

# CIZALLAMIENTOS SUBVERTICALES POSTERIORES A LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN HERCÍNICA AL SUR DE SALAMANCA (ZONA CENTRO IBÉRICA)

M.A.Díez Balda(1), J.L.García Casquero(2), V.Monteserín López(2), F.Nozal Martín(3), M.V. Pardo Alonso(4) y R.Robles Casas(4)

(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias-Universidad de Salamanca.-37008.- SALAMANCA

(2) Instituto Tecnológico Geominero de España. Calle Ríos Rosas 23, 28003.- MADRID

(3) I.G.M.E - ENRESA, Calle Cristóbal Bordiu 35-1A, 28003.- MADRID.

(4) ALMADEN - IGME, Paseo de la Castellana 18, 28046.- MADRID

## RESUMEN

En la región situada al Sur de Salamanca afloran por debajo del Cámbrico datado con macrofósiles y en continuidad estratigráfica, dos potentes formaciones detríticas: Formaciones Monterrubio y Aldeatejada que son correlacionables con las Pizarras del Pusa de los Montes de Toledo y pueden atribuirse con bastante probabilidad al Cámbrico Inferior. En esta región no aparece ninguna discordancia anterior a la sárdica.

En este trabajo se establece una cartografía y un esquema estructural de un amplia área que modifica las publicadas anteriormente. El seguimiento de capas guía ha permitido observar figuras de interferencia que se interpretan como originadas por el efecto de una zona de cizalla subvertical dextra, de dirección WNW-ESE, que habría actuado entre la primera y la tercera fase hercínica. Pensamos que durante la D<sub>3</sub> la región, y la Zona Centro Ibérica, han sufrido un acortamiento de dirección NNE-SSW (que es coherente con la distribución de la crenulación S<sub>3</sub>), y que este acortamiento se ha acomodado parcialmente con zonas de cizalla dúctil subverticales.

**Palabras clave:** Estructura hercínica, Zona Centro Iberica, Zonas de cizalla subverticales, Interferencia de plegamiento.

## ABSTRACT

South of Salamanca city two thick detritic units: Monterrubio and Aldeatejada Formations outcrops, they are certainly beneath the fossiliferous layers of Lower Cambrian age (Tamames Sandstones and Tamames Limestones), and in stratigraphic continuity. Both formations are correlatable with the Pusa Formation in the Montes de Toledo area (SE of Central Iberian Zone) and they may be probably attributed to the Lower Cambrian. Moreover, there is not evidence in the area mapped here of unconformities younger than the sardic. In this paper we present a new cartography and a structural scheme that modified the previous published with interference patterns between the First phase folds and latter folds that may be interpreted as produced by a dextral WNW-ESE subvertical shear zone. This shear zone could be dated between the first and third hercynian phases. We think that during the D<sub>3</sub> phase of deformation this area, and the CIZ, have been shortened in NNE-SSW direction (coherent with the distribution of S<sub>3</sub> crenulation) and in our opinion this shortening was partially accommodated by the development of subvertical ductile shear zones.

**Key words:** Hercynian structure, Central Iberian Zone, Vertical shear zones, Interference patterns of folding.

Díez Balda, M.A., García Casquero, J.L., Monteserín López, V., Nozal Martín, F., Pardo Alonso, M.V. y Robles Casas, R. (1990): Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al Sur de Salamanca (Zona Centro Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 117-125.

Díez Balda, M.A., García Casquero, J.L., Monteserín López, V., Nozal Martín, F., Pardo Alonso, M.V. and Robles Casas, R. (1990): Post D<sub>2</sub> vertical hercynian shear zones South of Salamanca (Central Iberian Zone). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 117-125.

## 1. INTRODUCCIÓN

La región estudiada pertenece a la Zona Centro Ibérica (Julivert *et al.*, 1972), está comprendida entre la ciudad de Salamanca y la Sierra de Tamames y se prolonga hacia el E y SE hasta las estribaciones más septentrionales de las Sierras de Béjar y Avila. Los materiales más antiguos que afloran en ella pertenecen al Complejo esquisto grauváquico. Sobre ellos reposan formaciones de edad paleozoica cierta (datadas con macrofósiles) de edades Cámbrico inferior, Ordovícico y Silúrico (García de Figuerola y Martínez García, 1972; Jiménez Fuentes y Saavedra Alonso, 1972; Díez Balda, 1980, 1982, 1986).

La relativa monotonía de los materiales pertenecientes al Complejo esquisto grauváquico y también su nulo contenido en macrofósiles, han sido responsables de viejas polémicas suscitadas acerca de su edad y posibles correlaciones (Martínez García y Nicolau, 1973; Díez Balda *et al.*, 1977; Rodríguez Alonso, 1979).

