

## PETROFABRICA DEL CUARZO EN TECTONITAS DEL CORREDOR BLASTOMILONITICO DE BADAJOZ-CORDOBA (SW DEL MACIZO IBERICO). APLICACION A LA CINEMATICA DE DESPLAZAMIENTOS

B. Abalos\* y L. Eguiluz\*

### RESUMEN

Se presenta un estudio de las microestructuras y fábricas de ejes —C— del cuarzo en rocas miloníticas del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (SW del Macizo Ibérico) a partir del cual se determinan el régimen, la geometría, la temperatura, y la cinemática e historia de las deformaciones responsables del desarrollo de orientaciones cristalográficas preferentes (episodios orogénicos pan-africano y hercínico). Se discuten la geometría interna (alternancia de áreas con foliaciones miloníticas horizontales y verticales surcadas por corredores ultramiloníticos) y la distribución de los mecanismos de la deformación hercínica (régimen de la deformación complejo caracterizado por la presencia de volúmenes rocosos afectados por cizalla simple heterogénea, aplastamiento, cizalla simple heterogénea más aplastamiento, buckling más aplastamiento, etc., unos al lado de otros) desde la perspectiva de la dinámica de la deformación en las zonas de cizalla dúctil. Se estima que los desplazamientos tectónicos transcurrentes sinistros en el seno del Corredor durante la evolución tectónica hercínica s.str. alcanzan entre 200-300 km. Finalmente, se analizan las implicaciones regionales en relación con el emplazamiento de los Complejos Alóctonos del NW peninsular.

**Palabras clave:** *microestructuras, petrofábrica, cuarzo, deformación dúctil, cinemática, Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba, SW España.*

### ABSTRACT

A study dealing with quartz microstructures and —C— axis fabrics within mylonite-series rocks from the Badajoz-Córdoba Ductile Shear Belt (SW Iberian Massif) is presented. Deformation regimes, geometries, temperatures, and kinematics are determined, as well as deformation histories responsible for the development of crystallographic preferred orientations (pan-african and variscan orogenic episodes). The geometry of variscan deformation (alternating areas with upright and horizontal mylonitic foliations containing ultramylonitic corridors) and mechanisms (complex deformation regimes characterized by the presence of neighbouring rock volumes affected by heterogeneous simple shear, flattening, heterogeneous simple shear plus flattening, buckling followed by flattening, etc.) are discussed from the perspective of deformation dynamics within ductile shear zones. Variscan, transcurrent, left-lateral, tectonic displacements in the Badajoz-Córdoba Ductile Shear Belt have been estimated at ca. 200-300 km. Their regional implications in relation to the variscan emplacement of Allochthonous Complexes from NW Spain are discussed.

**Key words:** *microstructures, petrofabric, quartz, ductile deformation, kinematics, Badajoz-Córdoba Shear Zone, SW Spain.*

### Introducción

En las cadenas de plegamiento la parte fundamental de los desplazamientos relativos entre grandes bloques corticales o entre placas se verifica a favor de importantes zonas de cizalla dúctil con componentes inversas (cabalgamientos) o transcurrentes (Ram-

say y Graham, 1970; Coward, 1983). La deformación se concentra en bandas concretas y se manifiesta por la intensa milonitización de las rocas (Brunel, 1983; Vauchez, 1987a). Los avances que se han producido en los últimos años en diversos frentes permiten no sólo establecer comparaciones entre los datos teóricos y los resultados experimentales, sino crear una

\* Dep. Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Univ. del País Vasco. Apdo 644, 48080 Bilbao.

metodología de trabajo aplicable a ejemplos geológicos para los cuales resulta necesario precisar las condiciones y el régimen de la deformación (Brun y Choukrone, 1981; Gapais *et al.*, 1987). La microtectónica, que incluye los análisis de las microtexturas y de la fábrica cristalográfica de minerales (particularmente del cuarzo), se ha revelado como una de las herramientas más importantes (Bouchez y Pécher, 1976; Nicolas *et al.*, 1977; Bouchez *et al.*, 1983) para realizar este tipo de estudios en zonas de cizalla dúctil.

En el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (CBBC, SW del Macizo Ibérico) las microtexturas de deformación presentes en prácticamente todos los materiales aflorantes permiten considerarlos como rocas miloníticas en el sentido de Higgins (1971), Bell y Etheridge (1973), Sibson (1977), White *et al.* (1980), Tullis *et al.* (1982), y Wise *et al.* (1984). Los procesos de milonitización que se estudian afectan a un espesor de corteza que alcanza de 5 a 10 km a pesar de conservarse parcialmente (Abalos, 1990). Estas dimensiones hacen que esta unidad geológica, el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba, sea una de las zonas de cizalla profunda más importantes a escala mundial, comparable en sus dimensiones al Main Central Thrust del Himalaya (Brunel, 1983).

El estudio de petrofábrica que se presenta en este trabajo (microestructuras deformacionales y fábricas cristalográficas de ejes —C— del cuarzo) pretende primeramente dilucidar el régimen, la geometría, la temperatura, y la cinemática e historia de las deformaciones. Los resultados alcanzados permiten establecer una discusión sobre la magnitud de los desplazamientos en el seno del CBBC con un interés doble: el de sus implicaciones regionales en relación con el emplazamiento de los Complejos Alóctonos del NW peninsular, y el de la consideración de la geometría interna y la distribución de los mecanismos de la deformación con relación a la dinámica de las zonas de cizalla dúctil.

### Rasgos tectono-metamórficos generales del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba

El Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (CBBC) se extiende entre las Zonas Ossa-Morena y Centro-Ibérica del Macizo Ibérico a lo largo de 400 km (fig. 1). Desde el punto de vista litoestratigráfico está constituido por un complejo gnéisico alóctono (Unidad Alóctona) emplazado tectónicamente sobre un conjunto metapelítico para-autóctono (Unidad Para-autóctona; Abalos *et al.*, 1990). La Unidad Para-autóctona está formada por las Formaciones Azuaga y Atalaya y es instruida por un granito pre-

hercínico gneisificado, el Ortogneis de Ribera del Fresno (Chacón *et al.*, 1980). La Unidad Alóctona está constituida por cinco láminas con características litológicas, petrográficas, historias y evoluciones tectonotérmicas propias (cf. Abalos y Eguíluz, 1990a) apiladas tectónicamente y separadas entre sí por bandas de ultramilonitas (fig. 1); de abajo a arriba son:

— Gneises Milonita de Higuera de Llerena: gneises glandulares de grado alto con facies de grano grueso y fino y ultramilonitas derivadas de ellos.

— Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmatíticos: paragneises migmatíticos biotíticos, diferenciados leucocráticos, aplitoides, ortogneises anatócticos, corredores ultramiloníticos e intercalaciones de anfibolitas banales, anfibolitas granatíferas y de retroeclogitas.

— Lámina Ecologítica: eclogitas, anfibolitas granatíferas, metagabros y rocas ultramáficas.

— Complejo Leptino-anfibolítico: anfibolitas, gneises feldespáticos y ortogneises alcalinos.

— Serie Negra: esquistos biotíticos con intercalaciones de anfibolitas, metagrauvas y cuarcitas negras y un domo gnéisico basal (Gneis de Mina Afortunada) formado por migmatitas y ortogneises granodioríticos.

La evolución tectono-metamórfica registrada en el CBBC se caracteriza por un primer episodio de deformación ( $D_1$ ) y metamorfismo ( $M_1$ ) de edad aproximada Proterozoico Superior (ca. 600 Ma; Bellon *et al.*, 1979; Deloche *et al.*, 1979; Schäfer *et al.*, 1989) asociado al apilamiento de las láminas gneísicas (con rocas de alto grado características de porciones inferiores de la corteza y eclogitas) que constituyen la Unidad Alóctona y al emplazamiento posterior de ésta sobre la Unidad Para-autóctona. Un episodio de rifting insuficientemente conocido tiene lugar posteriormente, durante el Paleozoico Inferior (ca. 500-450 Ma; Castro, 1987; García Casquero *et al.*, 1988; Quesada, 1989). La evolución hercínica s.str. tiene lugar durante el Paleozoico Superior (Devónico Superior-Carbonífero), tratándose de un prolongado episodio de deformación dúctil transcurrente ( $D_2$ ) al que se asocia un metamorfismo ( $M_2$ ) de grado bajo-medio que trastoca variablemente las asociaciones metamórficas previas (Abalos y Eguíluz, 1990a; Eguíluz *et al.*, 1990) y modifica prácticamente todos los sistemas isotópicos (Dalmeyer y Quesada, 1989). Este episodio de deformación hercínica afecta en diversa medida a todas las rocas del CBBC y evoluciona durante el Carbonífero (Blatrix y Burg, 1981; Abalos, 1989; Dalmeyer y Quesada, 1989) a una deformación frágil (fase de deformación regional  $D_3$ ).

Las estructuras  $D_1$  reflejan el emplazamiento de importantes unidades tectónicas con una dirección de movimiento, bastante constante, hacia el S (sentido N170-190E; Abalos y Eguíluz, 1989, 1990a; Abalos,

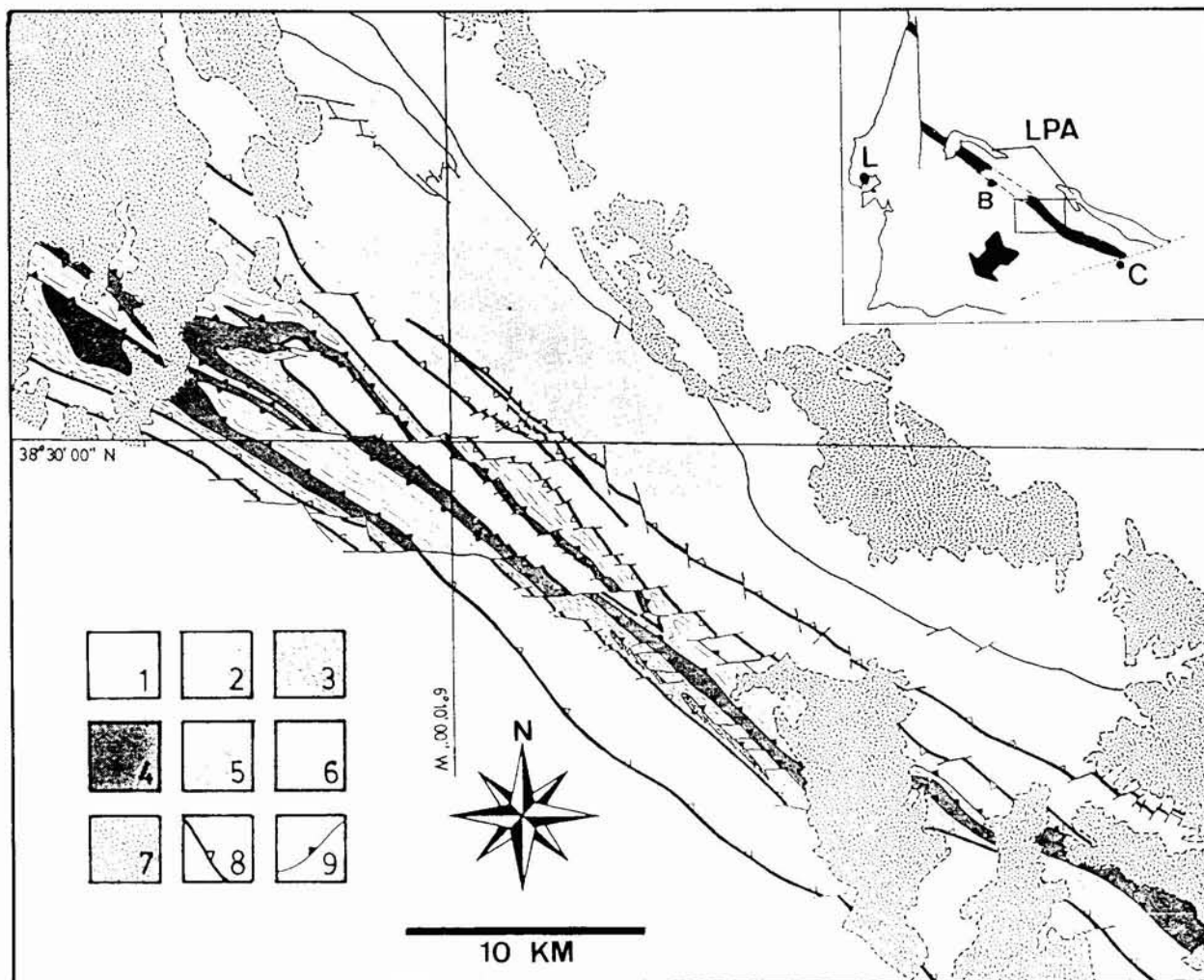


Fig. 1.—Mapa geológico del sector central del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba en el que se presenta la distribución cartográfica de las unidades tectónicas descritas: 1, Unidad Para-Autóctona; 2, Gneises Milonita de Higuera de Llerena; 3, Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos; 4, Lámina Eclogítica; 5, Complejo Leptino-anfibolítico; 6, Serie Negra; 7, Terciario y Plio-Cuaternario discordantes; 8, cabalgamientos basales de las Unidades Para-autóctona y Alóctona; 9, contactos cabalgantes entre las diferentes unidades tectónicas de la Unidad Alóctona. En la parte superior derecha de la figura se presenta un esquema geológico general del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. B, Badajoz; C, Córdoba; L, Lisboa; LPA, Alineación Magmática de Los Pedroches. En negro se señala el afloramiento de los materiales del Corredor s.str.

