

# 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)

B.Abalos y L.Eguíluz (1)

(1) Departamento Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Univ. del País Vasco. Apdo. 644, 48080.- BILBAO.

## RESUMEN

En este trabajo se aplican a las tectonitas del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (SO de España) diversas técnicas de análisis petroestructural basadas en el estudio de la deformación plástica del cuarzo (condiciones y régimen de la deformación, determinación de los esfuerzos desviatorios mediante geopiezómetros estructurales y establecimiento de las relaciones esfuerzo-deformación). Las rocas aflorantes en el Corredor Blastomilonítico han experimentado una importante deformación dúctil en régimen transcurrente durante el Carbonífero Inferior (D<sub>2</sub> regional). La deformación se verificó en condiciones de temperaturas de 400-550°C en los niveles estructurales más bajos y de 300-400°C en los más altos bajo esfuerzos desviatorios variables entre 30 y 160 MPa. Las tasas de deformación correspondientes oscilan entre 10<sup>-15</sup> seg<sup>-1</sup> en las rocas blastomiloníticas y 10<sup>-13</sup> a 10<sup>-11</sup> seg<sup>-1</sup> en los corredores miloníticos-ultramiloníticos y en las fallas maestras de Azuaga y Hornachos (la primera mostrando evidencias de un funcionamiento sísmico). Estas tasas son comparables a las registradas en la actualidad en las zonas de movimiento que acomodan los desplazamientos relativos entre placas. Su significado se discute desde la perspectiva de la duración de las fases de deformación y de la magnitud de los desplazamientos tectónicos.

**Palabras clave:** cuarzo, petrofábrica, granos recristalizados dinámicamente, esfuerzos desviatorios, deformación plástica, Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba, Macizo Ibérico.

## ABSTRACT

In this work some techniques based on quartz ductile strain petrostructural analysis (thermodynamic conditions and deformation regime, determination of deviatoric paleostresses through geopiezometry and the establishment of stress-strain relationships) are applied to tectonites from the Badajoz-Córdoba Shear Belt (SW Spain). The outcropping tectonic rocks underwent large transcurrent ductile strain during Lower Carboniferous (regional D<sub>2</sub>). The deformation took place under temperature conditions of ca. 400-550°C at lower structural levels and ca. 300-400°C at the upper ones. Deviatoric paleostresses have been estimated in the range 30-160 MPa. Associated strain rates are 10<sup>-15</sup> sec<sup>-1</sup> within blastomylonitic rocks and 10<sup>-13</sup> - 10<sup>-11</sup> sec<sup>-1</sup> in the mylonitic-ultramylonitic corridors as well as in the Azuaga and Hornachos master faults (the first having the characteristics of a seismic fault). The calculated strain rates are compared with those measured so far in the movement zones which accommodate recent plate motions. Their meaning is discussed in terms of the lasting of deformation phases and the magnitude of tectonic displacements.

**Key words:** quartz, petrofabric, dynamically recrystallized grains, paleostress, ductile strain, Badajoz-Córdoba Shear Belt, Iberian Massif.

Abalos, B. y Eguíluz, L. (1990): 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. and Eguíluz, L. (1990): Application of quartz petrostructural analysis to the establishment of stress-strain relationships in tectonites and its bearing in shear-zone dynamics. An example from the Badajoz-Córdoba Shear Belt (Iberian Massif, SW Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 181-197.

## 1. INTRODUCCIÓN

Es bien conocido que las fábricas de ejes -C- de cuarzo asimétricas se forman debido a cualquiera de las tres razones siguientes (Lister y Hobbs, 1980):

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

Si la población inicial de granos de cuarzo no está orientada al azar, las guirnaldas y los máximos de orientación preferente se forman según el esquema propuesto por los modelos teóricos y experimentales (Lister y Williams, 1979; Lister y Hobbs, 1980), pero su distribución sobre el esqueleto de la fábrica es diferente. La posición de los máximos de orientación preferente está entonces determinada, lo mismo que ocurre con la distribución de intensidades, por la historia de la deformación y por la distribución inicial de orientaciones, así como por el conjunto de sistemas de deslizamiento intracristalino que hayan actuado y por las posibilidades que éstos hayan tenido para intervenir (Lister, 1979).

La historia de la deformación determina la geometría de las fábricas resultantes aunque los estadios finales de la deformación ejercen una influencia preponderante sobre el patrón final de fábrica de orientación preferente de ejes -C- (Lister y Hobbs, 1980; Cannat, 1985; Schmid y Casey, 1986). Este hecho ha llevado a numerosos autores a señalar que la influencia de los estadios finales de la deformación limita en cierto grado 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 relacionar con cabalgamientos o cizallamientos antiguos sin considerar los efectos de la historia geológica posterior, los cuales borran muchas veces la impronta de los acontecimientos previos.

Durante la deformación intracristalina de una amplia gama de materiales existe toda una serie de parámetros microestructurales que dependen directamente de la magnitud de los esfuerzos desviatorios. Uno de los hechos más comunes que se han podido determinar experimentalmente en el estudio de la deformación en zonas de cizalla es que, desde los bordes hacia las zonas centrales, existe una clara reducción del tamaño de grano de los granos nuevos producto de la recristalización en condiciones dinámicas. Esta observación se interpreta comúnmente, en base a los resultados de los estudios de deformación experimental de metales, materiales cerámicos o de la corteza terrestre, como la consecuencia de una acumulación de los esfuerzos en el seno de las zonas de cizalla (White, 1979; Etheridge y Wilkie, 1981; Ord y Christie, 1984) en condiciones de temperaturas relativamente elevadas (de varios cientos de grados centígrados).

El estudio petroestructural de materiales naturales plantea en numerosas ocasiones la necesidad de es-

timar los esfuerzos y las tasas de deformación que han experimentado durante su deformación. Estos dos parámetros están ligados por una relación matemática del tipo:

Tasa de Deformación  $M = (\text{Esfuerzo Desviatorio})^n$

donde 'n' es un número real.

A partir de los estudios experimentales con metales o materiales cerámicos se ha podido determinar que hay tres parámetros fundamentales que dependen directamente del nivel de esfuerzos aplicados (Nicolas y Poirier, 1976):

- la densidad de dislocaciones;
- el tamaño de los subgranos;
- el tamaño de los granos nuevos producto de la recristalización dinámica.

De estos tres parámetros, el tamaño de los granos nuevos es el que se puede medir con mayor facilidad, considerándose además que esta microestructura es la menos sensible a los reajustes posteriores al estado de equilibrio alcanzado durante la deformación. La densidad de dislocaciones puede verse modificada de manera significativa durante la historia de enfriamiento y acercamiento hacia la superficie terrestre. La apreciación del tamaño de los subgranos puede variar con la escala a la que se realice la observación y con la orientación de los bordes de los granos, como señalan White (1979), Etheridge y Wilkie (1981) y Vauchez (1987a y b).

Todas estas relaciones se han encontrado también en las rocas, bien como resultado de estudios de deformación experimental, bien como resultado de observaciones empíricas (Post, 1973; Goetze, 1975; Mercier *et al.*, 1977; Burg y Laurent, 1978; Etheridge y Wilkie, 1981; Ord y Christie, 1984; Vauchez, 1987a).

## 2. RASGOS TECTONO-METAMÓRFICOS GENERALES DEL CORREDOR BLASTOMILONÍTICO DE BADAJOZ-CÓRDOBA.

La banda de cizalla de Badajoz-Córdoba se extiende a lo largo de 400 km de longitud y 5-15 km de anchura entre las Zonas Ossa-Morena y Centro-Ibérica del Macizo Ibérico (Fig. 1A). Desde el punto de vista litoestratigráfico, el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba está constituido por un complejo gneísico alóctono (Unidad Alóctona; Abalos *et al.*, 1990) emplazado tectónicamente sobre un conjunto para autóctono de naturaleza metapelítica (Unidad Para autóctona). La Unidad Alóctona referida está compuesta por cinco láminas (con características litológicas, petrográficas, historias y evoluciones tectonotérmicas propias; cf. Abalos y Eguíluz, 1990) apiladas tectónicamente y separadas entre sí por bandas de ultramilonitas (Fig. 1B).

La evolución tectono-metamórfica registrada en el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba se caracteriza por un primer episodio de deformación (D<sub>1</sub>) y metamorfismo (M<sub>1</sub>) asociados 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 durante el Proterozoico Superior (ca. 600 Ma: Bellon *et al.*, 1979; Deloche *et al.*, 1979; Schäfer *et al.*, 1989), por un segundo episodio de rifting (ca. 500-450 Ma; Castro, 1987; García Casquero *et al.*, 1988; Quesada, 1989) y por un tercer episodio de deformación dúctil transcurrente (D<sub>2</sub>) claramente hercínico al que se asocia un metamorfismo (M<sub>2</sub>) de grado bajo-medio que trastoca ligeramente las asociaciones previas (Abalos y Eguíluz, 1990; Eguíluz *et al.*, 1990). Este segundo episodio afecta en diversa medida a todas las rocas del Corredor Blastomilonítico y evoluciona durante el Carbonífero (Blatrix y Burg, 1981; Abalos, 1989; Dallmeyer y Quesada, 1989) a una deformación frágil (D<sub>3</sub>).

Las estructuras D<sub>1</sub> reflejan el emplazamiento de importantes unidades tectónicas que presentan una dirección de movimiento bastante constante dirigido hacia el S (sentido N170-190E; Abalos y Eguíluz, 1989, 1990; Abalos, 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<sub>1</sub> han sido borradas casi totalmente por las estructuras D<sub>2</sub>, aunque se conservan las asociaciones minerales del metamorfismo M<sub>1</sub> (Eguíluz *et al.*, 1990). Las estructuras D<sub>2</sub> son resultado de un cizallamiento transcurrente sinistrotado de carácter dúctil y frágil-dúctil. Las estructuras D<sub>3</sub>, asociadas al funcionamiento en dirección de grandes accidentes frágiles se desarrollan bajo un régimen de la deformación comparable al del episodio D<sub>2</sub>.

