

# El estilo estructural del hercínico en el sector suroccidental del Macizo del Canigó-Caraça (Pirineos orientales)

IGNASI CAPELLÀ i SOLÀ

Unitat de Geologia. Dpt. de Ciències Ambientals, Universitat de Girona. Pl. Hospital, 6. 17071- GIRONA. España.

**Resumen:** La configuración estructural hercínica del sector suroccidental del Macizo del Canigó-Caraça se origina en dos episodios deformativos. En el primero se desarrolla una foliación subhorizontal de carácter dominante presente en los gneises y en parte de la serie cambro-ordoviciana suprayacente. Las estructuras que deforman dúctilmente esta fábrica son englobadas en el segundo episodio, destacándose en éste un sistema de pliegues inclinados de dirección ONO-ESE. Dichos pliegues dan lugar a una crenulación de la foliación dominante y, en los niveles donde dicha fábrica no está presente, están asociados al desarrollo de una foliación espaciada. La superposición de los dos episodios deformativos comporta una variación del estilo estructural en profundidad, diferenciándose en ésta dos dominios con estilos particulares, comparables a los definidos en el hercínico de los Pirineos centrales. El más profundo, la infraestructura, corresponde a los niveles donde las estructuras dominantes se originaron en una disposición subhorizontal, aunque alterada posteriormente por pliegues concéntricos. Los niveles no afectados por la foliación generada en el primer episodio constituyen la supraestructura, el dominio más somero, siendo su configuración estructural el resultado del segundo episodio deformativo. Entre ambos dominios existe una zona de transición entre sus respectivos estilos, caracterizada por la coexistencia de las deformaciones desarrolladas en los dos episodios deformativos. Así, la foliación dominante aparece más intensamente plegada hacia niveles más superficiales por los pliegues del segundo episodio deformativo, desarrollándose una foliación de crenulación cerca del frente de la foliación dominante.

**Palabras clave:** Pirineos orientales. Hercínico. Zonación estructural.

**Abstract:** The hercynian structure in the south-west area of the Canigó-Caraça massif originates in two deformation episodes. The first is characterized by the development of the main foliation. This flat-lying fabric affects the gneisses and only partially the cambro-ordovician sequence. The second episode includes ductile structures refolding the main foliation, being a WNW-ESE trending fold system dipping to the north the most important one. This folds give rise to local development of crenulation cleavage affecting the main foliation, and an irregular spaced cleavage in those levels where the main foliation is not developed. In these same levels pre-cleavage folds have been recognized, however the relations of these folds with other structures developed in deeper levels, as the main foliation, have not been established. The superposition of the structures of both deformation episodes has originated a vertical structural zonation, on which two domains with a peculiar structural style are distinguished. These domains are similar to those classically defined in the hercynian massifs of the central Pyrenees. The deepest of them, "the infrastructure", occupies levels under the biotite isograd, where the main structures (main foliation and associated folds) were developed flat-lying as result of the tangential tectonics during the first deformation episode. Later deformations, mainly flexural type folds, produced the steepening of the main foliation. On the other hand, those levels where the main foliation is not developed make up "the suprastructure". The most significant structures in this realm, the shallowest one, are the folds and the associated spaced cleavage produced during the second deformation episode. Between this two domains there is a transition zone in which a gradual evolution between the structural styles of the two earlier mentioned domains is observed. In this way, the main foliation is more intensively folded in shallower levels, near its front, although without losing the dominant character.

**Key words:** Oriental Pyrenees. Hercynian. Structural zonation.

Capellà, I. (1995): El estilo estructural del hercínico en el sector suroccidental del Macizo del Canigó-Caraça (Pirineos orientales). *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (1-2): 7-20.

En el sector central del hercínico de los Pirineos se reconoce una zonación estructural vertical, definida clásicamente por De Sitter y Zwart (1960) y Zwart (1963) como dos dominios estructurales: la infraestructura y la

supraestructura. El primero corresponde a los sectores más profundos del edificio tectónico, donde los materiales presentan un grado metamórfico superior al de la isograda de la biotita y están afectados por una esquistosi-

dad subhorizontal. Los materiales integrantes de la infraestructura presentan una disposición en domos suaves de escala kilométrica, como el del Canigó-Carança y los del Aston y Hospitalet a unos 35 Km al NO del área analizada. La supraestructura es un dominio de grado metamórfico inferior al de la infraestructura y se caracteriza por una foliación subvertical.

