

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 7	Págs. 489-507	Madrid 1981
----------------------------	--------	---------------	-------------

**SUPERPOSICION DE ZONAS DE CIZALLA  
 EN LA FORMACION DE LAS GRULLAS  
 (GRUPO DE AZUAGA,  
 ANTICLINORIO BADAJOZ-CORDOBA)**

POR  
**J. CHACÓN \***

**RESUMEN**

Se analizan varios episodios de metamorfismo regional, deformación dúctil a elevada y baja temperatura y deformación frágil que han afectado a la formación de las Grullas y se discute la influencia de la falla de Azuaga en esta evolución tectónica. Se obtiene la conclusión de que los diferentes episodios de cizalla dúctil y frágil son de edad hercínica y posteriores al metamorfismo regional distena-sillimanita, cuya edad puede ser cadomiense o bien eohercínica. Se pone de manifiesto la presencia de mineralizaciones BPG asociadas a los últimos momentos de la cizalla frágil tardihercínica.

**ABSTRACT**

Several episodes of regional metamorphism, high and low temperature ductile deformation and brittle deformation affecting the Grullas Formation in the central Badajoz-Córdoba belt are analyzed and the influence of the sinistral Azuaga wrench fault in that tectonic evolution is discussed. The hercynian age of the different episodes of ductile and brittle shear and the cadomian or eohercynian age of the preductile shear kyanite-sillimanite regional metamorphism is concluded. The presence of BPG mineralization associated with the late hercynian brittle shear is pointed out.

\* Departamento de Geotectónica. Departamento de Investigaciones Geológicas. Facultad de Ciencias. CSIC. Universidad de Granada.

## INTRODUCCION

Las milonitas del eje Badajoz-Córdoba han merecido el interés de diferentes autores. BLADIER (1974) diferenció milonitas profundas y superficiales al oeste de Azuaga. Para él las milonitas profundas serían «toutes les roches cataclastiques formées à des pressions et des températures assez élevées au cours de la phase II hercynienne». Entre estas rocas se encontrarían gneises, tipo «Ollo de Sapo», según la referencia de BARD (1967), que aflorarían cerca de Valencia de las Torres. Para BLADIER (*op. cit.*) estos gneises provendrían de una arcosa o un conglomerado, aunque no excluye un origen orto, afectado por un metamorfismo mesozonal precámbrico, en primer lugar, y después por el dinamometamorfismo hercínico. Como resultado aparecería toda la secuencia de protomilonita-milonita-ultramilonita-gneis milonita-blastomilonita, descrita antes por HIGGINS (1971). La deformación se concentraría en un estrecho pasillo en el que se produciría «un changement brutal dans l'intensité et le style de la déformation». Las milonitas superficiales serían el resultado de una milonitización tardía que afectaría al «Ollo de Sapo» creciendo de intensidad hacia el sur, donde quedaría interrumpida por un importante accidente tectónico. Serían rocas de grano más fino que las milonitas profundas. Se originarían durante la primera fase de cizalla tardihercínica «en ce sens qu'elle souligne un accident de même direction que l'ensemble des grands décrochements tardihercynienne».

CHACON (1974) describe el metamorfismo dinámico de esa zona y centra su atención en los gneises milonitas de HIGUERA DE LLERENA. Define las formaciones de la Atalaya, Valencia de las Torres y Las Grullas, situadas en bandas paralelas entre sí al NE de la falla de Azuaga (Fig. 1). La formación de la Atalaya se compone de metapelitas con granate, estauroлита y biotita y presenta estructuras polifásicas. Ciñe la banda de milonitas por el NE, entre Villafranca de los Barros y el SE de Azuaga. Las formaciones de Valencia de las Torres y Las Grullas constituyen propiamente la banda milonítica Badajoz-Córdoba en el sector central. La primera se compone de paragneises, oficalcitas y anfibolitas milonitizadas y aparece al NE y geoméricamente encima de la segunda. La formación de Las Grullas aflora entre la anterior y la falla de Azuaga, accidente tectónico de primera magnitud que delimita el borde meridional de la banda milonítica. Se compone de milonitas cuarzofeldespáticas y blastomilonitas de grano más o menos grueso. Coincide con BLADIER (1974) en diferenciar milonitas de alta temperatura (profundas) y de baja temperatura (superficiales) formadas a partir de rocas afectadas anteriormente por un metamorfismo regional, tipo distena-sillimanita.