En un trabajo anterior Díez Balda (1980), define dos formaciones dentro del Complejo esquisto grauváquico del Sur de Salamanca: la inferior Formación Monterrubio y sobre esta la Formación Aldeatejada; argumentando la continuidad estratigráfica entre la Formación Aldeatejada y las Areniscas de Tamames, datadas con macrofósiles como pertenecientes al Cámbrico inferior (García de Figuerola y Martínez García 1972), se supuso una edad Cámbrica inferior para estas formaciones. Por otra parte microfósiles de escaso valor cronoestratigráfico (acritarcos, filamentos de algas), han aparecido en contadas ocasiones por lo cual sin poder precisar más se ha atribuido una posible edad cámbrica inferior para la Formación Aldeatejada (Díez Balda y Fournier Vinas, 1981). La Formación Aldeatejada se ha correlacionado con la Formación Pusa de los Montes de Toledo (San José *et al.*, 1974) por su semejanza litológica y por su idéntica posición estratigráfica inmediatamente por debajo de areniscas del Cámbrico inferior (Díez Balda *et al.*, 1977; Díez Balda, 1980, 1986).

Por otra parte, trabajos recientes realizados en áreas muy próximas, situadas al Suroeste de la estudiada por nosotros, han relanzado la polémica acerca de las posibles edades y correlaciones de tramos del Complejo esquisto grauváquico del Sur de Salamanca (Robles Casas y Alvarez Nava 1988; Nozal Martín y Robles Casas, 1988; Álvarez Nava *et al.*, 1988). Así, Robles Casas y Álvarez Nava (*op. cit.*) definen en el Domo de las Hurdes tres series (Inferior, Intermedia y Superior) separadas por discordancias, que correlacionan con otras unidades de los Montes de Toledo (Grupo Domo Extremeño, Grupo Ibor y Grupo Valdelacasa) de edades Rifeense superior, Vendense superior y Cámbrico inferior respectivamente (Alvarez Nava *et al.*, 1988; Nozal Martín y Robles Casas, 1988). Estas discordancias se detectan realizando cartografías a escala 1:25.000, un estudio sedimentológico detallado y un estudio sistemático de las lineaciones de intersección entre la estratificación y la primera esquistosidad hercínica.

Realizada una cartografía (Fig. 1) y un estudio sedimentológico detallado de las formaciones del complejo esquisto grauváquico de la región que nos ocupa y comprobando que no existen diferencias apreciables en las inclinaciones de las lineaciones de intersección, podemos afirmar que no aflora en este área ninguna discordancia en los materiales del complejo esquisto grauváquico; por tanto, concluimos que las Formaciones Monterrubio y Aldeatejada pueden considerarse pertenecientes a la Serie Superior y que su edad es con bastante probabilidad Cámbrica Inferior. Consideramos pues que no hay evidencias de deformaciones antecámbricas en el área estudiada.

Aparte de la deformación sárdica, que produjo plegamiento sin desarrollo de esquistosidad, la estructura general de la región se configuró fundamentalmente durante la orogénesis hercínica con deformaciones frágiles posteriores tardihercínicas o alpinas. La deformación hercínica, acompañada de metamorfismo y plutonismo, es polifásica, distinguiéndose tres fases de deformación principales. La primera fase generó pliegues de dirección NW-SE, subverticales, acompañados de esquistosidad, la segunda generó zonas de cizalla subhorizontales de distribución heterogénea, y la tercera suaves antiformal o sinformas que pliegan a la segunda esquistosidad y a las isogradas de metamorfismo (Díez Balda, 1986).

En este trabajo aportamos datos que permiten comprender mejor las deformaciones posteriores a la segunda fase hercínica que pueden hacerse extensivos a una gran parte de la Zona Centro Ibérica.

## 2. ESTRATIGRAFÍA DE LAS FORMACIONES

### 2.1 . La Formación Monterrubio

Esta formación, fué definida por Díez Balda (1980), y toma su nombre de Monterrubio de la Sierra, pequeño pueblo situado al Sur de la Antiforma de Martinamor (Fig. 2). La potencia de la misma es de más de 1.000 m.