### 3. MECANISMOS Y CONDICIONES DE LA DEFORMACIÓN PLÁSTICA DEL CUARZO

Las diferentes distribuciones de orientaciones preferentes de ejes -C- de cuarzo encontradas en relación con estructuras D<sub>2</sub> (Ábalos, 1990; Figs. 2 y 3) indican

que los sistemas de deslizamiento que han actuado preferentemente son los que tienen como dirección de deslizamiento un eje <a> (equivalente a la dirección cristalográfica [1120]). El sistema de deslizamiento más frecuente es el que utiliza los planos basales (0001), apareciendo sucesivamente a temperaturas más elevadas los

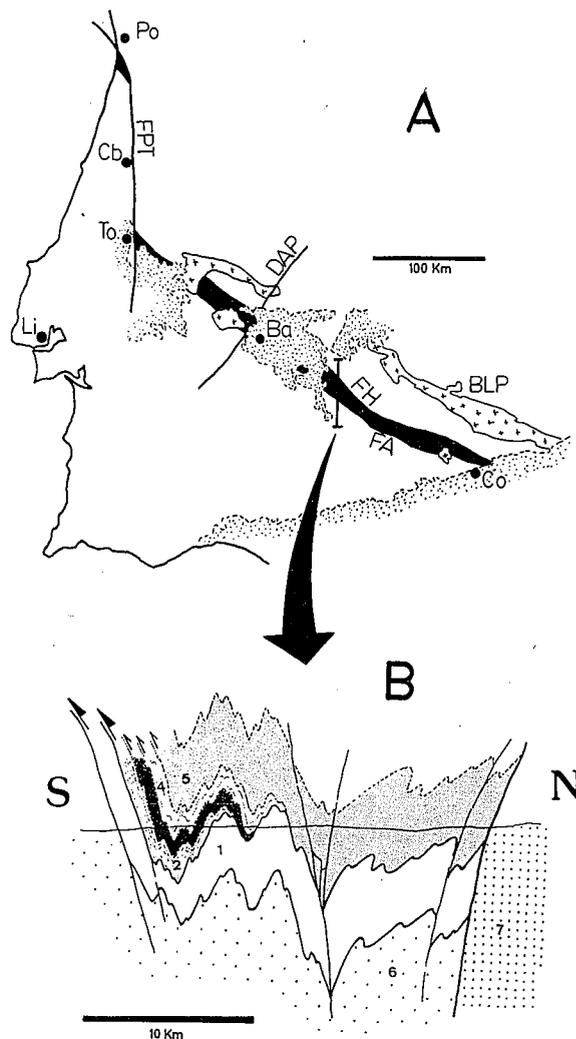


Fig. 1.- A) Simplified sketch map for the geological context of the Badajoz-Córdoba Shear Belt (in black). BLP, Los Pedroches Batholith and related intrusives; DAP, Alentejo-Plasencia Dyke; FA, Azuaga Fault; FH, Hornachos Fault; FPT, Porto-Tomar Fault. Localities: Ba, Badajoz; CB, Coimbra; Co, Córdoba; Li, Lisboa; Po, Portalegre; To, Tomar. B) Geologic cross section of the shear belt in which the structural disposition of the materials from the Para-autochthonous (1) and the Allochthonous Units, the latter constituted by the Higuera de Llerena Mylonite Gneisses and the Blastomylonitic Slice of Migmatic Gneisses at the base (2) and the Eclogitic Slice (3), the Leptino-anfibolitic Complex (4) and the Black Series to the top. This metamorphic ensemble tectonically overlies Upper Proterozoic and Lower Paleozoic materials from the Ossa-Morena Zone (6), separated by the Hornachos Fault of a domain with a lower paleozoic stratigraphic record of central-iberian affinities (7).

Fig. 1.- A) Esquema simplificado del contexto geológico del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (en negro). BLP, Batolito de Los Pedroches y plutones relacionados; DAP, Dique Alentejo-Plasencia; FA, Falla de Azuaga; FH, Falla de Hornachos; FPT, Falla de Porto-Tomar. Localidades: Ba, Badajoz; CB, Coimbra; Co, Córdoba; Li, Lisboa; Po, Portalegre; To, Tomar. B) Corte geológico del corredor en el que se muestra la disposición estructural de los materiales de la Unidad Para-autóctona (1) y de la Unidad Alóctona, constituida por los Gneises Milonita de Higuera de Llerena y la Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos (2) en la base, y por la Lámina Eclogítica (3), el Complejo Leptino-anfibolítico (4) y la Serie Negra hacia el techo. Todo este complejo metamórfico se dispone en aloconía sobre materiales del Precámbrico Superior y del Paleozoico Inferior de la Zona de Ossa-Morena (6), los cuales están separados por la Falla de Hornachos de un dominio con un registro estratigráfico paleozoico inferior de afinidades centro-ibéricas (7).

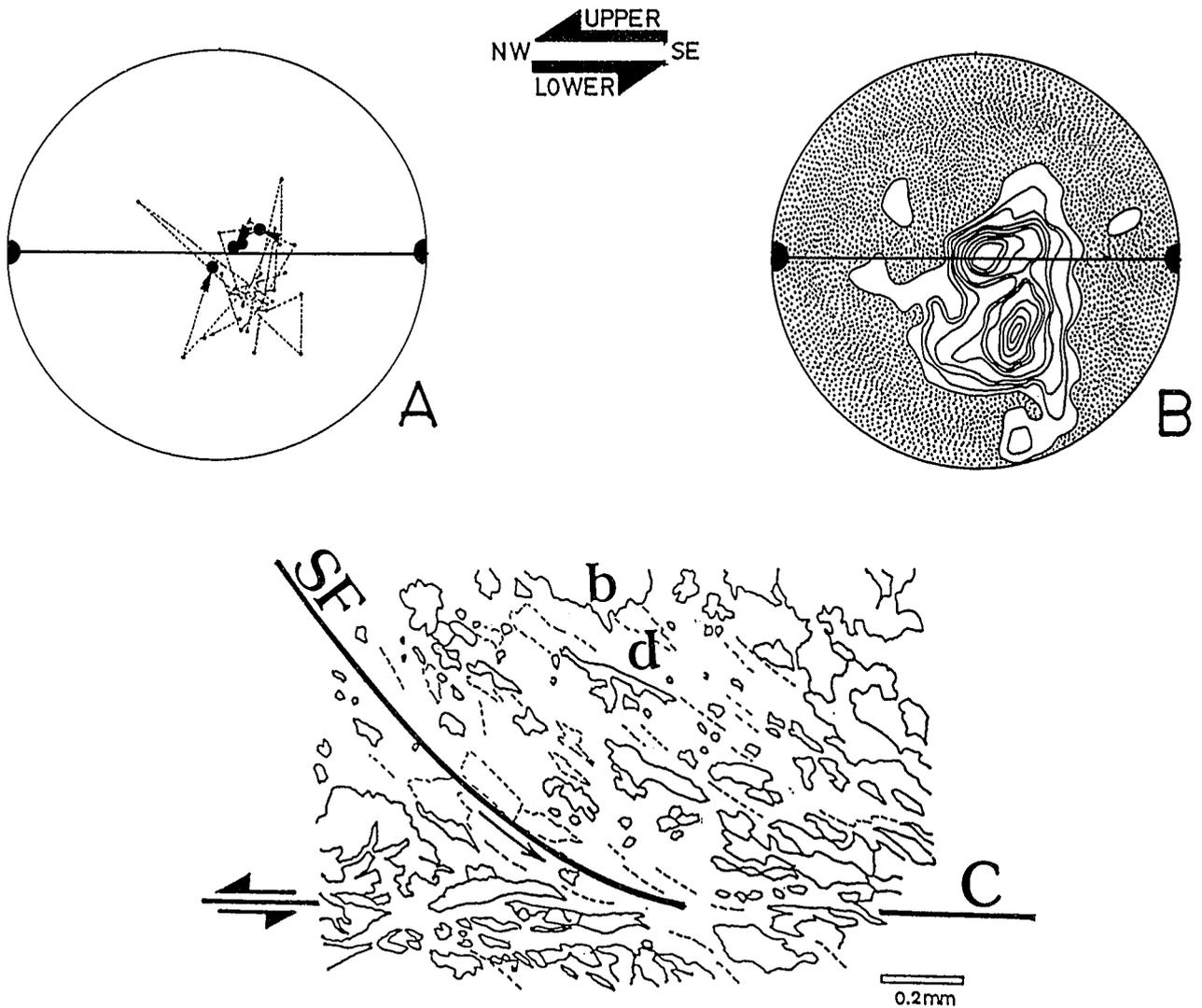


Fig. 2.-Relaciones existentes entre la forma y elongación de los granos y subgranos de cuarzo en una microzona de cizalla existente en el ortogneis de Ribera del Fresno y sus fábricas de ejes -C- de cuarzo correspondientes. En el ejemplo ilustrado por el esquema petrográfico inferior, los granos de cuarzo permanecen predominantemente oscuros (d) durante un giro completo de la platina en el centro de la microzona de cizalla (C), siendo la abundancia de los granos que cambian de color (b) mayor en zonas más alejadas del plano de cizalla. La elongación de los granos y subgranos de cuarzo define una foliación de forma (SF) que tiende a hacerse paralela a la dirección de cizallamiento al aproximarse al centro de la microzona de cizalla. En el sentido indicado por la flecha al lado de la línea SF la orientación de los ejes -C- de cuarzo (diagrama A) pasa de ocupar posiciones correspondientes al sistema de deslizamiento rómbico según la dirección -a- (puntos negros pequeños) a ocupar posiciones típicas del sistema prismático igualmente en dirección -a- (puntos negros gruesos). El diagrama de ejes -C- resultante (B en la figura anterior y en ésta) refleja la presencia de los dos máximos de orientación preferente de ejes -C- indicados.

Fig. 2.-Relationships between shape and elongation of quartz grains and subgrains within a micro-shear zone from the Ribera del Fresno orthogneiss and respective quartz -C- axis fabrics. In the example illustrated by the petrographic schema beneath quartz grains from the centre of the microshear (C) remain predominantly dark (d) during a complete 360° stage turn, the abundance of lightened bright grains (b) increasing towards the zones away. Shape fabrics defined by quartz grain and subgrain elongations parallelize the direction of shearing as they approximate the centre of the shear plane. Quartz -C- axis orientations (diagram A) change from the patterns of the intracrystalline -a- rhomb glide system (small black dots) to those of the -a- prism system (large black dots). The resulting quartz -C- axis diagram (B in this and the previous draft) shows the presence of the two -C- axis orientation distribution maxima indicated above.

sistemas en los que intervienen los planos del romboedro (planos cristalográficos  $[10\bar{1}1]$  y  $[10\bar{1}2]$ ) y los planos prismáticos  $[10\bar{1}1]$  (Bouchez y Pecher, 1981). La operatividad de uno u otro sistema de deslizamiento intracrystalino es un proceso activado por la temperatura (Blacic, 1975; Nicolas y Poirier, 1976), y esta es una de las razones principales por las que en los niveles estructurales epizonales predomina la actuación conjunta de

los sistemas de deslizamiento  $\langle a \rangle$   $(00\bar{0}1)$  y  $\langle a \rangle$   $[10\bar{1}1]$  o  $\langle a \rangle$   $[10\bar{1}2]$  mientras que en niveles estructurales inferiores (mesozonales) en los que la deformación ha sido además más intensa el sistema  $\langle a \rangle$   $(0001)$  pierde progresivamente importancia en beneficio del sistema que utiliza los planos prismáticos  $\langle a \rangle$   $[10\bar{1}0]$ .

La distribución asimétrica de las fábricas de ejes -C- de cuarzo respecto a los referenciales estructurales

convencionales (planos de la esquistosidad milonítica y lineaciones de estiramiento en ellos contenidas) indica que la deformación tiene un marcado carácter rotacional en todos los casos, permite determinar la vorticidad o el sentido de movimiento asociado al proceso de cizalla responsable de, al menos, una parte de la deformación. La presencia de guirnaldas dispuestas según círculos menores centrados en la dirección estructural Z indica la influencia de componentes de aplastamiento coetáneas con la cizalla simple responsable de la asimetría de las fábricas (Abalos y Eguíluz, 1989).

