasa entidad. En el complejo filoniano ligado a la intrusión de Calera las transformaciones texturales están bien desarrolladas. Así, en diques métricos de composición aplopegmatítica o riodacítica se reconoce una foliación muy penetrativa sobre la que destaca una lineación de estiramiento. Al microscopio es visible una textura pseudogneísica definida por clastos de fel-

despatos y cuarzo con microestructuras de formacionales como extinción ondulante, bandas de deformación, etc. (Fig. 2F) diseminados en una mesostasis constituida por cuarzo y feldespatos alcalinos con texturas granoblásticas de grano fino con numerosas evidencias de deformación y recristalización dinámica.

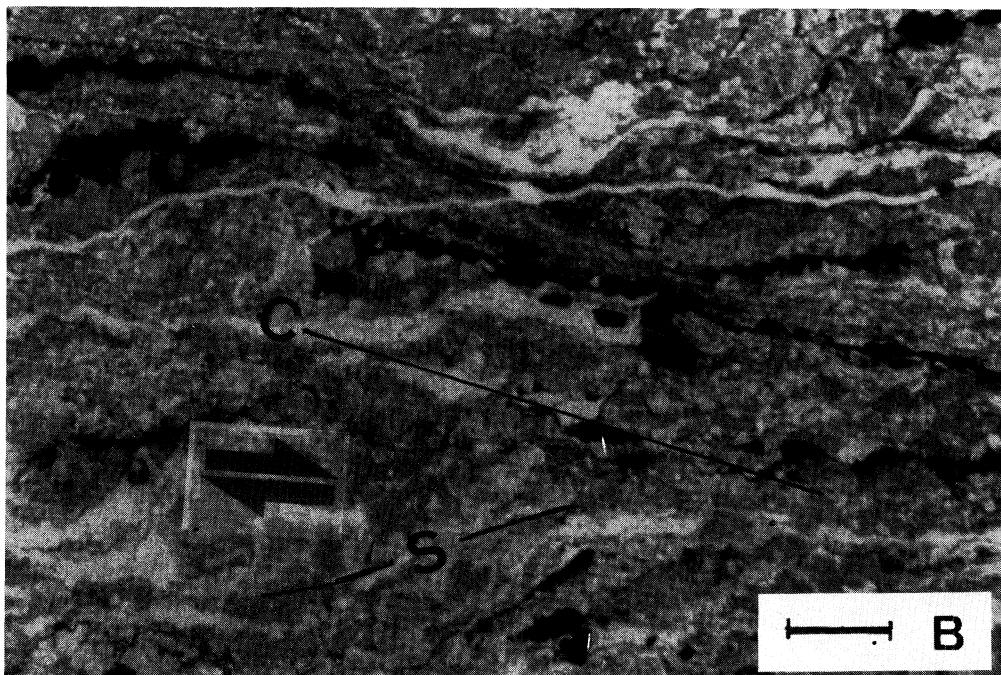
En el granito del Castillo (granito de tendencia alcalina y edad Paleozoico inferior; cf. EGUILUZ, 1988) se puede establecer una zonación en base a la intensidad de la deformación (EGUILUZ y GARROTE, 1983) que ha sido relacionada con el emplazamiento del Cabalgamiento de Monesterio (EGUILUZ, 1989). En este caso, y pese a que el granito se encuentra a varios kilómetros del cabalgamiento, se reconoce una zona basal en la que éste se encuentra transformado en gneises laminados de grano fino con una foliación muy penetrativa sobre la que se observa una lineación marcada por el





estiramiento y fragmentación de cuarzo y anfíboles. Al microscopio (Fig. 3A) se aprecia una recristalización completa del cuarzo, mientras que feldespatos y anfíbol presentan microestructuras de carácter notablemente más frágil. Gradualmente se pasa a una zona en la que el granito presenta una estructura C-S penetrativa a escala de afloramiento que al microscopio se corresponde con un desarrollo más limitado de las estructuras de deformación, que pese a todo están bien desarrolladas con las características propias de este tipo de materiales (EGUILUZ, 1989; Fig. 3B) descritas en numerosas áreas (BERTHE *et al.*, 1979; SIMPSON, 1985; VAUCHEZ, 1987, etc.). Al continuar alejándonos del cabalgamiento basal del granito la estructura C-S pasa a desarrollarse de forma local, en bandas que se hacen más estrechas y esporádicas hasta su total desaparición, dando paso a un granito débilmente deformado o indeformado.