Está constituida por: pizarras arenosas, pizarras negras bandeadas y varios tramos predominantemente formados por areniscas, conglomerados y microconglomerados. Los tramos con conglomerados tienen una potencia de varias decenas de metros y bastante continuidad lateral; los microconglomerados frecuentemente son feldespáticos. Estos microconglomerados, con granos de cuarzo y feldespato y matriz sericitica, fueron denominados porfiroides por Martínez García y Nicolau (1973), para indicar su génesis a partir de rocas volcánicas, apoyada por la presencia de cuarzos con golfos de corrosión y por intercalaciones de rocas andesíticas y riódacíticas entre los mismos. Los niveles de areniscas, de conglomerados o de porfiroides pueden ocasionalmente contener abundantes cantos negros fosfatos que aparecen muy estirados debido a la deformación y permiten seguir un mismo nivel lateralmente du-

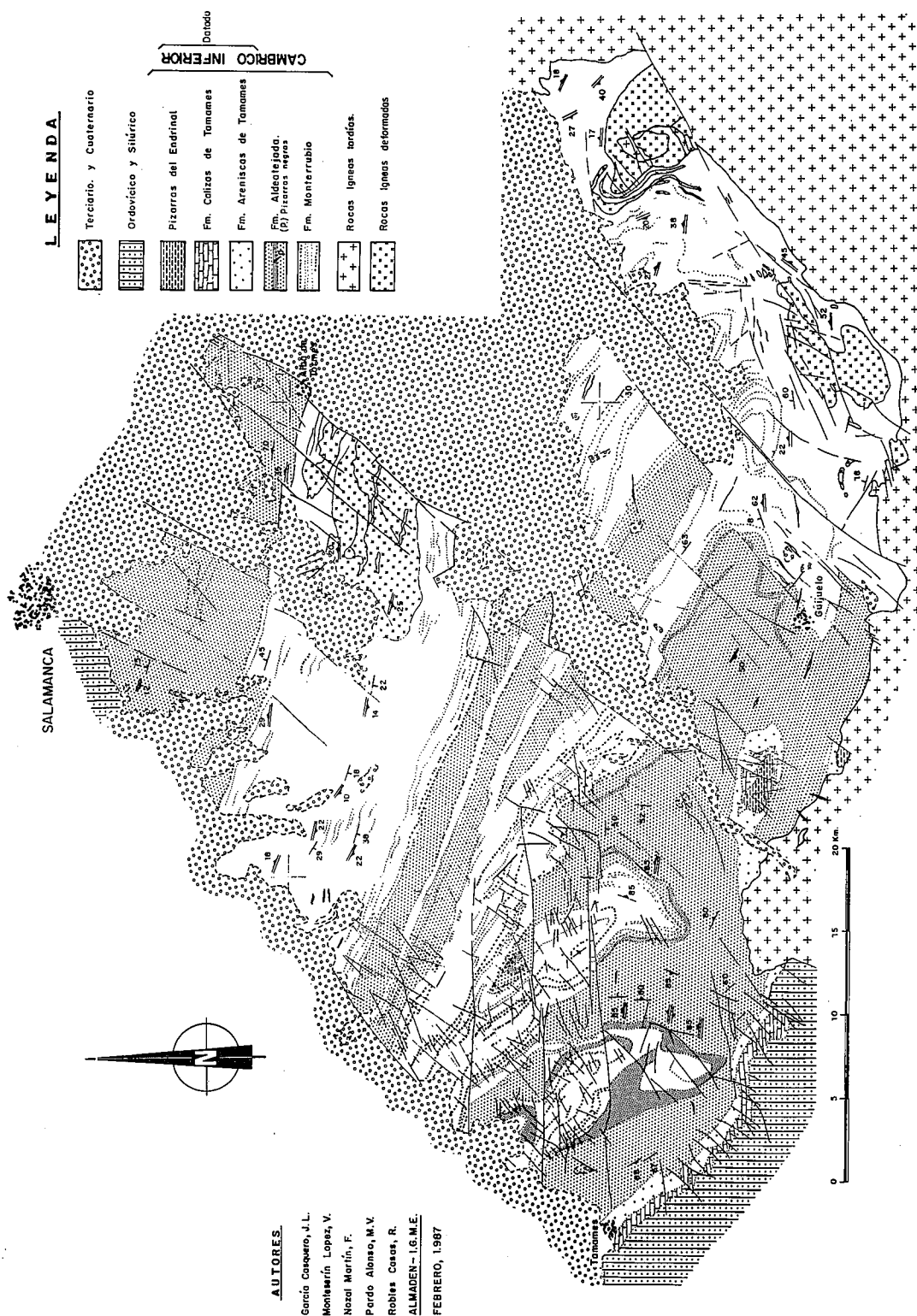


Fig.1.-Mapa Geológico del área estudiada con las siguientes unidades: Formaciones del Cámbrico Inferior: Fm. Monterrubio (en blanco con niveles de conglomerados marcados a puntos), Fm. Aldeatejada (en punteado fino con niveles de pizarras negras señalados en gris oscuro), Fm. Areniscas de Tamames (en punteado espaciado), Fm. Calizas de Tamames (trama de rectángulos), Fm. Pizarras de Endrinal (trama de rayas horizontales). El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Tamames (en trama de rayas verticales). Las rocas ígneas deformadas por la segunda fase (en trama de espas), las tardías (intruidas después de la segunda fase) con trama de cruces. El Terciario y Cuaternario (círculos).