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 de la operatividad de los sistemas  $\langle a \rangle (0001)$  y  $\langle a \rangle [10\bar{1}1]$  o  $\langle a \rangle [10\bar{1}2]$ .

Existen microestructuras asociadas al evento D<sub>1</sub>, preservadas como reliquias, que indican condiciones de deformación a temperaturas elevadas. Tales microestructuras y las fábricas de ejes -C- correspondientes que se han medido indican la actuación de sistemas de deslizamiento de dirección [C] sobre planos prismáticos [1010] actuando conjuntamente con el sistema «a» (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 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 dan estas fábricas hayan sufrido procesos de deformación de intensidad elevada en periodos de tiempo relativamente cortos y en condiciones de temperatura elevadas propias de la base de la corteza (migmatitas y gneises migmáticos) o bien durante el emplazamiento sintectónico de cuerpos graníticos (ortogneiss de Ribera del Fresno, Gneises Milonita de Higuera de Llerena) en una zona de cizalla (Gapais y Barbarin, 1986).

La determinación de las condiciones de temperatura de la deformación del cuarzo en las diferentes unidades estudiadas (Abalos *et al.*, 1990) utilizando la geometría de los diagramas de ejes -C- de cuarzo se basa en que la activación de los distintos sistemas de deslizamiento intracrystalino es función de la temperatura (Blacic, 1975; Nicolas y Poirier, 1976). Estas condiciones se pueden resumir como sigue:

— temperaturas superiores a 600-650°C para la pri-

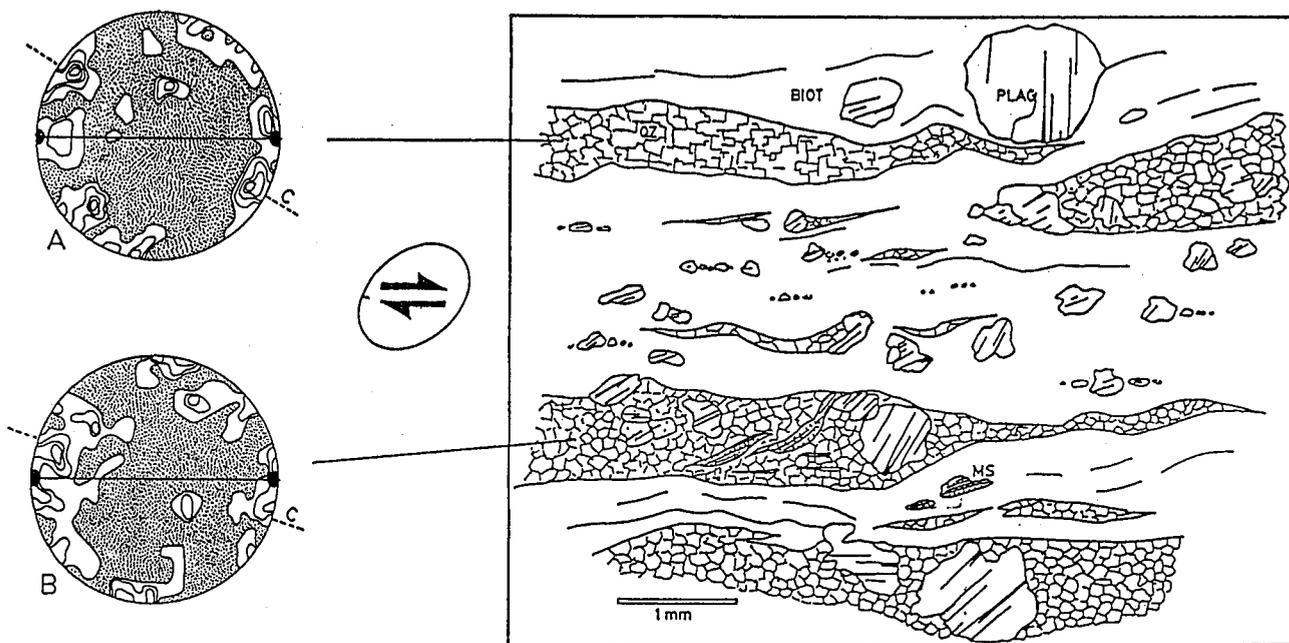


Fig. 3.-Esquema petrográfico en el que se presentan algunos de los caracteres microtexturales de las migmatitas del domo de Mina Afortunada. En particular, se presentan la morfología y textura en damero del cuarzo en algunos ribbon, y en mosaico equigranular en otros. Los diagramas de orientación preferente de ejes -C- de cuarzo obtenidos indican que ambos tipos de ribbon presentan características similares ya que en los dos casos se destaca la presencia de máximos de orientación preferente próximos a la dirección estructural X (C indica la traza de los planos de cizalla deducida de la posición de estos máximos), lo que indica deslizamiento intracrystalino según la dirección -C-, propio de una deformación plástica del cuarzo en condiciones de temperaturas elevadas.

Fig. 3.-Petrographic schema where some of the microstructural features of migmatites from the Mina Afortunada dome are shown. Particularly, there are presented the shape and mosaic-like texture ('damier-like' texture) of some quartz ribbons and the equigranular texture of others. Quartz preferred orientation diagrams obtained in these ribbon textures point out that they both exhibit similar characteristics, as indicated by the presence of quartz -C- axis orientation distribution maxima close to the X structural direction (C indicating the trace for deduced shear C planes). This demonstrates the operation of the -C- intracrystalline creep system, proper of high-temperature quartz ductile strain.

mera deformación ( $D_1$ ) de los materiales de alto grado de la Unidad Alóctona y para los primeros estadios de la intrusión del ortogneiss de Ribera del Fresno y quizá de los Gneises Milonita de Higuera de Llerena, caracterizada por sistemas de deslizamiento según la dirección cristalográfica. [C].

— temperaturas entre 300 y 400°C para la deformación  $D_2$  de materiales epi- a mesozonales de la Unidad Alóctona (parte superior de la Serie Negra) y de la Unidad Para-autóctona (Fm. Atalaya), en los que predominan los sistemas de deslizamiento de plano basal y del romboedro;

— temperaturas entre 400 y 550°C para la deformación  $D_2$  de la mayor parte de los materiales mesozonales de la Unidad Alóctona (Gneises de Azuaga, base de la Serie Negra) y para el ortogneiss de Ribera del Fresno y rocas asociadas, en los que coexisten los sistemas de deslizamiento anteriores con el prismático, o predomina el sistema prismático acompañado del romboédrico.

#### 4. ESTUDIO PIEZO-ESTRUCTURAL DE LAS MICROTERTURAS DE DEFORMACIÓN PLÁSTICA DEL CUARZO

##### 4.1. Geopiezómetros estructurales

La orientación preferencial de las fábricas de ejes C- de cuarzo en las rocas estudiadas indica que sobre ellas han operado mecanismos de deformación plástica dirigidos a nivel del mineral señalado por el 'creep' intracristalino de dislocaciones. La actuación de este mecanismo de la deformación determina la presencia de una serie de rasgos microestructurales (subjuntas, subgranos y granos nuevos) en las rocas en las que opera, alcanzándose teóricamente un estado microestructural estable en el cual el tamaño de grano se hace independiente de la magnitud de la deformación finita (Etheridge y Wilkie, 1981).

El principio fundamental que rige la formación de subgranos y de granos nuevos y que determina su tamaño en función de la magnitud de los esfuerzos desviatorios consiste en que la energía intracristalina total que corresponde a las dislocaciones que se agrupan formando subjuntas o límites de granos nuevos es igual o inferior a la energía correspondiente a las dislocaciones contenidas inicialmente por los cristales (Twiss, 1977). Como consecuencia de ello, a cada estado de esfuerzos corresponde un solo tamaño de subgranos o de granos nuevos. Este razonamiento ha llevado a establecer las relaciones matemáticas existentes entre los dos parámetros (esfuerzo y deformación). De ellas, las más utilizadas para el cuarzo son las de Twiss (1977), Mercier *et al.* (1977), White (1979), Etheridge y Wilkie (1981) y Ord y Christie (1984), respondiendo todas ellas a una fórmula general del tipo:

$$s \text{ (MPa)} = k * D^u$$

en la que "s" representa a los esfuerzos desviatorios (en megapascales), "D" es el tamaño de grano de los granos nuevos en micras, y "k" y "u" son dos valores constantes calibrados experimentalmente (tabla I).

TABLA I

	k	u
Twiss (1977)	603	0.68
Mercier <i>et al.</i> (1977)	381	0.71
White (1979)	794	0.70
Etheridge y Wilkie (1981)	669	0.68
Ord y Christie (1984)	4090	1.11

Tabla I.-Valores de los parámetros "k" y "u" calibrados por los diferentes autores que se indican y utilizados en los cálculos paleopiezométricos.

Table I.-Values for "k" and "u" parameters calibrated by the authors indicated aside and followed in this work.

##### 4.2. Aspectos metodológicos

La aplicación de esta técnica de análisis estructural entraña algunas dificultades cuya consecuencia es el valor semicuantitativo de los resultados paleopiezométricos que se obtienen. Las dificultades señaladas se refieren tanto a la aplicación de las calibraciones experimentales y la influencia que tienen sobre ellas factores diversos (temperatura, presencia de fluidos intersticiales o de otras fases minerales, papel de los defectos intracristalinos) como al modo de realizar las medidas y la extrapolación de los resultados obtenidos a toda la unidad rocosa de la que se han extraído las muestras analizadas. No obstante, y siguiendo las consideraciones de Etheridge y Wilkie (1981) y Vauchez (1987a), el tamaño de los granos nuevos recristalizados dinámicamente se ha medido sobre láminas delgadas utilizando la técnica del contaje de los granos contenidos en una línea de longitud conocida para obtener así una longitud media (l) de los granos que se relaciona con su diámetro medio (D) según una relación del tipo:

$$D = k * l$$

en la que "k" es una constante cuyo valor varía entre 1.5 y 2.1 dependiendo de la forma de los granos. En nuestro caso, se ha elegido el primer valor, que es el más ampliamente utilizado. Cada medida del tamaño de grano procede de una media aritmética de la longitud según una línea de 50-100 intersecciones de neoblastos. Las medidas se han realizado sobre una serie de muestras de litologías, grado de deformación y posición estructural diferentes, eligiendo para ello las áreas monominerálicas de tamaño lo suficientemente grande como para permitir que al menos veinte granos intersectaran sobre una línea de longitud conocida. El

error final en las determinaciones de esfuerzos se puede considerarse que es del orden del 20% (Ranalli, 1984).

Las texturas en mosaico alargado observadas guardan relaciones de forma y orientación características en función de su ubicación respecto de los planos de máxima deformación por cizalla. Las texturas en mosaico equigranular relacionadas con fábricas D<sub>2</sub> se presentan en las zonas en las que se concentran las máximas deformaciones (planos de cizalla) y a ellas corresponden en muchas ocasiones los tamaños de grano más pequeños. Finalmente, las texturas en mosaico equigranular interpretadas como D<sub>1</sub> (microtexturas en mosaico en zonas protegidas) se observan siempre en transición gradual (acompañada de una reducción progresiva del tamaño de grano) hacia microtexturas en mosaico orientado sin que se haya observado en ningún caso que los bordes de los granos de las primeras corten a los granos de las segundas. Se puede concluir, por lo tanto, que en las muestras estudiadas no existen evidencias microtexturales claras de que hayan operado procesos de recristalización estática, los cuales son capaces de modificar el tamaño de los granos y, en consecuencia, de modificar los resultados geopiezométricos que se obtienen de su medida.

