La prolongación del Despegue de Salamanca (segunda fase de deformación varisca) en el Horst de Mirueña (Zona Centro Ibérica)

M. ARES YAÑEZ, G. GUTIÉRREZ ALONSO, M. A. DIEZ BALDA Y F. ALVAREZ

Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, Facultad de Ciencias, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca

Resumen: El área estudiada pertenece a la Zona Centro Ibérica (ZCI) caracterizada por la existencia de potentes secuencias detríticas pre-Ordovícicas y por el carácter transgresivo del Ordovícico inferior. Las rocas más antiguas se consideran de edad Proterozoico superior y sobre ellas reposa discordante el Ordovícico inferior. Este conjunto de materiales fué deformado en el transcurso de la Orogénesis varisca. Estructuralmente el área pertenece al Dominio de los Pliegues Verticales de la ZCI, con un primer episodio compresivo, D_1, que originó pliegues de trazado NO-SE de plano axial subvertical y una foliación S_1. Durante esta fase las rocas sufrieron un metamorfismo progrado de presión intermedia. La segunda fase, D_2, originó foliaciones subhorizontales y pliegues de plano axial subhorizontal así como estructuras asimétricas indicativas de deformación no coaxial. Los granitos pre-D_2 aparecen intensamente foliados y milonitizados y los sincinemáticos muestran deformación heterogénea. Las estructuras D_2 se relacionan con una cizalla dúctil extensional de más de 2 km de anchura que desplazó el bloque de techo hacia el SE. La orientación preferente de los ejes [c] del cuarzo y otros criterios cinemáticos indican que el cizallamiento simple intervino en la deformación aunque acompañado de componentes coaxiales. El carácter extensional de la zona de cizalla se deduce del adelgazamiento de las zonas metamórficas, con desaparición de gran parte de la zona del almandino y de la evolución metamórfica. Se concluye que en el área estudiada aflora la prolongación de una zona de cizalla dúctil extensional descrita más al Oeste y conocida como Despegue de Salamanca. La extensión ocurrió en una dirección paralela al trazado de las estructuras de primera fase, que es característico de colapso sinorogénico en otros orógenos.

Palabras clave: Cadena varisca, Zona Centro Ibérica, cizallamiento dúctil, colapso extensional, deformación de granitos, milonitas.

Abstract: The studied area is included into the Central Iberian Zone (C.I.Z.), an internal zone of the Variscan orogen characterized by its stratigraphy consisting of thick pre-Ordovician terrigenous sequences and by the transgressive character of the Lower Ordovician. From a morphological point of view is known as the Mirueña Horst, upraised in alpine times. Metasediments and variscan granites are quite distinctive lithologies in this area. The oldest sedimentary rocks outcropping in the area are considered to be of Late Vendian age and are overlain by an uncomformable Lower Ordovician. Structuraly speaking it is settled in the South Domain of the C.I.Z., the so called Domain of Vertical Folds, characterized by a first compressional event, D_1, wich gave rise to steep folds trending NW-SE and a subvertical foliation, S_1. During the first deformation a prograde metamorfic evolution of intermediate pressure type is evidenced by the growth of chlorite, biotite, almandine, staurotide, kyanite and sillimanite. The second event D_2 gave rise to the development of a subhorizontal penetrative foliation as well as to minor folds and asymmetrical structures indicatives of non coaxial deformation. Pre D_2 granites were myloniticed and syn-D_2 granites were heterogeneously deformed. D_2 structures are there related to a ductile shear zone of extensional character, more than 2 km wide that displaced the hangingwall unit to the SE. Quartz c-axis fabrics and kinematic criteria are indicative of simple shear componets. However, coaxial components were probably also involved. The extensional character of the ductile shear zone is indicated by the thinning of the metamorphic zones, with the dissapearance of part of the almandone zone, and by the metamorphic evolution. We postulate that the area studied might be related to the prolongation of a very important extensional ductile shear zone described to the west : the Salamanca Detachment Zone. The extension direction was pararell to the trend of the belt. This feature is characteristic of syn-orogenic collapse in other orogens.

Key words: Variscan Fold Belt, Central Iberian Zone, ductile shear zone, extensional collapse, deformation of variscan granites, mylonites.

Ares yañez, M., Gutiérrez Alonso, G., Díez Balda, M. A. y Alvarez, F. (1995): La prolongación del Despegue de Salamanca (segunda fase de deformación varisca) en el Horst de Mirueña (Zona Centro Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 8 *(3): 175-191.*

El área estudiada se localiza en el centro de la península Ibérica, en el borde Norte del Sistema Central, al NO de Madrid y de Avila (Fig. 1). Desde el punto de vista geológico pertenece al Macizo Ibérico, que es donde aflora la Cadena Varisca en la península. Forma parte de la Zona Centro Ibérica, que es una zona interna de esta

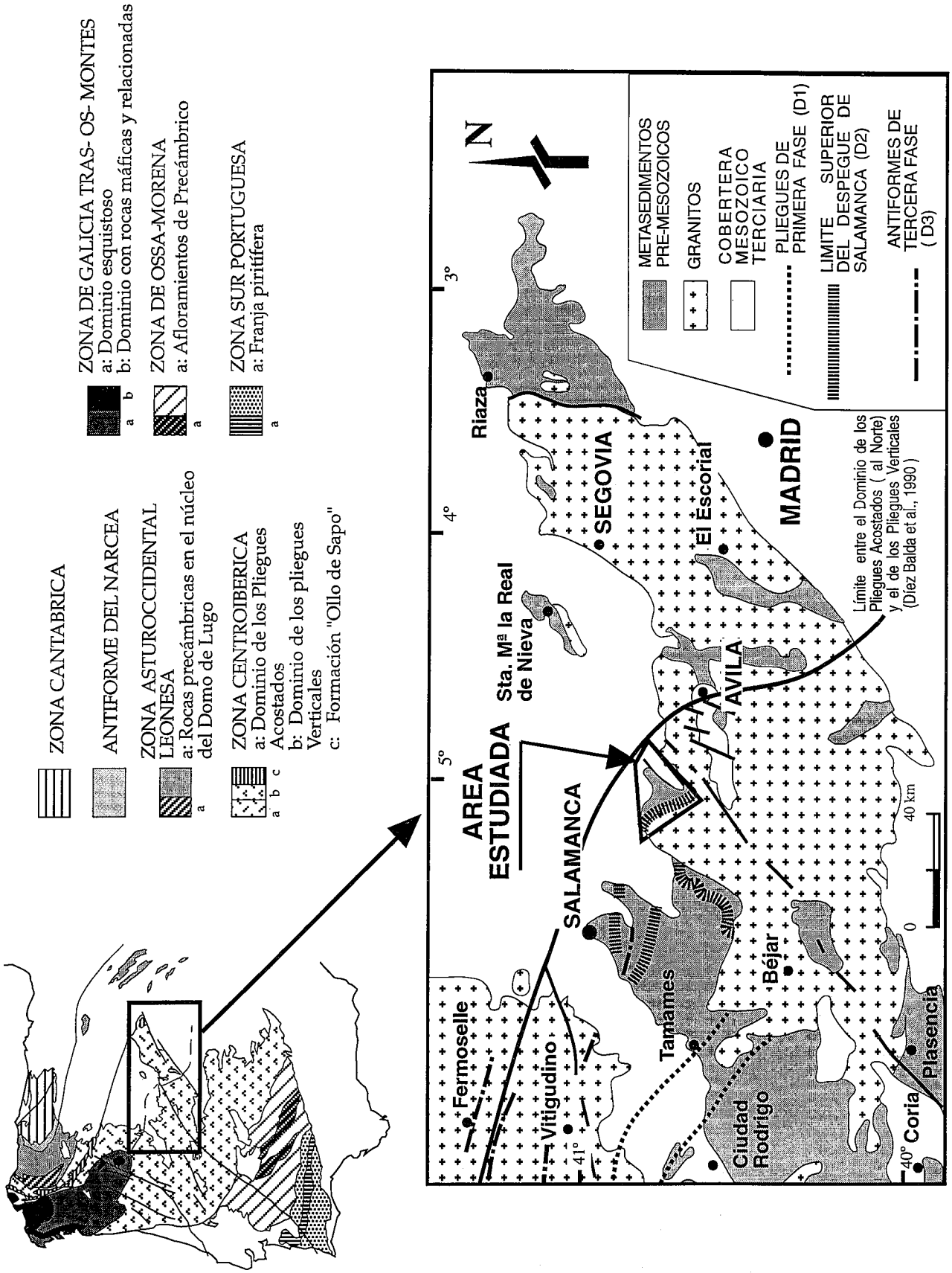

Figura 1.- Situación geográfica y geológica del área de estudio en el Dominio de Pliegues Verticales de la Zona Centro Ibérica, según Diez Balda *et al.*, 1990.

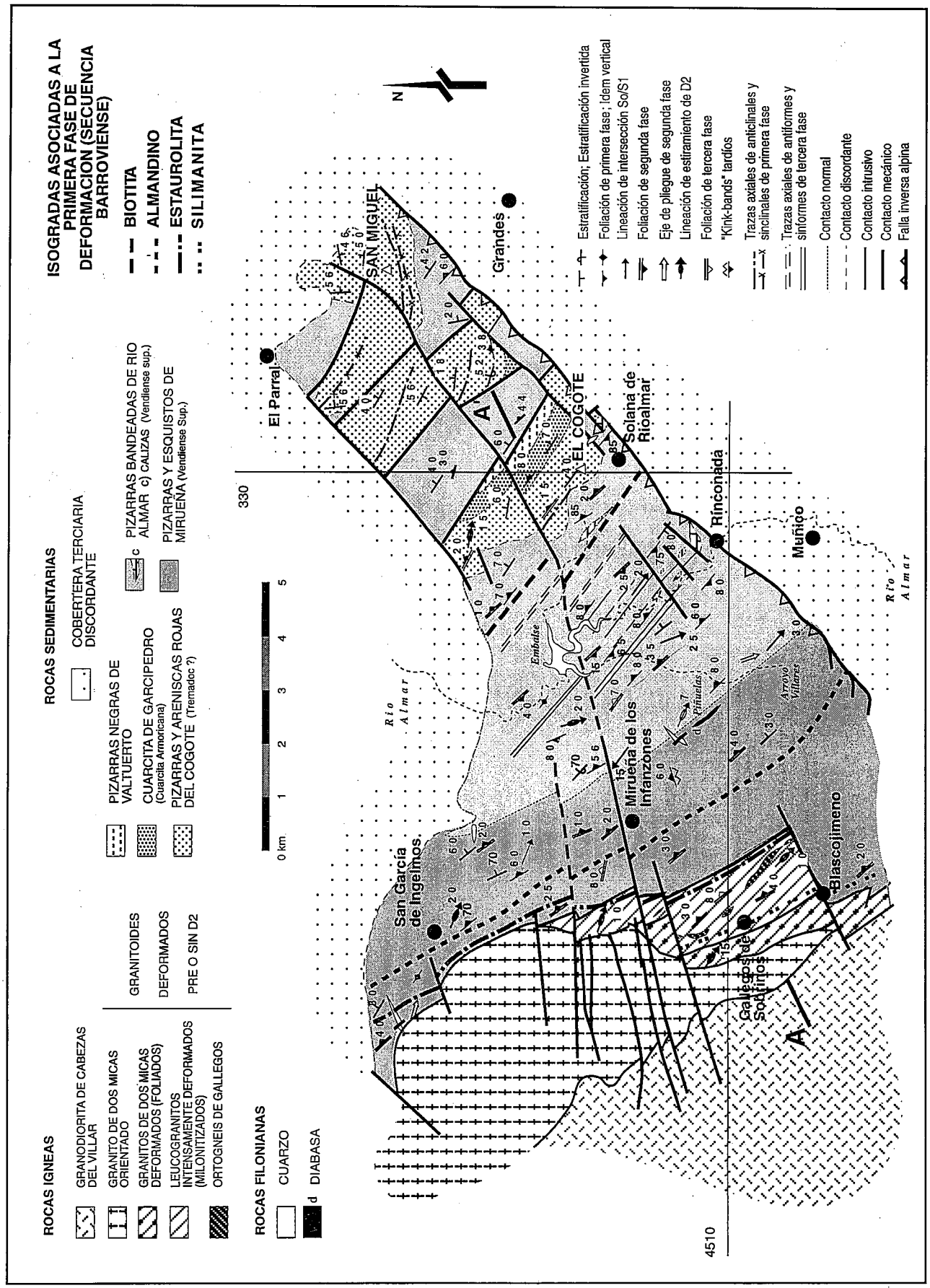

Figura 2.- Mapa geológico del Horst de Mirueña con el trazado del corte geológico A-A' presentado en la Fig. 6.