Entre los autores que reconocen una disposición diferente para la foliación dominante entre los niveles de los dominios mencionados, no hay acuerdo en considerar si ésta es la misma, y se habría desarrollado simultáneamente, (Zwart, 1963-1979; Soula, 1982; Soula *et al.*, 1986), o bien si se trata de dos fábricas distintas generadas en episodios diferentes (Verhoef *et al.*, 1984; Van den Eeckhout, 1986; García-Sansegundo, 1991). Alternativamente, Séguret y Proust (1968a y b), Matte (1969) y Guitard (1970) aceptan una foliación subhorizontal de-

sarrollada en todo el edificio tectónico. Dicha foliación mostraría una disposición subvertical en los niveles no metamórficos, como consecuencia de la superposición de pliegues de plano axial vertical. Según estos autores, la foliación subvertical característica de los niveles estructurales relativamente superficiales corresponde mayoritariamente a la foliación subhorizontal plegada, a la que cabe también sumar una foliación de crenulación en las zonas de charnela.

La zonación vertical y la diferenciación en dominios antes citada no parece tan evidente en el Pirineo oriental. Mattauer *et al.* (1967) en el Sinclinal de Vilafranca (Fig. 1) y Llac (1969-1973a y b) en el Macizo de Els Aspres (Fig. 1), en el extremo occidental del Macizo del Canigó-Carança y en el Macizo de L'Albera (unos 25 Km al este del Macizo del Canigó), reconocen al menos una foliación de disposición subhorizontal desarrollada en todo