**4.3. Magnitud de los esfuerzos desviatorios en el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba.**

El análisis que se presenta a continuación se ha abordado aplicando las técnicas de estudio esbozadas en los apartados previos a materiales de las dos unidades principales que constituyen el Corredor Blastomilonítico (Ábalos *et al.*, 1990: la Unidad Para-autóctona, representada por el ortogneis de Ribera del Fresno, y la Unidad Alóctona, representada por los Gneises Mi-

lonita de Higuera de Llerena, por los Gneises de Azuaga y por la Serie Negra) y de las fallas de Hornachos y de Azuaga, que lo delimitan.

Desde el punto de vista piezoestructural las microestructuras, y el tamaño correspondiente, de los granos nuevos de cuarzo en el ortogneis de Ribera del Fresno (Tabla II; Fig. 4) permiten diferenciar dos conjuntos. El primero corresponde a microtexturas del cuarzo conservadas relictas en sistemas porfiroclásticos delimitados por planos C y S. El tamaño de grano de los granos nuevos de cuarzo es en este caso de 90 micras o superior y los esfuerzos desviatorios correspondientes son de 20-35 MPa (en torno a 30 MPa en el caso de las microestructuras en damero). El segundo conjunto de granos nuevos presenta un rango de tamaños en función de su situación en el interior de microzonas de cizalla asociadas con los planos C. A cierta distancia de las bandas donde la deformación es máxima el tamaño de grano medio correspondiente a texturas en mosaico orientado o falsas foliaciones (foliaciones de forma) es del mismo orden o ligeramente menor que el tamaño de grano del primer conjunto citado más arriba (90-60 micras), mientras que hacia tales bandas de máxima deformación este parámetro se va reduciendo progresivamente hasta alcanzar un valor mínimo de 31 micras. Los esfuerzos desviatorios correspondientes a estas transiciones microestructurales indican la existencia de un gradiente de los esfuerzos desde 30-40 MPa en las zonas menos deformadas hasta 60-70 MPa en el centro de las microzonas de cizalla. La variación de los esfuerzos desviatorios asociados a estas transiciones microestructurales relacionadas con planos de cizalla (planos C) indican que existen gradientes de esfuerzos importantes a escala centimétrica durante los procesos de gneisificación de rocas graníticas, concentrándose los máximos esfuerzos y las máximas deformaciones en los propios planos de cizalla.

En la Unidad Alóctona (tabla III; Fig. 5), los Gnei-

**TABLA II**

**Ortogneiss de Ribera del Fresno**

A	B	C	D	E	F	Tipos texturales
166.70	18.60	10.08	22.10	20.63	13.98	Mosaico en zonas protegidas
83.30	29.80	16.49	35.92	33.07	30.19	id.
90.90	28.09	15.50	33.79	31.16	27.40	Damero en zonas protegidas
90.60	28.15	15.54	33.87	31.23	27.50	Mosaico orientado
62.50	36.23	20.22	43.92	40.20	41.52	id.
58.80	37.77	21.12	45.84	41.90	44.43	id.
47.60	43.61	24.54	53.15	48.38	56.18	Id. en borde de microcizallas
31.30	58.05	33.08	71.36	64.41	89.63	id. en centro de microzona de cizalla

Tabla II.-Tamaño de grano del cuarzo en micras (columna A) y esfuerzos desviatorios (en MPa) según los geopiezómetros de: B, Twiss (1977); C, Mercier *et al.* (1977), D, White (1979); E, Etheridge y Wilkie (1981) y F, Ord y Christie (1984) en el ortogneis de Ribera del Fresno.  
 Table II.-Quartz grainsize in the Ribera del Fresno orthogneiss (column A, in micras) and corresponding deviatoric stresses (in MPa) calculated through geopiezometric calibrations from Mercier *et al.* (1977, column B), Twiss (1977; column C), Etheridge and Wilkie (1981; column D), White (1979; column E) and Ord and Christie (1984; column F).

TABLA III

A	B	C	D	E	F	Tipos texturales
<b>Gneises Milonita de Higuera de Llerena</b>						
50.00	42.17	23.69	51.35	46.79	53.19	Damero
47.60	43.61	24.54	53.15	48.38	56.18	Equigranular poligonalizada
38.50	50.37	28.53	61.66	55.89	71.10	id.
20.00	78.64	45.41	97.52	87.24	147.09	Equigranular en bandas ultramiloníticas
10.00	125.98	74.29	158.42	139.77	317.49	id.
<b>Gneises de Azuaga (gneises biotíticos)</b>						
111.10	24.50	13.44	29.36	27.19	21.93	Mosaico equigranular en zonas protegidas
62.50	36.23	20.22	43.92	40.20	41.52	id.
55.60	39.23	21.97	47.67	43.53	47.28	Damero en ribbon
50.00	42.17	23.69	51.35	46.79	53.19	id.
<b>Gneises de Azuaga (gneises blastomiloníticos)</b>						
58.80	37.77	21.12	45.84	41.90	44.43	Mosaico equigranular
50.00	42.17	23.69	51.35	46.79	53.19	id.
47.60	43.61	24.54	53.15	48.38	56.18	id.
37.00	51.75	29.34	63.40	57.42	74.31	Mosaico orientado
34.50	54.28	30.84	66.58	60.22	80.31	id.
62.50	36.23	20.22	43.92	40.20	41.52	Damero en ribbon
32.30	56.76	32.31	69.72	62.98	86.40	id.
<b>Gneises de Azuaga (microzonas de cizalla)</b>						
37.00	51.75	29.34	63.40	57.42	74.31	Mosaico alargado en el borde
34.50	54.28	30.84	66.58	60.22	80.31	id. hacia el centro
31.30	57.99	33.04	71.28	64.34	89.47	id.
27.00	64.12	36.70	79.04	71.14	105.42	id.
20.00	78.64	45.41	97.52	87.24	147.09	Bandas de deformación en el núcleo
<b>Gneises de Azuaga (ultramilonitas)</b>						
33.30	55.60	31.62	68.25	61.68	83.52	Mosaico equigranular en ribbon
32.20	56.88	32.39	69.87	63.11	86.70	id.
31.30	57.99	33.04	71.28	64.34	89.47	id.
27.00	64.12	36.70	79.04	71.14	105.42	id.
15.00	95.63	55.71	119.28	106.09	202.42	id.
<b>Serie Negra (Domo de Mina Afortunada)</b>						
84.00	29.64	16.39	35.71	32.88	29.91	Mosaico inequigranular en cuarcitas negras
74.50	32.16	17.85	38.84	35.67	34.17	id. hacia el contacto con el ortogneiss
41.60	47.79	27.00	58.41	53.02	65.24	Equigranular en el propio contacto
35.00	53.75	30.52	65.91	59.63	79.03	Equigranular en un enclave cuarcítico
26.20	65.44	37.49	80.73	72.61	109.00	Mosaico alargado, borde del ortogneiss
19.60	79.72	46.07	98.91	88.45	150.42	id. hacia el núcleo
17.40	86.45	50.13	107.51	95.91	171.68	id. en el núcleo

Tabla III.-Tamaño de grano en micras (columna A) y esfuerzos desviatorios (en MPa) en los materiales de la Unidad Alóctona según los geopiezómetros de: B, Twiss (1977); C, Mercier *et al.* (1977), D, White (1979); E, Etheridge y Wilkie (1981) y F, Ord y Christie (1984).  
 Table III.-Quartz grainsize in gneisses from the Allochthonous Unit (column A, in micras) and corresponding deviatoric stresses (in MPa) calculated through geopiezometric calibrations from Mercier *et al.* (1977, column B), Twiss (1977; column C), Etheridge and Wilkie (1981; column D), White (1979; column E) and Ord and Christie (1984; column F).

ses Milonita de Higuera de Llerena (granitoides anatócticos deformados y gneisificados en condiciones de temperaturas medias-elevadas) presentan igualmente texturas en damero relictas en sistemas porfiroclásticos feldeespáticos y transiciones microestructurales asociadas a microzonas de cizalla. Las primeras tienen un ta-

maño medio de grano menor que el indicado para el ortogneis de Ribera del Fresno, del orden de 50 micras, siendo de 40-50 MPa los esfuerzos desviatorios correspondientes. En las microzonas de cizalla la variación de tamaños de grano oscila entre un máximo del orden de 50 micras y mínimos en el centro de microzonas de

ORTOGNEIS DE RIBERA DEL FRESNO

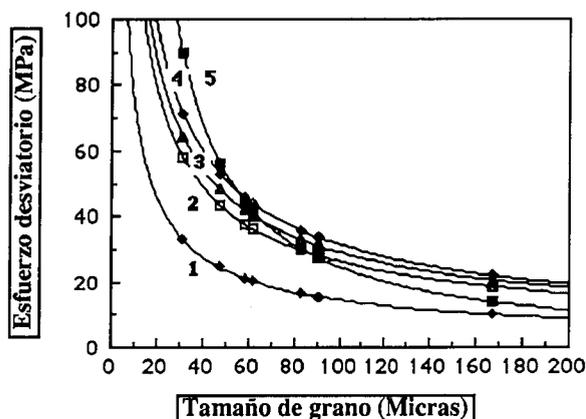


Fig. 4.-Diagramas paleopiezométricos correspondientes a la recristalización dinámica del cuarzo en el ortogneis de Ribera del Fresno. Las etiquetas 1, 2, 3, 4 y 5 se refieren a los geopiezómetros de Mercier *et al.* (1977), Twiss (1977), Etheridge y Wilkie (1981), White (1979) y Ord y Christie (1984), respectivamente.

Fig. 4.-Paleopiezometric plots for quartz dynamic recrystallization in the Ribera del Fresno orthogneiss. Labels 1, 2, 3, 4 and 5 refer to geopiezometric calibrations from Mercier *et al.* (1977), Twiss (1977), Etheridge and Wilkie (1981), White (1979) and Ord and Christie (1984), respectively.

cizalla de 10 micras. Este rango de tamaños de grano evidencia una gran intensidad de la deformación relacionada con toda probabilidad con su contexto tectónico. Los esfuerzos desviatorios correspondientes a estas transiciones son de 45-60 MPa en los márgenes y de 125-160 MPa en el centro de las microzonas de cizalla. A diferencia del ortogneis de Ribera del Fresno, los Gneises Milonita de Higuera de Llerena son milonitas C-S de tipo II de Lister y Snoke (1984). La mayor deformación registrada en este tipo de milonitas está, por lo tanto, asociada a una intensidad mayor de los esfuerzos.