Fig.1.-Geologic Map of the studied area with the following units: Formations of Lower Cambrian age: Monterrubio Fm. (white and points for the conglomeratic beds), Aldeatejada Fm. (points and grey for the black shales), Tamames Sandstones (spaced points), Tamames Limestones (rectangles) and Endrinal Shales (horizontal stripes). Ordovician and Silurian Formations of the Tamames Syncline are grouped at the SW (vertical stripes). Granitic rocks deformed by the Second Phase (inclined crosses) and granites post-D2 (vertical crosses). Tertiary and Quaternary deposits (circles).



rante varios kilómetros. Por otra parte estos niveles están fuertemente recrystalizados y provocan resaltes topográficos de gran continuidad lateral (más de 10 km), lo que facilita su cartografía.

Esta formación pasa gradualmente hacia la formación superior o de Aldeatejada, el estudio sedimentológico de la sucesión ha permitido interpretarla como "depositada en un ambiente de plataforma (*sensu lato*) con sucesivas bajadas del nivel del mar reflejadas por la irrupción brusca de los tramos conglomeráticos y evidencias de la acción del oleaje" (Nozal Martín y Robles Casas, 1988).

## 2.2. La Formación Aldeatejada

Esta formación fué definida por Díez Balda (1980) y toma su nombre de una pequeña localidad muy próxima a Salamanca (Fig. 2). La potencia de esta formación es de más de 2000 m.

Está constituida fundamentalmente por limolitas y pizarras con algunos niveles finos de areniscas, intercalándose localmente niveles carbonatados (calizas, brechas, paraconglomerados, nódulos) y algunos tramos, métricos a decamétricos, de pizarras carbonosas negras o grises, microbandeadas.

Las pizarras grises y negras microbandeadas se localizan fundamentalmente hacia la base de la Formación Aldeatejada, pero aparecen también en la Formación Monterrubio. Estas pizarras constituyen un nivel guía de gran utilidad, su cartografía detallada ha permitido controlar mejor la estructura al E y NE de Tamames y al N de Guijuelo (Fig. 1). En ellas pueden aparecer ocasionalmente nódulos o lechos ricos en fosfatos pero de nulo interés minero.

Algunos tramos de la Formación Aldeatejada han sido interpretados como depositados por corrientes densas en un abanico submarino profundo con una evolución gradual hacia condiciones de plataforma cada vez más somera hacia el techo de la formación (Díez Balda, 1986). Recientemente se interpreta como depositada en un ambiente de plataforma (*sensu lato*) evolucionando a facies arenosas de "near shore" (playa) (Nozal Martín y Robles Casas 1988).

## 2.3. Correlación

En nuestra opinión ambas formaciones serían correlacionables con la Unidad Superior definida por Rodríguez Alonso (1979, 1982) en Las Hurdes-Sierra de Gata (al SW del área estudiada por nosotros), con la denominada Serie Superior por Álvarez Nava *et al.* (1988) y con la Formación definida en los Montes de Toledo con el nombre de Limolitas del Pusa (San José *et al.*, 1974) que pertenece al Grupo Valdelacasa (Álvarez Nava *et al.*, 1988) y se considera de edad Cámbrico inferior (Nozal Martín y Robles Casas, 1988).

Esta correlación se basa en la idéntica posición estratigráfica de las sucesiones, sus similitudes litológicas

y sedimentológicas así como en algunas dataciones suministradas por restos o trazas fósiles (acritarcos) en la Fm. Aldeatejada; *Chuaris*, *Beltanelloides*, *Monomorphichnus* en las Pizarras de Pusa (Díez Balda y Fournier Vinas, 1981; Brasier *et al.*, 1979). Por otra parte, el hecho de no haber encontrado ninguna discordancia, ni cambios sedimentológicos, ni diferencias en las inclinaciones de las lineaciones de intersección entre estos materiales y los suprayacentes del Cámbrico inferior, apoya también esta correlación.

## 3. LA ESTRUCTURA

### 3.1. Introducción

La estructura de esta región es esencialmente el resultado de las deformaciones del Ciclo Hercínico, reconociéndose también la existencia de una deformación previa (sárdica) y posteriores rejugos durante el Ciclo Alpino. En áreas próximas se han reconocido recientemente discordancias que evidenciarían deformaciones anteriores a la sárdica (Robles Casas y Álvarez Nava, 1988), sin embargo en el área estudiada por nosotros no aflora ninguna discordancia antecámbrica.

La discordancia situada en la base de los materiales ordovícicos se reconoce bien en esta región y se interpreta como debida a los movimientos sárdicos, que produjeron plegamiento no acompañado de esquistosidad.

La deformación hercínica es polifásica y lleva asociados metamorfismo y plutonismo. La estructura puede explicarse por la superposición de tres fases de deformación consecutivas.