1990). Las estructuras  $D_1$  han sido borradas casi totalmente por las estructuras  $D_2$ , aunque se conservan las asociaciones minerales del metamorfismo  $M_1$  (Eguíluz *et al.*, 1990). Son más prominentes en los niveles estructurales más altos que se han conservado en la Unidad Alóctona y en la mayor parte de la Unidad Para-Autóctona. Las estructuras  $D_2$  son resultado de un cizallamiento transcurrente sinistro de carácter dúctil y frágil-dúctil. Las estructuras  $D_3$ , asociadas al funcionamiento en dirección de grandes accidentes frágiles se desarrollan bajo un régimen de la deformación comparable al del episodio  $D_2$ .

### Microestructuras de deformación plástica del cuarzo

Se describen a continuación de manera somera las microestructuras de deformación plástica del cuarzo observadas en cuarcitas, esquistos y gneises (orto- y para-derivados) de las diferentes unidades de naturaleza cuarzo-pelítica s.l. Las descripciones se refieren siempre a secciones estructurales XZ (definidas en función de los referenciales estructurales convencionales: planos de esquistosidad o de foliación milonítica y dirección de las lineaciones de estiramiento). Ocasionalmente se describen las texturas observadas



en otras secciones. En las muestras más adecuadas se han confeccionado igualmente diagramas de ejes —C— de cuarzo.

#### *Unidad Para-autóctona (lámina 1)*

##### Formación Atalaya

En los esquistos de la Formación Atalaya el cuarzo aparece formando por lo general pequeños ribbon mono- o poliminerálicos con un tamaño de grano relativamente pequeño. Presenta extinción ondulante, subjuntas y recristalización dinámica a subgranos o granos nuevos. Algunos ribbon aparecen replegados (con frecuencia pliegues en vaina); en ellos el cuarzo presenta subjuntas y bandas de deformación oblicuas a la esquistosidad principal con el mismo sentido de oblicuidad en toda la estructura.

##### Ortogneis de Ribera del Fresno

En el Ortogneis de Ribera del Fresno el cuarzo aparece principalmente en ribbon policristalinos (formados por un conjunto de granos, subgranos y granos nuevos con límites paralelos entre sí) y en sistemas porfiroclásticos (Passchier y Simpson, 1986) de morfología ahusada. Las extinciones ondulantes, bandas de deformación, y límites de granos oblicuos a la dirección de cizallamiento son microestructuras comunes que dan lugar a la aparición de foliaciones de forma. Los granos nuevos con formas alargadas presentan extinción ondulante y contienen en su interior pequeños cristales de mica blanca orientados paralelamente a los planos de cizalla, lo que pone de manifiesto la operatividad de los procesos de recristalización. Algunos de los ribbon, especialmente los de mayor tamaño, están delimitados por microzonas de cizalla en las que se ha acumulado una deformación intensa. Dentro de las bandas S, desde su centro hacia los planos de cizalla, el cuarzo muestra una transición microestructural. En el centro, los cristales son de tamaño mayor y presentan numerosos bordes de subgranos. Los bordes de subgrano o las subjuntas forman ángulos elevados con los planos de cizallamiento que decrecen hacia los planos C. Por otra parte, los granos nuevos producto de la recristalización dinámica (ubicados preferentemente en los contactos entre subgranos) son más numerosos cerca de las microzonas de cizalla. Con nicols cruzados se puede constatar el paso desde zonas con diferentes tonos de grises lejos de las microzonas de cizalla hacia zonas progresivamente más oscuras en las que los ejes —C— del cuarzo son paralelos a la dirección estructural Y. Los ribbon son frecuentes también en las

colas de presión de los porfiroclastos de feldespatos.

En áreas protegidas adyacentes a sistemas porfiroclásticos de feldespato se han conservado microestructuras en damero con subjuntas diagonales. Estas microestructuras aparecen cortadas en los bordes de los porfiroclastos por ribbon como los descritos más arriba y por «mica-fish» (Lister y Snoke, 1984), por lo que se interpretan como estructuras anteriores al cizallamiento responsable de la gneisificación, probablemente asociadas al emplazamiento del cuerpo granítico original (Gapais y Barbarin, 1986).

En secciones estructurales YZ los bordes de grano y de subgrano son con frecuencia paralelos a la dirección de la foliación. En las secciones XY la extinción ondulante, las subjuntas y las bandas de deformación se disponen paralelas a la dirección de la lineación de estiramiento, si bien existen ligeras oscilaciones en la orientación debidas a la presencia de sistemas porfiroclásticos.

En las masas de aplitoides y de greisen aflorantes en el sector NW del ortogneis (Abalos *et al.*, 1989) las microestructuras deformacionales están determinadas por la mayor intensidad de la deformación y por el mayor contenido de cuarzo.

#### *Unidad Alóctona (lámina 2)*

##### Gneises Milonita de Higuera de Llerena y Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos

Los cristales existentes en el interior de las cintas o ribbon se disponen formando mosaicos de cristales ligeramente alargados que definen una falsa foliación; presentan extinción ondulante o también, en las proximidades de microzonas de cizalla, láminas de deformación poco espaciadas. Las áreas protegidas de la deformación conservan relictas texturas en mosaico equidimensional de tamaño mediano o en mosaico de cristales alargados. En otros casos muestran texturas en mosaico equigranular con numerosas uniones triples entre granos, en mosaico poligonal de cristales equidimensionales con bordes rectos, o texturas en damero. Existen transiciones entre éstas y las texturas en mosaico alargado que definen foliaciones de forma en las cercanías de las microzonas de cizalla. En las facies gneísicas afectadas por una deformación más acusada, las cintas constan de una gran multitud de pequeñísimos cristales equidimensionales cuyos tamaños son del orden de 10-15 micras. El cuarzo se presenta también formando sistemas porfiroclásticos junto a los feldespatos o bien ocupando posiciones intersticiales entre feldespatos o fragmentos de ellos.