En los Gneises de Azuaga (Tabla III) las microestructuras preservadas en los términos litológicos más comunes (gneises biotíticos y blastomiloníticos) se pueden agrupar en dos conjuntos: texturas asociadas a deformaciones en condiciones de temperatura relativamente elevadas (mosaicos equigranulares y daderos en ribbon de cuarzo) y texturas asociadas a deformaciones plásticas en condiciones de temperatura más bajas (foliaciones de forma, mosaicos equigranulares). Las primeras llevan asociados tamaños medios de granos de 55-65 micras, aunque tamaños tan grandes como 110 micras no son infrecuentes. Los esfuerzos desviatorios correspondientes se cifran en 35-50 MPa (25-30 MPa para los tamaños de grano más grandes). El segundo grupo de granos de cuarzo presenta tamaños variables entre 30 y 60 micras, ligeramente inferiores a los del pri-

mer grupo, siendo los esfuerzos desviatorios asociados de 45-50 a 55-65 MPa. En estos materiales la deformación se reparte en bandas blastomiloníticas a las que acompañan microzonas de cizalla relacionadas con planos C, y en corredores miloníticos y ultramiloníticos. En las microzonas de cizalla citadas, comparables a las estudiadas en el ortogneis de Ribera del Fresno y, sobre todo, a las de los Gneises Milonita de Higuera de Llerena, la gradación de tamaños de grano oscila entre 37 micras en los márgenes y 20 micras en los centros: los esfuerzos desviatorios correspondientes son de 50-65 MPa y de 80-100 MPa, respectivamente. En las ultramilonitas las microestructuras conservadas en ribbon de cuarzo son de mosaicos equigranulares en casi todos los casos. Los tamaños de los granos nuevos recristalizados dinámicamente en estas cintas son ligeramente menores que en las microzonas de cizalla que atraviesan los gneises blastomiloníticos (desde 33 hasta 15 micras en las rocas con una deformación más intensa) y, en consecuencia, los esfuerzos desviatorios asociados son algo mayores, entre 55 y 80 MPa como media, pero alcanzando valores máximos de hasta 100-120 MPa.

En la Serie Negra, particularmente en el Domo de Mina Afortunada (Tabla III) se observa un gradiente en cuanto al tamaño de los granos nuevos de cuarzo recristalizados dinámicamente en cuarcitas negras de términos estructuralmente altos de la Serie Negra hasta el ortogneis de Mina Afortunada, situado en su base. En las cuarcitas negras intercaladas en la Serie Negra el tamaño de grano citado oscila entre 84 micras a 1.5-2 km por encima del núcleo del domo, 41 micras en el contacto entre la Serie Negra y el ortogneis que ocupa el centro del domo, 35 micras en enclaves cuarcíticos en el interior del ortogneis, 26 micras (texturas en mosaico en gneises en el borde del ortogneis) y 18 micras en los gneises que ocupan las porciones estructuralmente más bajas, las partes más deformadas del centro del domo. Estos valores del tamaño de grano indican la existencia de un gradiente de esfuerzos en aumento hacia la base de la unidad desde 30-35 MPa en las partes estructuralmente más altas de la Serie Negra a 50-60 MPa en su base y a 80-95 MPa en los ortogneis situados por debajo.

En relación con este domo, se ha estudiado la recristalización dinámica de plagioclasas en la Unidad de Anfibolitas del Cuartel aplicando la fórmula de Twiss (1977) y tomando como constantes de referencia las correspondientes al polo cálcico. Los resultados arrojados para los esfuerzos desviatorios son de 70 MPa para tamaños de grano de 35 micras y de 115 MPa para tamaños de 17 micras, representativos de las zonas poco e intensamente deformadas, respectivamente. Estos resultados, aunque de valor aproximado, indican probablemente que los esfuerzos desviatorios responsables del desarrollo de la foliación milonítica fueron de una magnitud similar en los diversos tipos de materiales existentes hacia el centro (lo que equivale a la base) de la estructura domal de Mina Afortunada.

En las rocas de falla asociadas a las fallas de Hornachos y de Azuaga (Tabla IV, Fig. 6) el cuarzo pre-

senta texturas variadas de deformación plástica cortadas por estructuras de deformación frágil deformadas a su vez en un proceso cíclico. Tales caracteres microestructurales son más evidentes en la Falla de Azuaga, mientras que en la Falla de Hornachos predominan las texturas de deformación plástica y de deslizamiento intergranular en rocas miloníticas. En la Falla de Azuaga el tamaño de grano del cuarzo es como media del orden de 20-35 micras, siendo los esfuerzos correspondientes de 60 a 100 MPa. El cuarzo recristalizado en venas deformadas que cortan a las estructuras de deformación plástica previas es de 45 micras y se le asocian esfuerzos desviatorios de 45-55 MPa. En la Falla de Hornachos los tamaños de grano son ligeramente mayores (28-37 micras), siendo los esfuerzos desviatorios de 50-70 MPa. Estos valores de los esfuerzos desviatorios son del mismo orden que el rango de valores comunes encontrados en zonas de falla por encima del límite friccional-cuasi-plástico (60-150 MPa a temperaturas de 220-35°C; Etheridge y Wilkie, 1981). Los valores de los esfuerzos desviatorios encontrados en estas rocas son consistentes con el hecho observado de la ausencia de lamelas de deformación basales en los granos de cuarzo, las cuales se producen bajo esfuerzos desviatorios superiores a 170 MPa (Blenkinsop y Drury, 1988).

El análisis piezo estructural realizado más arriba permite reunir los resultados obtenidos para los esfuerzos desviatorios con los datos conocidos sobre las fases de deformación y la disposición estructural de las unidades diferenciadas.

Los esfuerzos desviatorios calculados para las microestructuras asociadas a la primera fase de deformación D<sub>1</sub> en la Unidad Alóctona son de 30-50 MPa. Es-

tos esfuerzos se asocian a un metamorfismo de grado alto a presiones del orden de 6-8 Kbar. Estos valores se sitúan dentro del rango de valores de esfuerzos que operan comúnmente en grandes cabalgamientos (con flechas de más de 100 km) que afectan a zonas profundas de la corteza (Etheridge y Wilkie, 1981).

Las microestructuras del ortogneis de Ribera del Fresno asociables a una deformación a alta temperatura están generadas por esfuerzos desviatorios de 20-35 MPa en un ambiente tectónico diferente del anterior. Estos esfuerzos cabe adscribirlos al campo de esfuerzos generado durante los estadios iniciales de la intrusión de la roca granítica original a temperaturas elevadas (Gapais y Barbarin, 1986).

La distribución de los esfuerzos desviatorios y de la deformación en la Serie Negra puede ser parcialmente heredada de la distribución resultante de la primera fase de deformación D<sub>1</sub>. El proceso de cizallamiento dúctil transcurrente que constituye la segunda fase de deformación regional D<sub>2</sub> muestra un patrón relativamente complejo en cuanto a la distribución de los esfuerzos. En la Unidad Para-autóctona, los esfuerzos desviatorios responsables de la gneisificación de los granitos pre-hercínicos son, como media, de 30-40 MPa, que son valores convencionales de los niveles de esfuerzos en la corteza. No obstante, existe una distribución de los esfuerzos a nivel de estos macizos graníticos tal que éstos se concentran a favor de los planos de cizalla C dando gradientes de 30-40 a 60-70 MPa en las citadas microzonas de cizalla. En la Unidad Alóctona los mayores esfuerzos desviatorios se concentran en la unidad estructuralmente más baja, a la que se asocia un importante paquete de ultramilonitas. A favor de esta estrecha banda se concentran esfuerzos de hasta 125-160

TABLA IV

## Rocas de falla

A	B	C	D	E	F	Tipos texturales
<b>Falla de Azuaga</b>						
20.00	78.64	45.41	97.52	87.24	147.09	Mosaico inequigr. en bandas cuarzíticas
22.20	73.25	42.17	90.65	81.27	131.00	id.
28.60	61.66	35.23	75.92	68.41	98.89	Mosaico inequigranular
33.30	55.60	31.62	68.25	61.68	83.52	id.
45.40	45.03	25.38	54.94	49.96	59.21	Recristalizaciones en venas tardías
<b>Falla de Hornachos</b>						
37.00	51.75	29.34	63.40	57.42	74.31	Mosaico alargado
33.20	55.71	31.69	68.39	61.81	83.80	id.
28.60	61.66	35.23	75.92	68.41	98.89	id.

Tabla IV.-Tamaño de grano en micras (columna A) y esfuerzos desviatorios (en MPa) según los geopiezómetros de: B, Twiss (1977); C, Mercier *et al.* (1977), D, White (1979); E, Etheridge y Wilkie (1981) y F, Ord y Christie (1984) en las fallas de Azuaga y de Hornachos.  
Table IV.-Quartz grainsize in the Azuaga and Hornachos Faults (column A, in micras) and corresponding deviatoric stresses (in MPa) calculated through geopiezometric calibrations from Mercier *et al.* (1977, column B), Twiss (1977; column C), Etheridge and Wilkie (1981; column D), White (1979; column E) and Ord and Christie (1984; column F).