La Tonalita del Culebrín (un pequeño macizo de composición tionalítica y edad



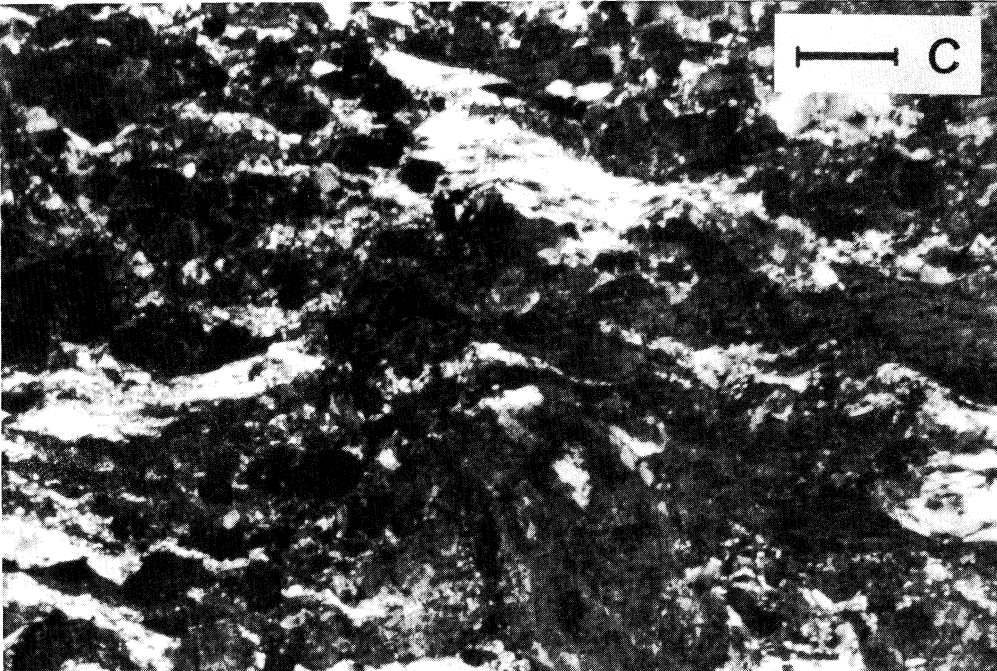
probablemente paleozoico medio-superior; cf. EGUILUZ, 1988) se encuentra entre el granito del Castillo y el Cabalgamiento de Monesterio, aunque nunca contacta de forma directa con este último (siempre existe un estrecho paquete de metagrauvascas y pizarras entre el borde del granito y el cabalgamiento). Los efectos producidos por el emplazamiento del bloque alóctono son muy escasos y se limitan al desarrollo de una foliación tectónica en una banda de algunos metros en el borde NE del plutón. Difícilmente puede reconocerse una lineación de estiramiento; pese a ello, en secciones estructurales XZ se observa el desarrollo incipiente de una estructura C-S, que al microscopio produce una rotación y fracturación de plagioclasas y la deformación de los cristales de cuarzo (ocasionalmente desarrollando bandas de deformación, extinción ondulante y otras microestructuras indicativas de recristalización dinámica; Fig. 3C).

Deformación de anfibolitas y cuarcitas negras

Tanto anfibolitas como cuarcitas negras se encuentran presentes en los bloques superior (alóctono) e inferior (autóctono) con caracteres deformacionales similares, por lo que parece oportuno describirlos conjuntamente.

Las anfibolitas se encuentran en paquetes de escasa potencia intercaladas en las series metapelíticas de ambos bloques en las proximidades del cabalgamiento. En ambos casos muestran una foliación muy penetrativa sobre la que se observa una lineación de estiramiento bien desarrollada.

Al microscopio las texturas son algo diferentes en cada bloque. En el bloque alóctono presentan una textura bandeada con clastos con sombras de presión asimétricas y cintas de cuarzo o cuarzo y plagioclasa y microestructuras acintadas y múltiples evi-