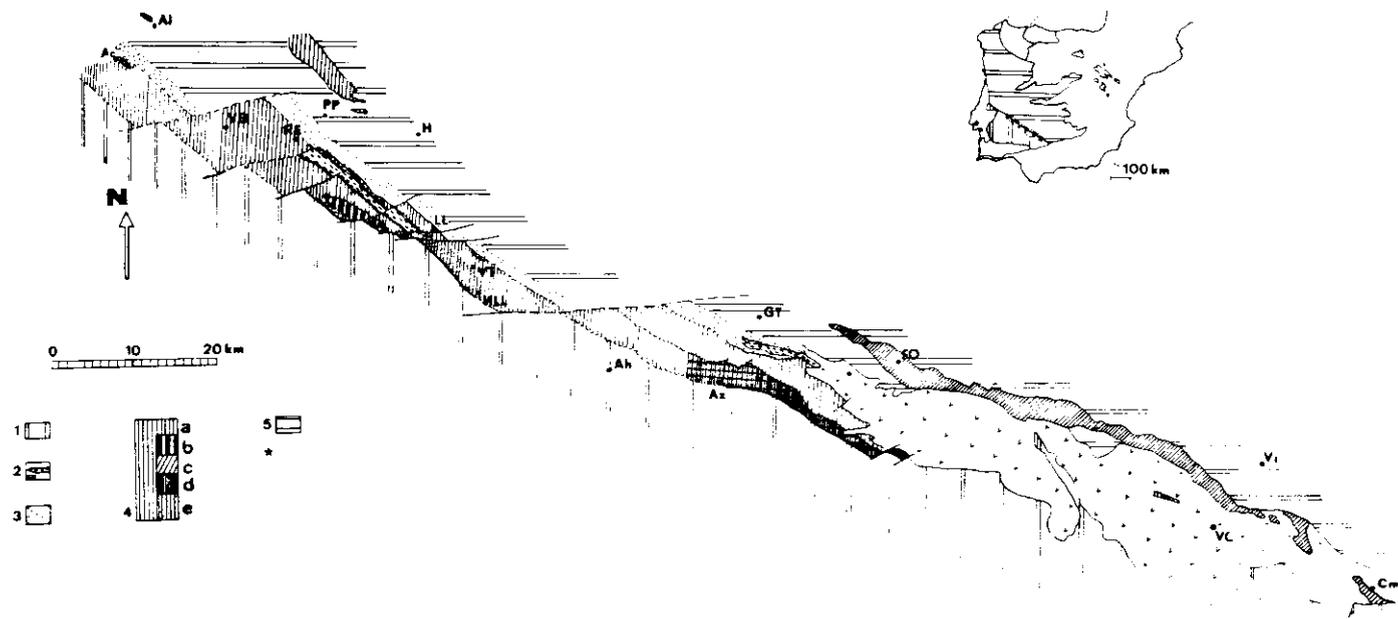


FIG. 1.—*Esquema geológico de distribución de las series del grupo de Azuaga.* 1. Dominio de Sierra Albarrana.—2. Ortogneises de Aceuchal, Almendralejo, Ribera del Fresno y Minillas.—3. Formación de La Atalaya.—4. Grupo de Azuaga. Formación de Valencia de las Torres: paragneises, anfibiolitas, serpentinitas y skarn.—a) Unidad de Pinos: gneises glandulares leucocratas y anfibiolitas.—b) (Orto)-gneises alcalinos de La Canchalosa.—c) Gneises de Cerro Muriano, Cantarranas y Fuentebejuna.—d) Formación blastomilonítica (tramo de sierra Albarrana, de DELGADO-QUESADA, 1971).—e) Formación de Las Grullas.—5. Subzona Valle del Matalachel-Villafranca de Córdoba: límite NE de la Ossa Morena. \* Serpentininas y olivinitas del Grupo de Azuaga. Esquema general: A) Zona de Ossa Morena (SW); B) Zona Centro Ibérica (NE).

Para MUÑOZ y VEGAS (1974) los gneises de la banda Badajoz-Córdoba serían paragneises glandulares (formación Llera), situados bajo los niveles inferiores de la «serie Negra», acompañados de cuerpos intrusivos ortogneisificados. Para ellos la evolución tectonometamórfica se resumiría en un metamorfismo mesozonal de fase I hercínica, primero, y un metamorfismo epizonal de fase II hercínica que produciría la diaforesis de las series. No aluden en ningún momento la deformación milonítica de la banda y, por el contrario, llegan a establecer criterios de polaridad estratigráfica, tales como granoselección y gradación de tamaños de los ojos de feldespato de techo a muro.

CHACON (1979b) engloba las diferentes formaciones gneísicas y anfibólicas que aparecen en la banda Badajoz-Córdoba en el Grupo de Azuaga. Parte de él serían, por ejemplo, los (orto)gneises alcalinos de La Canchalosa, los gneises de Cantarranas y cerro Muriano, los paragneises de Vera y las metabasitas de cerro Gordo, la formación blastomilonítica, además de las formaciones de Valencia de las Torres y Las Grullas, ya referidas (CHACON, 1974, 1979b; DELGADO-QUESADA, 1971; DELOCHE et SIMON, 1978; PASCUAL, 1981). Se trata de un complejo metamórfico, probablemente prehercínico, ensamblado durante la orogenia cadomiense y reactivado durante las deformaciones de cizalla hercínica. Las edades radiométricas de  $595 \pm 30$  y  $474 \pm 24$  m.a., establecidos por BELLON *et al* (1979), en zircones de los gneises de cerro Muriano, podrían reflejar el metamorfismo cadomiense y episodios térmicos tardíos más que la edad original de los propios zircones.

El presente trabajo expone una cartografía detallada de áreas de la formación de las Grullas, resumen de un levantamiento de afloramientos a escala 1:10.000 realizado recientemente. Además, se exponen algunas nuevas ideas sobre la evolución tectónica y metamórfica del sector.

## TERMINOLOGIA Y CONCEPTOS BASICOS UTILIZADOS

Desde su definición por LAPWORTH (1886), el término milonita introdujo una prolongada polémica en cuanto a la génesis y clasificación de este tipo de rocas. Así, numerosas rocas cataclásticas han sido incorrectamente consideradas como milonitas al incluir la deformación frágil entre los procesos que dan lugar a la formación de las milonitas (CHRISTIE, 1960; CARTER, 1964; JOHSON, 1967; EISBACHER, 1970; VERNON, 1970; BELL & ETHERIDGE, 1973). Igualmente algunas de las clasificaciones más extendidas en los últimos años (SPRY, 1969; HIGGINS, 1971; ZECK, 1974) utilizan los términos de cataclasis y milonitización como si fueran aproximadamente equiva-

lentes y por esta confusión quedan actualmente limitadas en su aplicación práctica.

Una milonita puede definirse como una roca foliada, comúnmente lineada y con megacristales que aparece en zonas planares y estrechas de intensa deformación. Normalmente es de grano más fino que las rocas encajantes hacia las cuales varía gradualmente. (Basada en BELL&ETHERIDGE, 1973.) Se producen en un régimen de deformación semiplástico y la evolución textural es fruto de la combinación de procesos de recristalización y neomineralización (blastesis) dinámicos y recuperación (recovery) simultánea a la deformación o ligeramente tardía. De este modo se originan blastomilonitas, milonitas, ultramilonitas y protomilonitas. Los gneises milonitas serían blastomilonitas de grano muy grueso.

Existe una amplia bibliografía sobre aspectos texturales, estructurales, mecánicos y geofísicos de la deformación dúctil (semiplástica) y frágil o cataclástica. Los interesados deben dirigirse a los trabajos básicos de RAMSAY (1970, 1980), BOULLIER-BOUCHEZ (1978), SIBSON (1977, 1980), VAUCHEZ (1980), TWISS (1977), WHITE (1975), WHITE *et al.* (1980), NICOLAS *et* POIRIER (1976), NICOLAS *et* VIALON (1976), MITRA (1978), BELL & ETHERIDGE (1976) y ETHERIDGE & WILKIE (1979).

Una clasificación válida por su sencillez y claridad conceptual es la de SIBSON (1977), aunque plantea problemas para el caso de cizallas sinorogénicas.

Se han citado milonitas formadas por deformación superplástica como mecanismo dominante. Este proceso se conoce en sólidos policristalinos que ante deformaciones del orden del 1.000 % llegan a comportarse de forma semiviscosa. Se conoce en metales y otros sólidos en condiciones de cambio de fase y en materiales de grano muy fino. BOULLIER & GUEGUEN (1975) y VAUCHEZ (1980) interpretan de este modo milonitas de composición variada entre ultramafitas y gneises cuarzofeldespáticos.