cadena, y dentro de ella, pertenece a un dominio estructural caracterizado por pliegues de la primera fase de plano axial vertical (Fig. 1). Morfológicamente se conoce como el "*Horst de Mirueña*" (García Casquero, 1982). Constituye un área elevada, donde afloran materiales preordovícicos y del Ordovícico inferior, que fué estructurada en tiempos variscos y está limitada por fallas tardías NE-SO, que han rejugado en tiempos alpinos y la separan de los sedimentos terciarios. Al Sureste se sitúa la fosa de Muñico y al Oeste el macizo granítico de Cabezas del Villar (Fig. 2).

Como antecedentes cabe destacar el trabajo de Capote (1973) que establece la secuencia estratigráfica, define las Capas de Río Almar a las que asigna una edad Cámbrico inferior y sobre éstas sitúa dos formaciones del Ordovícico inferior-medio. Posteriormente, García Casquero (1982) adopta en parte la terminología de las formaciones definidas por Capote (1973) que es la que, con alguna pequeña variación, adoptaremos en este trabajo. También se han considerado los trabajos de Franco (1980) y de Fernández Carrasco *et al.* (1982), a los que nos referiremos más adelante.

En cuanto a trabajos anteriores que hacen referencia a la interpretación estructural, García Casquero (1982) discute la defendida previamente por Capote *et al.* (1981), según la cual la estructura del área incluía cabalgamientos de segunda fase, vergentes hacia el NE y pliegues acostados replegados con "*têtes plongeantes*". García Casquero (1982), por el contrario, considera que la estructura de la zona se resuelve con tres fases superpuestas, la primera (D_1) origina pliegues subverticales de trazado NO-SE, y una foliación subvertical S_1. La segunda fase (D_2) genera pliegues de plano axial subhorizontal acompañados de foliación de crenulación S_2 y la tercera es responsable de la crenulación de la foliación S_2. Esta interpretación se mantiene en el trabajo de Ares Yañez (1993), que profundiza además en el estudio de la evolución tectonometamórfica durante la segunda fase y es la que defendemos en este artículo.

Recientemente se han estudiado en zonas vecinas la deformación y la evolución tectonometamórfica asociadas con la segunda fase de deformación varisca, interpretándose que esa fase origina una importante zona de cizalla dúctil de carácter extensional denominada Despegue de Salamanca (Díez Balda *et al.*, 1992; 1995). El límite superior de este despegue se ha situado en la Fig. 1.

En este artículo presentamos los resultados de la investigación realizada en el Horst de Mirueña y que se ha centrado fundamentalmente en los siguientes aspectos: revisión de la cartografía y del corte geológico, evolución tectonometamórfica, deformación en las rocas graníticas desde la escala mesoscópica a la microscópica y estudio de la petrofábrica en las milonitas. Además, se hace una descripción somera de los materiales preordovícicos y ordovícicos, con el fin de establecer la correla-

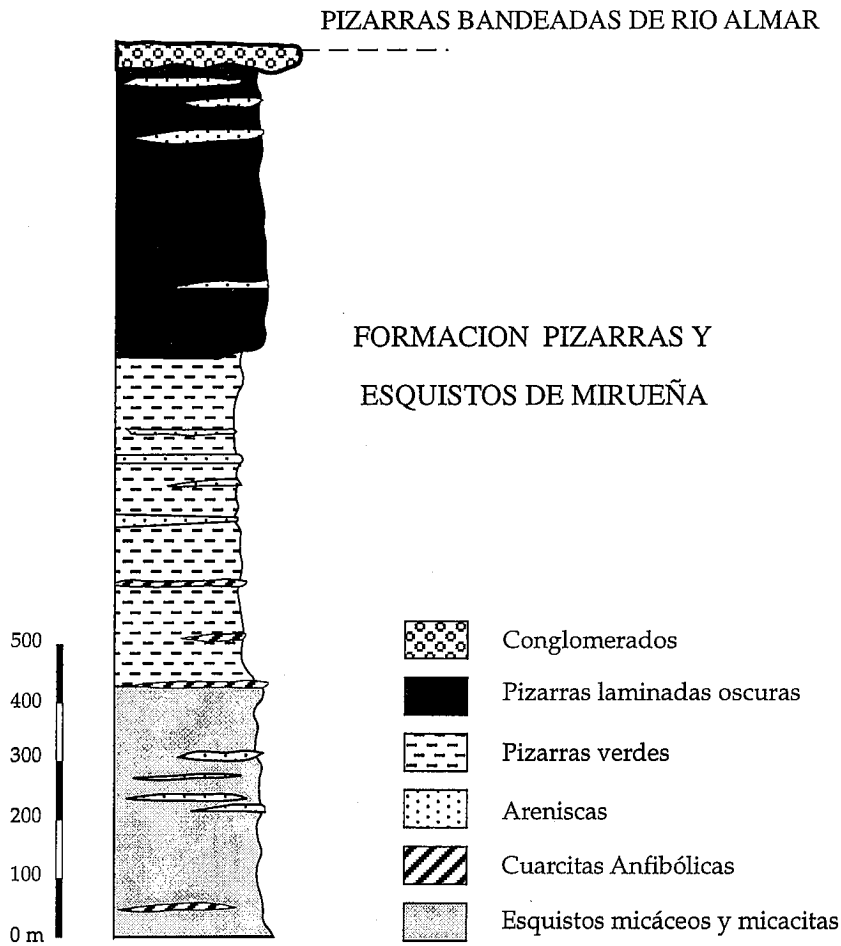

Figura 3.- Columna estratigráfica sintética de la Formación Pizarras y esquistos de Mirueña.

ción entre las formaciones definidas en el área con las descritas en otras áreas de la Zona Centro Ibérica.

Estratigrafía

Formaciones preordovícicas

De acuerdo con García Casquero (1982), la serie preordovícica ha sido dividida en dos unidades cartografiables: Pizarras y esquistos de Mirueña y Pizarras bandeadas de Río Almar.

Pizarras y esquistos de Mirueña. Esta unidad fué definida por García Casquero (1982) como "Pizarras, esquistos y porfiroides de Mirueña". Está constituida en su mayor parte por rocas pelíticas con delgadas intercalaciones de areniscas y de cuarcitas anfibólicas. Hacia su techo puede distinguirse un tramo de pizarras finamente laminadas y culmina con un tramo de conglomerados cuarcíticos de afloramiento discontinuo. La potencia máxima de esta formación es de 1.500 m y sobre ella reposan concordantes las Pizarras bandeadas de Río Almar (Fig. 3). Hemos excluido los porfiroides ya que los consideramos rocas ígneas foliadas (cuyos contactos aparecen subparalelos a la estratificación debido a la deformación) y se describirán más adelante.

Pizarras bandeadas de Río Almar. Esta formación fué definida por García Casquero (1982), tiene una potencia de 900 m y está constituida fundamentalmente por pizarras verdosas bandeadas. En ella cabe destacar la presencia de algunos tramos discontinuos de pizarras grises y negras microbandeadas con nódulos fosfatados y de calizas o brechas calcáreas de color crema. Además, se han encontrado localmente, hacia techo de la unidad, algunos tramos métricos de pizarras verdosas con nódulos dolomíticos disueltos ("pizarras agujereadas") semejantes a las que afloran al Sur de Salamanca en la Formación Aldeatejada (Díez Balda, 1986).

En las Figs. 4 a y 4 b se presentan columnas y cortes

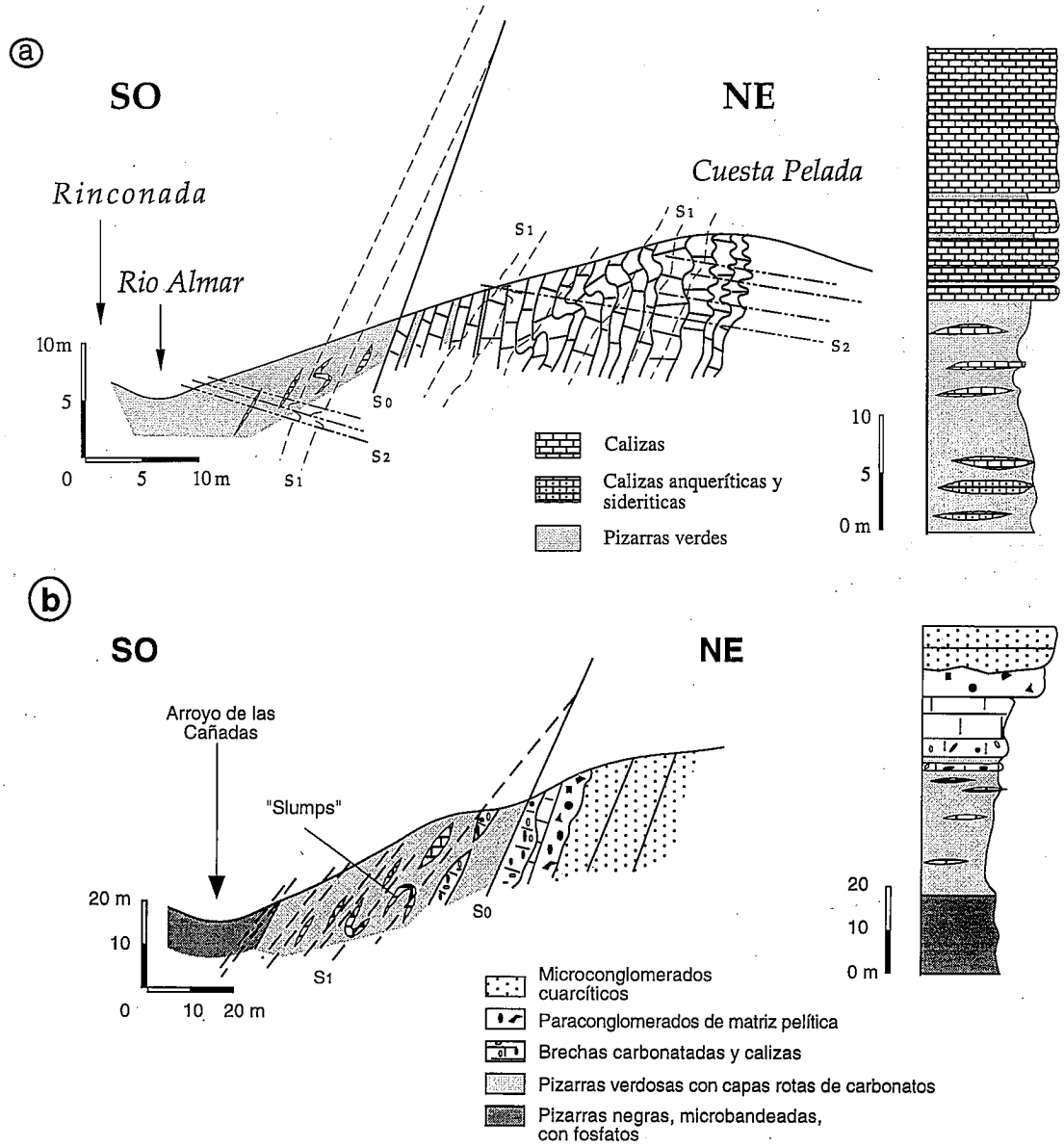

Figura 4.- Corte y columna de los tramos carbonatados dentro de la Formación Pizarras bandeadas de Río Almar. a) Cuesta Pelada, al Norte de Rinconada. b) Montecillo al Noreste de Solana de Río Almar.