Como expondremos seguidamente coincidimos con la interpretación estructural dada por Díez Balda (1982, 1986) para la primera y segunda fases hercínicas; aportamos aquí precisiones cartográficas que permiten realizar una interpretación novedosa de las deformaciones posteriores a la segunda fase hercínica, que pueden resultar útiles para la comprensión regional de gran parte de la Zona Centro Ibérica. En nuestra opinión, las direcciones anómalas que presentan los pliegues de la primera fase en amplias áreas de la Zona Centro Ibérica pueden deberse a este tipo de accidentes tardíos que, por desgracia resultan muy difíciles de datar. En nuestro caso hemos tenido la fortuna de poder relacionarlo con la tercera fase de deformación.

Por otra parte se han cartografiado por primera vez numerosas fallas de dirección N-80° E al N y NE de Tamames, no detectables con la foto aérea, contrastando criterios estructurales y sedimentológicos en los niveles conglomeráticos de la Formación Monterrubio. Resulta difícil controlar, en estas rocas, en que flanco de la estructura de Fase 1 nos encontramos, porque las esquistosidades penetran mal en ellas y los criterios de polaridad estratigráfica generalmente no se han conservado; sin embargo, cuando las estructuras sedimentarias se conservan permiten localizar y seguir el trazado

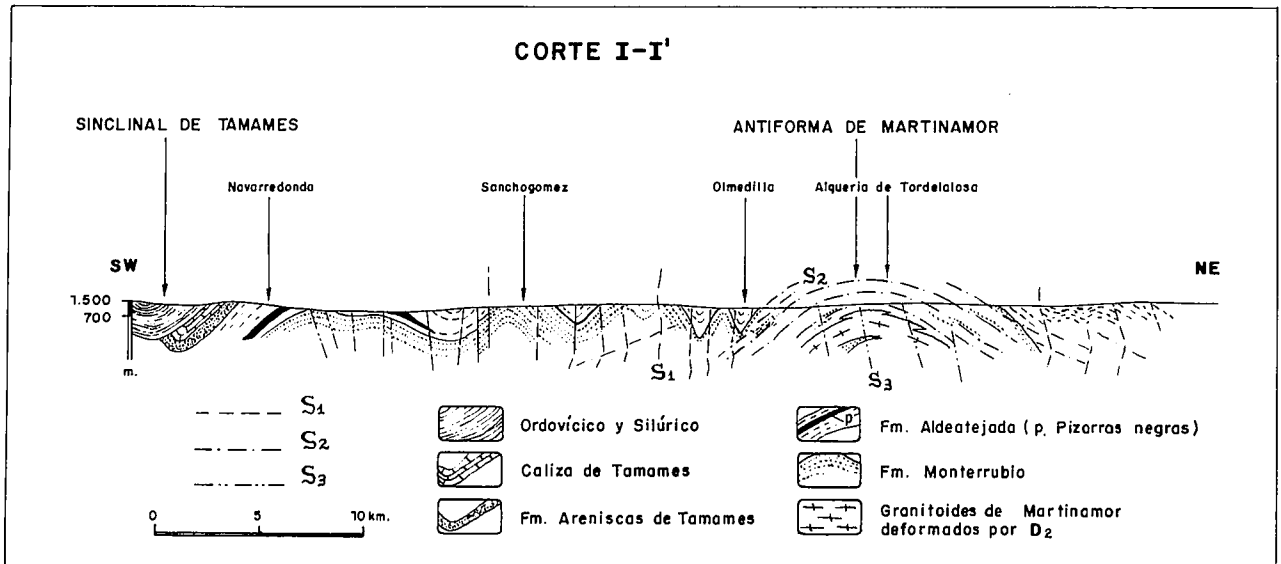


Fig. 3.-Corte geológico del área estudiada.  
Fig. 3.-Cross section of the studied area.

de importantes fallas, ya que en resaltes topográficos continuos, la polaridad cambia a un lado y otro de la falla. Este ha sido el caso por ejemplo en la zona de Peña de Cabra (al Sur de Vecinos) (Fig. 2).

### 3.2. La primera fase

La primera fase ( $D_1$ ), produjo pliegues de dirección NW-SE a E-W, de longitud de onda kilométrica, que llevan asociada una esquistosidad penetrativa subvertical ( $S_1$ ) del tipo "slaty cleavage" únicamente bien desarrollada en materiales pelíticos pero poco penetrativa en las cuarcitas.