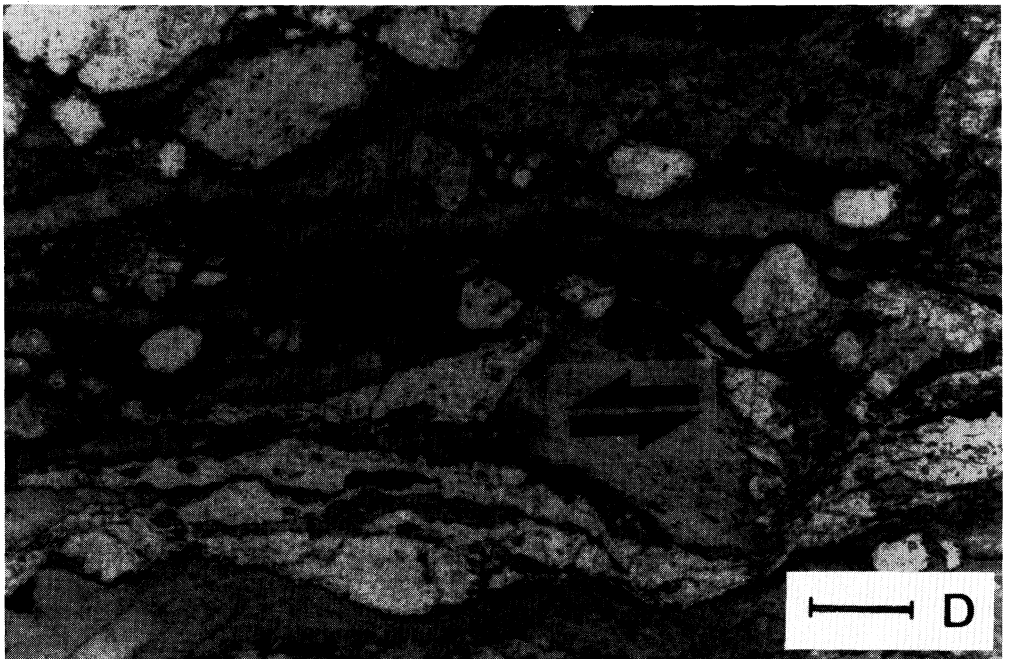
dencias de recristalización dinámica. Definen en conjunto una textura que tiene grandes semejanzas morfológicas con las de las milonitas cuarzofeldespáticas (Fig. 3D). En el bloque autóctono se reconocen texturas finamente bandeadas en las que el anfíbol ha recristalizado en una textura granonematoblástica que forma un pequeño ángulo con el bandeo definido por la presencia de niveles más ricos en plagioclasa. De cualquier forma pueden encontrarse clastos milimétricos de plagioclasa intensamente deformados y con una microestructura en bandas de deformación o subgranos elongados oblicuamente a la foliación más patente.

Las cuarcitas negras son las rocas que más fácilmente registran la deformación. Aparecen como intercalaciones de potencia métrica y presentan una lineación de estiramiento fácilmente reconocible. Al microscopio muestran texturas granoblasticas bandeadas con lechos de diferente tamaño de grano en función del contenido en materia orgánica y opacos que definen una fábrica

característica de milonitas de tipo II (LISTER y SNOKE, 1984). Son frecuentes los pliegues intrafoliares o «sheath» (CARRE-RAS *et al.*, 1977; QUINQUIS *et al.*, 1978; MINNIGH, 1979; COBBOLD y QUINQUIS, 1980; RAMSAY, 1980; BELL y HAMMOND, 1984; GHOSH y CHATTERJEE, 1985; GHOSH y SENGUPTA, 1987) y solo cabe mencionar la existencia de foliaciones de forma en las zonas basales del bloque superior (Figs. 3E y 3F).

CINEMATICA

Todas las rocas citadas muestran numerosos criterios texturales y microestructurales y marcadores cinemáticos (como sistemas porfiroclásticos, foliaciones de forma, estructuras C-S, pliegues intrafoliares, etc.; cf.: COBBOLD y GAPAIS, 1987) que indican que el desplazamiento tectónico se ha realizado según una dirección media N200E (Fig. 4) de forma que el bloque superior se desplaza hacia el SW sobre el inferior. Lo-