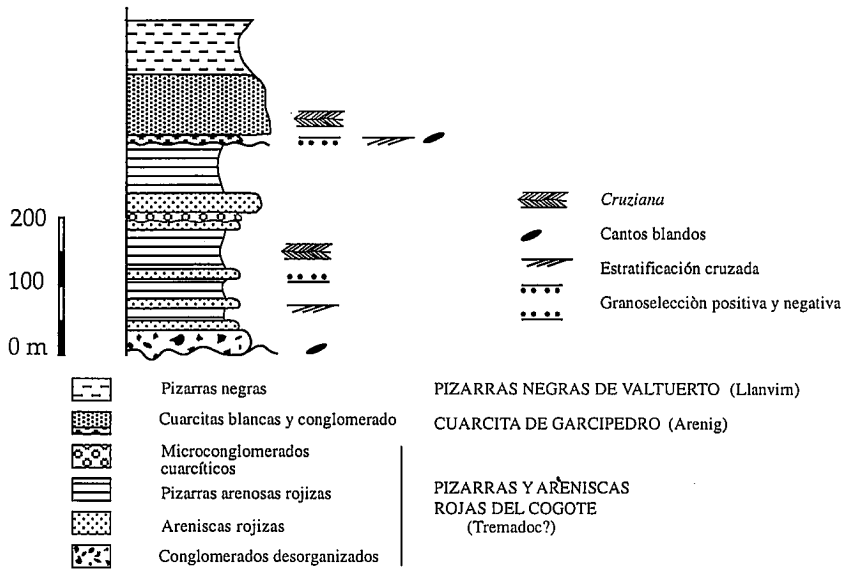

Figura 5.- Columna estratigráfica sintética de las formaciones ordovícicas.

detallados de los tramos carbonatados que afloran al N de Rinconada y al NE de Solana de Rioalmar. En ambos cortes la sucesión está invertida debido a los efectos de la segunda fase de deformación.

Las calizas son de color crema en bancos de 30 a 50 cm, con intercalaciones centimétricas de pelitas. Las calizas aparecen a techo de niveles pelíticos que incluyen capas de carbonatos de pocos cm de espesor rotas y deslizadas. Estos tramos pelíticos a veces llevan asociados niveles caóticos brechoides.

Estas calizas fueron correlacionadas por Franco (1980) con las Calizas de Tamames o de Linares de Riofrío de edad cámbrica inferior (García de Figuerola y Martínez García, 1972). No se han encontrado fósiles que permitan datarlas pero su posición estratigráfica, por encima de pelitas negras microbandeadas, su geometría lenticular y su asociación con facies caóticas nos inclina a correlacionarlas con los niveles carbonatados brechoides de la Formación Aldeatejada, que suministraron acritarcos de edad Vendiense superior (Vidal *et al.*, 1994).

Sobre esta formación reposan discordantes las unidades que describiremos en el siguiente apartado atribuidas al Ordovícico inferior.

Las dos formaciones anteriormente descritas se correlacionan con las Formaciones Monterrubio y Aldeatejada definidas al Sur de Salamanca (Díez Balda, 1986). La correlación se basa en la similitud litológico-sedimentológica y en el hecho de que afloran en la continuidad natural hacia el E-SE de las descritas entre Salamanca y el Antiforme de Martinamor.

Formaciones Ordovícicas

Discordantes sobre las Pizarras de Río Almar reposan los materiales ordovícicos. Siguiendo a García Casquero (1982) distinguimos tres formaciones que de muro a techo son: Pizarras y areniscas rojas del Cogote, Cuarcita de Garcipedro y Pizarras negras de Valtuerto (Fig. 2 y 5).

En el curso de esta investigación hemos encontrado unos afloramientos de conglomerados que no habían sido citados en la bibliografía previa. Se han interpretado como restos de los conglomerados basales del Ordovícico y los describimos a continuación. El conglomerado basal aflora al NO de Solana de Rioalmar, en la cuesta hacia el Cerro del Cogote (Fig. 2). Los afloramientos no permiten apreciar la geometría de los bancos ni calcular su potencia porque están totalmente removidos, sin embargo, dado el gran tamaño de los bloques los consideramos "in situ" y estimamos una potencia inferior a la decena de metros. Se trata de bloques decimétricos a métricos de conglomerados desorganizados, constituidos por cantos redondeados de cuarzo mezclados con cantos angulosos y cantos blandos pizarrosos, en una matriz pelítico-arenosa abundante. También se observaron bloques de pelitas verdosas con cantos dispersos. Estos conglomerados son semejantes a los que afloran en idéntica posición estratigráfica, en la base de la serie ordovícica, al Sur de Las Batuecas, al N de Las Mestas, donde alcanzan más de 200 m de potencia. Es interesante destacar que son los que Rölz (1972) consideraba discordantes y pertenecientes al Cámbrico superior. Este autor, de acuerdo con Lotze (1956), situaba dos discordancias: una debajo de estos conglomerados y otra entre éstos y la Cuarcita Armoricana.

La existencia de facies caóticas con paraconglomerados discontinuos, brechas ricas en matriz y niveles pizarrosos con cantos dispersos en la base del Ordovícico se ha citado en otras áreas de la Zona Centro Ibérica y se interpreta que está relacionada con una tectónica con movimiento diferencial de bloques al final del Cámbrico, que explicaría su distribución discontínua y sus cambios de potencia y de facies (Mc Dougall *et al.*, 1987).

Pizarras y areniscas rojas del Cogote. Esta unidad aflora de manera contínua por encima del conglomerado basal o bien directamente y discordante sobre las pizarras infrayacentes. Está constituida por areniscas rojas y microconglomerados con intercalaciones de pizarras arenosas. El espesor de esta unidad rojiza es de unos 300 m y en ella se han citado icnofósiles, principalmente *Cruziana furcífera*, *Skolithos*, *Rizomorpha* y *Artrophicus*

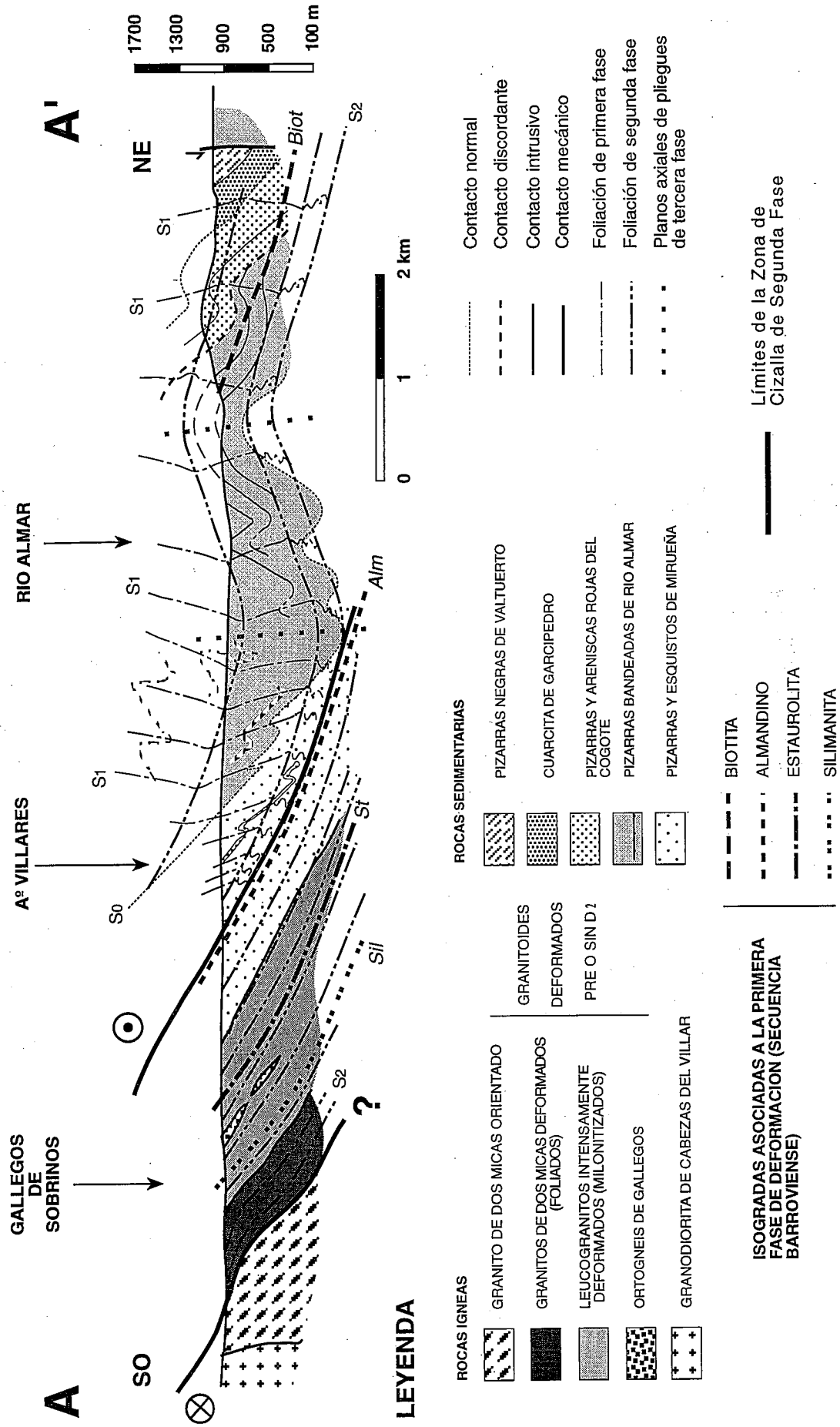

Figura 6.- Corte geológico A-A' con la localización de los límites de la zona intensamente deformada por el cizallamiento dúctil D_2 conocido como Despegue de Salamanca (ver Fig. 2 para su localización).

(Capote, 1973; Franco, 1980). La posición estratigráfica de esta formación, sus características litológicas y los icnofósiles encontrados permiten correlacionarla con las denominadas "capas intermedias" de los Montes de Toledo (Lotze, 1956) o con los "schistes rouges" de Alcudia (Bouyx, 1970) atribuidas al Tremadoc (Moreno *et al.*, 1976).