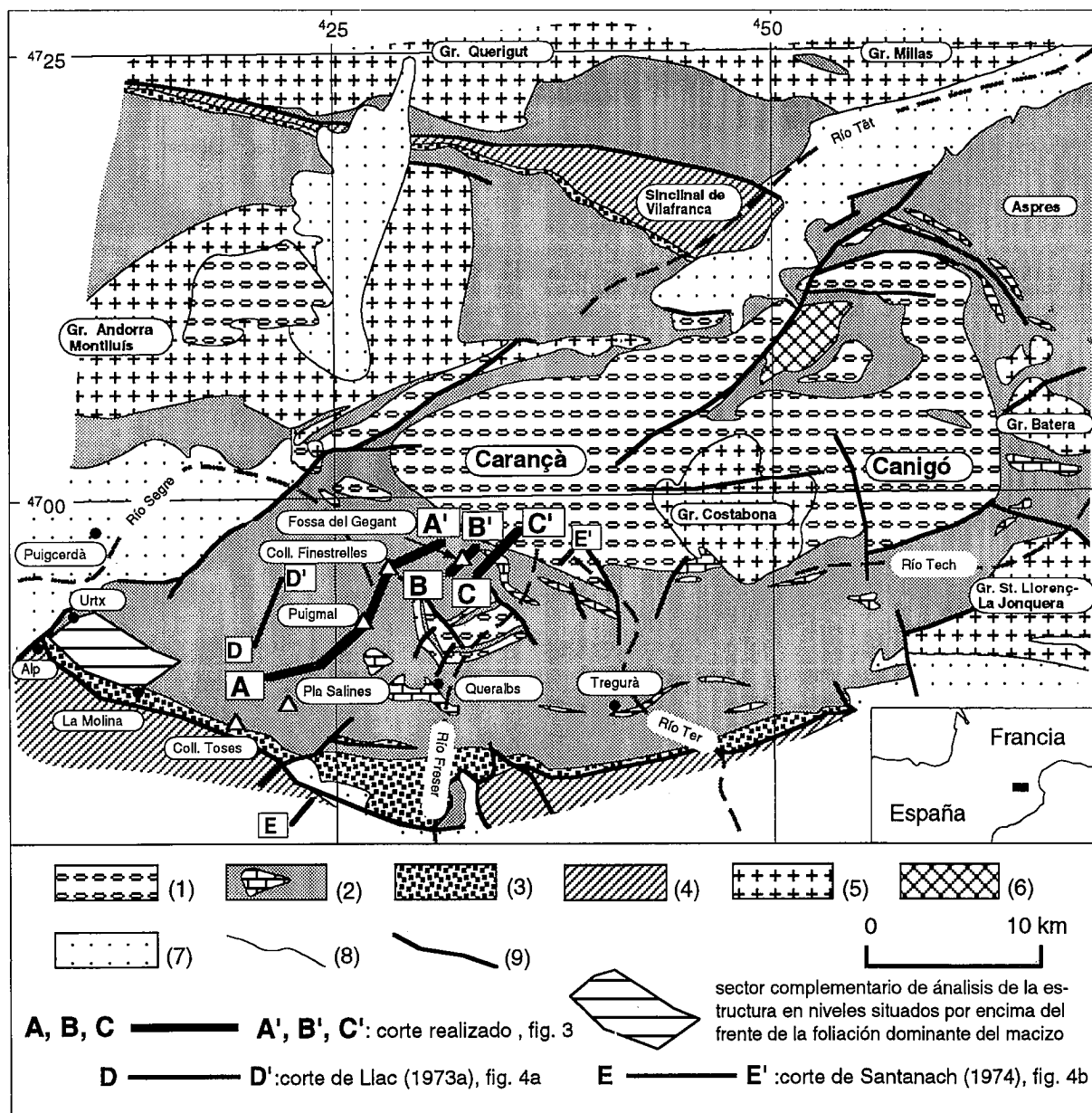


Figura 1.- Mapa geológico simplificado del Macizo del Canigó-Carança (adaptado de Losantos *et al.*, 1989). 1.-Gneises. 2.-Materiales cambro-ordovícicos (incluye los niveles calcáreo-dolomíticos). 3.-Materiales del Ordovícico superior. 4.-Materiales silíceos, devónicos i carboníferos prehercínicos. 5.-Granodioritas. 6.-Leucogranito moscovítico. 7.-Materiales posthercínicos. 8.-Contacto litológico. Línea de capa. 9.-Falla.

el edificio tectónico. En la parte norte del Macizo del Canigó-Carança, Guitard (1970) determina que la foliación principal se desarrolla en disposición subhorizontal en todos los niveles; sin embargo, en el sector suroccidental del mismo, Santanach (1974) detectó la existencia de un frente superior en dicha foliación.

Con la finalidad de determinar si en el hercínico de los Pirineos orientales existe también una variación del estilo de la deformación en profundidad, se ha realizado un corte geológico en el sector suroccidental del Macizo del Canigó-Carança (Fig. 1). Dicho macizo forma parte del conjunto de megaestructuras en forma de domo con núcleo gneísico alineadas ONO-ESE que se distribuyen a lo largo de la Zona Axial. En relación al objetivo expresado, el corte se ha llevado a cabo desde los gneises oclares del núcleo hasta los niveles elevados de la serie cambro-ordoviciana suprayacente situados más al sur.

**Estratigrafía**

De base a techo el Macizo del Canigó-Carança está constituido de la siguiente sucesión de materiales (Fig. 2): a) una unidad de gneises oclares (gneises del Cadí); b) la unidad de micaesquistos de Balaig, con algunas similitudes respecto a la parte inferior de la secuencia esquistosa superior que se describe más adelante (serie de Canavelles); c) un potente nivel de gneises, mayoritariamente también oclares (gneises del Canigó); d) una secuencia metasedimentaria comúnmente subdividida en dos grupos, las series de Canavelles y de Jujols (Cavet, 1957). Sólo los términos c y d son interceptados por el corte realizado.

*Los gneises del Canigó*

Son gneises fundamentalmente de carácter oclar. En función de la composición y el tamaño de grano, Guitard (1970) diferencia tres tipos de gneises (G1, G2, G3). Los gneises atravesados por el corte pertenecen al tipo G1-Carança. Corresponden a gneises de litología variada, con intercalaciones de esquistos, anfibolitas y cuarcitas.

*Las series de Canavelles y de Jujols.*

La serie de Canavelles, definida por Cavet (1957), está en contacto directo con los gneises del Canigó (Figs. 2 y 3), observándose en el corte realizado un paralelismo entre la estratificación y la foliación gneísica. Está constituida principalmente por niveles pelíticos, que incluyen numerosas intercalaciones, entre las que destacan niveles calcáreo-dolomíticos cerca del contacto con los gneises. Se hallan también, aunque con menor importancia, niveles de cuarcitas, pelitas grafitosas y conglomerados. La disposición y elongación de los cantos en estos últimos niveles han permitido determinar la lineación de estiramiento.