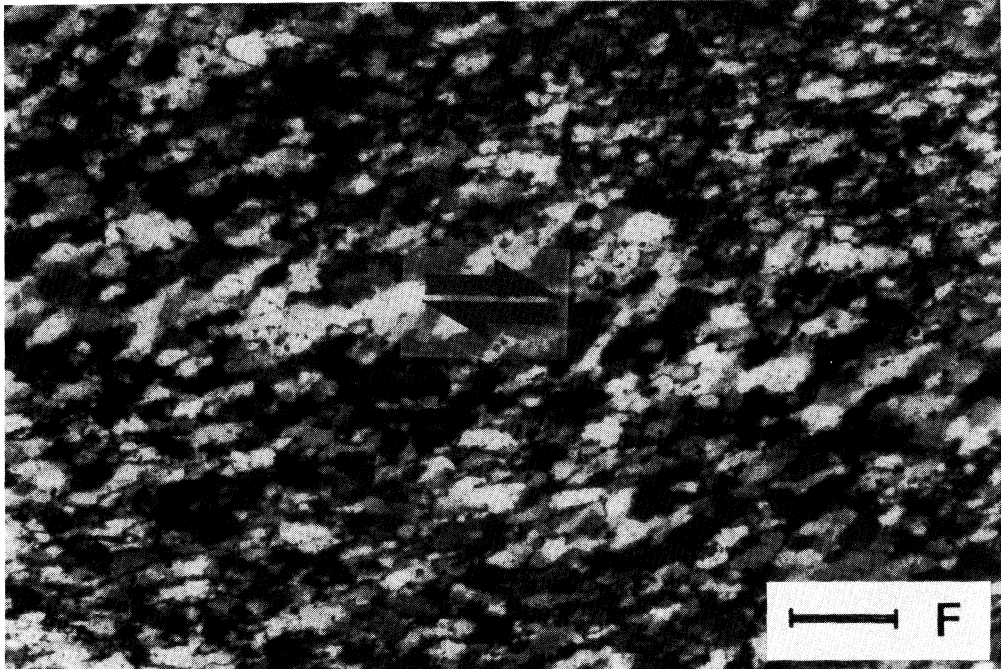
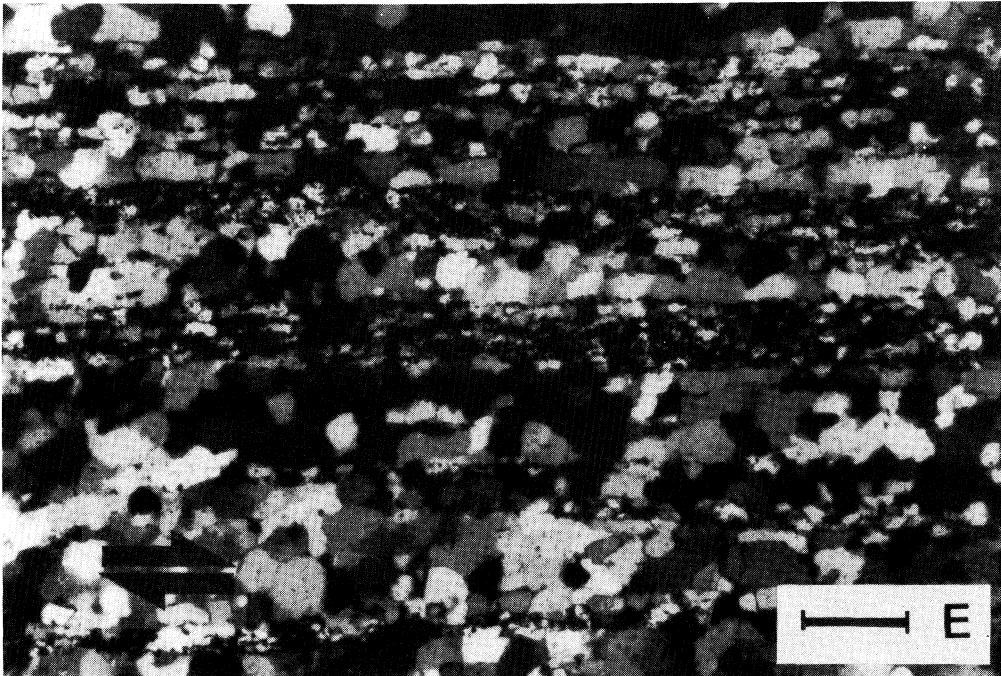


Fig. 2. Microestructuras de deformación asociadas al Cabalgamiento de Monesterio. *Bloque alóctono*. A: Porfiroclasto sigmoide de moscovita con agujas de fibrolita en su interior en una migmatita del núcleo metamórfico de Monesterio. B: Aspecto de la granodiorita de Monesterio deformada cerca de la base de cabalgamiento; destaca el contraste reológico entre los porfiroclastos feldespáticos y la matriz cuarcítica. C: Estructuras C-S en una facies de grano fino de la granodiorita de Monesterio. *Bloque autóctono*. D: Aspecto de una metapelita de la Sucesión de Tentudía cerca de la base del cabalgamiento; obsérvese el desarrollo de planos de cizalla que confiere a la esquistosidad una configuración sigmoidal de tipo C-S y la presencia de numerosas venas de extensión subperpendiculares a los planos de cizalla. E: Gneis bandeado de grano fino procedente de la deformación del granito de Calera; nótese que la foliación es paralela a los planos de cizalla y que éstos llevan asociados planos C'. F: Fenoblasto de cuarzo con extinción ondulante y bandas de deformación en un dique porfídico asociado al granito de Calera. A, B y F con nicoles cruzados. Barras de referencia 0.2 mm (A y F), 0.5 mm (D) y 0.3 mm (el resto).