## OBSERVACIONES DE CAMPO

Se han seleccionado tres pequeñas áreas de interés mayor por la relativa visibilidad de los afloramientos en comparación con el resto del área donde son muy escasos, sus características principales son las siguientes:

### A) *Sector de Higuera de Llerena (Fig. 2)*

Los gneises milonitas aparecen en una estructura antiformal rodeados por ultramilonitas biotíticas que, por su coloración típica,

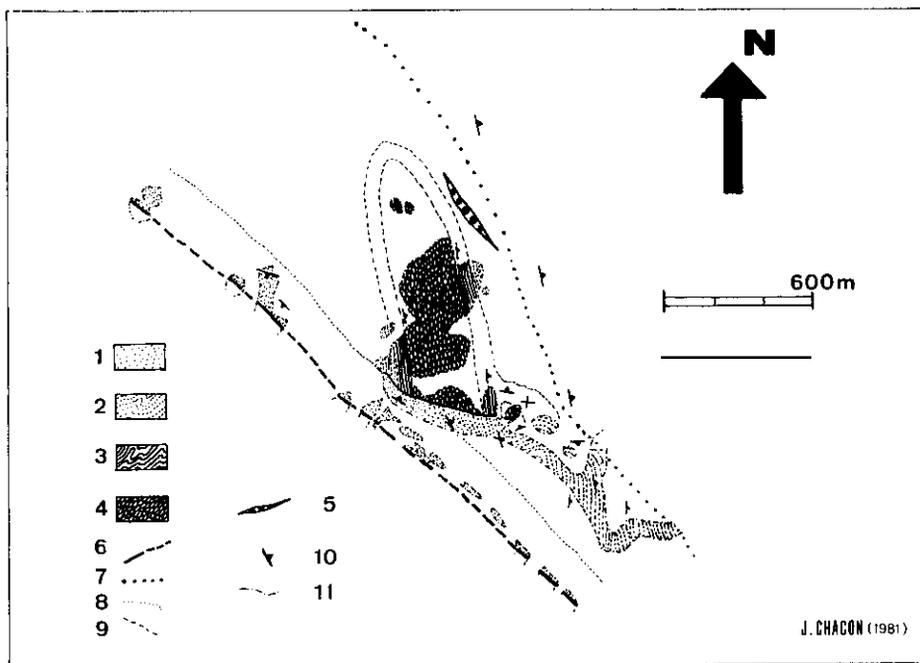


FIG. 2.—Sector de Higuera de Llerena. 1. UB.—2. Milonitas.—3. U.N.—4. G.M.—5. Lamprófidos.—6. Falla de Azuaga.—7. Contacto con la formación de Valencia de las Torres.—8. Límite de la zona de UB de la falla de Azuaga.—9. Trazado supuesto de las estructuras.—10. Esquistosidad de flujo.—11. Contacto con derrubios recientes.

denominaremos ultramilonitas negras (UN). Esta estructura de directriz N 170 buza hacia el NE. Un pequeño afloramiento de gneises milonitas (GM), situado en el mismo pueblo, deja ver el contacto GM/UN horizontal. La fábrica de estos materiales es planolinar. La esquistosidad de flujo presenta micropliegues intrafoliares característicos en los GM. La linealidad es de estiramiento de blastos y paralela a los ejes de los pliegues menores y mayores. El afloramiento de GM está interrumpido por una falla de directriz N 100 que los pone en contacto con milonitas leucocratas muy replegadas. En ellas se pueden observar pliegues métricos de directriz N 170 y plano axial buzante al E.

Hacia el SW dan paso a una alineación N 135 de ultramilonitas blancas (UB) que afloran escasamente en barrancos señalando el trazado de la falla de Azuaga.

En las inmediaciones del cementerio de Higuera de Llerena se sitúa un dique de lamprófido compuesto por un agregado granudo

medio de hornblenda ipidiomorfa con feldespato potásico y oligoclasa en los intersticios. Presenta estructuras de contaminación. Se prolonga unos 150 metros en una fractura tardía N 140 y permanece indeformado.

Hacia el E-NE aflora una alternancia de blastomilonitas grises, anfibolitas y gneises cuarcítico potásicos que constituye la formación de Valencia de las Torres. Las relaciones entre ésta y la formación de Las Grullas quedan ocultas por los derrubios, aunque no hay, aparentemente, solución de continuidad en la disposición de la esquistosidad regional.

### B) Sector de Valencia de las Torres (Fig. 3)

Al SW de esta localidad el cauce del arroyo del Riscal permite la observación directa de un corte continuo desde la falla de Azuaga hasta la zona de milonitas profundas.

En la parte alta del barranco del Riscal los GM ocupan el núcleo de un antiforme N 170 y plano axial buzante casi 70 grados al NE. Se pueden observar sus flancos y se comprueba cómo una banda de UN los rodea. En el contacto, relativamente brusco, disminuye la cantidad y tamaño de los blastos de feldespato potásico y plagioclasa, mientras aumenta la proporción de una matriz oscura bandeada por lechos milimétricos ricos en clastos de feldespato. Se distingue a simple vista la granulación por cataclasis de los ojos de feldespato. En ocasiones manchas leucocratas progresan a través de fracturas tardías testimoniando una feldespatización irregular.

Las UN afloran después, hacia el S, subhorizontales en un sinforme bien visible. Se puede apreciar en ellos una fábrica plano-linear sencilla y la linearidad de estiramiento de feldespato coincidente con ejes de micropliegues traspuestos por planos de cizalla, o de micropliegues intrafoliación.

Inmediatamente afloran los GM en un pequeño antiforme decamétrico de flancos suaves que inmediatamente da paso a una fuerte inflexión, hacia el S, en un flanco ocupado por UN y progresivamente por milonitas más o menos melanócratas en transición a las UB del borde de la falla de Azuaga.

Las UB están fuertemente diaclasadas y se caracterizan por una estructura de flujo milonítico marcada por lechos de espaciado inferior al milímetro, cuya disposición no es monoclinial. Las medidas realizadas, aunque insuficientes, indican una tendencia a agruparse en torno a un eje de plegamiento de directriz N 150 con predominio de buzamientos hacia el NE.