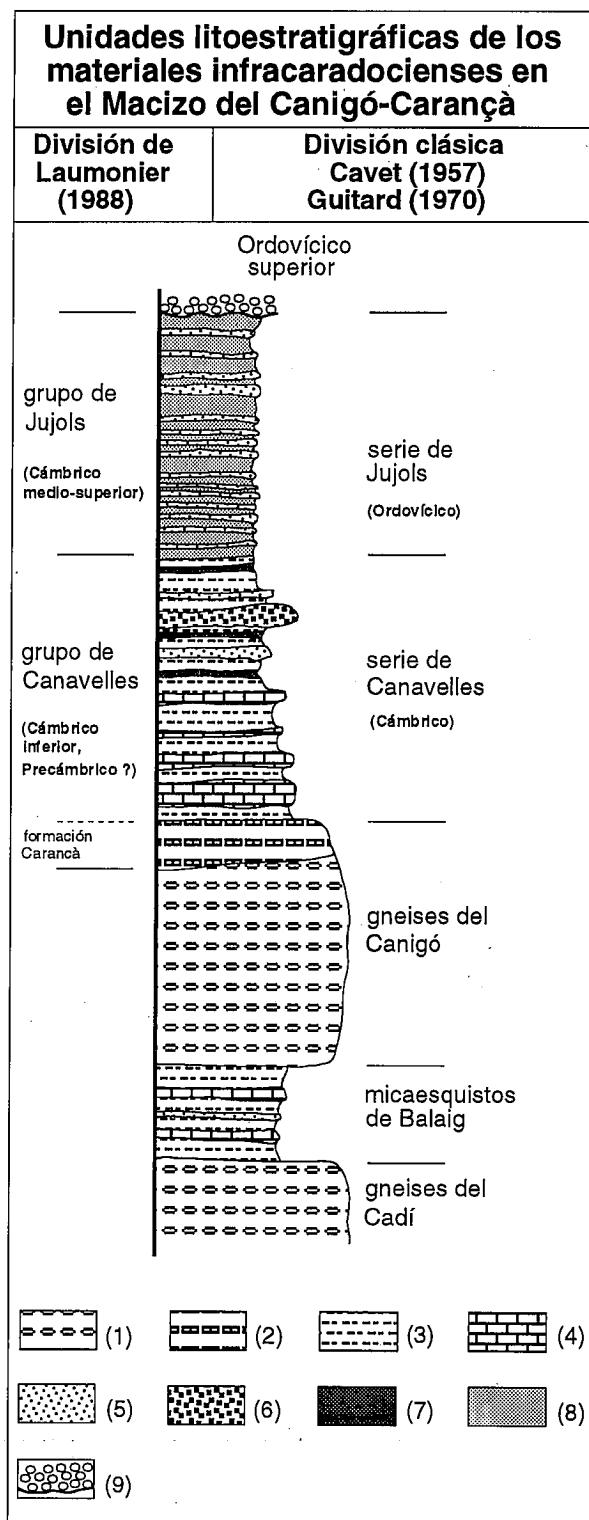
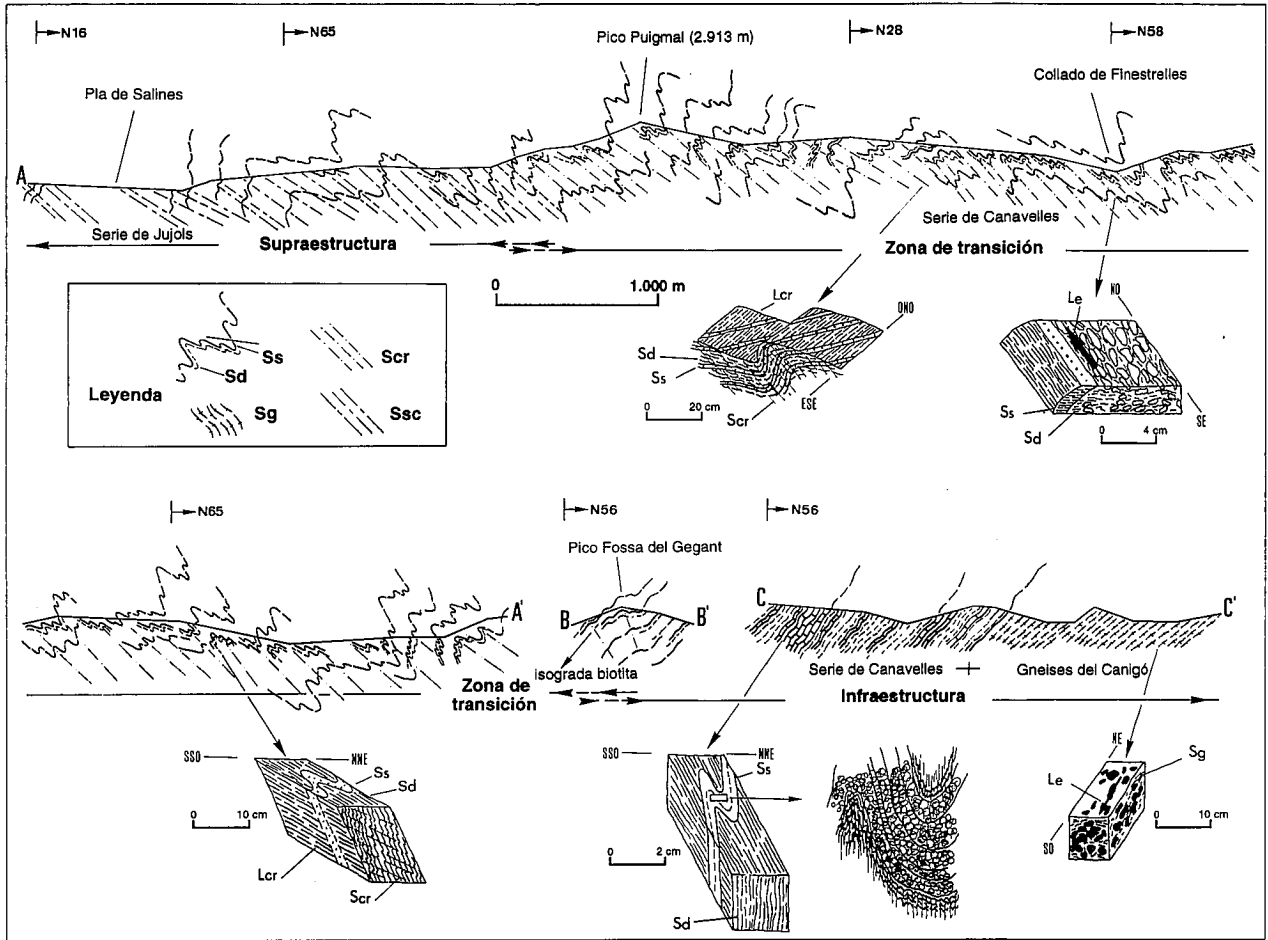