UNIDAD ALOCTONA

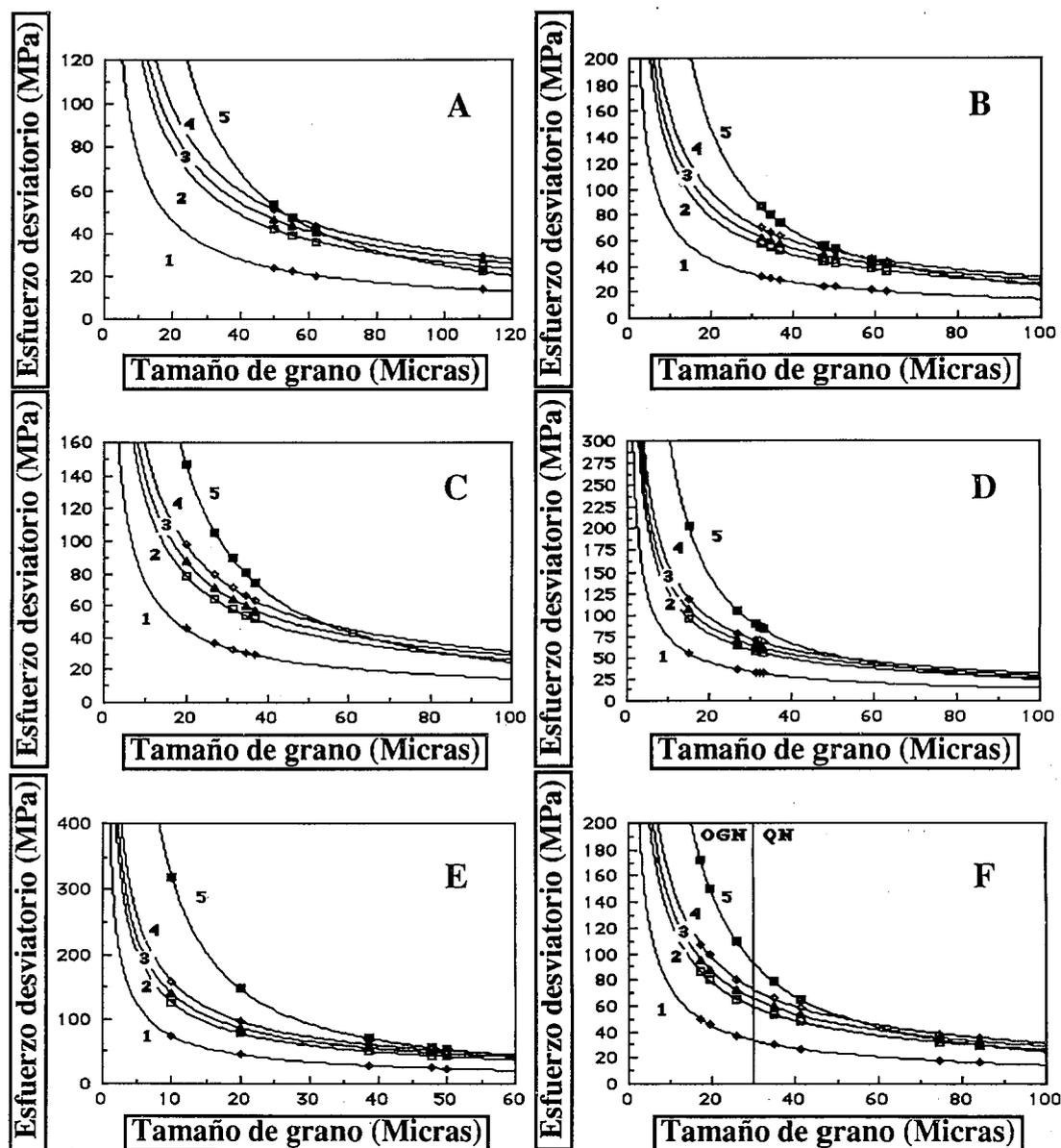


Fig. 5.-Diagramas paleopiezométricos correspondientes a la recrystalización dinámica del cuarzo en la Unidad Alóctona. Gneises de Azuaga (gneises biotíticos). A: en zonas protegidas alrededor de porfiroclastos de feldspato (a veces con texturas en damero algo modificadas); B: en cintas de cuarzo con texturas en mosaico equigranular; C: en microzonas de cizalla que afectan a niveles cuarcíticos, observándose un decrecimiento del tamaño de grano hacia el centro de las mismas; D: en cintas de cuarzo contenidas en variedades ultramiloníticas de estos gneises. Gneises Milonitas de Higuera de Llerena (E) y en el Domo Gneisico de Mina Afortunada (F). En este último caso, las siglas QN se refieren a la recrystalización dinámica del cuarzo en cuarcitas negras situadas a distancias variables en dirección hacia el contacto (marcado por la línea vertical) de la serie que las contiene con el ortogneis de Mina Afortunada, representado por las siglas OGN, que ocupa el centro del domo. Las etiquetas 1, 2, 3, 4 y 5 se refieren a los geopiezómetros de Mercier *et al.* (1977), Twiss (1977), Etheridge y Wilkie (1981), White (1979) y Ord y Christie (1984), respectivamente.

Fig. 5.-Paleopiezometric plots for quartz dynamic recrystallization in the Allochthonous Unit. Azuaga Gneisses (biotitic gneisses). A: protected zones around feldspar porphyroclasts (seldom with less modified mosaic-like textures); B: quartz ribbon with equigranular mosaic-like textures; C: microshears deforming quartzitic layers, a decrease in grainsize being observed towards shear planes; D: quartz ribbon from ultramylonitic varieties of gneisses. Higuera de Llerena Mylonite Gneisses (E) and Mina Afortunada Gneiss Dome (F). In the latter, label QN refer quartz dynamic recrystallization in black quartzites steeply separated from the outside towards the core of the dome, where the Mina Afortunada orthogneiss (OGN) crops out. Labels 1, 2, 3, 4 and 5 refer to geopiezometric calibrations from Mercier *et al.* (1977), Twiss (1977), Etheridge and Wilkie (1981), White (1979) and Ord and Christie (1984), respectively.

MPa, característicos de rocas miloníticas intensamente deformadas (Etheridge y Wilkie, 1981). Por encima, los Gneises de Azuaga presentan una distribución de los esfuerzos paralela a la repartición de la deformación en su interior. Los gneises blastomiloníticos deformados a temperaturas más elevadas lo hicieron bajo esfuerzos de 45-60 MPa, mientras que las microzonas de cizalla desarrolladas en su interior lo hicieron bajo intensidades de 80-100 MPa y los corredores de ultramilonitas a los que gradan bajo condiciones de 100-120 MPa. En niveles estructuralmente más altos los esfuerzos máximos alcanzados son de 95 MPa en los ortogneises situados por debajo de la Serie Negra, decreciendo desde aquí progresivamente para pasar, en una potencia de materiales deformados de 2 km, a 60 y, finalmente, 30 MPa en los niveles estructuralmente más elevados que se han conservado. Esta distribución de los esfuerzos desviatorios en la Unidad Alóctona es igualmente paralela a una distribución de la deformación tal que en los niveles estructurales inferiores predomina un régimen de la deformación por cizalla simple mientras que hacia niveles más superficiales su intensidad decrece y va acompañada de una componente de aplastamiento progresivamente más importante.

La zonación estructural descrita en relación con la estructuración de segunda fase se superpone con toda probabilidad a otra estructuración similar de primera fase asociada al emplazamiento de la Unidad Alóctona sobre los materiales para-autóctonos.

Los últimos estadios de la deformación transcurriente en régimen transpresivo recogidos por las rocas de falla de las Fallas de Hornachos y Azuaga están tipificados por esfuerzos desviatorios de 50-70 y 60-100 MPa, respectivamente. únicamente las milonitas asociadas a la falla de Hornachos permiten interpretar los

valores de esfuerzos correspondientes como responsables de un proceso de deformación más o menos continuo en condiciones plásticas o cuasi-plásticas. Por el contrario, en la Falla de Azuaga las evidencias de tales procesos están ausentes, ya que los caracteres microestructurales observados indican procesos de deformación frágil y dúctil alternantes y cíclicos. Una deformación cuyos productos son de tales características tiene lugar intermitentemente, con pulsos de gran intensidad separados por intervalos de mayor duración en los que los esfuerzos se relajan (Knipe, 1989). Las intensidades de los esfuerzos desviatorios más elevadas que se han registrado son de 100 MPa, intensidades comunes en todo tipo de fallas por encima del nivel o transición friccional-cuasiplástica (Etheridge y Wilkie, 1981). Es probable que los pulsos o máximos de intensidad de los esfuerzos hayan sido mayores en alguna ocasión; sin embargo, no se han encontrado evidencias microestructurales que indiquen que hayan superado valores de 170 MPa (Blekinsop y Drury, 1988).

#### 4.4. Relación entre la magnitud de los esfuerzos, la velocidad y las tasas de la deformación

Existe una relación entre la magnitud de los esfuerzos desviatorios y la velocidad ("ε" o *strain rate*) a la que tiene lugar la deformación por mecanismos de deslizamiento intracristalino estacionario. Esta relación (ley de flujo) es (White, 1976):

$$\epsilon = \frac{\Delta * Dv * b * s^4(\text{MPa}) * \mu^2}{k * T(^{\circ}\text{K})}$$

## FALLAS MAESTRAS

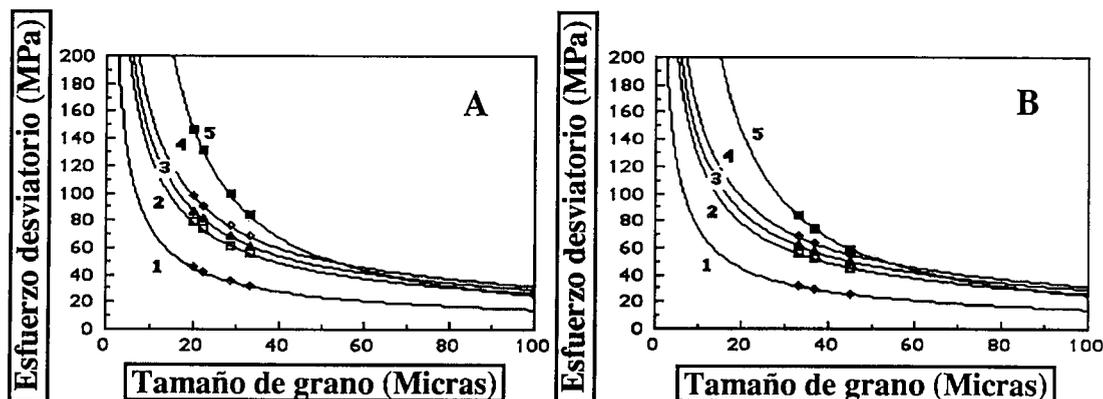


Fig. 6.-Diagramas paleopiezométricos correspondientes a la recrystalización dinámica del cuarzo en rocas de falla asociadas a la Falla de Azuaga (A) y en la ultramilonitas asociadas a la Falla de Hornachos (B). Las etiquetas 1, 2, 3, 4 y 5 se refieren a los geopiezómetros de Mercier *et al.* (1977), Twiss (1977), Etheridge y Wilkie (1981), White (1979) y Ord y Christie (1984), respectivamente.

Fig. 6.-Paleopiezometric plots for quartz dynamic recrystallization in fault rocks from the Azuaga Fault (A) and ultramylonites from the Hornachos Fault (B). Labels 1, 2, 3, 4 and 5 refer to geopiezometric calibrations from Mercier *et al.* (1977), Twiss (1977), Etheridge and Wilkie (1981), White (1979) and Ord and Christie (1984), respectively.

donde "Δ" es el parámetro de Dorn, "Dv" el coeficiente de difusividad en volumen, "b" el vector de Burgers, "s" el esfuerzo aplicado (MPa), "μ" el módulo de cizalla, "k" la constante de Boltzman y "T" la temperatura (°K). Si bien es cierto que el exponente de "s" varía entre 1.5 y 12.6 para diferentes autores, en este trabajo se ha elegido para el mismo un valor de 4 siguiendo a Vauchez (1987a y b). La formulación de la ley de flujo se convierte en:

$$\epsilon \approx 5 * 10^{-8} * \frac{s^4 \text{ (MPa)}}{T \text{ (°K)}}$$

si además se sustituyen en la expresión anterior los valores utilizados por Rutter (1976) y White (1976) para los parámetros Δ, Dv, b, s, μ y k.

Si se asume que la temperatura no varía de forma significativa del centro a los bordes de las zonas de cizalla, entonces la relación existente entre las tasas de deformación máxima (ε<sub>máx</sub>) y mínima (ε<sub>mín</sub>) y los esfuerzos máximo (σ<sub>máx</sub>) y mínimo (σ<sub>mín</sub>) se puede escribir de la forma siguiente (White, 1975):

$$\frac{\epsilon_{mín}}{\epsilon_{máx}} = \frac{\sigma_{mín}^4}{\sigma_{máx}^4}$$

Las tasas de deformación o strain rates se pueden definir (Pfiffner y Ramsay, 1982) como el cambio de longitud que experimenta un elemento lineal en un intervalo de tiempo infinitesimal (las unidades utilizadas son segundos). Para una comprensión más fácil de este parámetro, se puede considerar que una línea que se estira 1/10 de su longitud en el estado indeformado en un segundo de tiempo ha sufrido una tasa de deformación de 10<sup>-1</sup> seg<sup>-1</sup>.