En los gneises moscovíticos el cuarzo forma ribbon

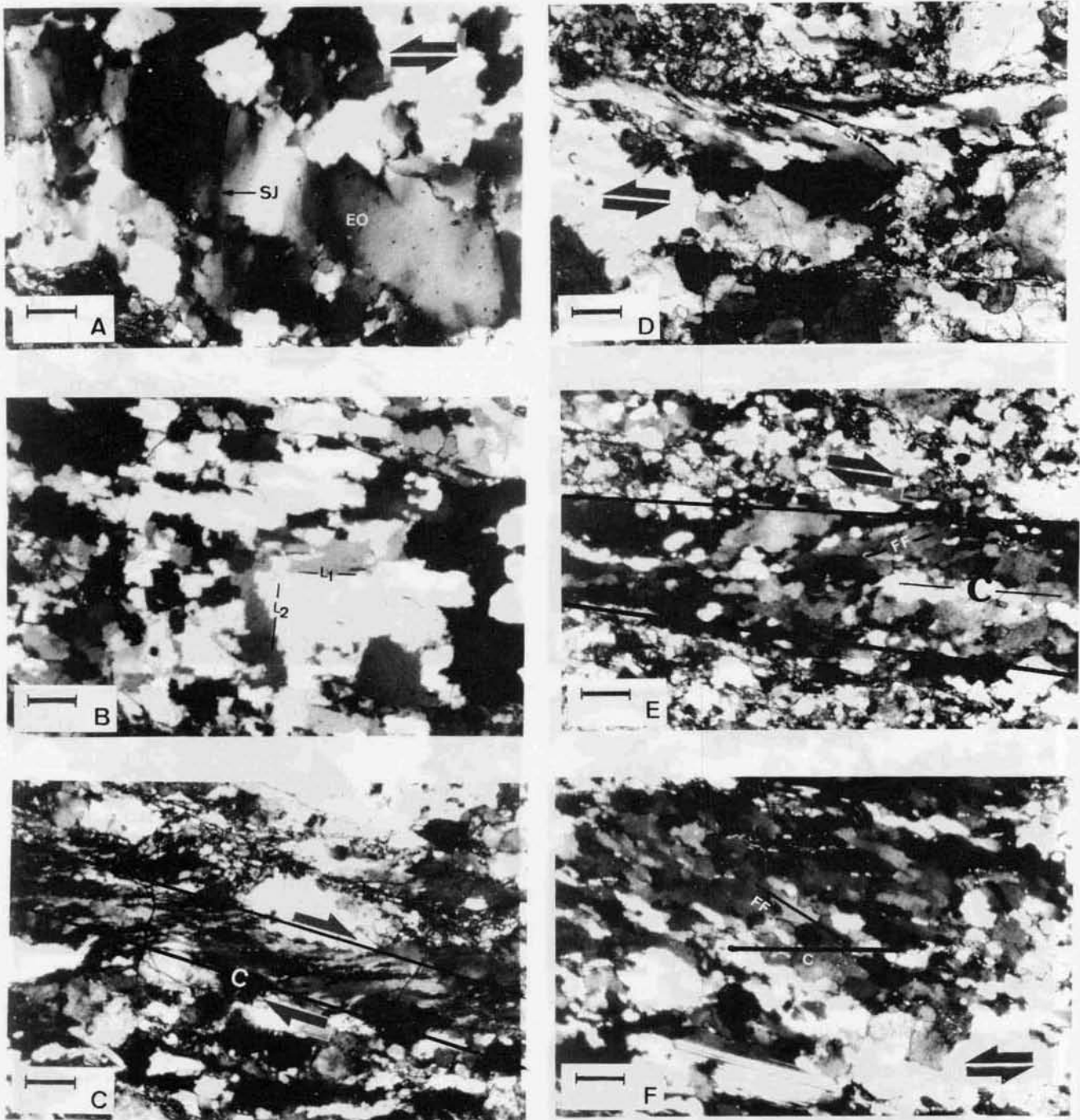
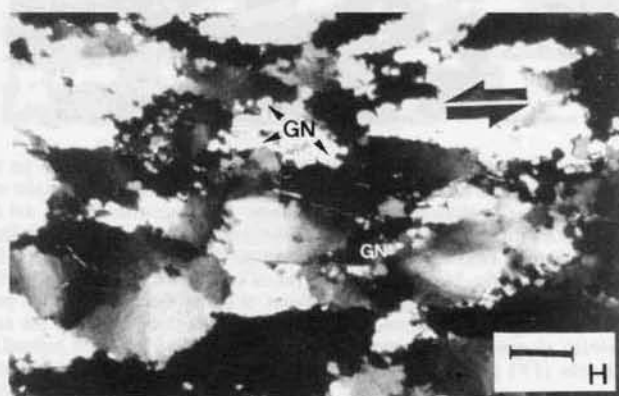
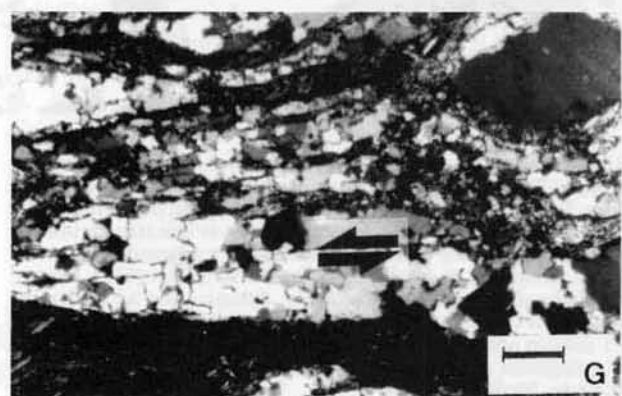
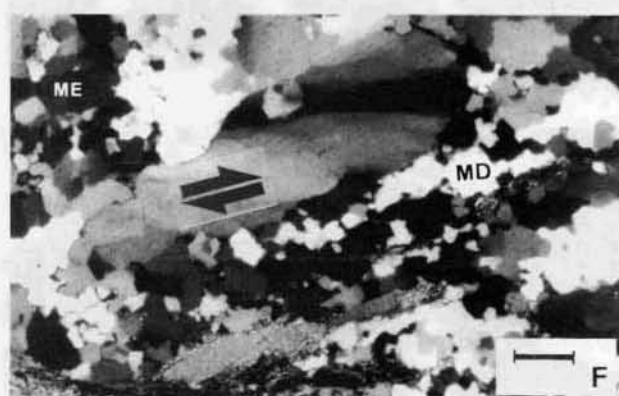
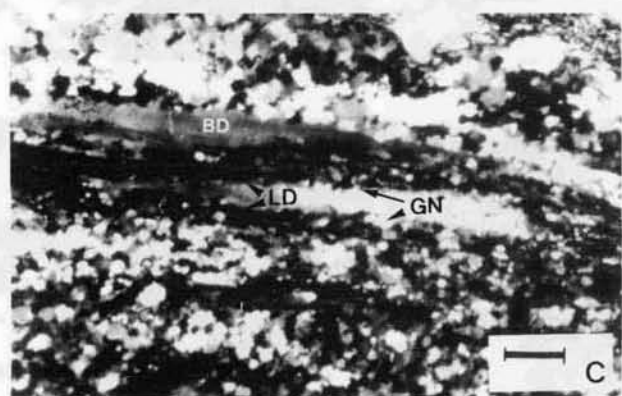
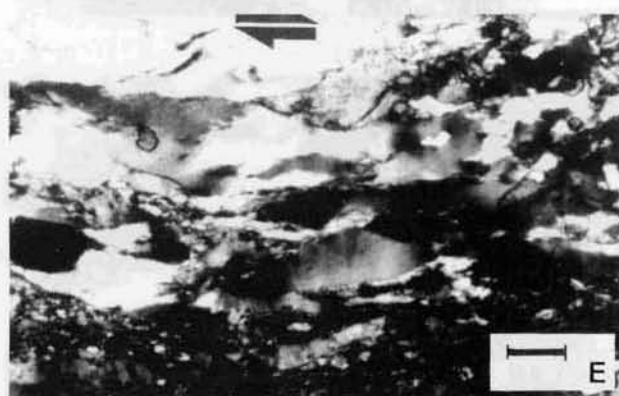
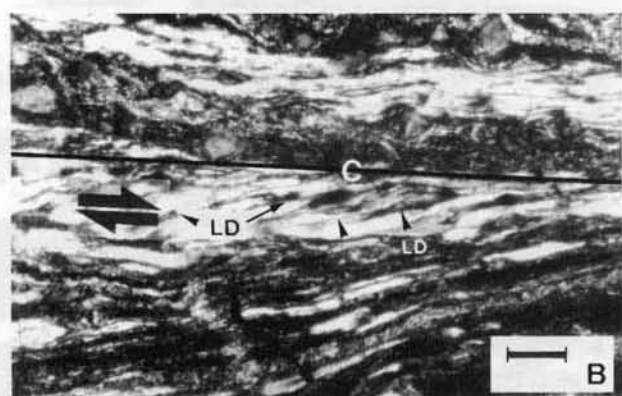
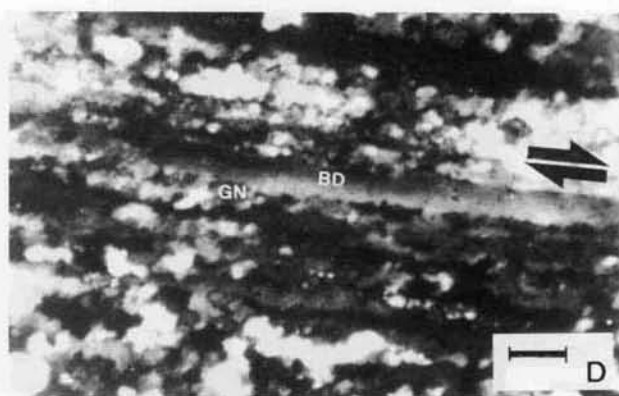
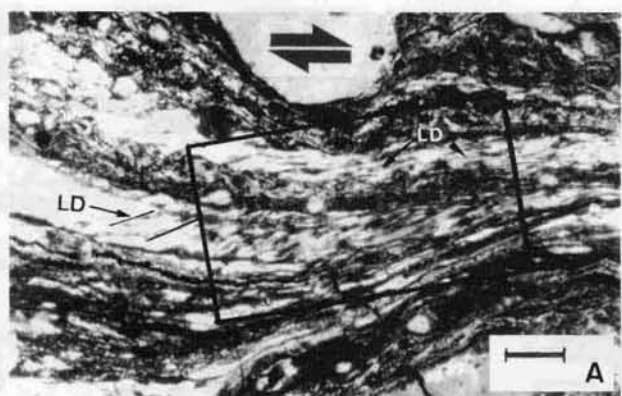


Lámina 1.—Microtexturas de deformación plástica del cuarzo en la Unidad Para-autóctona. *Formación Atalaya*: A, grano de cuarzo de gran tamaño en un ribbon policristalino, se observan extinción ondulante (EO) y subjuntas (SJ) según bandas oblicuas a la foliación definida por la elongación de los granos. *Ortogneis de Ribera del Fresno*: B, microtextura en damero de un agregado policristalino de cuarzo en una zona protegida de la deformación D<sub>2</sub>, L<sub>1</sub> y L<sub>2</sub> son las direcciones perpendiculares según las cuales se orientan los bordes de grano; C, desarrollo de una microzona de cizalla (delimitada por los planos C) a favor de una cinta de cuarzo y aparición de bandas de deformación, subjuntas y subgranos con una disposición sigmoidal; D, microzona de cizalla en la que las subjuntas (SJ) y bandas de deformación se disponen paralelas al plano de cizalla en las proximidades de éste; E, recristalización dinámica con formación de límites de grano y nuevos granos en una cinta policristalina, los nuevos granos (más frecuentes sobre el plano de cizalla C) tienen un hábito alargado oblicuamente a la dirección de la foliación milonítica y definen una falsa foliación (FF); F, desarrollo de una falsa foliación (FF) por elongación de granos de cuarzo predominantemente extinguidos en aplitoides asociados al Ortogneis de Ribera del Fresno. Barras de referencia: 0,2 mm. Nicoles cruzados.





policristalinos de uno o varios mm de espesor y varios cm de longitud con texturas en mosaico alargado y foliaciones de forma. En los bordes de grano se dan recristalizaciones de granos nuevos de talla reducida con hábitos equidimensionales.

### Complejo Leptino-anfibolítico

En los gneises cuarzo-feldespáticos (que constituyen el término litológico más frecuente de esta unidad) el cuarzo es un mineral poco abundante que aparece en cintas alargadas. Se reconocen masas elipsoidales, alargadas según la dirección de la foliación, formadas por cristales alargados que definen una foliación de forma oblicua a la esquistosidad megascópica. En las variedades de tamaño de grano más grueso los cristales son alotriomorfos y su tamaño de grano es de hasta 1-2 mm. Son frecuentes las texturas de deformación dúctil como la extinción ondulante y la formación de subjuntas y bandas de deformación paralelas a la foliación.

En las variedades miloníticas de cualquiera de las litologías anteriores, aparece en bandas monominerálicas policristalinas con texturas en mosaico de pequeños granos ligeramente alargados que definen una falsa foliación incipiente, siendo evidentes los signos de deformación plástica.

### Serie Negra

En la base de la Serie Negra, en el gneis de Mina Afortunada, el cuarzo se presenta en muchas ocasiones formando cintas. Estas, separadas por niveles micáceos de reducido espesor, están formadas por granos alargados con extinción ondulante y recristalizacio-

nes dinámicas a subgranos y granos nuevos. Se pueden asimilar a los ribbon policristalinos de tipo III y IV de Boullier y Bouchez (1978). En las migmatitas se presenta en bandas constituidas por multitud de pequeños cristales equidimensionales con texturas en mosaico equigranular y con uniones triples, si bien parecen enmascarar una textura en damero previa evidenciada por el hábito cuadrangular más o menos modificado de muchos cristales.

Las cuarcitas negras intercaladas en la Serie Negra están formadas por granos de cuarzo cuyo tamaño es variable según la cantidad de impurezas grafiticas y filosilicadas existentes, siendo aquél más pequeño cuanto mayor es la cantidad de éstas. Los granos de mayor tamaño presentan bordes irregulares de formas lobuladas e interdigitadas con los granos vecinos. Suelen estar atravesados por subjuntas que forman un ángulo elevado con la foliación milonítica y en general presentan extinción ondulante. Son frecuentes los procesos de recristalización dinámica, de subgranos al principio y finalmente de granos nuevos. Tanto subgranos como granos nuevos han experimentado procesos de migración de sus bordes. Las texturas, inicialmente en mosaico alargado paralelamente a la foliación, se transforman progresivamente en mosaicos de cristales equigranulares en los que aún se reconocen reliquias de los granos originales.

En secciones YZ no se observa una presencia de subjuntas tan acentuada como en secciones XZ, y su disposición no guarda una relación geométrica clara con la esquistosidad. Se observa recristalización de subgranos y granos nuevos, pero con morfologías más circulares que en secciones XZ. En las secciones XY se comprueba que, a nivel microestructural, la lineación megascópica está definida por la disposición en bandas alargadas de agregados de grafito y por la existencia de agregados alargados de cuarzo

Lámina 2.—Microtexturas de deformación plástica del cuarzo en materiales de la Unidad Alóctona. *Gneises Milonita de Higuera de Llerena*: A, cintas de cuarzo en las que se desarrollan láminas (LD) y bandas de deformación estrechamente espaciadas (20-30 micras) con un bajo ángulo de oblicuidad respecto a la dirección de la cinta; B, ampliación del área recuadrada de la microfotografía A en la que se observa un detalle de la disposición de las láminas de deformación (LD) en las proximidades de un plano de cizalla (C). *Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmatitos*: C, cinta de cuarzo con láminas (LD) y bandas de deformación (BD) paralelas a la dirección de la foliación milonítica; en láminas de deformación recristalizan granos nuevos (GN) de talla reducida y hábito equidimensional; D, banda de deformación (BD) alargada y estrecha limitada por granos nuevos (GN) de morfología elongada; E, granos de cuarzo elipsoidales con extinción ondulante, subjuntas y bordes de grano interdigitados (con frecuencia paralelos a la dirección de la foliación) en los que recristalizan granos nuevos de talla reducida; F, cristal de cuarzo de gran tamaño relicto en el interior una cinta que ha recristalizado casi completamente a un mosaico de cristales equidimensionales (ME) y cuadrangulares (textura en damero, MD) en una zona protegida de la deformación D<sub>2</sub>. *Serie Negra*: G, microtextura en damero en una cinta policristalina procedente de migmatitas con foliación D<sub>1</sub> del domo de Mina Afortunada; H, cristales de cuarzo elongados con bordes de grano lobulados en los que es frecuente la recristalización de granos nuevos (GN) de pequeño tamaño. Barras de referencia: 0,1 mm en B y D, 0,2 mm en el resto de las microfotografías. Nícoles cruzados.

que incluyen productos de recristalización dinámica. Las observaciones con lámina de yeso muestran la presencia de una acusada orientación óptica de todo el conjunto.