Cuarcita de Garcipedro. Esta unidad se sitúa por encima y aparentemente concordante sobre las Pizarras y areniscas rojas del Cogote, con una potencia de unos 100 m. Son unas cuarcitas blancas en bancos gruesos que apenas dan resalte. Se ha citado la presencia de *Cruziana furcífera* por lo que se suponen de edad Arenigiense (García Casquero, 1982). A pesar de la concordancia aparente, a muro de las cuarcitas blancas se encuentran afloramientos aislados de conglomerados cuarcíticos, lo que podría indicar la presencia en el sector de las dos discordancias, Toledánica e Ibérica, tal y como propuso Lotze (1956). La discordancia Ibérica sería la superior y estaría situada por debajo de los conglomerados de la Cuarcita de Garcipedro.

Pizarras negras de Valtuerto. La sucesión de materiales ordovícicos termina con las Pizarras negras de Valtuerto, concordantes sobre la formación anterior y únicamente aflorantes al Norte del Cerro del Cogote, ya que están cortadas a techo por una fractura vertical que las pone en contacto con las Pizarras bandeadas de Río Almar (Figs. 2 y 6). La potencia aflorante es de 250 m, son de tonos oscuros y masivas. García Casquero (1982) las asimila a una edad Llanvirniense.

Rocas ígneas

Como se aprecia en el mapa geológico (Fig. 2), el sector occidental del área está constituido por rocas ígneas de naturaleza granítica. De Oeste a Este se han cartografiado, en función de sus características petrológicas, texturales y estructurales los tipos de rocas que se describen a continuación.

Granodiorita tardía de Cabezas del Villar

Ocupa el borde suroccidental del mapa. Es una roca de textura heterogranular de grano medio. Está formada por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y moscovita como minerales fundamentales, y zircón y apatito como accesorios. Presenta un alto grado de alteración de las plagioclasas. Lo consideramos un granito tardío que intruyó con posterioridad a la segunda fase de deformación varisca ya que no aparece deformado y presenta contactos intrusivos en los granitos de dos micas deformados por la segunda fase de deformación (D_2).

Granito de dos micas orientado

Se presenta rodeando a la granodiorita tardía de Cabezas del Villar acuñándose hacia el Sur, hasta desaparecer en Blascojimeno. Es un granito leucocrático de grano medio a grueso, heterogranular, constituido por cuarzo, feldespato potásico, moscovita, biotita y turmalina. A escala de afloramiento se aprecia una orientación estadística de sus minerales planares, definiendo unos planos aproximadamente paralelos a la foliación S_2 medida en los micaesquistos del encajante y generada durante la segunda fase de deformación. Sin embargo, en lámina delgada apenas se aprecia deformación interna de los granos minerales, únicamente algunos agregados de granos de cuarzo aparecen algo alargados y es frecuente la extinción ondulante. Se interpreta que este granito no ha sufrido toda la deformación D_2 y se considera intruido durante esta fase de deformación.

Granitos de dos micas deformados (foliados)

Afloran en una banda estrecha con una anchura máxima de unos 600 m, que se acuña al Norte y continúa hacia el Sur por Blascojimeno. Se presentan en afloramientos poco extensos y discontinuos con grandes enclaves esquistosos y están limitando por el Este al granito de dos micas orientado. Estos granitos son heterogéneos y en ellos la deformación es asímismo heterogénea, quedando almendras o *pods* aislados, menos foliados, rodeados por rocas con una foliación penetrativa o incluso un bandeado gneísico. Los enclaves esquistosos que contienen presentan una intensa foliación, que interpretamos como S_2 y asociaciones minerales que permiten cartografiar las isogradas metamórficas, (se aprecian en ellos relictos de estaurolita totalmente transformada en sus bordes en agregados micáceos y también cristales de silimanita). En algunos casos se observan movilizados migmatíticos paralelos a la foliación que han sido débilmente crenulados. La foliación es paralela a la S_2 de los micaesquistos por lo que interpretamos que están intensamente deformados por la segunda fase de deformación. En lámina delgada presentan una orientación muy marcada de todos los minerales con reducción del tamaño de grano y deformación interna de los cuarzos y de los feldespatos que adquieren formas ovaladas y alargadas. Estos granitos, foliados y parcialmente migmatizados se consideran intruidos o bien antes o durante la segunda fase varisca .

Leucogranitos intensamente deformados (milonitizados)

Son rocas leucocráticas, formadas por feldespato potásico, cuarzo, moscovita y turmalina, con una fuerte reducción en el tamaño de grano donde destacan ojos ovalados de feldespato potásico. Estas rocas han sido tratadas en la bibliografía (Capote, 1973; Capote y Fernandez Casals, 1975; Fernández Carrasco *et al.*, 1982 y García Casquero, 1982) como rocas sedimentarías con participación volcánica. García Casquero (*op cit.*) las consideraba el tramo basal de la Unidad "Pizarras, esquistos y porfiroides de Mirueña" por analogía con los porfiroides de la Formación Monterrubio del Sur de Salamanca. En nuestra opinión son rocas ígneas ácidas milonitizadas, granitos leucocráticos, aplitas y pegmatitas que han adquirido una fábrica plano linear muy marcada debido a la

deformación dúctil asociada con la segunda fase varisca. Rocas de este tipo afloran en el Antiforme de Martinamor y en el de Castellanos (Díez Balda *et al.*, 1995). Más adelante discutiremos su edad.

Ortogneis de Gallegos

Debe su nombre al pueblo de Gallegos de Sobrinos, donde aflora (Fig. 2). Se presenta como un cuerpo alargado, estirado y roto, que se extiende desde el alto de Fuente Ruana hasta el Cerro de la Peñas, al Noreste de Blascojimeno (Fig. 2). Se trata de un granito biotítico, fuertemente deformado, con grandes porfiroclastos de feldespato cuyo tamaño disminuye hacia el límite con los leucogranitos deformados del encajante. Capote y Fernandez Casals (1975), proponen un origen de este ortogneis a partir de lavas vocánicas ácidas. Por nuestra parte, sin embargo, lo consideraremos como un granito biotítico pre-cinemático con respecto a la segunda fase de deformación varisca, y es posible que intruyera incluso antes de la primera fase ya que es similar a los gneises biotíticos de San Pelayo en el Antiforme de Martinamor (Díez Balda, 1986) y al de Castellanos en el antiforme del mismo nombre, que han sido interpretados como prevariscos (Ayarza, 1992; Díez Balda *et al*, 1992). Más adelante nos ocuparemos de la edad de estos ortogneises. El argumento principal que apoya su origen granítico es que lleva asociado un cortejo filoniano de aplitas y pegmatitas con contactos intrusivos en el gneis; otro argumento podría ser que su encajante está constituido por leucogranitos milonitizados.

Rocas filonianas

Existen además unas rocas ígneas que afloran en las cercanías de Piñuelas, donde aparecen como un dique boudinado, que pueden clasificarse como diabasas. Son rocas homogéneas de grano fino, de tono gris-azulado, con plagioclasa y anfíbol, y cuarzo y piroxeno como minerales accesorios. Estos diques de diabasa son muy frecuentes en todo el Macizo Hespérico.

Los diques de cuarzo presentan frecuentemente concentraciones de minerales de hierro e intruyen a favor de fracturas de dirección N 70° E y N 35° E.

Evolución tectonometamórfica

El área estudiada pertenece al Dominio de los Pliegues Verticales de la Zona Centro Ibérica (Díez Balda *et al.*, 1990) (Fig. 1). La estructura de la zona (Fig. 2) es el resultado de la actuación de varias etapas de deformación superpuestas (desde la etapa preordovícica a la alpina con posibles retoques postmiocenos), siendo la deformación varisca la responsable de las foliaciones y de la deformación interna de las rocas (Ares Yañez, 1993).

La deformación preordovícica queda evidenciada por la discordancia inferior o Toledánica entre las Pizarras bandeadas de Río Almar y las Pizarras y areniscas rojas del Cogote. Asimismo, los conglomerados por debajo de la Cuarcita Armoricana pondrían de manifiesto la actividad tectónica conocida como Fase Ibérica (Lotze, 1956).

La Orogénesis Varisca es la responsable de las estructuras regionales más importantes con las tres fases de deformación descritas clásicamente en este sector de la Zona Centro Ibérica (Fig. 2). El corte A-A' presentado en la Fig. 6, es ortogonal al trazado de los pliegues de primera y tercera fase. Además pueden señalarse estructuras tardías de menor importancia, tales como *kink bands* locales y una posterior etapa de fracturación que origina fallas de dirección NO-SE, subverticales, que dan lugar a que materiales ordovícicos y preordovícicos se pongan en contacto bruscamente. Estas fallas subverticales NO-SE, cartografiadas al N del Cogote, explican la estructura entre ese cerro y El Parral, con repetición de materiales preordovícicos, sin tener que recurrir a cabalgamientos ni a pliegues acostados, con flancos normales cabeceados, buzando al NE, como proponían Capote *et al.* (1981).

La primera fase de deformación (D_1) y el metamorfismo asociado (M_1)

La primera fase produce grandes pliegues de dirección N 120° E y plano axial subvertical, cuya longitud de onda varía desde los 550 m a 2 km en materiales preordovícicos hasta los 3-4 km en materiales ordovícicos. Son poco apretados, con un ángulo entre flancos de 45°-60°, y están acompañados de una foliación S_1 (Fig. 7a). Presentan una amplitud variable en función de la competencia y grosor de los materiales afectados, comprendida entre 300 y 1000 m. Las estructuras más importantes se localizan a lo largo del Río Almar y junto al cerro de El Cogote, al NO de Solana de Rioalmar, en el cerro San Miguel, y al Sur de El Parral. Se ha señalado su traza axial en la Fig. 2. En general son pliegues de plano axial subvertical por lo que no se puede definir su vergencia, sin embargo, localmente aparecen flancos invertidos, como por ejemplo en las capas ordovícicas al Oeste de Grandes (Fig. 2), y al N de Rinconada o de Solana de Rioalmar (Figs. 4a y 4b). Estos flancos invertidos y el cambio en el buzamiento de la S_1, se deben a flexiones de segunda fase (Fig. 6), tal como ocurre en cortes próximos, como por ejemplo al N del Antiforme de Martinamor (Díez Balda, 1986; Díez Balda *et al.*, 1995).

La lineación L_1, resultante de la intersección entre S_0 y S_1, es paralela a los ejes de los pliegues y su cabeceo es 10-20° SE. Existe también una lineación de estiramiento debida a la D_1. Se ha reconocido en los conglomerados situados a muro de las Pizarras bandeadas de Río Almar y en microconglomerados asociados a las calizas al NO de Rinconada, y es subparalela a los ejes de los pliegues.