Hacia el NW de la zona los afloramientos existentes mostraron una nueva banda de GM muy deformados, diaclasados y brechifica-

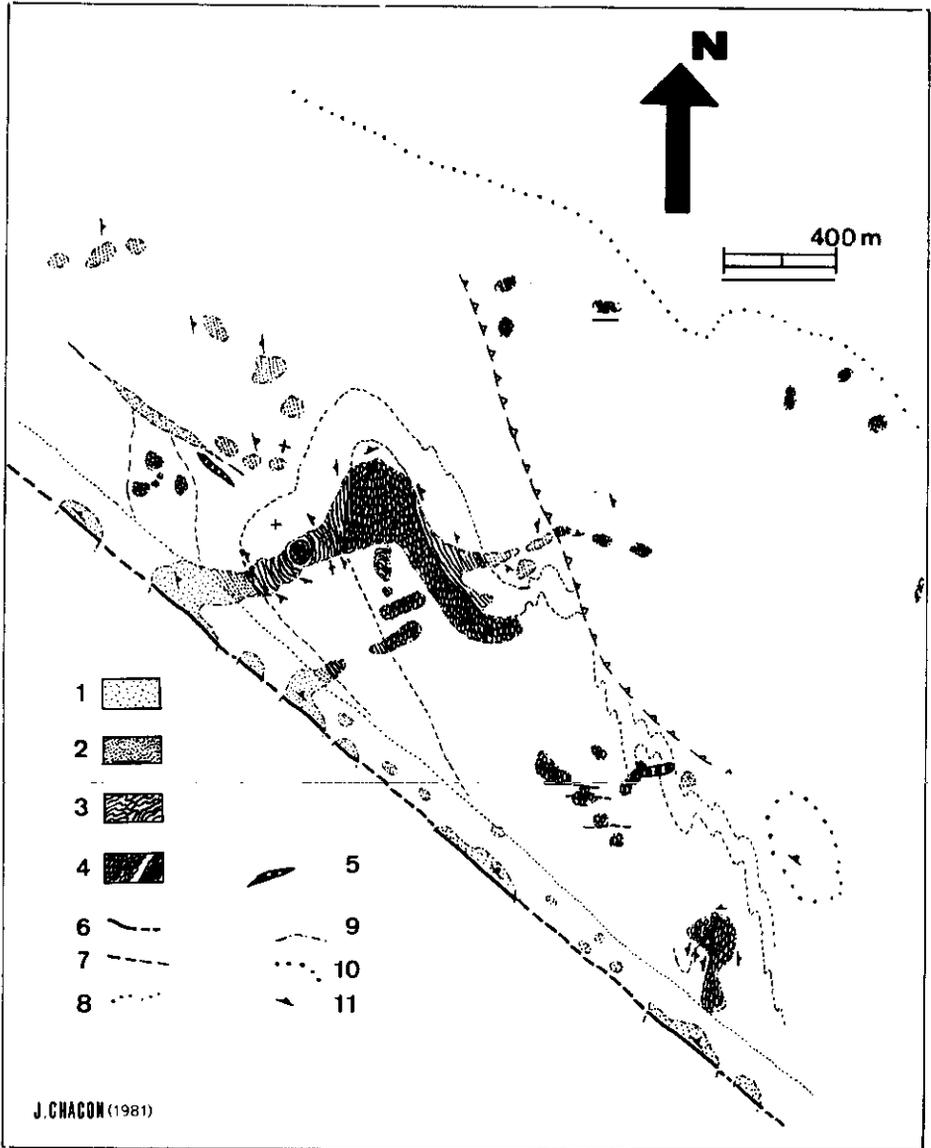


FIG. 3.—Sector de Valencia de las Torres. 1. UB.—2. Milonitas.—3. UN.—4. GM.—5. Lamprófidos.—6. Falla de Azuaga.—7. Contacto de falla.—8. Límite de la zona de UB de la falla de Azuaga.—9. Contacto con derrubios recientes.—10. Contacto con la formación de Valencia de las Torres.—11. Esquistosidad de flujo.

dos con evidente pérdida de ferromagnesianos. Están limitados por el NE por una falla, señalada por UB, que los separa de milonitas cuarzofeldespáticas y biotíticas subhorizontales. En esta falla se aloja un pequeño dique lamprofídico de grano algo más fino que el del cementerio de Higuera de Llerena.

Hacia el SE de la zona aparecen escasos afloramientos de GM milonitizados y cataclastizados en condiciones superficiales. Están afectados por fracturas N 100 y diaclasado muy intenso. Se observó un pequeño sinforme, muy suave y con eje subhorizontal de UN sobre GM. Estos llegan a aflorar muy cerca de la falla de Azuaga y en unos 20 a 30 metros son transformados en UB en un proceso de granulación marcado por milonitas fuertemente lineadas.

En el sector NE de la zona, en dirección a Valencia de las Torres, tras los GM y UN afloran rocas milonitizadas del tipo de protomilonitas biotíticas (B) con blastos de ortosa y plagioclasa centimétricos a milimétricos que ocasionalmente alcanzan 10 centímetros de dimensión máxima. Esta disposición se interpreta en la figura 3 como expresión de un cabalgamiento o desgarre que pone en contacto milonitas y B.

La disposición cartográfica de la zona parece expresar un funcionamiento sinextrorso de la falla de Azuaga que arrastra las estructuras N 170 hacia la directriz N 135 del accidente.

### C) *Sector de Las Grullas* (Fig. 2, en CHACON y VELASCO, 1981)

Es una zona en la que predominan las UB en casi toda la anchura de la formación que alcanza casi un kilómetro. Las B y GM aparecen en estrechas bandas muy milonitizadas y cataclastizadas con intenso lavado de biotita y granate. Se convierten en protomilonitas, milonitas y UB. Abundan las fallas sinextrorsas de directriz N 80-100, fracturas tensionales N 60 y un diaclasado subparalelo a fracturas mayores. Son numerosos los indicios mineros y las antiguas edificaciones de explotaciones abandonadas.

Hacia el NW desaparece la formación de las Grullas y afloran los (orto)gneises alcalinos de la Canchalosa (CHACON, 1979b), aunque el trazado de la falla de Azuaga sigue marcado por una banda de UB.

Entre las UB aflora un pequeño «stock» de serpentinitas procedentes de olivinitas pargasíticas con magnetita esquistosadas (CHACON y VELASCO, 1982).

Una intensa brechificación en un medio rico en fluidos mineralizantes constituye el episodio final, bien expresado en este sector.

Las UB aparecen convertidas en microbrechas y brechas con menor cantidad de cataclasitas, cuyos clastos conservan las texturas anteriores precataclasis y son envueltos por una matriz cripto a mi-

crogranuda de clorita con algo de epidota y titanita. Existen inyecciones de fluidos turmalinizantes ligeramente anteriores a la cataclasis.

Los indicios mineros se alinean según fracturas N 60-80 y en las escombreras abundantes aparecen restos de prita, blanda, galena, azurita y malaquita. Una fractura N 70 estaba tapizada por microcristales idiomorfos de blenda ferrífera.

Hacia el NE aparece la formación de Valencia de las Torres y en el contacto con la que nos ocupa se sitúan frecuentes filones con piritas formados por brechas cuarcítica y calcáreas de tonos negros y pardos.