Figura 2.- Columna estratigráfica sintética (sin escala) de los materiales infracaradocienses del Macizo del Canigó-Carança. 1.-Ortogneises. 2.-Gneises de origen volcano-sedimentario. 3.-Filices y esquistos. 4.-Niveles calcáreo-dolomíticos. 5.-Cuarcitas. 6.-Conglomerados. 7.-Niveles carbonosos. 8.-Pelitas. 9.-Conglomerados del Ordovícico superior.

La serie de Jujols (Cavet, 1957), situada por encima de la anterior (Fig. 2), está formada por una alternancia monótona de pelitas y psammitas de orden milimétrico-centimétrico, interrumpida en la parte superior por niveles de cuarcitas, microconglomerados y carbonatos.



**Figura 3.-** Corte geológico de la vertiente sur del Macizo del Canigó-Carança. Ss: Estratificación. Sd-Sg: Foliación dominante (Sd en la serie meta-sedimentaria y Sg en los gneises). Scr-Ssc: Foliación supraestructural (Scr- foliación de crenulación; Ssc- foliación espaciada). Lcr: Lineación de crenulación. Le: Lineación de estiramiento. Véase fig. 1 para la localización del corte.

Ambas series son azoicas y por similitud con las facies de los materiales del Paleozoico de la Montagne Noire, Cavet (1957) considera una edad cámbrica para la serie de Canavelles y ordovícica para la de Jujols. Laumonier (1988) divide estos materiales del Paleozoico inferior en dos grandes unidades litoestratigráficas: el grupo de Canavelles y el grupo de Jujols. El primero incluiría la formación Carança en su base (formada por gneises de origen volcano-sedimentario) y la serie de Canavelles definida por Cavet (1957). El grupo de Jujols correspondería únicamente a la parte de la serie definida por Cavet (1957) constituida íntegramente por una ritmita de pelitas y psammitas de grano fino. Por lo que se refiere a la edad de estos grupos, Laumonier (1988) sugiere una edad Cámbrico inferior (quizás Precámbrico superior) para el grupo de Canavelles y Cámbrico medio-superior para el grupo de Jujols. El Ordovícico inferior no estaría básicamente representado en el hercínico de los Pirineos orientales.

Todos los materiales descritos están afectados por el metamorfismo regional hercíniano, alcanzándose como grado máximo en el sector analizado el correspondiente al de la isograda de la biotita en niveles sedimentarios próximos a los gneises.

**La estructura hercíniana**

En el Macizo del Canigó-Carança la estructura hercíniana se caracteriza, al igual que en otras regiones de la Zona Axial, por tener un carácter polifásico. En el corte realizado en el flanco sur del mencionado macizo, se pueden diferenciar diversas fases de deformación, las cuales se han englobado en dos episodios.