Fig. 3. Microestructuras de deformación asociadas al Cabalgamiento de Monesterio. A: Gneis bandeado de grano fino en la base del granito del Castillo; los anfíboles (en negro) aparecen fragmentados y el cuarzo rellena los huecos entre los fragmentos. B: Aspecto de una facies del granito del Castillo con estructuras C-S; es patente el mayor tamaño de grano y la menor diferenciación metamórfica respecto a la microfotografía A. C: Aspecto de una facies deformada de la tonalita del Culebrín en el borde NE del stock; únicamente el cuarzo muestra una deformación importante, con desarrollo de subgranos elongados entre los cristales alargados de plagioclasa. D: Aspecto de una anfibolita deformada en la base del cabalgamiento; algunos cristales de anfíbol definen sistemas porfiroclásticos que son indicadores cinemáticos. E: Aspecto de una milonita cuarcítica; las bandas con tamaño de grano más fino tienen un mayor número de inclusiones de grafito (bloque autóctono, a 300 m del cabalgamiento). F: Foliaciones de forma en milonitas cuarcíticas procedentes de la deformación plástica de cuarcitas negras en la base del cabalgamiento. E y F con nicoles cruzados. Barras de referencia 0,3 mm (A, B y C), y 0.2 mm (D, E y F).

calmente se reconocen lineaciones WNW-ESE que indican que este cabalgamiento ha jugado posiblemente en etapas tardías con un movimiento de salto en dirección.

Actualmente se está realizando el análisis exhaustivo de las fábricas de cuarzo, especialmente en cuarcitas negras (Fig. 5), confirmándose plenamente los resultados obtenidos mediante el análisis de las microestructuras y de trabajos previos (ABALOS *et al.*, 1989) en lo que se refiere al régimen, cinemática, mecanismos y condiciones termobáricas de la deformación.

Por lo que se refiere a la falla del arroyo de La Llana, un reconocimiento detallado ha permitido la localización de bandas de cizalla subparalelas a la misma con lineaciones tanto longitudinales como transversales, bandas miloníticas en la base y una compleja pauta de plegamiento en los materiales infrayacentes, lo que permite considerarla como una rampa lateral del cabalgamiento

que acomoda desplazamientos transcurrentes principalmente.

DISCUSION

De todo lo anterior pueden resaltarse algunos puntos. El emplazamiento del Cabalgamiento de Monesterio se produce en condiciones termobáricas características de la transición frágil-dúctil (facies de los esquistos verdes; cf.: SIBSON, 1977; SIMPSON, 1985; GAPAI, 1989).

La deformación es más intensa en el bloque superior, en el que se encuentran bandas de cizalla relacionadas con el accidente principal a más de 5 kilómetros de distancia. La deformación en el bloque inferior es menos intensa y solo en los materiales más favorables existen evidencias de la misma a más de 2 kilómetros del cabalgamiento.