Más al NE se sitúa el ortogneis de Ribera del Fresno y su envoltura de metapelitas con granates (CHACON *et al.*, 1980).

## EVOLUCION TEXTURAL

De las observaciones microscópicas realizadas se extraen los siguientes aspectos de interés:

### A) *Gneises milonitas y blastomilonitas*

Presentan frecuentemente clastos de distena y granate, tanto en el interior de los grandes ojos de feldespato como, más frecuentemente, en la matriz biotítica de la roca. En el interior de los blastos aparecen también incluidos agujas de sillimanita, titanita, zircón, biotita roja con zircones metamórficos y clorita. En una muestra se observó un clasto de granate en la matriz, que estaba sustituido por estauroilita y distena en crecimiento simultáneo expresado por interfases nítidas. Por otro lado, las interfases de los cristales de ortosa con la matriz granulada, en el interior del dominio del halo de presión, presentan aspecto ameboide y sinuoso cuando no son afectados por la cizalla. Abundan en ellos los crecimientos simplectíticos y mirmequitas cuarzoalbita.

Todo ello es interpretado como resultado del crecimiento de los blastos de feldespato con posterioridad a la granulación de rocas ya afectadas por un metamorfismo regional probablemente polifásico, tipo distena-sillimanita. Esa blastesis sería simultánea al crecimiento de sillimanita y, en parte, biotita roja que se orientarían, según planos reticulares del feldespato al ser incluidos en él.

Después se produce la fase de cizalla dúctil durante el desarrollo de estructuras N 170 con fábricas planolínear simple. Esta fase se produjo con alternancia de episodios de cizalla y blastesis en condiciones de elevada temperatura, como indica la abundancia de silli-

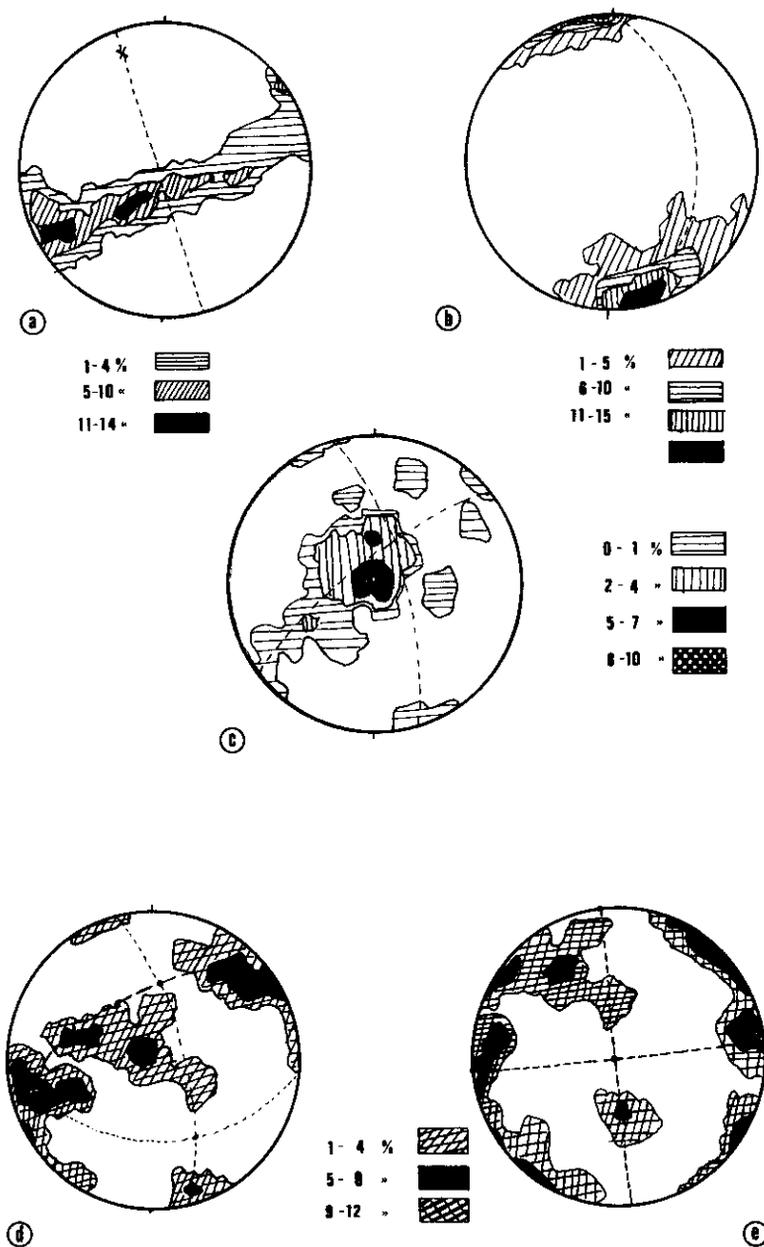


FIG. 4.—Diagramas de polos de esquistosidad y linealidad. a) 50 polos de la  $S_m$  de los GM y UN.—b) 120 polos de linealidad y ejes de micropliegues de GM y UN.—c) 60 polos de  $S_m$  en milonitas.—d) 50 polos de  $S_m$  en UB.—e) El anterior diagrama ha sido girado para que la guirnalda principal se disponga en el plano ecuatorial.

manita y biotita ligeramente postectónica en los finos agregados biotíticos que componen los planos de cizalla.

### B) *Ultramilonitas y milonitas biotíticas*

Las UN presentan una matriz cripto a microgranuda de biotita envolviendo clastos muy distorsionados de granate (a veces con inclusiones de estauroлита y distena), ortosa, oligoclasa-andesina, cuarzo, mica blanca, titanita, zircón, apatito y turmalina verde o parda.

Las milonitas ofrecen una mayor riqueza textural resumible en los siguientes aspectos: estructura de flujo disarmonico que evoca un régimen de deformación quasiviscoso. Blastesis de sillimanita prismática que blindo cristales previos de distena y granate o, con frecuencia, los atraviesa. Disposición subdesorientada de estos prima de sillimanita en una matriz microgranuda de biotita roja que corroe los blastos de ortosa y plagioclasa.

Se observan micropliegues y pliegues menores de estilo similar con flancos traspuestos por cizallas repetidas, según planos subparalelos que arrastran los flancos afectados. Estas estructuras de plegamiento y cizalla se disponen con la misma lirectriz en la fábrica planolinear.

Se pone de manifiesto que esta fase de plegamiento y cizalla se produce a temperatura elevada durante la blastesis de biotita-sillimanita. Las rocas originadas pudieron ser pseudotaquilitas y recrystalizar en una fase posterior.