*El primer episodio de deformación*

Durante el mismo, tiene lugar la formación de la foliación dominante en los niveles profundos. Esta foliación, inicialmente de disposición subhorizontal, corresponde a la foliación de los gneises y afecta a parte de la serie sedimentaria cambro-ordoviciense suprayacente. Dentro de esta serie, al oeste del Pico Puigmal (Fig. 3), se sitúa el frente de la foliación dominante, como también lo indicó Santanach (1974). Dicho horizonte se encuentra estratigráficamente en las proximidades del tránsito entre los grupos de Canavelles y Jujols, por lo que la foliación dominante se halla mayoritariamente desarrollada en los materiales del grupo Canavelles y en los gneises infrayacentes. La foliación dominante es equivalente en el corte geológico de Llac (1973a), subparalelo

y ligeramente al oeste del aquí realizado (Fig. 1), a la generada en la fase principal de dicho autor, también de disposición inicial subhorizontal (Fig. 4a). La misma correlación se puede establecer con la foliación S1 de Santanach (1974), cuya disposición actual se debe a deformaciones posteriores (Fig. 4b).

El hecho de que la deformación asociada a este primer episodio sea también penetrativa en los niveles del Ordovícico superior y Devónico (Muñoz, 1985) a pocos kilómetros hacia el este en el mismo macizo, así como en los niveles devónicos del Sinclinal de Vilafranca (Mattauer *et al.*, 1967), indicaría que el frente de la foliación dominante no se corresponde con un nivel estratigráfico concreto. Santanach (1974), quien realizó un estudio detallado en las áreas adyacentes al corte, trazó el frente con una relación angular elevada respecto a la dirección de la estratificación.

La foliación asociada a este episodio, siempre la mejor desarrollada, se observa localmente con una disposición paralela al plano axial de pliegues definidos por la estratificación, aunque mayoritariamente existe una relación de paralelismo entre ambas superficies (Fig. 5). En los niveles próximos al frente de la foliación, ésta se encuentra peor definida, pero hacia niveles más profundos pasa gradualmente a una *slaty cleavage* y a una esquistosidad. En los materiales sedimentarios los pliegues rela-

cionados con este episodio son acostados, apretados a isoclinales, y se han observado a una escala milimétrica y métrica. Respecto a la orientación de los pliegues, en el Collado de Finestrelles se han obtenido lineaciones de intersección subhorizontales de dirección NO-SE, aunque más al norte se han medido ejes con dirección NNE-SSO. Existe una dispersión importante de los ejes de los pliegues asociados a la foliación dominante en los materiales sedimentarios. Santanach (1974) observó sobre la dispersión de los pliegues un máximo en la dirección NO-SE y un mínimo en la dirección NE-SO. También Llac (1973a) y Muñoz (1985), más al oeste y al este respectivamente, reconocen la dirección NO-SE para los pliegues asociados a la foliación dominante. En relación a la vergencia de los pliegues, sólo se ha determinada en el sector de Finestrelles (Fig. 1), donde es hacia el SSO. Dicha vergencia coincide con la ampliamente determinada en el macizo (Santanach, 1974; Casas, 1978; Muñoz, 1985). En los gneises, cuya foliación se habría también desarrollado en este episodio, no se han observado pliegues, sin embargo han sido reconocidos localmente por Casas (1984) al norte del corte realizado y por Santanach (1974) en los gneises del río Freser (Fig. 1). Casas (1984) describe pliegues de orden decimétrico a métrico con ejes de dirección NE-SO. Santanach (1974) detectó estructuras de plegamiento vergentes al sur de escala