Estas microestructuras de deformación plástica del cuarzo están más extendidas en las proximidades del gneis de Mina Afortunada y en los enclaves de cuarcitas negras existentes en su interior, en los que el tamaño de los granos disminuye drásticamente y es independiente de la cantidad de impurezas gráficas existentes.

En los frecuentes pliegues de eje paralelo a la lineación que muestran las cuarcitas negras las características microestructurales en sección XZ son totalmente similares para los dos flancos.

### Fábricas de ejes —C— del cuarzo

El análisis microestructural se completa con el estudio de las fábricas de ejes —C— de cuarzo en muestras orientadas de cuarcitas, esquistos y gneises cuarcíticos recogidas en diversas posiciones estructurales en el seno de las Unidades Para-autóctona y Alóctona. Este estudio se ha realizado mediante la determinación de la orientación de los ejes —C— del cuarzo en la platina universal de cinco ejes en 100 granos diferentes por muestra; ocasionalmente en 150 ó 160 granos. Prácticamente todos los diagramas se han realizado en secciones XZ, siendo los referenciales estructurales utilizados la traza de la foliación y la posición de la lineación mineral de estiramiento. Se han realizado cuatro diagramas sobre secciones distintas de la XZ: tres sobre secciones YZ (dos de ellos perpendicularmente a los ejes de dos pliegues) y uno más sobre una sección XY.

Los diagramas de orientación preferente de ejes —C— de cuarzo obtenidos corresponden a una amplia variedad de tipos. Todos ellos se caracterizan por mostrar un patrón de distribución asimétrico y no aleatorio respecto al referencial estructural XZ que se interpreta como el resultado de un proceso de deformación de carácter rotacional. Los patrones de distribución obtenidos presentan diferencias en cuanto a la definición de las concentraciones de máximos de orientación preferente, mayor en las unidades más intensamente deformadas y más aleatoria en las muestras recogidas en los niveles estructurales más altos. La práctica totalidad de las fábricas medidas se refieren a las estructuras del episodio  $D_2$  de deformación. Se han distinguido cuatro tipos principales de modelos de distribución (ver figs. 2, 3 y 4), casi todos ellos correspondientes al tipo I de Lister (1977):

— Distribuciones poco prominentes con máximos de orientación preferente poco definidos y de ubica-

ción variable entre las direcciones estructurales Z, Y y Z (p. ej. diagrama  $FA_C$  de la fig. 2). Caracterizan los niveles estructurales más altos, en los que la deformación rotacional ha sido menos intensa y ocurre bajo condiciones de temperaturas relativamente bajas.

— Distribuciones según guirnaldas simples o dobles (estas últimas con desarrollo desigual correspondientes a patrones de tipo I de Lister (1977) y están delineadas por máximos de orientación preferente entre las direcciones estructurales Y y Z (diagramas  $SN_B$ ,  $SN_D$  o  $SN_H$  en la fig. 4). Aparecen en las partes más profundas de las unidades que ocupan los niveles estructurales superiores.

— Distribuciones según una guirnalda única definida con nitidez por máximos de orientación preferente que se disponen sobre la dirección estructural Y entre las direcciones Y y Z (diagramas ORF y  $RFA_A$  de la fig. 2 o LBG en la fig. 3). Caracterizan a las rocas metamórficas de grado medio (afectadas por una deformación dúctil prominente) comunes en los niveles estructurales intermedios e inferiores de la Unidad Alóctona.

— Distribuciones asimilables al tipo II de Lister (1977) de coronas cruzadas definidas de forma incompleta. Sólo se han reconocido en una ocasión en migmatitas deformadas bajo condiciones de grado alto. En nuestro caso están definidas por distribuciones de máximos de orientación preferente próximos a las direcciones X y Z que se disponen sustituyendo dos coronas o guirnaldas perpendiculares entre sí y asimétricas a su vez respecto al referencial XZ (diagrama  $OMA_A$  de la fig. 4).

### Unidad Para-autóctona

Los esquistos de la Formación Atalaya se caracterizan por presentar distribuciones de orientaciones de ejes —C— de cuarzo mal definidas y sin una relación clara respecto al referencial estructural y cinemático XZ (fig. 2, diagramas  $FA_A$ ,  $FA_B$  y  $FA_C$ ). Las fábricas, medidas en ribbon policristalinos paralelos a los planos de cizalla asociados a la deformación  $D_2$ , presentan máximos puntuales situados a unos  $30^\circ$  en torno a la dirección Z junto con otros situados entre Y y Z con los que parecen delinear coronas de tipo I de Lister (1977).

No obstante, existen también distribuciones de máximos de orientación preferente en posiciones de difícil interpretación (próximas a la dirección X) y sin ningún significado en el contexto en el que se produce la deformación. Se interpreta que las fábricas obtenidas responden a una intensidad baja de la deformación  $D_2$  por deslizamiento intracristalino del cuarzo que se ve complicada además por superponerse a una fábrica tectónica previa asociada al desarrollo de una «schistosity» durante el episodio  $D_1$  en la Unidad Para-autóctona.



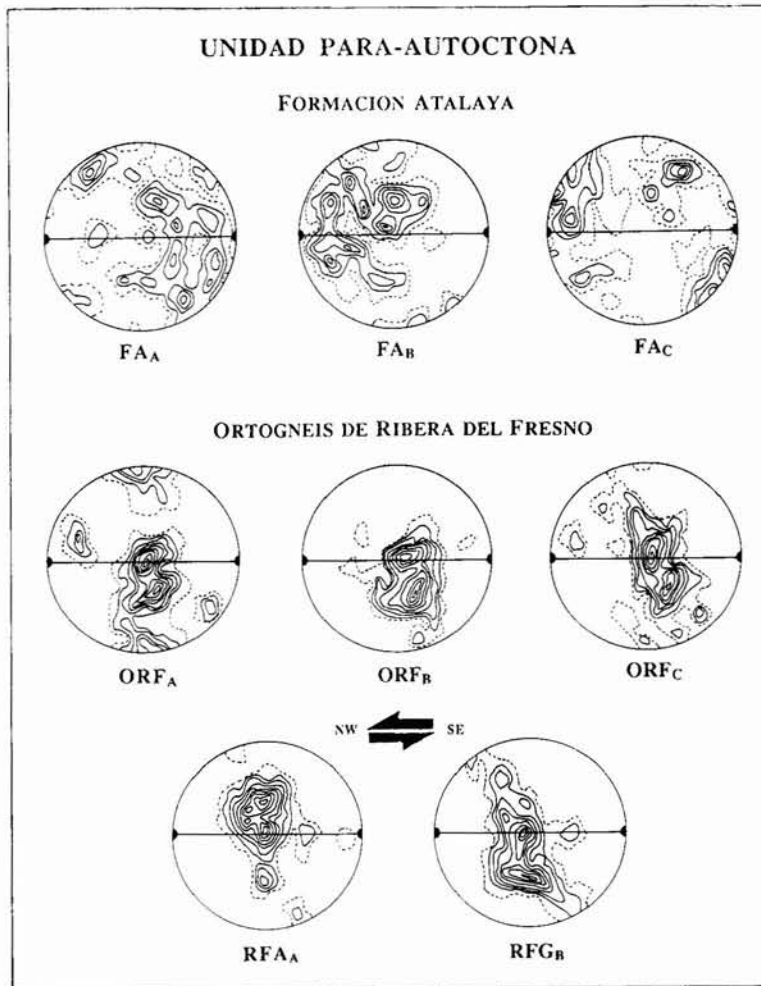


Fig. 2.—Diagramas de orientación preferente de ejes -C- de cuarzo obtenidos en niveles cuarcíticos y ribbon de cuarzo en los esquistos de la Formación Atalaya (FA<sub>A</sub>, FA<sub>B</sub> y FA<sub>C</sub>), en ribbon de cuarzo paralelos a la dirección de los planos de cizalla (planos C) en el Ortogneis de Ribera del Fresno (ORF<sub>A</sub>, ORF<sub>B</sub> y ORF<sub>C</sub>) y en los aplitoides (RFA<sub>A</sub>) y grésenes deformados (RFG<sub>B</sub>) que se le asocian como facies marginales. 100 medidas por diagrama; intervalos entre isolinneas: 1%. Proyecciones en el hemisferio inferior de la red equiareal.

En el Ortogneis de Ribera del Fresno los diagramas de orientación preferente de ejes —C— que presenta Chacón (1979) evidencian la existencia de máximos próximos a la dirección Z y entre Y y Z, indicativos de la operatividad del sistema de deslizamiento intracrystalino que envuelve a los planos basales y del rombo. Las distribuciones que se presentan en este estudio, medidas en ribbon de cuarzo paralelos a los planos de cizalla en los ortogneises (fig. 2, diagramas ORF<sub>A</sub>, ORF<sub>B</sub> y ORF<sub>C</sub>) y en los aplitoides y grésenes asociados (fig. 2, diagramas RFA<sub>A</sub> y RFG<sub>B</sub>) corresponden en todos los casos a guirnaldas simples asimétricas definidas con nitidez por la coexistencia de máximos de densidad según Y junto con un único máximo de los dos posibles entre

Y y Z. Ocasionalmente (diagramas ORF<sub>A</sub> y RFG<sub>B</sub> en la fig. 2) aparece un máximo próximo a la dirección Z. Las guirnaldas así definidas forman ángulos variables entre 15 y 30° con el plano YZ que indican sentidos de cizalla congruentes con los determinados a partir de las microestructuras. Análogamente, las muestras correspondientes a las zonas deformadas con mayor intensidad se caracterizan por presentar ángulos menores entre los planos de deslizamiento intracrystalino perpendiculares a las guirnaldas y los planos XY (Berthé *et al.*, 1979)

En el Ortogneis de Ribera del Fresno existen unas relaciones particulares entre la forma y elongación de los granos y subgranos de cuarzo que definen foliaciones de forma en microzonas de cizalla y sus

correspondientes fábricas de ejes —C— de cuarzo. Los granos de cuarzo próximos a los planos C se mantienen mayoritariamente extinguidos durante un giro completo de la platina, mientras que hacia el centro de las bandas S aumenta el número de granos que desextinguen. La foliación de forma tiende a hacerse paralela a la dirección de cizallamiento al aproximarse a los planos C, operándose en ese sentido una transición de fábrica tal que la orientación de los ejes —C— de cuarzo pasa de ocupar posiciones entre las direcciones Y y Z a ocupar posiciones sobre Y, lo que da lugar en los diagramas de orientación preferente a la aparición de dos máximos: uno sobre Y y otro entre Y y Z. Las transiciones microestructurales observadas aquí en relación con foliaciones de forma y microzonas de cizalla ponen claramente de ma-

nifiesto que las primeras no cambian de orientación sin modificar a la vez la fábrica de ejes —C— (Jessell, 1988 a y b). Estos resultados contrastan con los obtenidos por Burg (1986) para el desarrollo de foliaciones de forma en ribbon de cuarzo, quien sostiene que las foliaciones de forma son foliaciones oscilantes resultado de la competencia entre deformación y recristalización sintectónica. En este estudio se ha podido constatar que existe una relación entre la orientación de las foliaciones de forma y la fábrica cristalográfica.