### 5. DISCUSIÓN

Los resultados que se presentan y discuten en este apartado son difíciles de interpretar por dos razones principales: en primer lugar, debido al carácter relativamente subjetivo e impreciso de algunas de las consideraciones que se realizan y que determinan en cierto grado los resultados de los cálculos; y en segundo término, debido a lo aproximado del método y, por lo tanto, al carácter semicuantitativo de los resultados.

Los valores que se presentan en la tabla V para las relaciones ε<sub>mín</sub>/ε<sub>máx</sub> y para las tasas de velocidad de deformación o *strain rates* (ε<sub>mín</sub> y ε<sub>máx</sub>, en seg<sup>-1</sup>) se han calculado teniendo en cuenta las consideraciones anteriores. Estos resultados se pueden comparar con otros recogidos en la literatura geológica, como los ob-

TABLA V

	Relaciones ε <sub>mín</sub> /ε <sub>máx</sub>					Strain rates (seg <sup>-1</sup> )	
	A	B	C	D	E	ε <sub>mín</sub>	ε <sub>máx</sub>
<u>Unidad Para-autóctona</u>							
Ortogneiss de Ribera del Fresno	0.0105	0.0086	0.0092	0.0105	0.0006	5.9*10 <sup>-17</sup>	3.7*10 <sup>-13</sup>
<u>Unidad Alóctona</u>							
Gneises Milonita de Higuera de Llerena	0.0125	0.0103	0.0110	0.0126	0.0008	3.4*10 <sup>-16</sup>	5.4*10 <sup>-11</sup>
Gneises de Azuaga (blastomilonitas)	0.1961	0.1826	0.1869	0.1959	0.0699	2.3*10 <sup>-16</sup>	3.2*10 <sup>-13</sup>
Id. (microzonas de cizalla)	0.1875	0.1738	0.1786	0.1877	0.0651	6.8*10 <sup>-14</sup>	4.2*10 <sup>-13</sup>
Id. (ultramilonitas)	0.1143	0.1038	0.1072	0.1143	0.0289	6.5*10 <sup>-15</sup>	1.1*10 <sup>-11</sup>
Gneises de Azuaga (conjunto)	0.0043	0.0034	0.0037	0.0043	0.0001	2.3*10 <sup>-16</sup>	1.1*10 <sup>-11</sup>
Ortogneiss de Mina Afortunada	0.3283	0.3094	0.3179	0.3285	0.1650	1.5*10 <sup>-13</sup>	5.6*10 <sup>-13</sup>
Cuarcitas Negras (Serie Negra)	0.0925	0.0832	0.0862	0.0924	0.0205	1.1*10 <sup>-14</sup>	9.6*10 <sup>-14</sup>
Domo Gneisico de Mina Afortunada	0.0138	0.0114	0.0122	0.0138	0.0009	4.7*10 <sup>-16</sup>	5.6*10 <sup>-12</sup>
<u>Rocas de Falla</u>							
Falla de Azuaga	0.1075	0.0976	0.1007	0.1076	0.0263	3.1*10 <sup>-15</sup>	3.5*10 <sup>-12</sup>
Falla de Hornachos	0.4962	0.4810	0.4863	0.4963	0.3188	5.9*10 <sup>-15</sup>	7.7*10 <sup>-13</sup>

Tabla V.-Relaciones ε<sub>mín</sub>/ε<sub>máx</sub> y "strain rates" (seg<sup>-1</sup>) para las diferentes unidades estructurales consideradas en el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba calculados a partir de las calibraciones de: A, Twiss (1977); B, Mercier *et al.* (1977); C, White (1979); D, Etheridge y Wilkie (1981); E, Ord y Christie (1984).

Table V.-ε<sub>mín</sub>/ε<sub>máx</sub> ratios and strain rates (sec<sup>-1</sup>) for different structural units from the Badajoz-Córdoba Shear Belt on the basis of A, Twiss (1977); B, Mercier *et al.* (1977); C, White (1979); D, Etheridge and Wilkie (1981) and E, Ord and Christie (1984) calibrations.

tenidos por Vauchez (1987a) para la deformación del cuarzo en granitos con fábricas S-C (del orden de  $10^{16}$  seg<sup>-1</sup>), en microzonas de cizalla asociadas a bandas miloníticas discretas (alrededor de  $10^{13}$  seg<sup>-1</sup>) o con la velocidad de la deformación asociada a la Falla de San Andrés o a los movimientos relativos entre placas (Pfiffner y Ramsay, 1982), del orden de  $10^{13}$  seg<sup>-1</sup>. Desde la óptica de la velocidad a la que se produjo la deformación asociada a la primera fase de deformación (D<sub>1</sub>) los valores que se presentan en la tabla V son de una interpretación muy problemática. Sin embargo, la relativamente baja intensidad de esfuerzos desviatorios actuando en condiciones de metamorfismo de grado alto probablemente indica que la velocidad de la deformación D<sub>1</sub> (*strain rate*) fue del orden de  $10^{15}$  seg<sup>-1</sup>, lo suficientemente baja como para que ésta durase varios millones de años sin dar lugar a deformaciones muy acusadas (Pfiffner y Ramsay, 1982). Los "*strain rates*" obtenidos para las rocas blastomiloníticas deformadas durante la segunda fase (D<sub>2</sub>) de deformación regional (entre  $10^{13}$  y  $10^{14}$  seg<sup>-1</sup>) son lo suficientemente lentos como para permitir el desarrollo de las microestructuras de deformación observadas (Knipe, 1989). El funcionamiento de las microzonas de cizalla y de las bandas miloníticas y ultramiloníticas en las que la deformación es muy acusada está relacionada con aumentos de los "*strain rates*" inferiores a un orden de magnitud en el primer caso y de uno a dos órdenes en el segundo (velocidades de  $10^{11}$  seg<sup>-1</sup> en los corredores ultramiloníticos). En los corredores ultramiloníticos las condiciones de temperatura de la deformación no son sustancialmente distintas de las de las rocas blastomiloníticas (García Casquero *et al.*, 1988). En consecuencia, las mayores velocidades de la deformación que se dan en su seno hay que asociarlas probablemente a la concentración de esfuerzos (anteriormente discutida) sobre determinados planos de anisotropía.

Una deformación con un "*strain rate*" elevado se observa en el seno de los Gneises Milonita de Higuera de Llerena. Este conjunto gneísico presenta velocidades similares en los tramos basales de gneises ocelares de tamaño de grano grueso ( $5.4 \cdot 10^{11}$  seg<sup>-1</sup>) y en la potente banda de ultramilonitas situada a su techo ( $1.1 \cdot 10^{11}$  seg<sup>-1</sup>). Estas diferencias son capaces por sí solas de explicar la variación microestructural de augen gneises a ultramilonitas (Pfiffner y Ramsay, 1982). Sin embargo, es posible que una redistribución del campo de esfuerzos en la base de la Unidad Alóctona determine que pase de ser rápidamente deformada en su conjunto a desarrollar una zona de cizalla más restringida en la que se concentran los esfuerzos desviatorios capaz de generar un conjunto microestructural mucho más evolucionado en el mismo tiempo o en un tiempo ligeramente mayor.

Hacia los niveles estructuralmente más elevados de la Unidad Alóctona los *strain rates* se hacen progresivamente menores, del orden de  $10^{13}$  seg<sup>-1</sup> en la base de la Serie Negra y de  $10^{14}$  seg<sup>-1</sup> en los niveles más superficiales conservados.

La velocidad de deformación en el ortogneis de Ri-

bera del Fresno ( $3.7 \cdot 10^{13}$  seg<sup>-1</sup>) representa una velocidad convencional en deformación y gneisificación de rocas graníticas (Vauchez, 1987a) y es comparable a la registrada en las rocas blastomiloníticas de la Unidad Alóctona, conjuntamente con las cuales se ha deformado.

La influencia de los cambios en la velocidad de deformación sobre la persistencia sin modificación de los indicadores paleopiezométricos (como el tamaño de los subgranos o los granos nuevos) es tal que los descensos rápidos propician su conservación apenas sin cambios, mientras que cambios más lentos permiten su modificación, resultando entonces un rango más o menos amplio de niveles de esfuerzos en las determinaciones paleopiezométricas. La preservación del conjunto de las microestructuras observadas en las rocas miloníticas del Corredor, deformadas a temperaturas iguales o superiores a 400°C bajo esfuerzos de 30-50 MPa o superiores, requiere que la velocidad a la que se relajan los esfuerzos sea del orden de 0.5 a 1 MPa cada 2000 años (lo que es equivalente a que la fase o proceso de relajación de esfuerzos que permite la conservación de las fábricas observadas sea de 100.000 a 200.000 años o superior), siendo aún menores los tiempos requeridos para que se conserven las microestructuras producidas a mayores temperaturas (40.000 años a 500°C; Knipe, 1989).

Los resultados que se acaban de exponer dejan un campo totalmente abierto sobre la duración del período de deformación y su influencia sobre la magnitud de los desplazamientos tectónicos asociados. En cinturones orogénicos recientes se ha determinado que el tiempo necesario para alcanzar las deformaciones registradas en las rocas es de 1 a 10 Ma o incluso menor, asociándose a los mismos velocidades de deformación del orden de  $10^{13}$  a  $10^{15}$  seg<sup>-1</sup> (Pfiffner y Ramsay, 1982).

A pesar de que un período de deformación de 10 Ma se puede suponer de corta duración, su consideración junto con los "*strain rates*" que se presentan en la tabla V es de primordial importancia. Los movimientos relativos entre placas (Pfiffner y Ramsay, 1982), de 3-5 cm/año, suponen "*strain rates*" del orden de  $10^{13}$  seg<sup>-1</sup>. Los desplazamientos tectónicos asociados a las rocas del Corredor se pueden estimar eligiendo alguno de los tres modelos de comportamiento reológico siguientes durante la fase de deformación D<sub>2</sub>:

- la fase de deformación D<sub>2</sub> ha actuado a la vez y ha tenido la misma duración en toda la Unidad Alóctona, incluyendo los corredores de milonitas y ultramilonitas;

- la deformación ha durado algo más en los corredores de rocas miloníticas y ultramiloníticas;

- la deformación ha tenido una duración menor en los corredores de rocas miloníticas y ultramiloníticas, produciéndose en el seno de éstos con carácter póstumo y de forma sucesiva para distintas bandas, después de haber cesado en el resto de las unidades.