### C) *Protomilonitas-milonitas y ultramilonitas blancas*

La transformación de un GM en una milonita lineada y después en una UB se puede producir en menos de 30 metros en el dominio de la falla de Azuaga. El proceso ocurre por cataclasis de los minerales rígidos, feldespatos y granates, alteración de los fragmentos y recrystalización dinámica y recuperación de cuarzo y agregados de gránulos procedentes de la disrupción de plagioclasa. La roca resultante, UB, se compone de cuarzo, albita, microclina, hidromoscovita, clorita y opacos.

La cizalla dúctil progresa, según planos que se cortan entre sí y vuelven a granular granos anteriormente neoformados en el mismo medio. Hay diferencias de hasta 5-10 veces entre el tamaño de los gránulos fuera y dentro de esas microcizallas. El tamaño de grano de las UB oscila entre un milímetro para los blastos y una micra para el agregado granulado. En las microcizallas se observan tamaños aún menores y se puede sospechar que, en ocasiones, se forman pseudotaquilitas, como parece confirmar la prácticamente nula birrefringencia de esos agregados en algunas microcizallas.

#### D) *Cataclasitas-brechas-microbrechas*

Se producen por cataclasis de las rocas antes descritas. Ese proceso no crea estructuras de flujo ni en la matriz ni en los clastos que conservan las estructuras anteriores, salvo en las cataclasitas. En éstas la deformación es penetrativa en el clasto y se borran parcialmente las líneas de flujo, especialmente en las que proceden de UB.

Las microbrechas y brechas se produjeron en condiciones que permitieron la rotación heterogénea de los clastos. La matriz clorítica cripto a microgranuda es ligeramente anterior a las mineralizaciones que progresan a través de fracturas muy tardías.

#### DISCUSION

Al SW de la falla de Azuaga, en la Zona de Ossa-Morena (ZOM) las deformaciones hercínicas parecen iniciarse mediante una fase de plegamiento isoclinal, sinmetamórfica vergente al SW y de directriz NNW-SSE. Su edad puede ser eohercínica (Devónica Superior) (BARD, 1977) o antedinantense (VEGAS, 1971) y desarrolla pliegues deca-kilométricos (VAUCHEZ, 1976) con una importante tectónica tangencial tardía (GUTIERREZ *et al.*, 1971; VAUCHEZ, 1976) que individualiza el manto del Cañaveral con salto de unos 15 kilómetros al SW (BARD, 1969; VAUCHEZ, 1976).

Al NE de la falla de Azuaga se producen cizallas dúctiles y cabalgamientos importantes al final de la primera fase hercínica, tanto en la rama meridional de la «virgación», en Sanabria (MARTINEZ GARCIA, 1973; RIBEIRO, 1974) como en la septentrional (manto de Mondoñedo, MARTINEZ-CATALAN, 1980) y en el Sistema Central, en la región de Hiendelaencina y a lo largo del anticlinorio del «Ollo de Sapo» (MARTINEZ-CATALAN *et al.*, 1977; GONZALEZ-LODEIRO, 1980).

A esta primera fase hercínica podemos atribuir la cizalla dúctil sinorogénica, que hemos descrito en la formación de las Grullas. Es un proceso complejo de granulación de rocas ya metamorfizadas, plegamiento isoclinal con flancos traspuestos por cizalla sincinemática a alta temperatura durante la neoformación de sillimanita y biotita roja y la blastesis de feldespatos que alcanzan gran tamaño y llegan a incluir granate, distena, estaurólita en forma de clastos y otros minerales probablemente singenéticos como agujas de sillimanita y biotita idiomorfa.

El metamorfismo precizalla dúctil sería posiblemente polifásico y se debió producir bien durante la orogenia cadomiense o bien en una primera etapa de la misma primera fase hercínica.

No se dispone hasta el momento de argumentos definitivos a favor de una u otra alternativa. La historia geológica de la ZOM incluye una controvertida evolución tectónica precámbrica durante la cual se podrían haber producido uno (CHACON, 1979b) o más ciclos orogénicos (PEREZ-LORENTE, 1977; PASCUAL, 1980). Existen discordancias intraprecámbricas claras entre las series vulcanodetríticas y arcósicas del Rifeense terminal-Vendiense y las formaciones flyschoides infrayacentes y se han encontrado cantos de cuarcitas esquistosadas en los conglomerados del Vendiense (CHACON, 1981).

Por otra parte, si bien es cierto que no se detectan estructuras anteriores a la fase primera hercínica en la formación de las Grullas, ello podría deberse a la intensa deformación que acompañó a la milonitización profunda primero, y la superficial después, y de este modo cabría admitir como posible que el metamorfismo prefase primera sea de edad cadomiense.

La evolución orogénica cadomiense fue acompañada en esta parte del anticlinorio Badajoz-Córdoba por este metamorfismo regional de presiones intermedias. Al SW de la falla de Azuaga el gradiente fue de presiones intermedias de baja presión, tipo estauroлита-andalucita-sillimanita (CHACON *et al.*, 1974). Sólo se han citado relictos de distena en escasas muestras de las cuarcitas de sierra Albarrana (GARROTE, 1976) y en una muestra de la formación de la Dehesa del Marqués (CHACON, 1979b, 1980). En consecuencia, el gradiente de presiones intermedias parece establecerse durante la orogénesis cadomiense en un sector de la corteza que durante la evolución hercínica va a ser sometido a fuertes sobrepresiones tectónicas.

Es difícil imaginar el medio de depósito de las series gneísico-anfibólicas que componen el Grupo de Azuaga. Abundan los materiales de origen ígneo ácido y básico, y entre estas últimas están presentes testimonios, escasos pero significativos, de rocas serpentinizadas. Se encuentran representados, igualmente, episodios calcáreos probablemente dolomíticos. Todo ello evoca una cuenca intrasiática que durante un proceso de remobilización cortical (metamorfismo de alto grado) hubiese conocido la ascensión de magma básico (y ultrabásico) e inducido el magmatismo ácido. Este cuadro es característico de los márgenes continentales activos, donde se suelen desarrollar movimientos de desgarre o de extensión que pueden conducir a la individualización de cuencas marginales (BEBIEN, 1981).