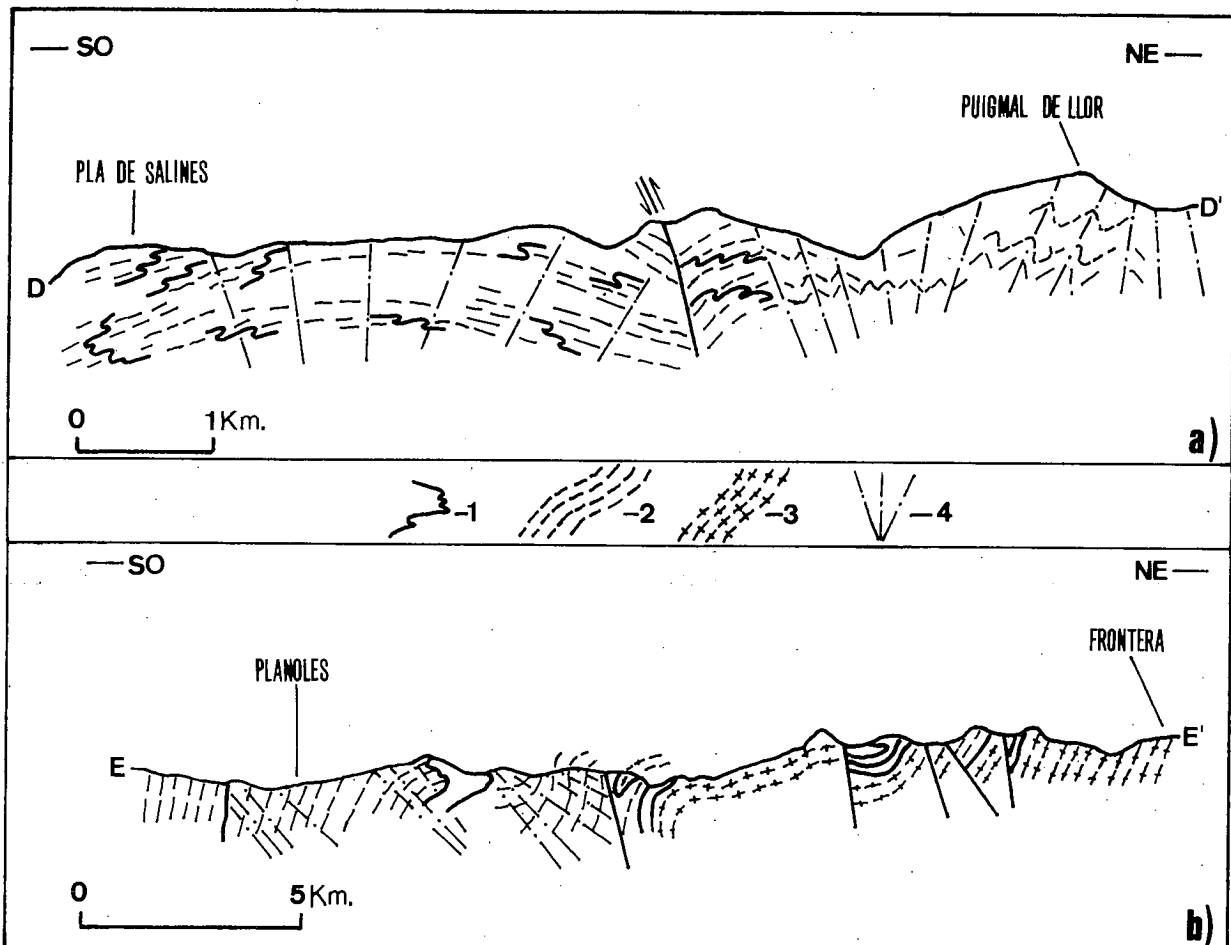
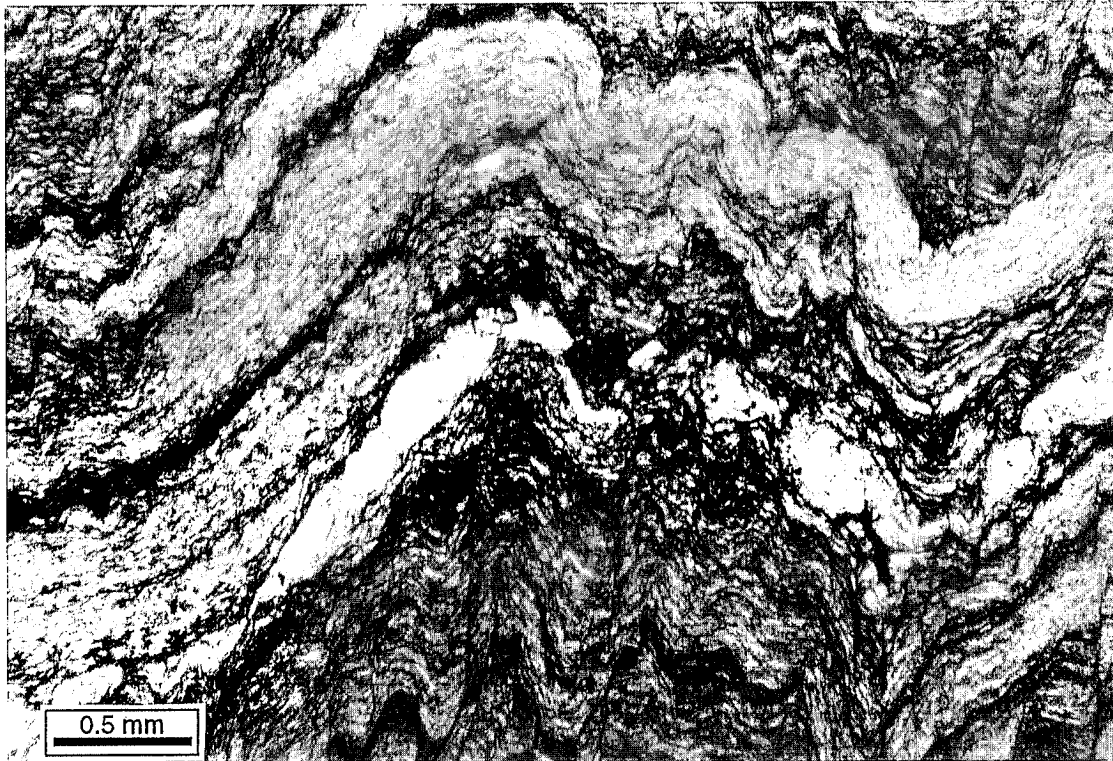