Los granitoides muestran un comporta-

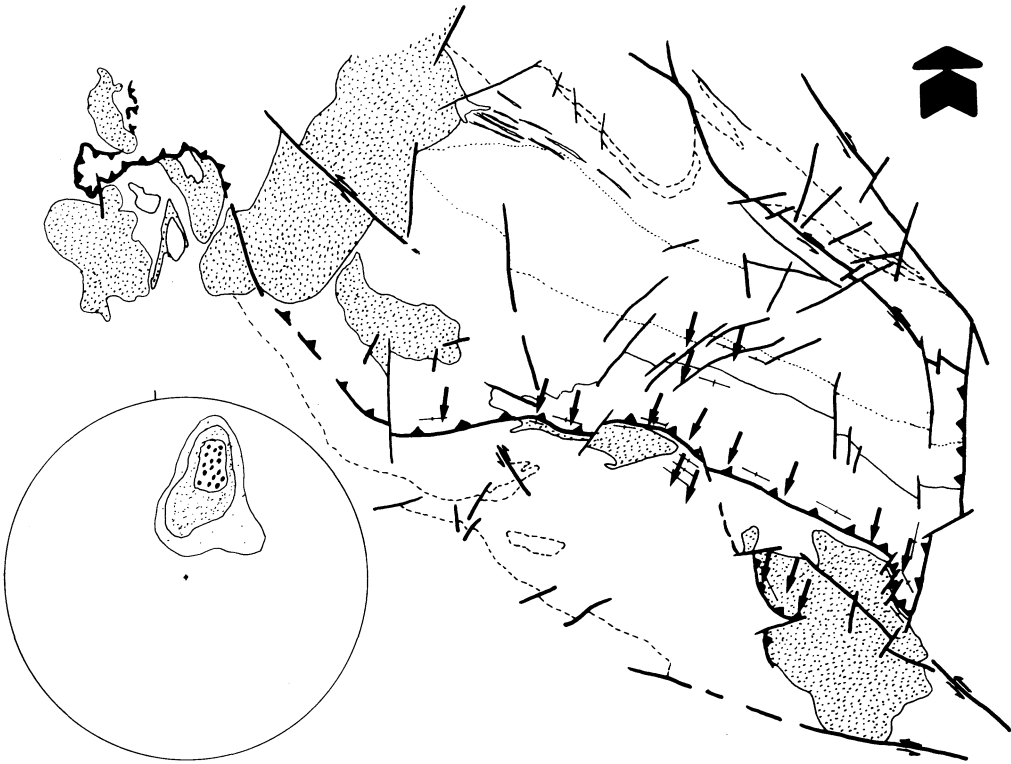


Fig. 4. Esquema estructural del Cabalgamiento de Monesterio. En el extremo inferior izquierdo se presentan las proyecciones sobre el hemisferio inferior de la red equiareal de lineaciones de estiramiento de dirección aproximada N20E predominantes en la banda de deformación asociada al Cabalgamiento (intervalos entre isolíneas, 2%). Las flechas indican los sentidos de movimiento asociadas a lineaciones de estiramiento determinados a partir de observaciones y criterios microestructurales.

miento muy diferente ante la deformación. Esta es mucho más patente e intensa en el granito del Castillo, es intensa pero limitada en el granito de Calera y es poco significativa en el stock del Culebrín. Si se tiene en cuenta la edad diferente y el nivel del emplazamiento distinto de estos cuerpos ígneos se plantean varias soluciones posibles para explicar estas variaciones que deberán ser analizadas con cuidado a la luz de un mayor número de datos. Puede aventurarse una primera hipótesis en base a los datos disponibles según la que el granito de Calera, de edad probable Proterozoico superior-Cámbrico inferior, se ha emplazado en niveles superficiales; el granito del Castillo es

Cámbrico medio y se ha emplazado en niveles algo más profundos que el primero; y la tonalita de Culebrín es de edad Paleozoico medio superior y se ha emplazado a niveles similares o más profundos al Castillo. Según este esquema el Castillo ha sido intensamente afectado por el emplazamiento del cabalgamiento al encontrarse en niveles profundos y haber sufrido toda la historia de emplazamiento. El granito de Calera, por el contrario, pese a haber sufrido toda la historia, solo ha sido afectado en las etapas finales, debido a su posición estructural relativamente elevada. Finalmente la tonalita de Culebrín, pese a encontrarse a niveles relativamente profundos, apenas ha sido

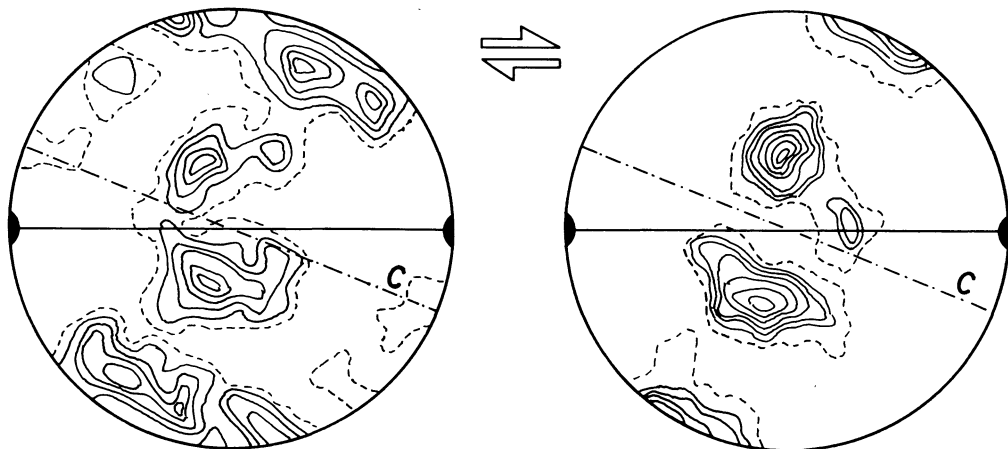


Fig. 5. Diagramas de orientación preferente de ejes C de cuarzo en muestras de cuarcitas negras localizadas en el bloque autóctono en las proximidades del cabalgamiento. Red equiareal, hemisferio inferior; intervalos entre isolíneas, 1%. La distribución de máximos de orientación preferente indica la operatividad de sistemas de deslizamiento intracristalino según la dirección de los ejes cristalográficos —a— sobre planos y romboédricos, característica de una deformación por cizalla simple en condiciones de temperaturas bajas-intermedias.

afectada, hecho que cabe interpretar como el resultado de un emplazamiento relativamente tardío y posterior a las fases principales de emplazamiento.