Como es sabido, el anticlinorio Badajoz-Córdoba sirve de límite entre las Zonas Centro-Ibérica (ZCI) y la ZOM. (ROBARDET, 1976; CHACON y PASCUAL, 1979). Es de destacar que el desarrollo orogénico finiprecámbrico del borde meridional de la ZCI ha sido considerado como de margen inactivo (CAPOTE *et al.*, 1977; VEGAS, 1980), mientras que el inmediato borde septentrional de la ZOM ha sido ca-

racterizado como margen activo en la misma época geológica (CHACON, 1979b; 1981d). Se puede decir, en consecuencia, que el desgarre sinexorso postfase segunda hercínico ha desplazado relativamente dos dominios geológicos enfrentados anteriormente. Es decir, se ha situado, al menos en parte, sobre una antigua zona de suturación de dos dominios continentales diferentes, fuesen microplacas o subplacas. Ello podría explicar la prolongada historia como zona de debilidad del eje Badajoz-Córdoba.

Quedan aún demasiados datos por conocer antes que perfilar un modelo de tectónica de placas en la línea sugerida. En especial se hace necesario caracterizar el magmatismo básico-(ultrabásico) y datar, si ello fuese posible, las deformaciones hercínicas en el interior de la banda Badajoz-Córdoba para contrastar sus edades con las de los segmentos corticales situados al NE (ZCI) y la SW (ZOM). Incluso la edad del propio Grupo de Azuaga no se conoce con precisión. Los datos radiométricos obtenidos por BELLON *et al.* (1979) sobre zircones de los gneises de cerro Muriano (595 y 490 m.a.) no son concluyentes respecto a si deben ser considerados como proterozoicos superiores o más antiguos y, por demás, se desconoce absolutamente la edad del magmatismo básico y ácido antes referido en el Grupo de Azuaga.

Finalmente, es de señalar que, al menos en el sector central del anticlinorio Badajoz-Córdoba, la milonitización asociada a un desgarre sinexorso regional (falla de Azuaga) sólo es responsable de una pequeña parte de las milonitas que caracterizan el eje, en su mayor parte originadas durante una cizalla dúctil sinorogénica de fase I hercínica (LEFORT y RIBEIRO, 1981; BURG *et al.*, 1980).

## CONCLUSIONES

La formación de las Grullas presenta evidencias de una compleja evolución tectonometamórfica que puede resumirse en los siguientes episodios:

1.º Metamorfismo regional progresivo, quizá polifásico, de presiones intermedias, tipo distena-sillimanita. Afecta a series posiblemente de origen orto y composición ácida (CHACON *et al.*, 1982).

2.º Deformación dúctil sinorogénica en zona de sillimanita precedida de una intensa granulación y acompañada de la blastesis de grandes feldespatos. Se produciría, probablemente, durante la fase primera hercínica y se compuso de una compleja sucesión de etapas de plegamiento y cizalla dúctil a temperatura elevada. Se crean milonitas

y blastomilonitas en estructuras plegadas con directriz N 170 buzantes al NE, y caracterizadas por estructuras planolineares sencillas.

3.º Deformación dúctil tardicinemática a temperatura baja. Probablemente inició su desarrollo durante la fase segunda hercínica y se extendió después en el borde de la falla de Azuaga, un accidente sinexororso de gran magnitud que se extiende entre Córdoba y Porto. Se originan milonitas y ultramilonitas cuarzofeldespáticas, a partir de las rocas de la serie precedente.

4.º Deformación frágil ligada a fracturas y fallas de desgarre sinexororso de directrices comprendidas entre N 80 y 110. Se producen rocas cataclásticas a partir de las precedentes. Se forman cataclasitas-brechas y microbrechas.

5.º Finalmente, se reconoce la existencia de mineralizaciones BPG tardías respecto a la anterior fase de deformación.

6.º La falla de Azuaga se ubicó sobre una zona de sutura entre dos bloques litosféricos reunidos desde, posiblemente, la orogenia cadomiense. El desplazamiento sinexororso de estos bloques desfigura la disposición original de la zona de sutura. Esta idea se puede tomar como punto de partida de investigaciones posteriores que deben aclarar puntos importantes como edad, procedencia cortical y evolución estructural del magmatismo ácido-básico (ultrabásico) del Grupo de Azuaga y de este mismo como conjunto dentro del anticlinorio Badajoz-Córdoba.

## AGRADECIMIENTOS

El autor se ha beneficiado del interés por estos temas del doctor González-Lodeiro y de Fernando Simancas. La doctora Fenoll asesoró aspectos técnicos irremplazables.

## BIBLIOGRAFIA

- BARD, J. P. (1969): *Le métamorphisme regional progressif de Sierra d'Aracena en Andalousie Occidental (Espagne)*. Thèse Doctoral, Fac. Sc. Montpellier.
- (1967): «Granites écrasés et orthogneiss "Ollo de Sapo" à disthène dans la bande métamorphique Badajoz-Azuaga et le problème d'un socle briovérien dans le Sud de l'Espagne». *C. R. Ac. Sc. Paris*, 265, D, 1875-1878.
- (1977): «Signification tectonique des métatholefites d'affinité abyssale dans la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne)». *Bull. Soc. Geol. France* (7), 19, 2, 385-393.

- BEBIEN, J. (1981): «A propos de l'association de certaines formations ignées basiques à caractères ophiolitiques avec des granites et des migmatites». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 292, II, 733-735.
- BELL, T. H., y ETHERIDGE, M. A. (1973): «Microstructures of mylonites and their descriptive terminology». *Lithos*, 6, 337-348.
- (1976): «The deformation and recrystallization of quartz in a mylonite zone, Central Australia». *Tectonophysics*, 32, 235-267.
- BELLON, H.; BLACHERE, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, Ch., etc. (1979): «Radiochronologie, evolution tectono-magmatique et implications métallogéniques dans les Cadomo-variscides du Sud-Est hespérique». *Bull. Soc. Geol. France* (7), XXI, 2, 113-120.
- BLADIER, Y. (1974): *Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Cordoue: les roches cataclastiques*. Thèse 3.º cycle, Montpellier, 105 págs.
- BOULLIER, A. M., y BUCHEZ, J. L. (1978): «Le quartz en rubans dans les mylonites». *Bull. Soc. Géol. France* (7), XX, 3, 251-252.
- BURG, J. P.; LAURENT, Ph.; MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1980): *Variscan intracontinental deformation, the Porto-Tomar-Córdoba shear zone*. Conference on shear zones.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ-CASALS, M. J.; MORENO, F., etc. (1977): «The Precambria in the Central Part of the Iberian Massif». *Est. Geol.*, 33, 343-345.
- CARTER, N. L.; CHRISTIE, J. M., y GRIGGS, D. T. (1964): «Experimental deformation and recrystallization of quartz». *Journ. Geology*, 72, 687-733.
- CHACÓN, J. (1974): «Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba». *B. G. M.*, 95-96, 700-712.
- (1979b): *Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba. Macizo Ibérico meridional*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, Mem. Ind., 728 págs.
- (1980): «Episodios de blastesis y deformación en la formación de la Dehesa del Marqués (Usagre, Badajoz)». *Mem. e Noticias (in press)*, Coimbra).
- (1981): «El Precámbrico de la zona de Ossa Morena (macizo Ibérico meridional)». *Real Acad. Ciencias E. F. y Nat. (in press)*.
- CHACÓN, J., y PASCUAL, E. (1979): «El anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba divisoria entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa Morena». *Cuad. Geol. Univers. Granada*, 8 y 9, 21-37.
- CHACÓN, J.; MARTÍN-RUBÍ, J. A., y PESQUERA, A. (1980): «El ortogneis de Ribera del Fresno: un cuerpo intrusivo prehercínico aflorante en el anticlinorio Badajoz-Córdoba». *B. G. M.*, XCI-V, 661-674.
- CHACÓN, J., y VELASCO, F. (1981): «Rocas ultrabásicas metamorfizadas en el grupo de Azuaga (anticlinorio Badajoz-Córdoba)» (en este volumen).
- CHACÓN, J.; MARTÍN-RUBÍ, J. A., y RODRÍGUEZ GORDILLO (1981): «Génesis de ultramylonitas blancas de la falla de Azuaga» (en este volumen).
- CHRISTIE, J. M. (1960): «Mylonitic rocks of the Moine Thrust Zone in the Assynt district, northern Scotland». *Trans. Geol. Soc. Edinb.*, 18, 19-93.
- DELGADO-QUESADA, M. (1971): «Esquema geológico de la hoja de Azuaga». *B. G. M.*, 82, 83, 84, 277-286.