#### Unidad Alóctona

Los diagramas de orientación preferente de ejes —C— de cuarzo obtenidos en ribbon policristalinos

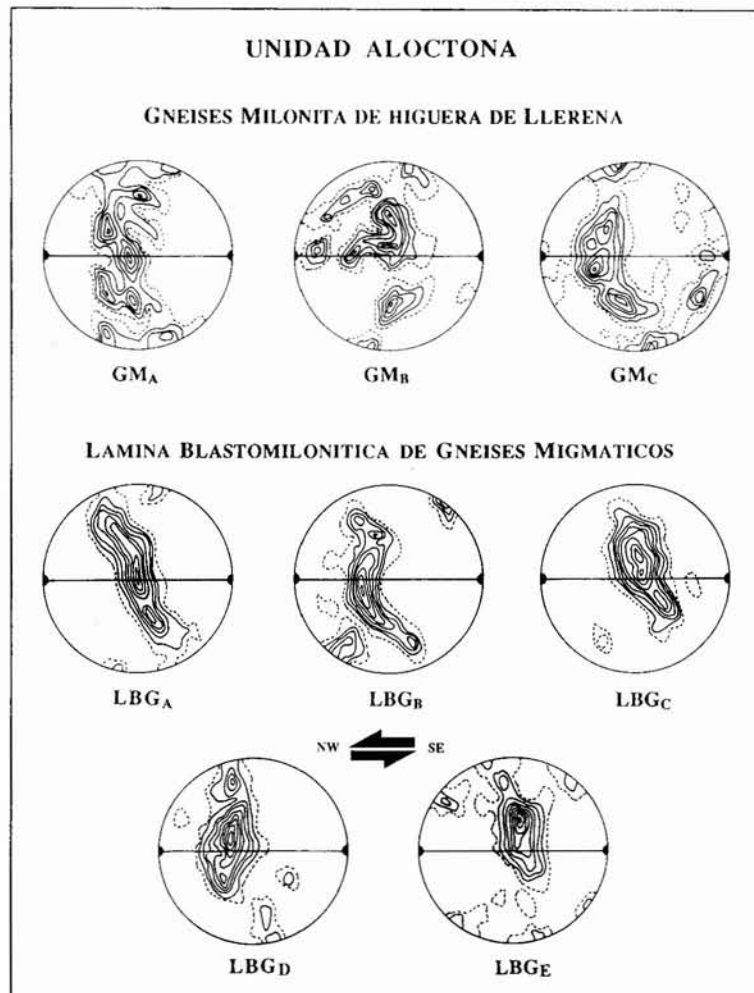


Fig. 3.—Diagramas de orientación preferente de ejes -C- de cuarzo obtenidos en los Gneises Milonita de Higuera de Llerena ( $GM_A$ ,  $GM_B$  y  $GM_C$ ) y en gneises biotíticos ( $LBG_A$ ,  $LBG_B$  y  $LBG_C$ ) y moscovíticos ( $LBG_D$  y  $LBG_E$ ) de la Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos. 100 medidas por diagrama; intervalos del 1% entre isolíneas. Proyecciones en el hemisferio inferior de la red equiareal.

asociados a superficies de intensa cizalla en los Gneises Milonita de Higuera de Llerena son bastante congruentes entre sí (fig. 3). Los patrones obtenidos corresponden a coronas simples definidas con nitidez y formando un ángulo aproximado de 20° con el plano YZ (diagrama GM<sub>A</sub>). En todos los casos las coronas están definidas por la presencia de máximos centrados en Y junto con dos máximos simétricos entre Y y Z. La presencia de máximos en torno a Z es menos frecuente y, en todo caso, de mucha menor importancia. En las muestras a partir de las cuales se han construido los diagramas GM<sub>B</sub> y GM<sub>C</sub> de la fig. 3 se han medido también los ejes —C— de algunos de los escasos granos de cuarzo con textura en damero que se conservan en zonas protegidas de la deformación junto a sistemas porfiroclásticos feldespáticos. Estos granos presentan ejes —C— con orientaciones próximas a la dirección estructural X, definiendo pequeños máximos en posiciones perpendiculares a los planos definidos por las coronas. Este hecho podría indicar la operatividad del sistema de deslizamiento según [C] para la deformación plástica del cuarzo asociada al episodio de deformación regional D<sub>1</sub> aunque

también es posible que se trate de un efecto aparente resultado de que los referenciales cinemáticos de los episodios D<sub>1</sub> y D<sub>2</sub> son oblicuos.

En los gneises que constituyen la Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos (fig. 3) las fábricas de ejes —C— de cuarzo son comparables en muchos sentidos a las descritas en los Gneises Milonita de Higuera de Llerena. No obstante, a diferencia de aquéllas, las coronas de tipo I (predominantemente coronas simples) presentan una definición todavía mayor (diagramas LBG<sub>A</sub>, LBG<sub>B</sub> y LBG<sub>C</sub> en la fig. 3), y están marcadas primordialmente por la presencia de un máximo muy importante centrado en Y (diagramas LBG<sub>D</sub> y LBG<sub>E</sub> en la fig. 3). Las orientaciones preferentes situadas entre Y y Z, si bien están presentes con profusión, no definen máximos claramente individualizados respecto a los máximos sobre Y o próximos a Z. Por el contrario, las coronas o guirnaldas están definidas bien por un máximo prominente centrado sobre Y, bien por una banda de elevada densidad de ejes —C— que incluye tanto las posiciones centradas sobre Y como las dos posiciones situadas entre Y y Z a ambos lados de la dirección Y (diagra-

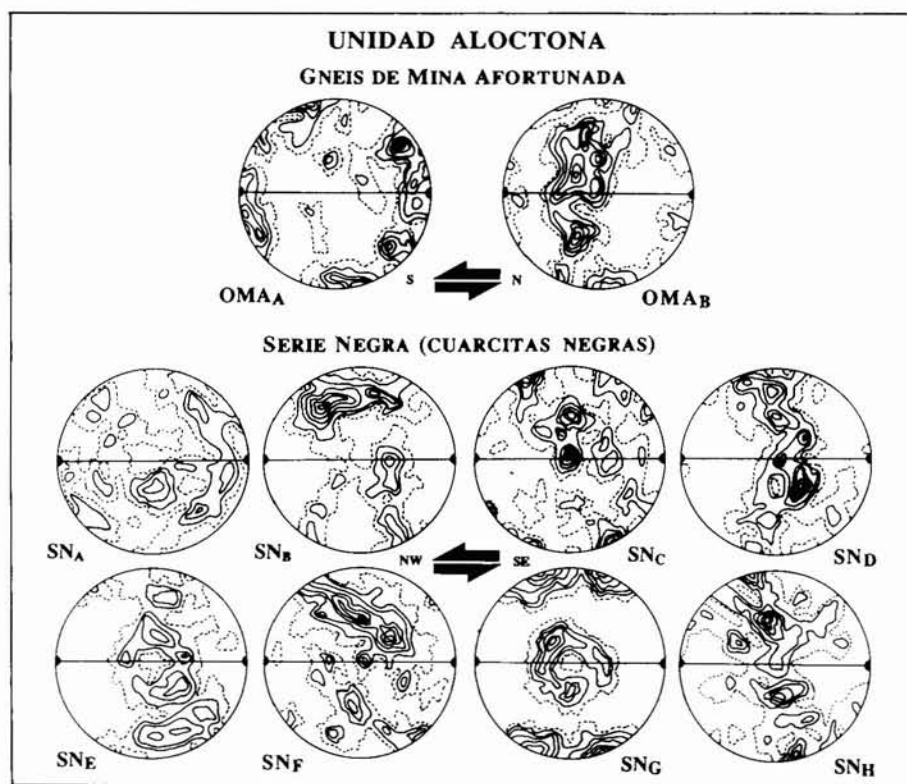


Fig. 4.—Diagramas de orientación preferente de ejes -C- de cuarzo obtenidos en migmatitas del domo gnéisico de Mina Afortunada (OMA<sub>A</sub> y OMA<sub>B</sub>) y en cuarcitas negras interestratificadas en la Serie Negra (SN<sub>A</sub>, SN<sub>B</sub>, SN<sub>C</sub>, SN<sub>D</sub> y SN<sub>H</sub>, SN<sub>E</sub>, SN<sub>F</sub> y SN<sub>G</sub>). En OMA<sub>A</sub>, OMA<sub>B</sub>, SN<sub>A</sub>, SN<sub>B</sub>, SN<sub>C</sub>, SN<sub>D</sub> y SN<sub>H</sub> 100 medidas por diagrama e intervalos del 1% entre isolíneas; intervalos entre isolíneas del 1,25% y 160 medidas por diagrama en SN<sub>E</sub>, SN<sub>F</sub> y SN<sub>G</sub>. Proyecciones en el hemisferio inferior de la red equiareal.



mas  $LBG_A$  y  $LBG_B$ ). Los diagramas  $LBG_A$  y  $LBG_B$  y  $LBG_E$  de la fig. 3 son los únicos que presentan máximos relativamente bien individualizados próximos a Z. En algunos de ellos estos máximos se disponen de tal manera a uno y otro lado de la dirección Z que parecen delinear una segunda guirnalda que junto con la más prominente definen un patrón de tipo II de Lister (1977) con dos guirnaldas que se intersectan en la dirección Y (diagrama LBG). Algunas de las muestras analizadas presentan texturas del cuarzo en damero en zonas protegidas de la deformación adyacentes a porfiroclastos. Las orientaciones de sus ejes —C—, a diferencia de lo que ocurre con los Gneises Milonita de Higuera de Llerena, no se proyectan en las inmediaciones de la dirección X, sino que lo hacen entre Y y Z.

En la base de la Serie Negra las fábricas de ejes —C— de cuarzo medidas en las migmatitas deformadas y gneises del núcleo del domo gnéisico de Mina Afortunada son representativas de los episodios de deformación  $D_1$  y  $D_2$  (diagramas  $OMA_A$  y  $OMA_B$ , respectivamente, de la fig. 4).

En relación con el episodio de deformación  $D_1$ , en los ribbon con textura en damero y mosaico equigranular (fig. 4) se ha evidenciado la presencia de patrones de distribución definidos por máximos de ejes —C— próximos a las direcciones X y Z (diagrama  $OMA_A$  de la fig. 4). Estas distribuciones son características de deformaciones a temperaturas elevadas (Lister y Dornsiepen, 1982; Bouchez *et al.*, 1985; Maimprice *et al.*, 1986). Los ribbon con textura en mosaico equigranular adyacentes a los anteriores pre-

sentan fábricas de ejes —C— similares. Este hallazgo concuerda con los resultados de Cuishman y Fyson (1984) en el sentido de que los productos de la recristalización estática («annealing») de ribbon en los que el cuarzo ha recristalizado bajo condiciones dinámicas reproducen al menos una parte de las fábricas deformacionales previas como consecuencia de una migración orientada de los bordes de grano y, por lo tanto, de un crecimiento orientado de granos nuevos durante los procesos de recristalización estática.

En relación con el episodio de deformación  $D_2$ , las fábricas obtenidas en cintas policristalinas de cuarzo (fig. 4, diagrama  $OMA_B$ ) están formadas por una alineación de máximos centrados en Y y entre Y y Z según una corona simple que forma un ángulo próximo a  $90^\circ$  con el plano XY. Este tipo de fábrica es claramente distinto del correspondiente a la deformación  $D_1$ .

En el domo de Mina Afortunada el análisis de las fábricas de ejes —C— de cuarzo en cuarcitas negras (fig. 4) permite afianzar el patrón estructural observado en lo que se refiere al aumento de la intensidad de la deformación hacia su núcleo.