A esta fase pertenecen los grandes pliegues como los Sinclinales de Salamanca, Endrinal, Tamames y los que se señalan en la cartografía afectando a las formaciones Monterrubio y Aldeatejada. Hay que resaltar la dificultad que existe para cartografiar estas grandes estructuras, cuando afectan a las Formaciones citadas, en zonas de metamorfismo de grado medio-alto. En estas áreas, las deformaciones posteriores han introducido una nueva fábrica muy penetrativa en las rocas (la segunda esquistosidad) y esto impide a veces dilucidar en que tipo de flanco de  $D_1$  nos encontramos.

### 3.3. La segunda fase

Durante la segunda fase se generó una zona de cizalla horizontal de varios kilómetros de anchura, que introdujo en las rocas una deformación de distribución heterogénea que se superpuso a la ya existente. La geometría de los pliegues originados en esta zona de cizalla, varía desde los bordes hacia el interior de la misma desde pliegues angulares en áreas epizonales hasta muy apretados o isoclinales en áreas mesozonales.

Durante esta fase se generó una esquistosidad sub-

horizontal ( $S_2$ ) de características variables según el metamorfismo (varía desde una débil crenulación a una "schistosity") y se deformaron las rocas graníticas de la región que hoy afloran en los núcleos de antiformas de  $D_3$  (Figs. 2 y 3).

Ocasionalmente pueden encontrarse estructuras S-C en los granitos deformados y bandas deformadas por cizallamiento dúctil con el plano de flujo subhorizontal y un sentido de desplazamiento hacia el Este de las zonas superiores con respecto a las inferiores.

### 3.4. La tercera fase

La  $D_3$  es responsable de suaves antiformas o sinformas de dirección N 100° E a N 120° E y plano axial subvertical, que llevan asociada una esquistosidad de crenulación afectando normalmente a la  $S_2$  y excepcionalmente a la  $S_1$  (Fig. 2). Las principales estructuras de esta fase que aparecen en nuestra cartografía son: La Antiforma de Martinamor, la Antiforma de Castellanos, el Sinforme de Armenteros, el sinforme de La Tala y una Antiforma situada al NE de Bercimuelle (Figs. 2 y 3) (Franco et al., 1983; Díez Balda 1986; Castro, 1987).

La crenulación  $S_3$ , de dirección N 100 a N 120° E subvertical, no aparece nada más que en las áreas donde la segunda deformación ha sido suficientemente intensa y desarrolló una esquistosidad  $S_2$ , subhorizontal, susceptible de plegarse, es decir en los núcleos de las antiformas de Fase 3. Excepcionalmente se desarrolló también en áreas restringidas donde se generaron interferencias de plegamiento que colocaron a la  $S_1$  en su campo de acortamiento. Sin embargo en el resto del área cartografiada el acortamiento debido a la tercera fase, de dirección próxima a la N-S, no puede plegar a la primera esquistosidad porque esta se encuen-



Fig. 4.-Afloramiento situado al Norte de Escorial de la Sierra donde puede apreciarse una figura de interferencia en forma de silla de montar y dos esquistosidades ortogonales  $S_1$  y  $S_3$ . El martillo es paralelo a  $S_1$ .

Fig. 4.-Outcrop situated North of Escorial de la Sierra, note the interference pattern in "post-chaise" ("Chair to straddle a horse"). The two cleavages  $S_1$  and  $S_3$  are orthogonal, the hammer is parallel to  $S_1$ .

tra en el campo de aplastamiento de la tercera deformación.

Sincrónicamente con esta fase han funcionado cizallas subverticales senestras de dirección  $N 70^\circ E$  a  $N 120^\circ E$  y posiblemente otra de desplazamiento dextro y de dirección  $WNW-ESE$  que describiremos más adelante.

### 3.5. Otras deformaciones

Una de las principales aportaciones de este trabajo desde el punto de vista estructural ha consistido en la cartografía detallada de los pliegues de la  $D_1$ , en la zona situada al N y NE de Tamames, y las figuras de interferencia originadas por la superposición de la  $D_1$  y otra deformación posterior.

Las grandes estructuras debidas a la tercera fase de deformación regional (Díez Balda, 1982, 1986) han sido localmente reorientadas a direcciones anómalas por deformaciones posteriores.

La estructura de esta región se complica además por el efecto de numerosas fallas de dirección  $N 80^\circ E$  subverticales o con fuerte buzamiento al N (hasta  $70^\circ$ ).

#### 3.5.1. La interferencia de plegamiento.

La disposición plegada de las trazas axiales de los pliegues de  $D_1$  y de las trayectorias de la  $S_1$ , en esta región, muestra una asimetría en "Z", que puede interpretarse invocando el funcionamiento de una zona de cizalla subvertical con sentido de movimiento dextro. En efecto, esta interpretación explica el replegamiento

de los pliegues de la  $D_1$ , que cambian su dirección desde la NW-SE a la NE-SW pasando por la N-S y la disposición de nuevos pliegues de dirección NE-SW a E-W que al interferir con los primeros originan un domo alargado al N de La Rinconada, un gancho al NE de Escorial, así como cubetas al NW de Escorial de la Sierra y al NW de Linares de Riofrío (Fig. 2).