- DELOCHE, Ch., y SIMON, D. (1978): *Géologie et géologie du Cerro Muriano (Cordoue, Espagne)*. Thèse 3.º cycle, Orsay.
- EISBACHER, G. H. (1970): «Deformation mechanism of mylonite rocks and fractured granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada». *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 2009-2020.
- ETHERIDGE, M. A., y WILKIE, J. C. (1979): «Grainsize reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites». *Tectonophysics*, 58, 1/2, 159-179.
- GARROTE, A. (1976): «Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de sierra Albarrana (provincia de Córdoba)». *Mem. e Not.*, 52, 17-40, Coimbra.
- GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1980): *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la sierra del Guadarrama (Sistema Central español)*. Tesis doctoral, Universidad de Salamanca, Mem. ined., 2 tomos.
- GUTIÉRREZ, M.; HERNÁNDEZ ENRILE, J. L., y VEGAS, R. (1971): «Los grandes rasgos geológicos del sur de la provincia de Badajoz y norte de la de Huelva». *B. G. M.*, 82, 83, 84, 269-273.
- HIGGINS, M. W. (1971): «Cataclastic Rocks». *Geol. Surv. Prof. Paper*, 77 págs.
- JOHNSON, M. V. R. (1967): «Mylonite zones and mylonite banding». *Nature*, 213, 246-247.
- LAPWORTH, C. (1885): «The highland controversy in British geology; it causes, course and consequences». *Nature*, 32, 558-559.
- LEFORT, J. P., y RIBEIRO, A. (1980): «La faille Porto-Badajoz-Cordoue at-elle contrôle l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain?». *Bull. Soc. Géol. France* (7), XXII, 3, 445-462.
- MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; IGLESIAS, M., y DÍEZ BALDA, M. A. (1977): «La estructura del domo de Lugo y del anticlinorio del Olla de Sapo». *Studia Geol.*, XII, 109-122.
- MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. (1980): «L'apparition du chevauchement basal de la nappe de Mondoñedo dans le dôme de Lugo (Galice-Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 290, 179-182.
- MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (1973): «Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria». *Studia Geol.*, 5, 7-106.
- MITRA, G. (1978): «Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks». *Am. J. Sc.*, 278, 1057-1084.
- MUÑOZ, M., y VEGAS, R. (1974): «Paragneises y ortogneises de la banda metamórfica Badajoz-Córdoba». *B. G. M. E.*, 84-85, 450-463.
- NICOLAS, A., y POIRIER, J. P. (1976): *Crystalline plasticity and flow in metamorphic rocks*. Londres, Wiley & Sons.
- NICOLAS, A., y VIALON, P. (1980): «Les mécanismes de déformation ductile dans les roches». *Livre Jub. Soc. Géol. France*, 10, 127-139.
- PASCUAL, E. (1981): *Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, Mem. ined., 1 tomo, 519 págs.
- PÉREZ-LORENTE, F. (1977): *Estudio geológico de la zona de Ossa Morena al norte de Córdoba*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, Mem. ined., 2 tomos.

- RIBEIRO, A. (1974): *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental*. Mem. 24, Serv. Geol. Portugal, 168 págs.
- ROBARDET, M. (1976): «L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Devonien dans le nord de la province de Séville (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris, D*, 283, 999-1002.
- SIBSON, R. H. (1977): «Fault rocks and fault mechanism». *Jl. Geol. Soc. Lond.*, 133, 191-213.
- (1980): «Transient discontinuities in ductile shear zones». *J. Struct. Geol.*, 2, 1/2, 165-171.
- TWISS, R. J. (1977): «Theory and applicability of a Recrystallized grain size paleopiezometer». *Pageoph.*, 115, 227-224.
- VAUCHEZ, A. (1976): «Les structures Hercyniennes dans la Région de Frégnal Oliva de la Frontera (Badajoz, Espagne). Un exemple de tectonique tangencielle superposées». *Com. Serv. Geol. Portugal*, 261-267.
- (1980): «Ribbon texture and deformation mechanism of quartz in a mylonitized granite of Great Kabylia (Algeria)». *Tectonophysics*, 67, 1/2, 1-13.
- VERNON, R. H. (1974): «Controls of mylonitic compositional layering during non-cataclastic ductile deformation». *Geol. Mag.*, 111, 121-123.
- VEGAS, R. (1980): «Carboniferous subduction complex in the south portuguese zone coeval with basement reactivation and uplift in the Iberian Massif». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.*, 1, 187-204.
- WHITE, S. (1975): «Estimation of strain-rates from microstructures». *J. Geol. Soc. London*, 131, 577-583.
- WHITE, S. H.; BURROWS, S. E.; CARRERAS, J.; SHAW, N. D., y HUMPHREYS, F. J. (1980): «On mylonites in ductile shear zones». *J. Struct. Geol.*, 2, 1/2, 175-187.
- ZECK, H. P. (1974): «Cataclastites, hemiclastites, holoclastites, blasto-ditto and myloblastites-cataclastic rocks». *Am. J. Sci.*, 274, 1064-1073.