La foliación S_1 es la estructura planar más manifiesta en las pizarras de las zonas de la clorita y de la biotita. En materiales preordovícicos es más penetrativa en algunos corredores que coinciden con los flancos de las estructuras de tercera fase donde se encuentra reaplastada. En materiales ordovícicos es poco penetrativa y en ocasiones está borrada por la segunda foliación S_2. Siguendo la terminología de Bastida *el al.* (1990), la foliación S_1

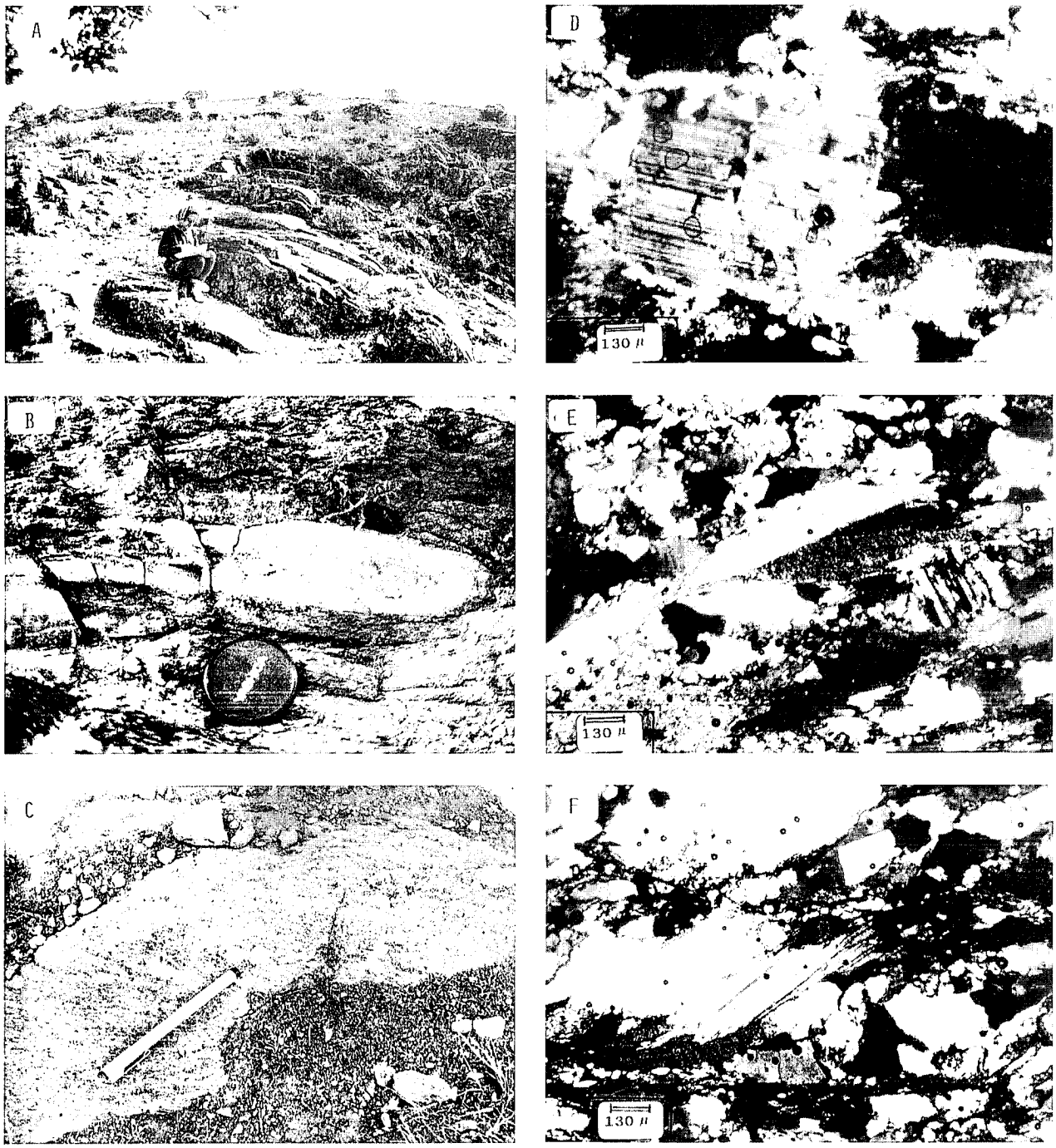

Figura 7. a)- Zona de charnela en un anticlinal D1 junto al Río Almar. b) Pliegue isoclinal de Fase 2 en la Formación Pizarras y esquistos de Mirueña. Carretera Avila-Alaraz, km. 36-37. c) Ortogneis de Gallegos con porfiroclastos de feldespato rotos y desplazados que indican un movimiento del bloque de techo hacia el SE. Arroyo Navazamplón, al Norte de Gallegos de Sobrinos. d) Cristal de plagioclasa roto y desplazado en el Ortogneis de Gallegos. Indica un movimiento del bloque superior hacia el SE (a la derecha de la foto), escala gráfica 130 μ. e) Pez de mica con forma fusiforme y parcialmente desplazado, escala gráfica 130 μ. f) Estructuras S-C con reducción del tamaño de grano en los planos C, escala gráfica 130 μ.

puede clasificarse como un clivaje grosero en las areniscas, o como un clivaje pizarroso grosero (*rough slaty cleavage)* en las pizarras de la zona de la clorita, que va pasando progresivamente a un clivaje pizarroso homogéneo en las pizarras de la zona de la biotita. En el tránsito con la zona del almandino la foliación S_1 aparece fuertemente crenulada pero puede reconocerse en algunos afloramientos, por ejemplo al NO de Mirueña, donde continúa subvertical, y también en charnelas mesoscópicas de los pliegues de segunda fase. En estos casos casos, vista al microscopio, la foliación S_1 puede definirse como un "*slaty cleavage* " homogéneo pasando a una esquistosidad (*schistosity*).

En las zonas del almandino, de la estaurolita y de la silimanita no hay ninguna evidencia clara de estructuras de primera fase y únicamente se reconocen, en lámina delgada, relictos de la primera esquistosidad en el interior de porfiroblastos de granate o estaurolita o bien queda preservada plegada u oblícua, en algunos dominios de la esquistosidad S_2.

Las relaciones texturales en las rocas pelíticas, per-

miten interpretar que el primer metamorfismo (M_1) se caracteriza por una una evolución prograda contínua, desde la deformación D_1 hasta los primeros estadios de la deformación D_2, con la siguiente sucesión de minerales índice: clorita, biotita, almandino, estaurolita, distena y silimanita.

La primera esquistosidad (S_1) aparece incluida, bien recta o bien débilmente doblada, en el interior de porfiroblastos de biotita, granate y estaurolita, sin embargo, fuera de los porfiroblastos la foliación S_2 está muy aplastada y desarrolla sombras de presión a su alrededor, indicando un crecimiento de los porfiroblastos previo o sincinemático con los primeros estadios de la deformación D_2. Las isogradas de este primer metamorfismo (M_1) se han cartografiado en la Fig. 2 y proyectado en el corte de la Fig. 6. Las isogradas de la estaurolita y de la silimanita se han localizado estudiando los micaesquistos, a veces incluidos como enclaves en las rocas graníticas deformadas. Los porfiroblastos de granate y estaurolita quedan únicamente como relictos y en muchos casos están transformados en sus bordes y muy alterados a productos micáceos. La silimanita aparece incluida en cristales de crecimiento posterior (cordierita y andalucita). Esta evolución prograda durante la primera fase y el inicio de la segunda se ha detectado también en áreas próximas (Díez Balda, 1986; Escuder Viruete *et al.*, 1994 y Díez Balda *et al.*, 1995). En ninguno de estos trabajos se cita la presencia de distena, pero Fernández Carrasco *et al.* (1982) citan en las proximidades de Gallegos de Sobrinos, relictos de este mineral que aparece casi totalmente transformado en andalucita.

La secuencia metamórfica descrita con el par estable granate-estaurolita indica que este primer metamorfismo M_1 es de presión intermedia, Barroviense, asociado supuestamente con un engrosamiento cortical.

La segunda fase de deformación (D_2) y el metamorfismo asociado (M_2).

La segunda fase genera pliegues de plano axial subhorizontal que deforman a la estratificación y a la primera esquistosidad S_1 y llevan asociada una foliación S_2. Las características y distribución de las estructuras de esta fase están estrechamente relacionadas con la zonación metamórfica Barroviense. Los pliegues D_2 son angulares y abiertos (ángulo entre flancos de 80 a 110°) y de pequeña amplitud (dibujados como suaves flexiones de la S_1 en la Fig. 6) en las zonas de la clorita y de la biotita. En estas zonas metamórficas no se observan evidencias de deformación no coaxial; probablemente en ellas la deformación D_2 fué coaxial, desarrollada por "*pure shear* " con acortamiento en la vertical y estiramiento horizontal. Sin embargo, los pliegues D_2 se hacen apretados y llegan a ser isoclinales en las zonas más metamórficas (Fig. 7b). En algunos casos se aprecia que doblan a la lineación L_1 y muestran charnelas curvadas, por ejemplo en los afloramientos situados en el Arroyo de la Vaca, al E de Mirueña y en el Arroyo del Cañizal, al O de San García de Ingelmos. Las direcciones de sus charnelas varían de N 160° E a N 90° E, siendo las medidas más frecuentes N 130° E.

Siguiendo la terminología de Bastida *et al.* (1990), la foliación S_2 puede clasificarse como un clivaje de crenulación en las zonas de la clorita y de la biotita. Sin embargo, esta foliación S_2 es la única visible en los afloramientos en las zonas inferiores del corte (zonas del almandino, de la estaurolita y de la silimanita) donde puede clasificarse como un bandeado tectónico o una esquistosidad en dominios. Además, la segunda fase de deformación es la responsable de la foliación visible en las rocas graníticas deformadas que afloran al SO del área, donde puede clasificarse como un bandeado gneísico o una foliación milonítica. Se aprecia además una lineación de estiramiento atribuida a esta fase, que está muy desarrollada en las rocas miloníticas y que tiene una orientación de N 110° a N 130° E y está inclinada de 10 a 20° al SE.

Más adelante describiremos con más detalle las estucturas y la deformación asociadas con la deformación D_2 en las rocas graníticas y discutiremos su interpretación. Sin embargo, para facilitar la comprensión, adelantamos aquí que la deformación D_2 en áreas próximas (Antiformes de Martinamor y de Castellanos) se ha relacionado con una zona de cizalla dúctil que habría desplazado una unidad o bloque de techo (zonas de la clorita y de la biotita), hacia el SE con respecto al bloque de muro (zonas por debajo de la isograda del almandino) (Díez Balda *et al.*, 1995). El límite entre ambos bloques se sitúa en la parte alta de la zona del almandino, prácticamente paralelo y muy próximo a esta isograda ya que, coincidiendo con ella, se aprecia un fuerte gradiente en la intensidad de la deformación D_2 y aparentemente un salto metamórfico, sin que se pueda detectar la existencia de falla o de otro tipo de discontinuidad. Por ello se interpreta que la unidad intensamente deformada por la deformación D_2 es de hecho una zona de cizalla dúctil, cuyo límite superior aflora, pero no aparece su límite inferior (probablemente debido al nivel de erosión). Esta zona de cizalla dúctil generó en el bloque de muro de las zonas citadas, y también en el área que nos ocupa, estructuras como pliegues apretados de charnela curvada, foliación milonítica en los granitos y estructuras S-C, indicativas de deformación no coaxial. Teniendo en cuenta que no aflora el límite inferior y que el cizallamiento simple estuvo acompañado de componentes de deformación coaxial, evidenciada por la presencia de cizallas conjugadas y deducida del estudio de la petrofábrica, puede considerarse que se trata de una zona de cizalla "*sensu lato*" y que el mecanismo de deformación implicado es "*general simple shear*", según la terminología de Simpson y De Paor (1993) .