La interferencia se observa también en el afloramiento, con aparición de pliegues  $D_1$  doblados (interferencias en gancho) y ocasionalmente alguna "silla de montar" poco espectacular como la de la fig. 4.

La deformación interna debida a la  $D_1$  es poco importante, los pliegues presentan ángulo entre flancos de  $100^\circ$  y la esquistosidad  $S_1$  es del tipo "slaty cleavage". El acortamiento superpuesto a la  $D_1$  es prácticamente ortogonal al plano de la  $S_1$  y poco importante, en algunas muestras puede observarse una débil crenulación de la  $S_1$  (Fig. 5).

En muchos otros casos no es claramente visible ninguna crenulación y únicamente puede apreciarse una desorientación de la primera fábrica  $S_1$ ; cuando el tamaño de grano es muy pequeño (20 micras) las micas orientadas paralelamente a  $S_1$  son demasiado pequeñas para crenularse y en lámina delgada únicamente se aprecian 2 orientaciones preferentes casi ortogonales.

La existencia de zonas de cizalla subverticales de dirección  $N 70^\circ E$  a  $N 120^\circ E$  y movimiento senestro, se ha descrito anteriormente en la región (Díez Balda, 1986), pero es esta la primera vez que interpretamos que existen otras de movimiento dextro.

Las zonas de cizalla subverticales senestras, como la cizalla frágil que afecta a la Cuarcita Armoricana en el Flanco Sur del Sinclinal de Tamames, o las cizallas





Fig. 5.-Aspecto de la primera esquistosidad  $S_1$  crenulada por efecto de la  $D_3$ . Muestra procedente del afloramiento de la Fig.4. Escala gráfica 0,2 mm.

Fig. 5.-Effect of  $D_3$  shortening: crenulation of the first cleavage  $S_1$ . Sample coming from the outcrop of Fig.4. Scale 0,2 mm.

dúctiles que afectan a las pegmatitas del Macizo de Martinamor, se piensa que actuaron después de la primera fase hercínica, y en concreto las que deforman a las pegmatitas de Martinamor son posteriores a la segunda fase ya que desvían a la segunda foliación (Díez Balda, 1986). En el caso de la supuesta zona de cizalla dextra que proponemos en este trabajo, ha debido funcionar después de la primera fase, ya que desvía a los pliegues  $D_1$ , y antes o durante la tercera fase. Esta última afirmación está apoyada por el hecho de que en las zonas donde la  $S_1$  presenta direcciones anómalas ( $N 10^\circ E$ ,  $N 30^\circ E$ ) aparece crenulada por una débil esquistosidad subvertical de dirección  $N 100^\circ E$  a  $N 120^\circ E$  (es decir la dirección regional de la  $S_3$ ). La zona de cizalla propuesta y la tercera fase conocida en la región pueden ser interpretadas como sincrónicas si suponemos un acortamiento de dirección próxima a la N-S responsable de la aparición de bandas de deformación dúctil de distribución heterogénea y un acortamiento generalizado de toda la región.

### 3.5.2. Las cizallas posteriores a la tercera fase

La disposición de las antiformas de tercera fase al N y NE de Bercimuelle (Fig. 2), ocupada en su núcleo por gneises biotíticos y cartografiada por Castro en 1983 (Franco *et al.*, 1983; Castro, 1987) ha sido comprobada en el transcurso de esta investigación y, en nuestra opinión, esta disposición anómala de las estructuras podría ser debida al juego de cizallas subverticales senestras de dirección  $N 40^\circ E$ .

### 3.5.3. Las fallas subverticales

Aparte de las fallas  $N 30^\circ E$  a N-S, muy frecuentes

en la región cartografiada, interpretadas como fallas de edad tardihercínica (Parga, 1969; Díez Balda, 1986), de movimiento senestro y con posteriores juegos en la vertical hasta épocas muy recientes, se presentan otras de dirección  $N-80^\circ E$ , especialmente abundantes en la zona al NE de Tamames. Estas últimas fallas han tenido al menos dos juegos importantes: uno primero de desgarre levógiro evidenciado por la cartografía así como por la existencia de estrias subhorizontales y escalones con fibras de cuarzo y otro posterior vertical registrado por estrias verticales con fibras de cuarzo superpuestas a las anteriores.

## 3.6. Conclusiones

A la vista de la cartografía y del esquema estructural presentados para un amplia área, al Sur de Salamanca, concluimos que no aparecen materiales anteriores al Cámbrico Inferior. Las figuras de interferencia que aparecen entre los pliegues de la primera fase hercínica y otros posteriores, se interpretan como originadas por el funcionamiento de una zona de cizalla, subvertical, dextra de dirección WNW-ESE, que habría actuado entre la  $D_1$  y la  $D_3$ .