Las fábricas encontradas en zonas alejadas del núcleo del domo (del orden de 2 a 4 km) muestran una clara asimetría respecto al referencial estructural. Los máximos de densidad de ejes —C— se localizan, sin una definición muy marcada, formando pequeñas guirnaldas (en círculos menores) alrededor de la dirección Z y entre las direcciones Z e Y (diagramas  $SN_A$ ,  $SN_B$  y  $SN_E$ ). Estos dos máximos tienden a for-

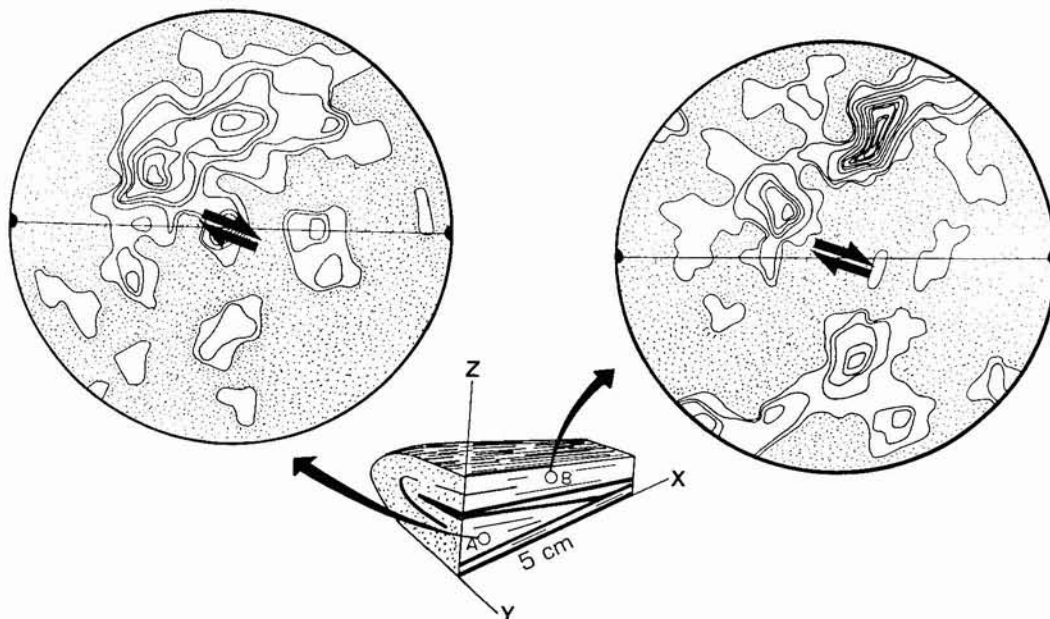


Fig. 5.—Diagramas de orientación preferente de ejes -C- de cuarzo en los flancos de un pliegue isoclinal de eje paralelo a la lineación de estiramiento. 80 medidas por diagrama; intervalos del 1,25% entre isolíneas. Proyecciones en el hemisferio inferior de la red equiareal.

mar una corona según un círculo mayor oblicuo al plano de la foliación XY. En dirección hacia el núcleo del domo, en las proximidades del contacto entre la Serie Negra y el gneis de Mina Afortunada, además de los máximos centrados en Z y entre Z e Y aparece un nuevo máximo de concentración de ejes —C— según la dirección Y (diagramas  $SN_C$ ,  $SN_F$  y  $SN_G$ ). En condiciones de deformación más intensa las guirnaldas se disponen casi subperpendiculares a la dirección de la foliación (diagrama  $SN_D$ ) y aparecen definidas con mayor nitidez, de tal manera que se hace difícil la utilización del criterio tradicional del plano basal (Bouchez y Pécher, 1976). En las proximidades de la unidad de anfibolitas del Cuartel, donde existe una importante zona de cizalla  $D_2$  con metamorfismo retrógrado asociado, las fábricas de ejes —C— definen una guirnalda única según un círculo mayor asimétrico respecto al referencial estructural (diagrama  $SN_H$ ).

En los pliegues de eje paralelo a la lineación del

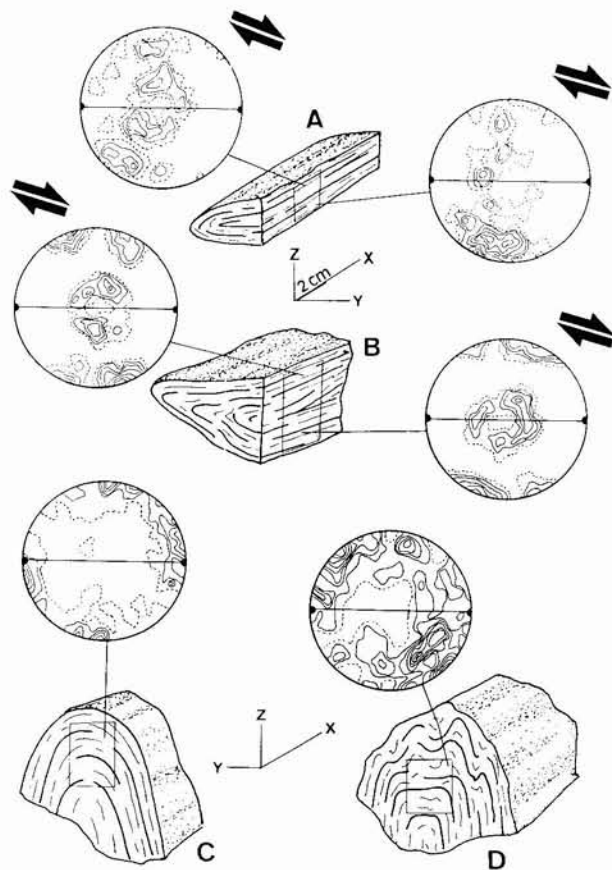


Fig. 6.—Fábricas de ejes -C- de cuarzo en pliegues de eje paralelo a la lineación en cuarcitas negras del sector de Mina Afortunada. A y B 80 medidas para cada flanco; C, 105 medidas y 100 en D. Intervalos de aproximadamente 1,2, 2,5, 5, 7,5 10 y 15% en A y B y del 3, 5, 8, 10, y 15% en C y D. Proyecciones en el hemisferio inferior de la red equiareal.

sector de Mina Afortunada (figs. 5 y 6) en secciones XZ se observan diagramas de orientación preferente con características similares a las de los diagramas que se acaban de discutir. Si estos pliegues fuesen el resultado del doblamiento de un nivel deformado plásticamente, los flancos normal e invertido mostrarían características microestructurales o de petrofábrica que indicarían sentidos de cizalla opuestos. Sin embargo, se observan disposiciones de las guirnaldas de ejes —C— de cuarzo análogas para ambos flancos, lo cual significa que estos pliegues no corresponden a niveles deformados de manera dúctil y posteriormente plegados sino que los planos axiales de los mismos actuaron como planos activos de deslizamiento debido a que los citados pliegues se generaron durante el proceso de cizallamiento. En secciones perpendiculares a la dirección de estiramiento (fig. 6), en las zonas de charnela de estos pliegues se observa, por una parte, la ausencia de proyecciones de ejes —C— en torno a la dirección X y, por otra, la presencia de máximos más o menos definidos entre las direcciones Y y Z. De por sí, estos diagramas aportan poca información sobre la cinemática de la deformación; sin embargo si la posición de los máximos de ejes —C— se restituye a secciones XZ siguiendo los métodos usuales de proyección estereográfica, la asimetría resultante en la fábrica indica la misma vorticidad para el proceso de cizallamiento que se puede observar en ambos flancos en secciones XZ. De esta manera se puede argumentar que los pliegues de eje paralelo a la lineación existentes en la zona de Mina Afortunada se generan durante la etapa de cizallamiento regional  $D_2$ .

### Mecanismos y condiciones de la deformación plástica del cuarzo

Las fábricas de ejes —C— de cuarzo asimétricas se forman debido a cualquiera de los tres supuestos siguientes (Lister y Hobbs, 1980):

- la orientación de la población inicial de granos de cuarzo no era aleatoria;
- el referencial cinemático no permaneció constante como consecuencia de una deformación compleja;
- la historia de la deformación fue de tipo no coaxial, a pesar de que el referencial cinemático permaneciese constante.

Cuando la población inicial de granos de cuarzo no está orientada al azar, las guirnaldas y los máximos de orientación preferente que resultan siguen el esquema propuesto por los modelos teóricos y experimentales (Lister y Williams, 1979; Lister y Hobbs, 1980). La posición de los máximos de orientación preferente y la distribución de intensidades están determinadas por la historia de la deformación, por la distribución inicial de orientaciones, por el conjunto

de sistemas de deslizamiento intracrystalino que han actuado y por las posibilidades que éstos han tenido para intervenir (Lister, 1979).

El patrón de la fábrica cristalográfica, aunque depende de la historia de la deformación, está especialmente condicionado por los estados finales de la deformación (Lister y Hobbs, 1980; Cannat, 1985; Schmid y Casey, 1986). Este hecho ha llevado a numerosos autores a señalar que la influencia de los estados finales de la deformación restringe en cierta medida el uso de las fábricas cristalográficas como herramientas de aplicación en Geología Estructural y que las fábricas medidas en zonas de cizalla importantes no se pueden utilizar (sin antes considerar los efectos de la historia geológica posterior) para analizar la historia inicial de cabalgamientos o cizallamientos, ya que los episodios deformacionales tardíos borran muchas veces la impronta de los acontecimientos previos.

Los diferentes patrones de distribución de orientaciones preferentes de ejes —C— de cuarzo encontrados indican que la deformación se ha producido a temperaturas moderadas o bajas y que los sistemas de deslizamiento que han actuado preferentemente son los que tienen como dirección de deslizamiento un eje  $\langle a \rangle$  (dirección cristalográfica  $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ ). El sistema de deslizamiento más frecuente en los niveles estructurales superiores es el que utiliza los planos basales (0001), apareciendo sucesivamente en profundidad y a temperaturas más elevadas los sistemas en los que intervienen los planos del romboedro (planos cristalográficos  $\{10\bar{1}1\}$  y  $\{10\bar{1}2\}$ ) y los planos prismáticos  $\{10\bar{1}0\}$ ; Bouchez y Pecher, 1981). La operatividad de uno u otro sistema de deslizamiento intracrystalino depende de la temperatura (Blacic, 1975; Nicolás y Poirier, 1976), razón por la que en niveles estructurales epizonales predomina la actuación conjunta de los sistemas de deslizamiento  $\langle a \rangle$  (0001) y  $\langle a \rangle \{10\bar{1}1\}$  o  $\langle a \rangle \{11\bar{2}0\}$ , mientras que en niveles estructurales inferiores (mesozonales), en los que la deformación ha sido más intensa, el sistema  $\langle a \rangle$  (0001) pierde progresivamente importancia en beneficio del sistema prismático  $\langle a \rangle \{10\bar{1}0\}$ .

La deformación tiene un marcado carácter rotacional según se desprende de la distribución asimétrica de las fábricas de ejes —C— de cuarzo respecto a los referenciales estructurales, que permite además determinar la vorticidad o el sentido de movimiento asociado al proceso de cizalla responsable al menos de una parte de la deformación. Únicamente de manera local la asimetría de la fábrica indica un sentido de cizalla contrario al señalado por las microtexturas. Lister y Williams (1979), al aplicar el método del plano basal de (Bouchez y Pecher, 1976) a uno de los diagramas de orientación preferente de ejes —C— de cuarzo de Carreras *et al.* (1977) encuentran

este mismo problema y lo discuten, proponiendo que el problema se resuelve al considerar no sólo la distribución de máximos sobre una guirnalda sino también la geometría del esqueleto de la fábrica, asimétrico a su vez, que es el verdadero portador del criterio de vorticidad incluso cuando deformaciones intensas llegan a obliterar el criterio del plano basal (Vissers, 1989).