El estudio de las relaciones texturales en las pelitas del bloque de muro de la zona que nos ocupa, permite deducir que durante la segunda fase se produjo una evolución metamórfica hacia condiciones de baja presión, con desarrollo de porfiroblastos de andalucita y cordierita tardi-cinemáticos con respecto a la segunda foliación. Además es frecuente encontrar los cristales previos (granate, estaurolita y silimanita) incluidos como minerales

relictos en porfiroblastos de andalucita o cordierita. Se aprecian además cristales de estaurolita transformados en sus bordes en andalucita y biotita. La evolución metamórfica, M_2, sincinemática con la segunda fase implica un cambio hacia condiciones de baja presión pero manteniéndose la temperatura elevada, ya que, en la zona de la silimanita, se encuentra fibrolita paralela a la foliación S_2. Esta misma evolución ha sido observada también en el bloque de muro de la cizalla D_2 descita en áreas próximas (Díez Balda, 1986; Escuder Viruete *et al.* 1994 y Díez Balda *et al.* 1995).

La deformación en las rocas graníticas

Como hemos expuesto anteriormente, aparte de la granodiorita de Cabezas del Villar, que consideramos posterior a la segunda fase de deformación, las demás rocas graníticas aflorantes se interpretan como intruidas antes o durante la segunda fase de deformación. Los argumentos que apoyan esta conclusión son los siguientes: la fábrica planar que presentan es aproximadamente paralela a la foliación S_2 de los micaesquistos del encajante o de los enclaves que contienen. Los contactos intrusivos se encuentran paralelizados con esta foliación y en algunos casos se desarrollan fábricas plano lineares muy marcadas, coincidentes con las del encajante. Las rocas graníticas deformadas eran inicialmente rocas de composición granodiorítica, granitos de dos micas, aplitas y pegmatitas. En todas ellas la foliación buza débilmente al NE y la fábrica es planolinear (S>L), apreciándose un mayor desarrollo de la fábrica en los leucogranitos milonitizados. La lineación de estiramiento se dispone NO-SE, inclinada unos pocos grados al Sureste (Fig. 2). En el ortogneis de Gallegos, a escala de afloramiento, se observa una reducción en el tamaño de las glándulas de feldespato desde el centro de este cuerpo alargado hacia el contacto con los leucogranitos milonitizados. A escala microscópica, estas rocas presentan un bandeado gnéisico homogéneo con desarrollo de bandas formadas casi exclusivamente por micas orientadas y bandas con predominio de feldespato, plagioclasa y cuarzo recristalizado. La foliación rodea a grandes "ojos" (porfiroclastos) de feldespato con sombras de presión en sus extremos y colas de recristalización. Ocasionalmente estos porfiroclastos aparecen rotos y desplazados.

Los leucogranitos presentan una foliación milonítica que viene definida por pequeñas micas que se disponen en los límites entre ribbons de cuarzo. Son ribbons policristalinos del "tipo 4" de Boullier y Bouchez (1978) y se amoldan a los porfiroclastos de feldespato y plagioclasa.

Los leucogranitos intensamente deformados, denominados "porfiroides" por García Casquero (1982), se interpretaron como un tramo de la serie sedimentaria, que incluiría conglomerados cuarzofeldespáticos y rocas volcánicas ácidas. En nuestra opinión son granitos milonitizados en los que quedan ojos ovalados de feldespato (porfiroclastos) rodeados por la foliación. La presencia de turmalina en cavidades variolíticas apoya esta interpretación.

Es posible que alguna de estas rocas, como los ortogneises de Gallegos, intruyeran incluso antes de la primera fase, pero no disponemos de dataciones absolutas. Por otra parte, los afloramientos no son suficientemente extensos como para observar relictos de la foliación S1 en su interior, como ocurre en el Antiforme de Castellanos. En este Antiforme, situado al SO del área estudiada, la fábrica en el gneis del mismo nombre es preferentemente linear y se aprecian relictos de una foliación previa subvertical que se interpreta como la esquistosidad primaria (S_1). Esta foliación relicta y la fábrica preferentemente linear, fueron argumentos utilizados por Díez Balda *et al.* (1992) para interpretar a los Gneises de Castellanos y a los cortejos filonianos asociados como prevariscos. La presencia de la primera foliación varisca en estos gneises es coherente con esta interpretación y por otra parte la fábrica linear se explica bien asumiendo que sufrieron la suma de las deformaciones D_1+D_2 como los conglomerados del encajante (en los que son frecuentes las fábricas lineares y se obtienen elipsoides de deformación finita prolatos).

Edad de emplazamiento

No disponemos de dataciones radiométricas de estas rocas. Sin embargo, en cuerpos de ortogneises situados más al Este, en la Sierra del Guadarrama, Vialette *et al.* (1987), obtuvieron por el método Rb/Sr en roca total, edades comprendidas entre 474 ± 7 Ma (para el Ortogneis de Abantos) y 500 ± 26 Ma (para el Ortogneis Antoñita). En el Ortogneis de San Pelayo, situado más al Oeste, las edades obtenidas fueron de 430 Ma por el método Rb/Sr en roca total (Linares *et al.*, 1987) y de 332 ± 13 Ma por el método U/Pb en zircones (Galibert, 1984). Esta última edad corresponde a la intersección inferior de la discordia de varias poblaciones de zircones, dando la intersección superior 1893 ± 90 Ma. Consideramos, de acuerdo con Díez Balda *et al.* (1992), que es probable que la edad de intrusión del Ortogneis de San Pelayo sea cadomiense (Pan-Africana) interpretándose las edades Rb/Sr de 430 Ma como una edad mezcla y la de 332 ± 13 Ma como indicadora de la deformación D_2 en condiciones de alta temperatura (zona de la silimanita). Si correlacionamos el Ortogneis de Gallegos con el de San Pelayo o con el Gneis Antoñita, podemos considerar aceptables estas interpretaciones y, en este contexto, los granitos de dos micas intensamente deformados podrían ser también cadomienses.

Criterios cinemáticos y petrofábrica

Observando la cartografía del Ortogneis de Gallegos incluido entre leucogranitos milonitizados (Figs. 2 y 8) vemos que se trata de un cuerpo alargado y boudinado que "grosso modo" dibuja una "S" o sigmoide cuyo extremo del Este se paraleliza con la isograda de la estaurolita y con el contacto con los micaesquistos encajantes. A escala de afloramiento y de muestra de mano se aprecian superficies S-C (Berthé *et al*, 1979) así como porfiroclastos de feldespato rotos y desplazados ambos indicando un movimiento de bloque de techo hacia el SE (Fig.

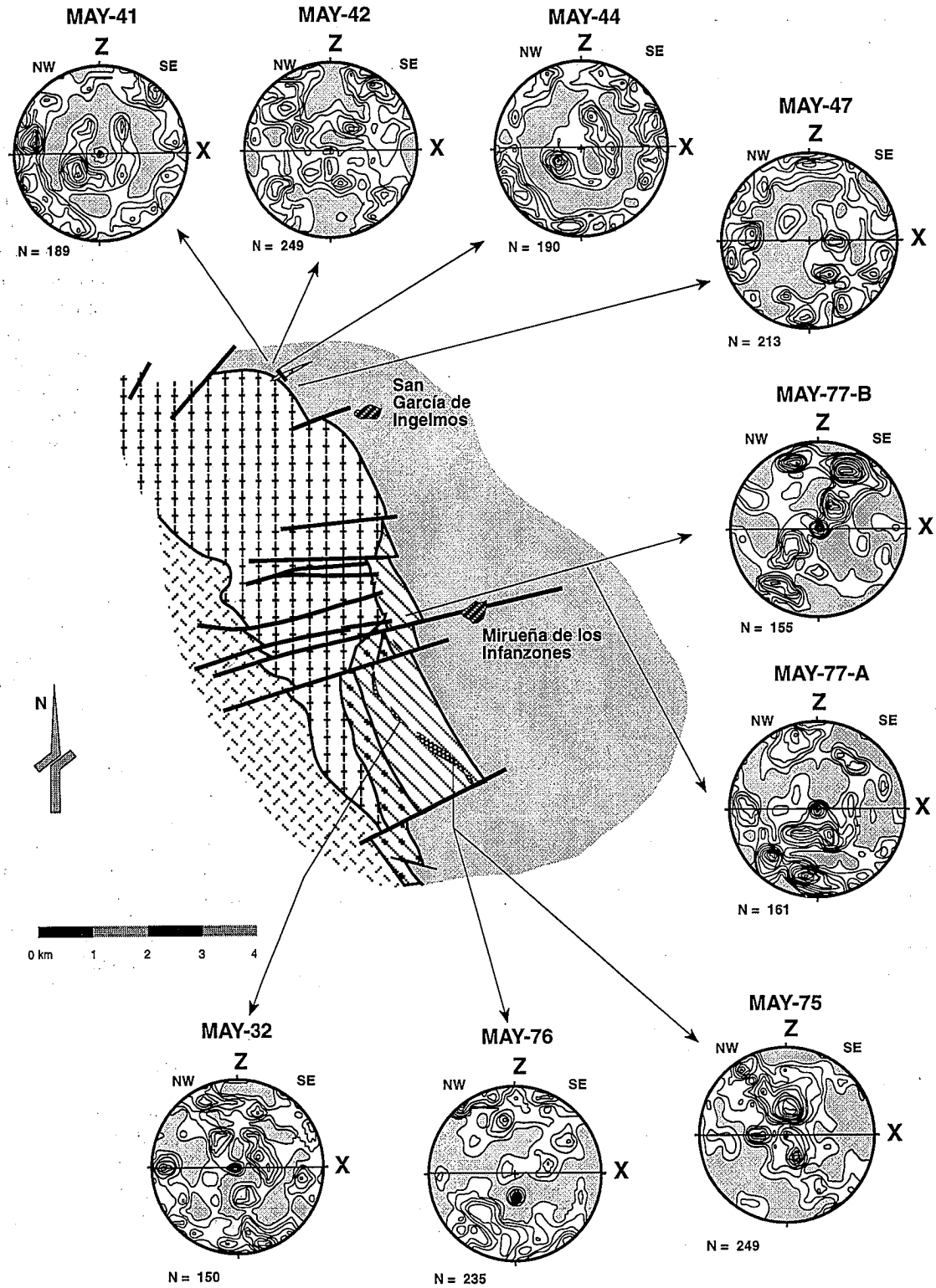

Figura 8.- Diagramas de orientación preferente de ejes [c] de cuarzo y situación de las muestras estudiadas. Leyenda igual que en la Fig. 2.

7c). La cartografía del ortogneis descrita más arriba como una "S" o, sigmoide alargado y roto, es coherente con el mismo sentido de movimiento, es decir desplazando el bloque situado al NE (o bloque de techo) hacia el SE.

A escala microscópica las estructuras S-C (Berthé et al, op cit.) así como los sistemas de porfiroclastos tipo sigma, peces de mica y granos rotos y desplazados como libros en una estantería (Fig. 7d, e y f) han sido los más útiles para deducir el sentido de movimiento. Todas estas estructuras determinan el carácter no coaxial de la deformación y son indicativas de un movimiento del bloque superior hacia el SE.