La existencia de cizallas subverticales posteriores a la primera fase hercínica permite explicar la disposición de las estructuras  $D_1$  y la interferencia de plegamiento en amplias áreas de la Zona Centro Ibérica (Ortega, en prensa; Ortega *et al.*, 1988; Díez Balda *et al.*, en prensa). Para su localización e interpretación es necesario realizar cartografías detalladas como la presentada en este trabajo.



## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Fernando López Díaz su aportación y discusiones, a Minas de Almadén y Arrayanes

S.A. el permiso para publicar esta nota (que no incluye resultados de interés minero) y a los revisores anónimos sus críticas y sugerencias.

## BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez Nava, H., García Casquero, J.L., Gil Toja, A., Hernández Urroz, J., Lorenzo Álvarez, S., López Díaz, F., Mira López, M., Monteserín, V., Nozal, F., Pardo, M.V., Picart, J., Robles, R., Santamaría J. y Solé F.J. (1988): Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suoriental de la zona Centro-Ibérica. *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada 1: 19-22.
- Brasier, M.D., Perejón, A. y San José, M.A. (1979): Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. *Estudios Geol.*, 35: 379-383.
- Castro, A. (1987): On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geol. Rundschau*, 76: 101-124.
- Díez Balda, M.A., Martínez Catalán, J.R., González Lodeiro, F. y Iglesias Ponce de León, M. (1977): La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al Sur de Salamanca. *Studia Geol.*, 12: 91-108.
- Díez Balda, M.A. (1980): La sucesión estratigráfica del Complejo esquisto grauváquico al Sur de Salamanca. *Estudios Geol.*, 36: 131-138.
- Díez Balda, M.A. (1982): Mapa geológico del SE de la provincia de Salamanca a escala 1:200.000. Editado por La Excma. Diputación Provincial.
- Díez Balda, M.A. (1986): *El complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca*. Ediciones Universidad de Salamanca; 162 p.
- Díez Balda, M.A. y Fournier Vinas, Ch. (1981): Hallazgo de acritarcos en el Complejo esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca. *Acta Geol. Hisp.*, 16: 131-134.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R. y González Lodeiro, F. (en prensa): Structure of the Central Iberian Zone. In: "Pre-Mesozoic Geology of Iberia"; Springer, Berlín.
- Franco, P., Castro, A. y López Plaza, M. (1983): Guía de excursiones por el basamento de la Meseta Castellana. Departamento de Petrología y Geoquímica. Univ. de Salamanca, 5-28.
- García de Figuerola, L.C. y Martínez García, E. (1972): El Cámbrico inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central). *Studia Geol.*, 3: 33-41.
- Jiménez Fuentes, E. y Saavedra Alonso, J. (1971): Contribución al conocimiento del Silúrico de la Sierra de Tamales (Salamanca), *Studia Geol.*, 2: 7-24.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde L. (1972): Mapa tectónico de la Península ibérica y Baleares. Escala 1:1000.000. *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- Martínez García, E. y Nicolau, J. (1973): Los terrenos infraordovícicos de la Antiforma de Martinamor (Salamanca). *Bol. Geol. Min.* 84: 407-418.
- Nozal Martín, F. y Robles Casas, R. (1988): Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el Sur de Salamanca. *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, 139-143.
- Ortega, E., González Lodeiro, F. y Hernández Urroz, J. (1988): Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales en la parte suoriental del autóctono de la Zona Centro Ibérica. *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, Simposios, 85-89.
- Ortega, E. (en prensa): Geology and metallogeny of the Almaden area. Central Iberian Zone, Spain. *Publicaciones de la Comunidad Económica Europea*
- Parga, J.R. (1969): Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. Lab. Geol. de Lage*, 37: 1-15.
- Robles Casas, R. y Álvarez Nava, H. (1988): Los materiales precámbrico-cámbricos del Domo de las Hurdes. Existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca. Zona Centro-Ibérica. *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, 1: 185-188.
- Rodríguez Alonso, M.D. (1979): El Complejo esquisto-grauváquico y los materiales ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca, España). *Studia Geol.*, 14: 7-34.
- Rodríguez Alonso, M.D. (1982): *Contribución al conocimiento del del Complejo esquisto-grauváquico en el sector occidental del Sistema Central español (Las Hurdes y Sierra de Gata)*. Tesis Univ. Salamanca, 283 p.
- San José, M.A., Peláez, J.R., Vilas, L. y Herranz, P. (1974): Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. Min.*, 85: 21-31.

Entregado el 22 de noviembre de 1988

Aceptado el 6 de diciembre de 1989