CONCLUSIONES

El Cabalgamiento de Monesterio es un accidente esencialmente hercínico que origina el emplazamiento del núcleo anatético de Monesterio sobre una serie pelítico-grauváquica que solo muestra un metamorfismo de grado bajo o muy bajo.

Se ha producido en condiciones de deformación dúctiles o en la transición frágil-dúctil, lo que da lugar al desarrollo de un importante cortejo de ortogneises, gneises y rocas miloníticas de tipos muy diversos.

Los distintos criterios cinemáticos indican un desplazamiento del bloque superior

hacia el SW, congruente con las vergencias regionales al SW de las estructuras de la primera fase hercínica, con la que está relacionado.

La cuantificación del desplazamiento es problemática debido a la falta de referencias externas, pero pueden suponerse valores en algunas decenas de kilómetros.

Muy probablemente es una de las zonas de raíz de los pliegues tumbados y cabalgamientos que caracterizan el flanco meridional de la antiforma del Monesterio (APALATEGUI, 1980).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por el proyecto UPV131.310-0.167/89 de la Universidad del País Vasco.

BIBLIOGRAFIA

- ABALOS, B. 1990. Cinemática y Mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba. *Tesis Doctoral*, Universidad del País Vasco; 430p.
- ABALOS, B. y EGUILUZ, L. (1990). El Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: un complejo orogénico de subducción/colisión durante la orogénea Pan-Africana. Cinemática, dinámica e historia de levantamiento de apilamiento de unidades tectónicas. *Geogaceta*, 7: 73-76.
- ABALOS, B., BASTERRA, R., CASSI, J. M., EGUILUZ, L., PEREZ DE SAN ROMAN, L. y TASCÓN, A. (1989). Estudio microestructural y de petrografía en cuarcitas negras de bandas de cizalla de la Ossa-Morena (Cabalgamiento de Monesterio y Corredor Blastomilonítica de Badajoz-Córdoba). *Studia Geologica Salmanticensis*, Vol. Esp., 4: 83-94.
- APALATEGUI, O. (1980). Consideraciones estratigráficas y tectónicas en Sierra Morena Occidental. *Temas Geológico-Mineros*, Publ. del IGME: 23-41.
- APALATEGUI, O., BORRERO, J. D. e HIGUERAS, P., 1983. División en grupos de rocas en Ossa-Morena oriental. *Temas Geológico-Mineros*, V Reun. G. O. M.: 73-80.
- ARRIOLA, A., EGUILUZ, L., FERNANDEZ CARRASCO, J. y GARROTE, A. (1984). Individualización de diferentes dominios y unidades en el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 17-46.
- BASTIDA, F. (1981). La esquistosidad primaria; una síntesis sobre sus características y desarrollo. *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 11: 35-54.
- BASTIDA, F., MARQUINEZ, J., PEREZ-ESTAUN, A. y PULGAR, J. A., (1984). II Seminario de esquistosidades, tipos y mecanismos de formación. Ciclo de Seminarios de Geología Estructural, Luarca. Div. Geol. I. G. M. E.: 1-96.
- BELL, T. H.; HAMMOND, T. (1984). On the internal geometry of mylonite zones. *J. Geol.*, 92: 667-686.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P et GAPAIS, D., (1979). Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Minéral.*, 102: 265-272.
- BOULLIER, A. M.; BOUCHEZ, J. L., (1978). Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. France*, 20: 253-262.
- CARRERAS, J., ESTRADA, A.; WHITE, S. (1977). The effects on the c-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics*, 39: 3-24.
- COBBOLD, P. R.; GAPAIS, D. (1987). Shear criteria in rocks: an introductory review. *Jour. Struct. Geol.*, 9: 521-523.
- COBBOLD, P. R.; QUINQUIS, H. (1980). Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2: 119-126.
- DEBAT, P., SOULA, J. C., KUBIN, L.; VIDAL, J. L. (1978). Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneisses and pegmatites from Occitania, Southern France). *Lithos*, 11: 133-145.
- DELGADO QUESADA, M., LIÑAN, E., PASCUAL, E. y PEREZ-LORENTE, F. (1977). Criterios para la diferenciación de dominios en la Sierra Morena Central. *Studia Geol. Salmanticensis*, 12: 75-99.
- DUPONT, R., (1979). Cadre géologique et métallogénese des gisements de fer du Province de Badajoz (Sierra Morena Occidentale, Espagne). Thèse Institute National Polytechnique de Lorraine: 1-369.
- EGUILUZ, L. (1988). Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco: 1-694.
- EGUILUZ, L. (1989). Lineación de estiramiento, estructuras C-S y sentido de movimiento en el granito del Castillo (Zona de Ossa-Morena, España). *Studia Geologica Salmanticensis*, Vol. Esp. 4: 205-215.
- EGUILUZ, L.; GARROTE, A. (1983). Procesos cataclásticos en el stock granítico de la Sierra del Castillo (Monesterio). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69: 235-248.
- EGUILUZ, L., ABALOS, B. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1990). Eclogitas de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba (Suroeste de España). Datos petrográficos y significado geodinámico. *Geogaceta*, 7: 28-31.
- EGUILUZ, L., FERNANDEZ CARRASCO, J., COLLAUT, J. L., GARROTE, A., LIÑAN, E. y PALACIOS, T. (1983). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, n.º 897 (Monesterio) del *Mapa Geológico Nacional (MAGNA)*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- GAPAIS, D. (1989). Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, 17: 1.144-1.147.
- GHOSH, S. K. and CHATTERJEE, A. (1985). Patterns of deformed early lineations over later folds formed by buckling and flattening. *J. Struct. Geol.*, 7: 651-666.
- GHOSH, S. K. and SENGUPTA, S. (1987). Progressive development of structures in a ductile shear zone. *J. Struct. Geol.*, 9: 277-287.
- FLORIDO, P. y QUESADA, C. (1984). Estado actual de conocimientos sobre el Macizo de Aracena. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 257-277.
- FRICKE, W. (1941). Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordstlicher Sierra Morena und Extremadura. Tesis, Universidad de Berlin: 1-91.