En el primer caso, suponiendo una duración de 1 Ma para la fase citada, cabe asociar desplazamientos del orden de 30-40 km al conjunto de rocas blastomi-

loníticas y de 2000 a 3000 km a los corredores ultramiloníticos. Duraciones de 10 Ma multiplican por 10 las distancias citadas, lo cual es imposible en términos geológicos, mientras que una duración de 100.000 años los dividiría por 10. En el segundo supuesto, los desplazamientos asociados a los corredores de rocas intensamente deformadas serían superiores a los indicados más arriba, lo que es altamente improbable. En el tercer supuesto es el único en el que se pueden considerar desplazamientos de magnitud geológica real. Dadas sus elevadas velocidades de deformación, los corredores de rocas miloníticas y ultramiloníticas sólo han podido ser activos durante períodos de tiempo de  $10^5$  años o inferiores, pues de lo contrario acumularían desplazamientos de cientos o miles de kilómetros en menos de 1 Ma. Períodos de actividad de 10.000 a 50.000 años permiten explicar desplazamientos de 50 a 200 km, del mismo orden de magnitud que los asociados a grandes accidentes corticales como el Main Central Thrust del Himalaya (Brunel, 1983). El conjunto de las unidades deformadas y, finalmente, los propios corredores ultramiloníticos, pueden hacerse inactivos como resultado de una disminución relativamente rápida de la velocidad de deformación, asociada quizá a cierta relajación en los esfuerzos (Knipe, 1989). La deformación interna de todo el conjunto gneísico puede absorber así desplazamientos relativos entre los bloques situados a uno y otro lado de la zona de cizalla dúctil de varias decenas de kilómetros durante periodos de 1 a 10 Ma a velocidades geológicas comunes como las determinadas en la actualidad.

Por lo que se refiere a las fallas de Azuaga y Hornachos, los *strain rates* calculados para ellas (Tabla V) son indicativos de velocidades relativas para el desplazamiento de los bloques que separan del mismo orden que las medidas en la Falla de San Andrés (varios cm/año; Pfiffner y Ramsay, 1982). Estas velocidades, no obstante, deben considerarse como valores medios, ya que, al menos en el caso de la Falla de Azuaga, existen evidencias de una actividad no continua sino cíclica o esporádica de la misma. Por esta razón, cabe considerar un funcionamiento sísmico de, al menos, la Falla de Azuaga. El desplazamiento asociado a esta estructura se puede determinar sobre la base de consideraciones como las discutidas más arriba en función de la duración de su funcionamiento. No obstante, existen datos cartográficos que demuestran desplazamientos en dirección de al menos 30 km (Apalategui, com. pers.). Tales desplazamientos equivalen a un periodo de actividad del orden de 10 Ma durante el Carbonífero. Desplazamientos del mismo orden son muy probables en la Falla de Hornachos.

## 6. CONCLUSIONES

Este estudio permite poner de manifiesto que algunas transiciones microestructurales (en nuestro caso la variación del tamaño de los subgranos y nuevos granos de cuarzo) que se suceden en las tectonitas natura-

les durante los procesos de deformación que se registran en las zonas de cizalla dúctil son consecuencia de la variación de los esfuerzos desviatorios. La gneisificación de rocas graníticas lleva aparejadas variaciones microestructurales relacionadas con la formación de planos de cizalla y de tectonitas S-C indicativas de que existen gradientes de esfuerzos importantes a escala centimétrica, concentrándose los máximos esfuerzos (125-160 MPa) y las máximas deformaciones en los planos de cizalla. Las texturas asociadas a deformaciones en condiciones de temperatura relativamente elevada en gneises de grado metamórfico medio-alto y las asociadas a deformaciones plásticas en condiciones de temperatura más bajas se generan bajo esfuerzos desviatorios que se cifran en 25-30 MPa y 55-65 MPa, respectivamente. En estos materiales la deformación se reparte en bandas blastomiloníticas con microzonas de cizalla y en corredores miloníticos y ultramiloníticos. En las microzonas de cizalla la gradación de tamaños de grano conlleva esfuerzos desviatorios comprendidos entre 50-65 MPa y 80-100 MPa. En las ultramilonitas las microestructuras conservadas en ribbon de cuarzo indican que los esfuerzos desviatorios asociados son algo mayores, entre 55 y 80 MPa como media, pero alcanzando valores máximos de hasta 120 MPa.

La evolución dinámica de las zonas de cizalla dúctil transcurrentes suele presentar la característica de que los materiales deformados lo hacen en el campo frágil-dúctil en los estadios finales de la deformación. Los desplazamientos tectónicos pasan de ser absorbidos por bandas de cizalla a serlo por zonas de falla en las que los esfuerzos desviatorios registrados son de 50 a 100 MPa, del mismo orden que el rango de valores comunes encontrados en zonas de falla por encima del límite friccional-cuasi-plástico (Knipe, 1989). Los caracteres microestructurales indican la operatividad de procesos de deformación frágil y dúctil alternantes y cíclicos debido a que la deformación tiene lugar intermitentemente, con pulsos de gran intensidad separados por intervalos de mayor duración en los que los esfuerzos se relajan.

Los resultados que se han presentado más arriba son comparables a los ya establecidos empíricamente y experimentalmente para la deformación del cuarzo en granitos con fábricas S-C (del orden de  $10^{-16}$  seg<sup>-1</sup>), en microzonas de cizalla asociadas a bandas miloníticas discretas (alrededor de  $10^{-13}$  seg<sup>-1</sup>) o con la velocidad de la deformación en las grandes zonas de movimiento que acomodan los desplazamientos relativos entre placas (del orden de  $10^{-13}$  seg<sup>-1</sup>).

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto de investigación subvencionado por la Universidad del País Vasco UPV 121.310-034/88. Deseamos expresar a los revisores nuestro reconocimiento por sus interesantes sugerencias y comentarios al manuscrito original.

## BIBLIOGRAFÍA

- Ábalos, B. (1989): Structural Geology of the Ribera del Fresno Window (Badajoz-Córdoba Shear Zone). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 103-112.
- Ábalos, 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. Univ. del País Vasco 430 p.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L. (1989): Structural Geology of the Mina Afortunada Gneiss Dome (Badajoz-Córdoba Shear Zone, SW Spain). *Hercynica*, 4: 000-000.
- Ábalos, B. y Eguíluz, L. (1990): 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.
- Ábalos, B., Eguíluz, L. y Apalategui, O. (1990): Constitución tectono-estratigráfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: nueva propuesta de subdivisión. *Geogaceta*, 7: 71-73.
- Bellon, H., Blanchere, H., Crousilles, M., Deloche, C., Dixsaut, C., Hertrich, B., Prost-Dame, V., Rossi, Ph., Simon, D., y Tamain, G. (1979): Radiochronologie, évolution tectono-magmatique et implications métallogéniques dans les cadomo-variscides du Sud-Est Hespérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 21: 113-120.
- 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.
- Blenkinsop, T.G. y Drury, M.R. (1988): Stress estimates and fault history from quartz microstructures. *Jour. Struct. Geol.*, 10: 673-684.
- Bouchez, J.L. y Pecher, A. (1981): The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. In: G.S. Lister, H.-J. Behr, K. Weber and H.J. Zwart (Eds.). *The Effects of Deformation on Rocks. Tectonophysics*, 78: 23-50.
- 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 temperature (migmatites de la nappe d'Ojén, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301: 841-846.
- 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. y Laurent, Ph. (1978): Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, 47: 15-42.
- Cannat, M. (1985): Quartz microstructures and fabrics in the Island of Groix (Brittany, France). *Jour. Struct. Geol.*, 7: 555-562.
- 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.
- Dallmeyer, R.D. y 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. y 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 Iburguchi, J.I. (1990): Eclogitas de la Banda de Cizalla Badajoz-Córdoba (Suroeste de España). Datos petrográficos y significado geodinámico. *Geogaceta*, 7: 28-31.
- Etheridge, M.A. y Wilkie, J.C. (1981): An assesment of dynamically recrystallized grainsize as a paleopiezometer in quartz-bearing mylonite zones. *Tectonophysics*, 78: 475-508.
- Gapais, D. y Barbarin, B. (1986): Quartz fabric transitions in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics*, 124: 357-370.
- García-Casquero, J.L., Boelrijk, N.A.I.M., Priem, H.N.A. y Chacón, J. (1988): Isotopic dating of the mylonitization of the Azuaga Group in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geol. Rundschau*, 77: 483-489.
- Goetze, C. (1975): Sheared lherzolites: from the point of view of rock mechanics. *Geology*, 3: 172-173.
- Knipe, R.J. (1989): Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites. *Jour. Struct. Geol.*, 11: 127-146.
- Lister, G.S. (1979): Fabric transitions in plastically deformed quartzites: competition between basal, prism and rhomb systems. *Bull. Mineral.*, 102: 232-241.
- Lister, G.S. y Hobbs, B.E. (1980): The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *Jour. Struct. Geol.*, 2: 355-370.
- Lister, G.S. y Williams, P.F. (1979): Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *Jour. Struct. Geol.*, 1: 283-297.
- Lister, G.S. y Dornsiepen, U.F. (1982): Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *Jour. Struct. Geol.*, 4: 81-92.
- Lister, G.S. y Snoke, A.W. (1984): S-C Mylonites. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 217-638.
- Mainprice, D., Bouchez, J.L., Blumenfeld, Ph. y Tubía, J.M. (1986): Dominant -c- slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic softening at high temperature. *Geology*, 14: 819-822.
- Mercier, J.C., Anderson, D.A. y Carter, N.L. (1977): Stress in the lithosphere. Inferences from steady state flow of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 115: 119-126.
- Nicolas, A. y Poirier, J.P. (1976): *Crystalline plasticity and solid-state flow in metamorphic rocks*. John Wiley, New York, 444 p.
- Ord, A. y Christie, J.M. (1984): Flow stresses from microstructures in mylonitic quartzites of the Moine Thrust zone, Assynt area, Scotland. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 639-654.
- Pfiffner, O.A. y Ramsay, J.G. (1982): Constraints on geological strain rates: arguments from finite strain states of naturally deformed rocks. *Jour. Geophys. Res.*, 87: 311-321.
- Post, R.L. (1973): *The flow laws of MT Burnet dunite*. Ph. D. Thesis, Univ. of California, 272 p.
- Quesada, C. (1989): Collisional Acado-Hercynian orogenic events in Iberia. *Terra Abstracts*, 1: 13.
- Ranalli, G. (1984): Grain size distribution and flow stress in tectonites. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 443-447.
- Rutter, E.H. (1976): The kinetics of rocks deformation by pressure-solution. *Phil. Trans. R. Soc. London. Ser. A*, 283: 203-213.
- Schäfer, H.J., Gebauer, D. y Nägler, 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. y 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.
- Tubía, J.M. (1988): Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las pe-

- ridotitas de Ronda. *Publ. Esp. Bol. Geol. Min.*: 1-124.
- Tubía, J.M. y Cuevas, J. (1985): Fábrica del cuarzo en tectonitas de alta temperatura (Manto de Ojén, Cordilleras Béticas). *Estudios Geol.*, 41: 147-155.
- Twiss, R.J. (1977): Theory and applicability of a recrystallized grain size piezometer. *Pure Appl. Geophys.*, 115: 227-244.
- 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 Massifs 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.
- White, S.H. (1975): Estimation of strain rates from microstructures. *Jour. Geol. Soc. London*, 131: 577-583.
- White, S.H. (1976): The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 283- 69-86.
- White, S.H. (1979): Paleostress estimates in the Moine Thrust zone. *Nature*, 280: 222-223.

Recibido el 3 de noviembre de 1989

Aceptado el 5 de febrero de 1990