Además se ha hecho un estudio de la orientación cristalográfica preferente del cuarzo, utilizando la Platina Universal en nueve muestras orientadas de milonitas, fi-

lonitas y ortogneises localizados en la zona afectada por la cizalla de fase D_2, dentro de la zona de la estaurolita. Los planos medidos siempre han sido los planos XZ, es decir paralelos a la lineación de estiramiento y ortogonales a la foliación milonítica. Los diagramas obtenidos (Fig. 8) pueden clasificarse en varios tipos:

Guirnalda única asimétrica: El diagrama correspondiente a MAY-77-B se aproxima a este tipo (*single c-axis girdle*) de Schmid y Casey (1986). Este diagrama se interpreta como resultado de deformación por cizallamiento simple en el cual los ejes cristalográficos <a> del cuarzo se paralelizan con la dirección de cizallamiento. Los sistemas de deslizamiento que habrían operado serían el basal, el prismático y el romboédrico. Estos sistemas se activan en condicciones de temperatura intermedia (300 a 600° C) (Wilson, 1975; Bouchez y Pêcher, 1981; Nicolas y Vialon, 1980). La asimetría del diagrama respecto a la foliación permite deducir el sentido de cizallamiento del bloque de techo hacia el SE.

Guirnaldas cruzadas del tipo I: Los diagramas MAY-75 y MAY-76 se aproximan al tipo I de guirnaldas cruzadas de Schmid y Casey (1986). Una de las guirnaldas está mejor definida que la otra, lo cual también es indicativo de la participación de cizallamiento simple en la deformación acompañada por deformación coaxial. En este caso, si consideramos la guirnalda mejor definida obtendríamos sentidos de cizallamiento de techo hacia el NO y hacia el SE respectivamente.

Por otra parte, el diagrama MAY-42 se aproxima al definido como guirnaldas cruzadas del tipo II de Schmid y Casey (1986). La simetría de la fábrica en este caso es coherente con la participación en la deformación de componentes de deformación coaxial.

Los máximos que aparecen en el centro de algunos diagramas, por ejemplo en MAY-77 A y B, coincidentes con la dirección Y de la fábrica de forma, indican que se han activado los deslizamientos prismáticos en dirección <a>. Este sistema se hace preponderante a temperaturas próximas a los 650° C (Bouchez y Pêcher, 1981).

El resto de los diagramas no se pueden clasificar con facilidad. En las muestras MAY-41, MAY-44 y MAY 47, esto seguramente se debe a que eran inadecuadas para este estudio, con contenido elevado en filosilicatos.

El variable sentido de cizallamiento obtenido y la existencia de diagramas simétricos sugiere que la deformación tiene una componente importante de cizalla pura.

Las condiciones de *P* y *T* durante la deformación

Como se ha puesto de manifiesto en trabajos previos (Díez Balda, 1986; Ayarza, 1992; Díez Balda *et al.*, 1992; Escuder Viruete *et al.*, 1994 y Díez Balda *et al.*, 1995) la caracterización del metamorfismo resulta de vital importancia para la interpretación estructural. Aunque no disponemos de geotermómetros o geobarómetros para dibujar con precisión la variación en el tiempo de las condiciones de Presión y Temperatura (*PTt path*) , el estudio de numerosas láminas delgadas de filitas y esquistos permite establecer con cierta aproximación la trayectoria seguida.

El primer metamorfismo M_1 se caracteriza por el crecimiento de los siguientes minerales índice: clorita, biotita, almandino, estaurolita, distena y silimanita, que son sincinemáticos con la primera fase y los comienzos de la segunda. Esta evolución prograda con el par estable granate-estaurolita es indicativa de un gradiente de presión intermedia, de tipo barroviense. Las condiciones de *P* y *T* del pico térmico que se pueden asumir para las rocas de la zona de la silimanita serían una P de 480 Mpa o más y entre 600 y 650° C (Yardley, 1989). Posteriormente una evolución hacia condiciones de menor presión trae consigo la aparición de cristales de cordierita y andalucita cuyas relaciones texturales con la foliación S_2 sugieren un crecimiento en los estadios finales de la formación de la S_2, durante la deformación D_2. Las relaciones texturales entre los minerales muestran que los minerales almandino y estaurolita dejan de ser estables y aparecen transformados en andalucita y cordierita sincinemáticas con la segunda deformación. En otros casos la andalucita ha crecido miméticamente a partir de la biotita que define la S_2.

El cambio en el regimen metamórfico hacia condiciones de menor presión debió ser isotérmico en condiciones de estabilidad de la silimanita, ya que la silimanita aparece incluida en moscovita secundaria y es frecuente el crecimiento de fibrolita paralela a la S_2 indicando un crecimiento sincinemático de este mineral.

El segundo episodio de metamorfismo M_2, detectado en las rocas del bloque de muro, implica una caida en la presión de más de 200 MPa, tal como indica la estabilidad de la andalucita al final de la deformación D_2. La caida en la presión ocurrió para las rocas de la zona de la silimanita en condiciones de temperatura media-alta (superior a los 600° C). Que la temperatura se mantuvo elevada viene indicado por la migmatización en los niveles profundos, el caracter secundario de las moscovitas en las migmatitas y la intensa recristalización sufrida por las rocas en la zona de cizalla.

La tercera fase de deformación (D_3)

La tercera fase origina estructuras sinformales y antiformales cuyos ejes presentan una dirección N 120° E y se inclinan entre 20-30° SE. Son estructuras abiertas de plano axial subvertical que llevan asociada una crenulación que afecta al clivaje previo (S_2).

En el mapa geológico (Fig. 2) se han señalado dos trazas axiales en la Pizarras bandeadas de Río Almar; la longitud de onda de los pliegues es de unos 5 km y la amplitud varía desde 450 a 500 m. El plano de aplastamiento asociado con la deformación D_3 es subparalelo a la foliación primaria (S_1), por tanto, durante esta fase se produce un nuevo aplastamiento de la primera foliación. Además, la deformación D_3 crenula débilmente a la foliación S_2, siempre y cuando ésta anisotropía previa estuviera suficientemente desarrollada. En consecuencia, la crenulación S_3 es más visible hacia el Sur de la zona y en la zona de la silimanita crenula al bandeado migmatítico desarrollado paralelamente a la foliación S_2. Sin embargo, el efecto de esta fase de deformación en la fábrica de

las rocas se considera despreciable. La importancia de estas estructuras radica en el hecho de que doblan a la S_2 y a las isogradas del metamorfismo, dando lugar a afloramientos de zonas estructuralmente más profundas en los núcleos de antiformes de esta fase.

Paralelamente a los planos axiales de los pliegues de esta fase se desarrolla una crenulación S_3 que se ha señalado en el mapa (Fig. 2), al Oeste y al Este de Mirueña. La foliación S_3 puede definirse como una crenulación o un clivaje de crenulación incipiente.

Las fases tardias

Posteriormente, la zona fué afectada por una etapa de fracturación con dos familias de fracturas consecutivas. Las de dirección NE-SO funcionaron como desgarres senextros y desplazaron a otras anteriores, normales o inversas, de dirección N 140° E. En el reajuste alpino los desgarres rejugaron como fallas inversas o normales. En concreto, el borde Este del Horst de Mirueña es una falla que ha jugado como inversa en tiempos alpinos y que superpone los materiales del zócalo, deformados por la Orogenia Varisca sobre materiales terciarios, ocasionando la elevación del área.

Resumen, discusión y conclusiones

Además de la presencia de una deformación preordovícica, la estructura general de la zona estudiada es el resultado de la actuación de tres fases de deformación variscas consecutivas (D_1, D_2, D_3). Además se distinguen otras estructuras tardías de menor importancia y una etapa de fracturación.

Durante la fase D_1 se formaron pliegues de dirección NO-SE de plano axial vertical y una foliación S_1. La evolución metamórfica sincinemática con la D_1 es característica de un gradiente de presión intermedia, barroviense, y se piensa que está relacionada con un engrosamiento cortical. Parece evidente que la primera deformación engrosó la corteza, lo que sería discutible es si se alcanzó un engrosamiento suficiente para desencadenar el colapso extensional. Según Dewey (1988) el engrosamiento de la corteza en los orógenos no puede seguir indefinidamente ya que, debido a la viscosidad de la litosfera, cuando se alcanzan elevaciones topográficas de más de 3 km ésta comienza a ser gravitatoriamente inestable, los esfuerzos compresivos verticales generados por el engrosamiento son suficientes para desencadenar el colapso orogénico.

Las microestructuras asociadas con la segunda fase de deformación (D_2) permiten relacionarla con una importante zona de cizalla dúctil que puso en contacto dos bloques o unidades de roca diferentes sin la existencia de una falla o discontinuidad entre ellas. En el bloque de techo (constituido por las zonas de la clorita y de la biotita) las microestructuras indican que la deformación asociada con esta fase no fué muy intensa y no hay evidencias de deformación no coaxial. Sin embargo, el bloque de muro (constituido por las zonas del almandino, de la estaurolita y de la silimanita) es de hecho una zona de cizalla dúctil donde las rocas están intensamente deformadas y muestran estructuras indicativas de deformación no coaxial. El límite superior de la zona intensamente deformada aflora al Oeste de Mirueña y se localiza en la parte superior de la zona del almandino, donde se aprecia un fuerte gradiente en la intensidad de la deformación D_2 y un gradiente metamórfico muy rápido. En unas pocas decenas de metros se pasa de pizarras con biotita débilmente crenuladas a micaesquistos con granate y estaurolita que exhiben una intensa esquistosidad S_2. Los criterios cinemáticos (estructuras S-C, sistemas de porfiroclastos tipo σ o guirnaldas asimétricas de ejes [c] en el cuarzo) indican frecuentemente un desplazamiento de la unidad superior hacia el SE con respecto a la inferior. También se observan, aunque menos frecuentes, sentidos de movimiento de bloque superior hacia el Noroeste y diagramas de ejes [c] simétricos o indicativos de este sentido de movimiento, por lo que se deduce la participación de la cizalla pura en la deformación D_2.

El estudio de la evolución metamórfica en el bloque de muro pone de manifiesto que durante la D_2 se produjo un descenso de la presión en condiciones de temperatura elevada/media, coherente con una interpretación de la zona de cizalla como un accidente dúctil extensional. En esta región se aprecia además un adelgazamiento de las zonas metamórficas, o una aproximación entre las isogradas en el bloque de muro con la desaparición de gran parte de la zona del almandino. Todo lo cual parece indicar que parte de la pila metamórfica falta en nuestro caso y esto puede interpretarse si consideramos que la zona de cizalla D_2 es extensional (Fig. 9). Consideramos que al Oeste de Mirueña aflora la prolongación de la zona de cizalla extensional descrita al Sur de Salamanca y conocida como Despegue de Salamanca (Díez Balda *et al.*, 1995). En el área estudiada falta gran parte de la zona del almandino, en el Antiforme de Castellanos, situado al SO del área que nos ocupa, faltan prácticamente las zonas del almandino y de la estaurolita. No disponemos de geotermómetros o geobarómetros ni de dataciones absolutas de los minerales para precisar las trayectoria *PT*t seguida por las rocas. Sin embargo de las relaciones texturales y de las asociaciones mineralógicas puede deducirse que durante la D_2 se produjo en el bloque de muro una caida de presión de al menos 200 Mpa y que esta descompresión ocurrió en condiciones de estabilidad de la silimanita.

Teniendo en cuenta que el sentido de movimiento deducido es de bloque de techo hacia el SE, y considerando que se interpreta como un accidente extensional, esta zona de cizalla buzaría originalmente hacia el SE. El buzamiento actual del límite superior de la zona de cizalla hacia el NE puede deberse al plegamiento posterior de la tercera fase o incluso al levantamiento del horst de Mirueña en tiempos alpinos.