- JULIVERT, M., FONBOTE, J. M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. A. (1974). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E: 1:1.000.000 y memoria explicativa. *Publ. IGME*: 1-113.
- LIÑAN, E. (1978). Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. *Tesis Doctoral*, Universidad de Granada: 1-212.
- LISTER, G. S.; SNOKE, A. W. (1984). S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6: 217-638.
- LOTZE, F. (1945). Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta. *Geol. For.* 4, 78-92.
- MINNIGH, L. D. (1982). Structural analysis of Sheath folds in a meta-chert from the western Italian Alps. *J. Struct. Geol.*, 1: 275-282.
- OLIVEIRA, V. (1982). Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro da região de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo). E., N. e T. do S. F. M., 26: 103-126.
- PASSCHIER, C. W.; SIMPSON, C. (1986). Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8: 831-843.
- QUESADA, C. (1989). Paleozoic tectono-thermal evolution of Iberian Massif from terrane perspective. 28 *th. International Geological Congress*. Washington D. C.: 2.648.
- QUESADA, C., FLORIDO, P., GUMIEL, P. y OSBORNE, J. (1987). Mapa Geológico-Minero de Extremadura. Memoria. Consejería de Industria y Energía. Junta de Extremadura: 1-132.
- QUINQUIS, H., AUDREN, C. L., BRUN, J. P.; COBBOLD, J. P. (1978). Intense progressive shear in the Isle de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, Lond., 273: 43-45.
- RAMSAY, J. G. (1989). Shear Zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.*, 2: 83-89.
- SANCHEZ-CARRETERO, R., CARRACEDO, M., EGUILUZ, L., GARROTE, A. y APALATEGUI, O. (1989). El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal de la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. de España*, 2: 7-21.
- SIBSON, R. H. (1977). Faults rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, 133: 191-213.
- SIMPSON, C. (1985). Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.*, 7: 503-511.
- VAUCHEZ, A. (1987). Mecanisme de déformation et cinématique des zones de mouvement ductiles. Etude de la formation de zones hautement ductiles dans un granite de Grande Kabylie (Algérie), d'une mylonitisation par dissolution-cristallisation à la base des nappes de Vendée et des déplacements parallèles à la direction structurale des chaînes dans les Appalaches du Sud (U. S. A.) et les Maures en Provence. Thèse, Univ. D'Aix-Marseille, 315 pp.

Recibido, 21-III-90
Aceptado, 15-III-90