La presencia de coronas dispuestas según círculos menores centrados en la dirección estructural Z indica la influencia de componentes de aplastamiento coetáneas con la deformación rotacional responsable de la asimetría de las fábricas. Esta componente, evidenciada en materiales epizonales únicamente, ejerce cierto control sobre los sistemas de deslizamiento que acomodan la deformación dúctil del cuarzo en el sentido de que inhiben la operatividad del sistema  $\langle a \rangle \{10\bar{1}0\}$  en favor del funcionamiento de los sistemas  $\langle a \rangle$  (0001) y  $\langle a \rangle \{10\bar{1}1\}$  o  $\langle a \rangle \{10\bar{1}2\}$ . Los resultados experimentales de Tullis (1971) y los del análisis de la fábrica mediante goniometría de texturas de Schmid y Casey (1986) sugieren que si el elipsoide de la deformación finita correspondiente al estado final de la deformación de rocas como las aquí consideradas se proyecta dentro del campo del aplastamiento del diagrama de Flinn (1965), los sistemas de deslizamiento intracrystalino operantes sobre planos prismáticos (deslizamientos según direcciones  $\langle a \rangle$  sobre planos  $\{10\bar{1}0\}$ ) se hacen ineficaces y los máximos de orientación preferente de ejes —C— centrado sobre Y desaparecen, sin que por ello desaparezca la asimetría de la fábrica.

Las microestructuras  $D_1$  preservadas como reliquias indican condiciones de deformación a temperaturas elevadas. Tales microestructuras y las correspondientes fábricas de ejes —C— obtenidas indican la actuación de sistemas de deslizamiento de dirección [C] sobre planos prismáticos  $\{10\bar{1}0\}$  actuando conjuntamente con el sistema  $\langle a \rangle$  (0001) (Lister y Dornsiepen, 1982; Bouchez *et al.*, 1985; Tubía y Cuevas, 1985; Gapais y Barbarin, 1986; Mainprice *et al.*, 1986; Tubía, 1988). Fábricas de este tipo se forman a temperaturas elevadas (superiores a 600-650° C) en presencia de una fase hidrotermal acuosa que facilita la activación del sistema de deslizamiento según [C] (Mainprice *et al.*, 1986). El deslizamiento según [C] permite al cuarzo absorber deformaciones rápidas, por lo que es probable que las rocas de grado alto en las que se da hayan sufrido procesos de deformación de intensidad elevada en períodos de tiempo relativamente cortos y en condiciones de temperatura elevadas.

La determinación de las condiciones de temperatura reinantes durante la deformación del cuarzo en las diferentes unidades estudiadas utilizando la geometría de los diagramas de ejes —C— del cuarzo se



basa en que la activación de los distintos sistemas de deslizamiento intracrystalino es función de la temperatura (Blacic, 1975; Nicolás y Poirier, 1976). Estas condiciones se pueden establecer de la manera siguiente:

— temperaturas entre 300 y 400° C para la deformación de materiales en los que predominan los sistemas de deslizamiento intracrystalino del cuarzo de los planos basal y del romboedro, como las rocas epi- a mesozonales de la Unidad Alóctona (parte superior de la Serie Negra), y de la Unidad Para-autóctona (Fm. Atalaya);

— temperaturas entre 400 y 550° C para la deformación de la mayor parte de los materiales mesozonales de la Unidad Alóctona (gneises de Azuaga, base de la Serie Negra) y para el Ortogneis de Ribera del Fresno y rocas asociadas, en los que coexisten los sistemas de deslizamiento intracrystalino anteriores con el prismático o en los que predomina el sistema prismático acompañado del romboédrico;

— temperaturas superiores a 600-650° C para la deformación D<sub>1</sub>, caracterizada por la actividad de sistemas de deslizamiento intracrystalino según la dirección cristalográfica [C] (materiales de alto grado de la Unidad Alóctona y primeros estadios de la intrusión del Ortogneis de Ribera del Fresno).

Estos datos quedan asimismo refrendados por las temperaturas del metamorfismo D<sub>2</sub> obtenidas mediante cálculos geotermobarométricos (Abalos, 1990).

#### **Aplicación de la petrología estructural del cuarzo a la cinemática de desplazamientos. Discusión**

El significado de las fábricas cristalográficas estudiadas en los apartados anteriores y sus implicaciones en la magnitud de los desplazamientos tectónicos verificados por deformación plástica de las rocas que las contienen requiere una consideración previa de los mecanismos y el régimen de la deformación responsables de su desarrollo (determinados mediante técnicas diversas del análisis estructural y cinemático; Abalos, 1990).

En los niveles estructurales inferiores del apilamiento de láminas gneísicas de la Unidad Alóctona los rasgos microestructurales y las características petrotectónicas de las fábricas D<sub>1</sub> sugieren un régimen de la deformación complejo por cizalla simple (en condiciones de temperatura medias-elevadas, propias de la facies de las anfíbolitas o superiores). En las unidades que ocupan los niveles estructurales más altos del apilamiento y en la Unidad Para-autóctona se observa una combinación de deformación coaxial y de deformación rotacional (a temperaturas medias-bajas, características de la facies de los esquistos verdes).

El régimen de la deformación D<sub>2</sub> es predominantemente rotacional (cizalla simple sinistral). A la vista de resultados como los expuestos aquí, esta deformación (que llega a borrar toda evidencia de deformaciones anteriores) tiene lugar en un contexto de temperaturas intermedias (facies de las anfíbolitas con epidota) y parece concentrarse en la banda de materiales gneísicos que ocupa la mitad SW del Corredor (delimitada al SW por la Formación Azuaga y al NE por la Formación Atalaya). En la banda NE del corredor, ocupada mayoritariamente por la Serie Negra, las estructuras y fábricas D<sub>1</sub> se han conservado parcialmente. La superposición de estructuras y su desarrollo en el curso de la deformación progresiva D<sub>2</sub> tipifican un régimen de la deformación complejo que se caracteriza por la coexistencia de volúmenes rocosos afectados por aplastamiento, cizalla simple heterogénea más aplastamiento, buckling más aplastamiento, etc. (Abalos y Eguíluz, 1989).

Las características de las microestructuras y fábricas de ejes —C— de cuarzo estudiadas en relación con el episodio D<sub>2</sub> en la banda SE del CBBC permiten evidenciar el predominio de un régimen de deformación por cizalla simple. En estas condiciones (en ausencia de una componente de aplastamiento significativa) se puede hacer un cálculo aproximado de la magnitud de los desplazamientos transcurrentes en base al ángulo formado entre la foliación milonítica y los planos de cizalla determinados a partir de la disposición de las guirnaldas en los diagramas de orientación preferente (Berthé *et al.*, 1979; Ramsay, 1980; Burg *et al.*, 1981). Los materiales de las diferentes litologías presentan valores del citado ángulo que oscilan entre 25-30° en las rocas con deformación blastomilonítica menos deformadas hasta 10° en las rocas afectadas por una mayor intensidad de la deformación. Estos valores permiten calcular la deformación por cizalla  $\gamma$  (entre un mínimo de 1,15 y un máximo de 5,50) y los desplazamientos transcurrentes (entre 10 y 35 km) verificados en la banda de 5-10 km de anchura en la que afloran los materiales gneísicos que nos ocupan. Valores similares se obtienen suponiendo que la elongación de las foliaciones de forma se aproxima a la orientación del eje X del elipsoide de la deformación finita en los agregados deformados de cuarzo (Jessell, 1988b). Si se asume que el deslizamiento intergranular es un mecanismo efectivo de la deformación que acompaña al deslizamiento intracrystalino por migración de dislocaciones y que contribuye en 1/3 a la deformación total de los agregados policristalinos (Mitra, 1979; Burg, *et al.*, 1981) los desplazamientos anteriores serían de 15 km como mínimo y de 73 como máximo.

En la banda NE del CBBC, al NE de los esquistos de la Formación Atalaya, la presencia de una componente de aplastamiento significativa (Abalos y

Eguíluz, 1989), la complejidad de los mecanismos de la deformación y la imposibilidad de determinar en qué proporción las fábricas cristalográficas estudiadas corresponden a cizalla simple y en qué medida a aplastamiento, hacen que cualquier intento de estimar la magnitud de los desplazamientos a partir de los ángulos de oblicuidad entre los planos S y C de los diagramas de orientación preferente sea deseable (Abalos, 1989).

Burg *et al.* (1981) calculan un desplazamiento de 72 km siguiendo un método como el utilizado más arriba pero asumiendo que esa manera de proceder es aplicable a toda la banda de cizalla, con una anchura de 15-20 km. En base a la aplicación de técnicas de cuantificación de la deformación finita en ortogneises, Abalos (1989) calcula un valor de desplazamiento mínimo de 25 km entre los límites NE y SW del Corredor asumiendo supuestos parecidos a los de Burg *et al.* (1981). Una estimación más cercana a la realidad de los desplazamientos tectónicos transcurrentes acomodados en el Corredor debe considerar que la deformación  $D_2$  no es homogénea ni en cuanto a los mecanismos ni en cuanto a la magnitud en una sección transversal del mismo. Como ya se ha apuntado más arriba, el episodio  $D_2$  tiene mayor intensidad en la mitad SW de la zona de cizalla. Esta banda es asimismo heterogénea (Abalos, 1990), pues en ella alternan áreas con foliación subhorizontal y deformación blastomilonítica poco intensa, con áreas con esquistosidad subvertical en la que alternan unidades miloníticas y blastomiloníticas diversamente deformadas con corredores ultramiloníticos de potencia variable (m-Hm). Las cifras dadas en el párrafo anterior para la magnitud de los desplazamientos no tienen en cuenta que estos corredores pueden haber acomodado desplazamientos de orden kilométrico a plurikilométrico, según se propone en la discusión que establece Abalos y Eguíluz (1990b) a partir de las características de la recristalización dinámica del cuarzo en los mismos.

La magnitud de los desplazamientos transcurrentes hercínicos (deformación  $D_2$ ) en el CBBC debe considerarse como la suma de varias componentes. En base a la medida de la deformación finita y a este estudio se puede establecer en unos 70 km la componente debida a la deformación dúctil recogida por las rocas blastomiloníticas que ocupan parte del CBBC. La deformación recogida por los corredores ultramiloníticos puede aumentar esta cifra hasta 200-300 km (Abalos y Eguíluz, 1990b), siendo de unos pocos km la aportación probable de la banda de materiales afectados por una deformación mixta coaxial y rotacional. Estas cifras son comparables a los desplazamientos que debieron sufrir los Complejos Alóctonos del NW peninsular en el curso de su emplazamiento y evolución en tiempos hercínicos.

Aunque la evolución tectonometamórfica de los Complejos Alóctonos del NW es larga, su historia hercínica (Devónico Superior-Carbonífero Inferior) debe tener una relación espacio-temporal estrecha con la evolución tectónica  $D_2$  del CBBC.

### Conclusiones

Las microestructuras deformacionales observadas en secciones estructurales XZ (referenciales estructurales convencionales: planos de esquistosidad o de foliación milonítica y dirección de las lineaciones de estiramiento) en esquistos y gneises del CBBC corresponden a una amplia variedad de tipos (foliaciones de forma, láminas de deformación, subjuntas, extinción ondulante...), siendo su característica principal la de ser el resultado de procesos de deformación plástica. Los diagramas de orientación preferente de eje —C— de cuarzo obtenidos muestran una amplia variedad, predominando las distribuciones en guirnaldas de tipo I de Lister (1977). Todos ellos se caracterizan por mostrar un patrón de distribución no aleatorio y predominantemente asimétrico respecto al referencial estructural XZ que se interpreta como el resultado de un proceso de deformación de carácter rotacional. Las condiciones de temperatura reinantes durante la deformación del cuarzo en las diferentes unidades estudiadas, determinadas a partir de la geometría de los diagramas de ejes —C— de cuarzo, varían entre 300-400° C para las deformaciones pan-africana y hercínica de las rocas epí- a mesozonales de las Unidades Alóctona y Para-autóctona, 400-550° C para la deformación hercínica de la mayor parte de los materiales mesozonales de la Unidad Alóctona (gneises de Azuaga, base de la Serie Negra) y para el Ortogneis de Ribera del Fresno, y 600-650° C para la deformación pan-africana de materiales de alto grado de la Unidad Alóctona y primeros estadios de la intrusión del Ortogneis de Ribera del Fresno.