Salvo la granodiorita de Cabezas del Villar, las rocas graníticas aflorantes en el área intruyeron antes o durante la segunda fase de deformación ya que muestran orientación o deformación interna coherente con esta fase. Las consideramos incluidas y afectadas por la zona de cizalla

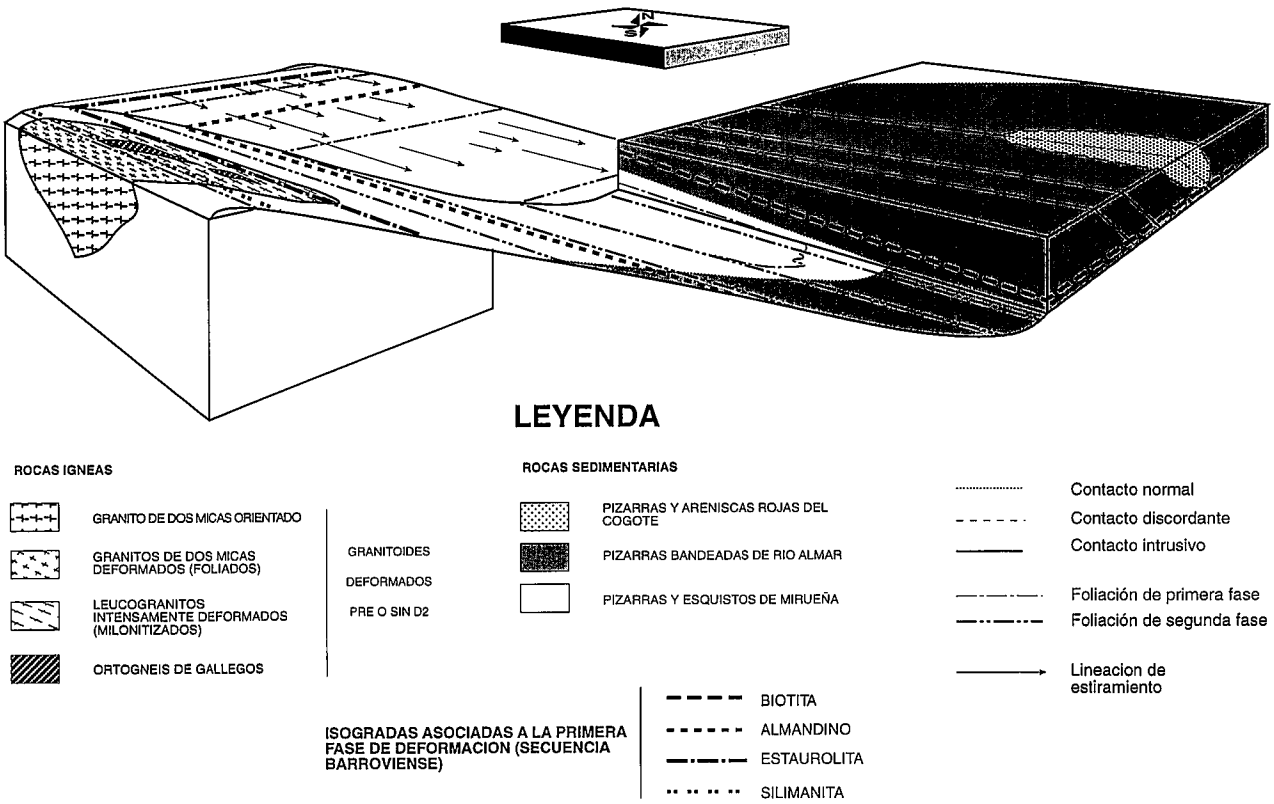

Figura 9.- Bloque diagrama idealizado con un corte paralelo a la dirección de movimiento de la zona de cizalla. Observese que la zona intensamente deformada por la cizalla comienza en las proximidades de la isograda del almandino y la paralelización de los contactos intrusivos y de la foliación S_2 con el plano de cizallamiento.

dúctil y por tanto la anchura de la misma es de más de 2 km. Como la participación de la cizalla pura es evidente y no aflora el límite inferior se considera esta una zona de cizalla simple en sentido amplio (*sensu lato shear zone*) y el mecanismo de deformación implicado"*general simple shear*" (Simpson y De Paor, 1993).

No tenemos ningún marcador para calcular el desplazamiento. En el Despegue de Salamanca, Díez Balda *et al.* (1995) estiman una traslación mínima de 14 km, basándose en lo siguiente: El valor de la deformación de cizalla (*shear strain*) calculado en las muestras de conglomerados más intensamente deformadas es de α=3,5; este valor, multiplicado por la anchura de la zona de cizalla, que es de 4 km en el Antiforme de Martinamor, arroja 14 km de desplazamiento. Podemos pensar que en el área que nos ocupa aflora la continuación hacia el SE del Despegue de Salamanca y que el salto no es muy elevado porque se mantienen condiciones dúctiles (facies de los esquistos verdes) en el bloque de techo. Por tanto la comparación con los "core complexes" (Lister y Davis , 1989) resulta dificil, ya que el carácter frágil del límite superior del despegue es frecuente en estos complejos pero no se observa en el área estudiada.

Se considera que durante la primera fase la región sufrió un engrosamiento cortical seguido de un colapso extensional durante la deformación D_2 con dirección de extensión paralela al trazado de las estructuras D_1. Que la dirección de extensión sea subparalela al trazado de los pliegues de la primera fase, sugiere que se trata de un colapso extensional sin-colisional, ya que, tal como se interpreta para el Himalaya, la continuación de la convergencia inhibiría la extensión en direcciones ortogonales con el trazado de las estructuras (Gapais *et al.*, 1992).

Este trabajo ha sido financiado con el proyecto DGICYT PB-93-1149 - C 03-02.

Bibliografía

Ares Yáñez, M. M. (1993): *Estudio estructural del encajante metamórfico del macizo granítico de Cabezas del Villar* (Avila). Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca. 94 p.

Ayarza, P. (1992): *Estudio estructural del Antiforme de Castellanos.* Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca. 106 p.

Bastida, F., Aller, J. y Pulgar, J. A. (1990): Desarrollo y significado de las foliaciones tectónicas en el Macizo Herciniano del NW de España. *Cuadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 15: 133-156.

Berthé, D., Choukroune, P. y Jegouzo, P. (1979): Orthogneis, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Jour. Struct. Geol.*, 1 : 31-42.

Bouchez, J. L. y Pêcher, A. (1981): The Himalayan main entral thrust pile and its quartz-rich tectonites in Central Nepal. *Tectonophysics*, 78 : 23-50.

Boullier, A. M. y Bouchez, J. L. (1978): Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Geol. France,* 20, 3: 253-262.

Bouyx, E. (1970): Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real y Badajoz). *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp,* 73, 263 p.

Capote, R. (1973): Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila. *Bol. Geol. y Minero,* 84, 6: 426-437.

Capote, R. y Fernández Casals, M. J. (1975): Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. y Minero*, 86, 6: 581-59.

Capote, R., Casquet, C. y Fernandez Casals, M. J. (1981): La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central español. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7: 455-469.

Dewey, J. F. (1988): Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.

Díez Balda, M. A. (1986): *El Complejo Esquisto-Grauváquico, las Series Paleozoicas y la estructura Hercínica al Sur de Salamanca.* Ed. Universidad de Salamanca. 162 p.

Díez Balda, M. A., Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990). Central - Iberian Zone. Structure. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (edited by Dallmeyer, R. D. & Martinez Garcia, E.). Springer-Verlag, Berlin, 172-188.

Díez Balda, M. A., Ayarza, P. y Martínez Catalán, J. R. (1992): Cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase Hercínica al Sur de Salamanca: engrosamiento y colapso extensional. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios*, 2 : 365-374.

Díez Balda, M. A., Martínez Catalán, J. R. y Ayarza Arribas, P. (1995): Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics. The Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 17, 2: 163-182.

Escuder Viruete, J., Arenas, R. y Martinez Catalán, J. R. (1994): Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238: 117-138.

Fernández Carrasco, J., Olive Davó, A., Carreras Suárez, F., Hernández Samaniego, A., Aguilar Tomás, M. J. y Capote Villar, R. (1978): Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.° 505 (15-20) (Mirueña de los Infanzones). Memoria explicativa por J. Fernández Carrasco, M. J. Aguilar Tomás, A. Hernández Samaniego, A. Olive Davó, M. Gutiérrez Elorza, E. Molina y R. Capote Villar, 77 p. (1982). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.

Franco, P. (1980): *Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al norte de la depresión del Corneja-Amblés (Sierra de Avila).* Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. 270 p.

Galibert, F. (1984): Geochimie et Geochonologie du Complexe granitique de l'antiforme de Morille (Salamanque, Espagne). *Rapport de stage de D. E. A.*, Laboratoire de Géochimie Isotopique, Montpellier. 53 p.

Gapais, D., Pêcher, A., Gilbert, E. y Ballèvre, M. (1992): Synconvergence spreading of the Higher Himalaya crystalline in Ladakh. *Tectonics*, 11 : 1045-1056.

García Casquero, J. L. (1982): *Estudio geológico del Horst de Mirueña.* Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca. Ined. 62 p.

García de Figuerola, L. C. y Martínez García, E. (1972): El Cámbrico Inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central). *Stvdia Geológica*, 3 : 33-41.

Linares, E., Pellitero, E. y Saavedra, J. (1987): Primeras edades radiométricas en el área Estanno-Wolframífera de Morille-Martinamor (Centro-Oeste de España). *Bol. Geol. y Minero*, 93: 640-646.

Lister, G. S. y Davis, G. A. (1989): The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Jour. Struct. Geol.*, *11*: 65-94.

Lotze, F. (1956): Uber sardischen Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Foltung. *Geotectonic Symposium Hans Stille*, 129-139.

Mac Dougall, N., Brencheley, P. J., Rebelo, J. A. y Romano, M. (1987): Fans and fan deltas-precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geol. Mag.*, 124 : 347-359.

Moreno, F., Vegas, R. y Marcos, A. (1976): La edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la dicordancia «Sárdica» en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Brev. Geol. Astur.*, 20, 1: 8-16.

Nicolás, A. y Vialon, P. (1980): Les mécanismes de déformation ductile dans les roches. *Mem. Soc. Géol. France*, 10 : 127-139.

Rölz, P. (1972): *Beiträge zum Aufbau des junpräkambrischen und attpalaozoischen Grundgebirges in den Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata) Spanien (Auszug).* Technischen Universität München. 147 p.

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 Patterson Volume.* Geophysical Monograph 36, Am. Geophys. Union, 263-286.

Simpson, C. y De Paor, D. G. (1993): Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Jour. Struct. Geol.*, 15 : 1-20.

Vialette, Y., Casquet, C., Fuster, J. M., Ibarrola, E., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1987): Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *N. Jb. Min. Mh. M.*, 10 : 465-479.

Vidal, G., Palacios, T., Gámez, J. A., Díez Balda, M. A. y Grant, W. F. (1994): Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geol. Mag.*, 131, 6 : 729-765.

Wilson, C. J. L. (1975): Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86 : 968-974.

Yardley, B. W. D. (1989): *An introduction to Metamorphic Petrology.* Longman Scientific & Technical, 248 p.

Manuscrito recibido el 30 de Noviembre de 1994
Aceptado el manuscrito revisado el 15 de Mayo de 1995