La superposición de estructuras debidas a los episodios de deformación pan-africano ( $D_1$ ) y hercínico ( $D_2$ ) y su complicación en el curso de la deformación progresiva  $D_2$  tipifican un régimen de la deformación complejo cuyas componentes son difíciles de separar excepto si el segundo evento borra totalmente al primero. En base a este estudio se puede calcular que el desplazamiento transcurrente hercínico acomodado por la deformación de las rocas blastomiloníticas que ocupan parte del CBBC es de unos 70 km. Este valor del desplazamiento aumenta hasta 200-300 km si se considera el papel de los numerosos corredores ultramiloníticos existentes, que son zonas de movimiento que acomodan en su seno grandes traslaciones relativas entre bloques. Estas cifras son compa-

rables en magnitud a las flechas de los cabalgamientos basales de los Complejos Alóctonos del NW peninsular, con los que debe estar relacionada la evolución estructural D<sub>2</sub> (hercínica) del CBBC.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto de investigación subvencionado por la Universidad del País Vasco UPV 131.310-0167/89. Agradecemos a M. Doblas sus interesantes comentarios y sugerencias al manuscrito original.

#### Referencias

- Abalos, B. (1989). Structural Geology of the Ribera del Fresno Window (Badajoz-Córdoba Shear Zone). *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 103-112.
- Abalos, B. (1990). *Cinématica y Mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba*. Tesis Doctoral. Univ. País Vasco; 430 págs.
- Abalos, B. y Eguíluz, L. (1989). Structural analysis of deformed early lineations in black quartzites from the central Badajoz-Córdoba Shear Zone (Iberian Variscan Fold Belt). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 95-102.
- Abalos, B. y Eguíluz, L. (1990a). El Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: un complejo orogénico de subducción/colisión durante la orogenia Pan-Africana. Cinemática, dinámica e historia de levantamiento del apilamiento de unidades tectónicas. *Geogaceta*, 7: 73-76.
- Abalos, B. y Eguíluz, L. (1990b). Aplicación del estudio petroestructural del cuarzo al establecimiento de las relaciones esfuerzo-deformación en tectonitas y sus implicaciones en la dinámica de las zonas de cizalla. Ejemplo del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico, SW España). *Rev. Soc. Geol. España*, 3. 181-197.
- Abalos, B.; Eguíluz, L. y Apalategui, O. (1990). Constitución tectono-estratigráfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: nueva propuesta de subdivisión. *Geogaceta*, 7: 71-73.
- Abalos, B.; Eguíluz, L.; Gil Ibaruchi, I. y Via Chicote, J. (1989). Características mineralógicas de los topacios de afloramiento de grésenes milonitizados asociados al Ortogneis de Ribera del Fresno y sus posibles implicaciones metalogénicas (Badajoz, Zona de Ossa-Morena). *Rev. Soc. Esp. Mineralogía*, 12: 385-396.
- Bell, T.H. y Etheridge, M.A. (1973). Microstructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, 6: 337-348.
- Bellon, H.; Blanchere, H.; Crousilles, M.; Deloche, C.; Dixsaut, C.; Hertrich, B.; Prost-Dame, V.; Rossi, Ph.; Simon, D. et Tamain, G. (1979). Radiochronologie, évolution tectono-magmatique et implications métallo-géniques dans les cadomo-variscides du Sud-Est Hespérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 21: 113-120.
- Berthé, D.; Choukroune, P. y Gapais, D. (1979). Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Minéral.*, 102: 265-272.
- Blacic, J. D. (1975). Plastic deformation mechanisms in quartz: the effect of water. *Tectonophysics*, 27: 271-294.
- Blatrix, P. y Burg, J.P. (1981): 40Ar-40Ar Dates from Sierra Morena (Southern Spain). Variscan metamorphism and Cadomian orogeny. *N. Jb. Miner. Mh.*, 10: 470-478.
- Bouchez, J. L. et Pécher, A. (1976). Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du Grand Chevauchement Central Hymalayen. *Bull. Soc. Géol. France*, 18: 1375-1383.
- Bouchez, J. L.; Lister, G.S. y Nicolas, A. (1983). Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geologische Rundschau*, 72: 401-419.
- Bouchez, J. L.; Tubía J.M. y Mainprice, D. (1985) Déformation naturelle du quartz: coexistence des systèmes de glissement de direction —a— et —c— á haute température (migmatites de la nappe d'Ojén, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301: 841-846.
- Boullier, A.M. y Bouchez, J. L. (1978). Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. France*, 20: 253-262.
- Brun, J. P. y Choukroune, P. (1981). Déformation progressive et structures crustales. *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, 23: 177-193.
- Brunel, M. (1983). *Etude petro-structurale des chevauchements ductiles en Himalaya (Nepal Oriental et Himalaya du Nord-Ouest)*. Thèse, Univ. Paris VII: 395p.
- Burg, J. P. (1986). Quartz shape fabric variations and c-axis fabrics in a ribbon mylonite; arguments for an oscillating foliation. *J. Struct. Geol.*, 8: 123-124.
- Cannat, M. (1985). Quartz microstructures and fabrics in the Island of Groix (Brittany, France). *J. Struct. Geol.*, 7: 555-562.
- Carreras, J.; Estrada, A. y White, S. (1977). The effects of folding on the c-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics*, 39: 3-24.
- Castro, A. (1987). Implicaciones de la Zona de Ossa-Morena y dominios equivalentes en el modelo geodinámico de la Cadena Hercínica Europea. *Estudios Geol.* 43: 249-260.
- Chacón, J. (1979). *Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada: 728 págs.
- Chacón, J.; Martín Rubí, J. A. y Pesquera, A. (1980). El Ortogneis de Ribera del Fresno: un cuerpo granítico intrusivo pre-hercínico aflorante en el sector central del Anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba. *Bol. Geol. Min.*, 91: 661-674.
- Coward, M. P. (1983): Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *J. Struct. Geol.*, 5: 113-123.
- Culshman, N.G. y Fyson, W. K. (1984). Quartz ribbons in high grade granite gneiss: modifications of dynamically formed quartz c-axis preferred orientation by oriented grain growth. *J. Struct. Geol.*, 6: 663-668.
- Dallmeyer, R. D. and Quesada, C. (1989). Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz-Córdoba Shear Belt (Southeast Iberia). *Terra Abstracts*, 1: 366.
- Deloche, C., Simon, D. et Tamain, G. (1979). Le charriage majeur de type himalayen du Cerro Muriano (Cordoue) dans les caledonides du sud-ouest hespérique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289: 253-256.
- Eguíluz, L., Abalos, B. y Gil Ibaruchi, J.I. (1990). Eclo-



- gitas de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba (Suroeste de España). Datos petrográficos y significado geodinámico. *Geogaceta*, 7: 28-31.
- Flinn, D. (1965). On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102: 36-45.
- Gapais, D. and Barbarin, B. (1986). Quartz fabric transitions in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics*, 124: 357-370.
- Gapais, D., Bale, P., Choukroune, P., Cobbold, P.R., Mahjoub, Y. and Marquer, D. (1987). Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *J. Struct. Geol.*, 9: 635-646.
- García Casquero, J.L., Boelrijk, N.A.I.M., Chacón, J. and Priem, H.N.A. (1985). Rb-Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geol. Rundschau*, 74: 379-384.
- García Casquero, J. L., Boelrijk, N.A.I.M., Priem, H.N.A. and Chacón, J. (1988). Isotopic dating of the mylonitization of the Azuaga Group in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geol. Rundschau*, 77: 483-489.
- García Celma, A. (1982). Domainal and fabric heterogeneities in the Cap de Creus quartz mylonites. *J. Struct. Geol.*, 4: 443-455.
- Higgins, M.W. (1971). *Cataclastic rocks*. Geological Survey Prof. Paper n.º 687: 97 págs.
- Jesell, M.W. (1988a). Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates-I. Description of the model. *J. Struct. Geol.*, 10: 771-778.
- Jesell, M.W. (1988b). Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates-II. Example model runs. *J. Struct. Geol.*, 10: 779-793.
- Lister, G. S. (1977). Discussion: crossed girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, 39: 51-54.
- Lister, G.S. (1979). Fabric transition in plastically deformed quartzites: competition between basal, prism and rhomb systems. *Bull. Minéral.*, 102: 232-241.
- Lister G. S. and Hobbs, B. E. (1980). The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *J. Struct. Geol.*, 2: 355-370.
- Lister, G. S. and Snoke, A. W. (1988a). S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6: 217-638.
- Lister, G. S. and Williams, P. F. (1979). Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *J. Struct. Geol.*, 1: 283-297.
- Lister, G. S. and Dornsiepen, U. F. (1982). Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *J. Struct. Geol.*, 4: 81-92.
- Mainprice, D., Bouchez, J. L., Blumenfeld, Ph. and Tubía, J. M. (1986). Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic softening at high temperature. *Geology*, 14: 819-822.
- Mitra, G. (1979). Ductile deformation zones in Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strain. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 90: 935-951.
- Nicolas, A. and Poirier, J. P. (1976). *Crystalline plasticity and solid-state flow in metamorphic rocks*. Wiley, New York: 444 págs.
- Nicolas, A., Bouchez, J. L., Blaise, J. and Poirier, J. P. (1977). Geological aspects of deformation in continental shear zones. *Tectonophysics*, 42: 55-73.
- Passchier, C. W. and 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. *28th International Geological Congress*. Washington D. C.: 2.648.
- Ramsay, J. G. (1980). Shear Zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.*, 2: 83-89.
- Ramsay, J. G. and Graham, R. H. (1970). Strain variations in shear belts. *Can. J. Earth Sci.*, 7, 786-813.
- Schäfer, H. J., Gebauer, D. and Nægler, Th. F. (1989) Pan-African and Caledonian ages in the Ossa-Morena Zone (Southwest Spain): a U-Pb zircon and Sm-Nd study. *Terra Abstracts*, 1: 350-351.
- Schmid S. M. and Casey, M. (1986) *Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis patterns*. In: *Mineral and Rock deformation: Laboratory Studies*. The Paterson Volume. *Geophys. Monograph*, Am. Geophys. Union, 36: 263-286.
- Sibson, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, 133: 191-213.
- Tubía, J. M. (1988). Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. *Publ. Esp. Bol. Geol. Min.*: 1-124.
- Tubía, J. M. y Cuevas, J. (1985). Fábrica del cuarzito en tectonitas de alta temperatura (Manto de Ojén, Cordilleras Béticas). *Estudios Geol.*, 41: 147-155.
- Tullis, J. (1971). *Preferred orientations in experimentally deformed quartzites*. Unpublished Ph. D. Thesis, Univ. of California at Los Angeles.
- Tullis, J., Snoke, A. W. and Todd, V. R. (1982). Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology*, 10: 227-230.
- Vauchez, A. (1987a). *Mécanismes 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 p.
- Vauchez, A. (1987b). The development of discrete shear zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. *Tectonophysics*, 133: 137-156.
- Vissers, R. L. M. (1989). Asymmetric quartz C-axis fabrics and flow vorticity: a study using rotated garnets. *J. Struct. Geol.*, 11: 231-244.
- White, S. H., Burrows, S. E., Carreras, J., Shaw, N. D. and Humphreys, F. J. (1980). On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2: 175-187.
- Wise, D. V., Dunn, D. E., Engelder, J. T., Geiser, P. A., Hatcher, R. D., Kish, S. A., Odom, A. L. and Schamel, S. (1984). Fault related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, 12: 391-394.

Recibido el 20 de marzo de 1990  
Aceptado el 28 de mayo de 1990