Figura 4.- Cortes geológicos en la parte suroccidental del Macizo del Canigó-Carança. a) Adaptado de Llac (1973a). b) Adaptado de Santanach (1974). Leyenda para ambos cortes: 1: Estratificación. 2-3: Foliación principal (S1 de Santanach; 2-foliación en la serie sedimentaria, 3-foliación gneílica). 4: Foliación de dirección ONO-ESE (S2 de Santanach). Véase la situación de los cortes en la fig. 1.



**Figura 5.-** Relación de paralelismo entre la foliación generada en el primer episodio deformativo (foliación dominante) y la estratificación, en una sucesión pelítica-psammítica del sector Collado de Finestrelles-Pico del Puigmal. Ambas superficies, la foliación dominante y la estratificación, están deformadas por los pliegues del segundo episodio deformativo, asociada a los cuales se desarrolla una foliación de crenulación en los niveles pelíticos.

hectométrica con un flanco invertido y laminado, y lineaciones de intersección capas/foliación dirigidas al ONO-NO.

La foliación generada durante el primer episodio de deformación, tanto en los gneises como en los materiales sedimentarios, aparece ampliamente como la primera estructura desarrollada en el sector analizado. En las proximidades del contacto entre los gneises y la serie sedimentaria, en algunos niveles pelíticos de poco espesor intercalados entre cuarcitas, se observa una foliación anterior paralela a la estratificación deformada por las estructuras del primer episodio (Fig. 3). Estructuras previas al desarrollo de la foliación dominante aparecen citadas en otros sectores del macizo analizado. Casas (1978, 1984) considera que en los micaesquistos de Balaig dicha foliación resulta de la superposición de dos sistemas de planos con orientaciones cercanas (S1 y S2). Muñoz (1985) reconoce en algunas áreas una segunda fase deformativa dentro de lo que llama episodio principal de deformación, durante el cual se genera la foliación dominante.

Asociada a la foliación dominante, tanto en los gneises como en los materiales sedimentarios, aparece desarrollada una lineación de estiramiento. En los gneises dicha lineación es apreciable por las formas ligeramente elípticas de los megacrystalos de feldespato, las sombras de presión en los mismos y la elongación de los agregados cuarzo-feldespáticos. Esta lineación se ha observado en los gneises del núcleo, donde presenta una dirección

NE-SO, coincidente con los ejes de los pliegues medidos por Casas (1984) más al norte. En los materiales sedimentarios la lineación de estiramiento es observable sólo en los niveles conglomeráticos, donde aparece definida por una marcada elongación de los cantos en el plano de foliación. En los materiales sedimentarios, al igual que en los gneises del núcleo, paralelamente a la lineación de estiramiento y a la escala del afloramiento, se han observado algunos ejes de pliegues (Santanach 1974, Capellà 1991). La lineación de estiramiento presenta una variación en la orientación de orden kilométrico; de NO-SE en el Collado de Finestrelles a NE-SO en el área de Tregurà (Fig. 1) y en los gneises del núcleo. En el sector de Querulbs (Fig. 1) no se han apreciado lineaciones de estiramiento, sin embargo los elipsoides de deformación calculados (véase más adelante Cuantificación de la deformación) ponen de manifiesto que la dirección de máxima extensión está dirigida al O-ONO, próxima a la disposición de las lineaciones de intersección medidas por Santanach (1974).

La dispersión alta de los ejes de los pliegues manifiesta en los materiales sedimentarios, la relación de paralelismo entre algunos ejes de pliegues y la lineación de estiramiento, y la orientación variable de dicha lineación, son relaciones geométricas mercedoras de una discusión sobre su origen. Pliegues con ejes curvos, existencia de pliegues anteriores al primer episodio de deformación y deformaciones tardías, son tres causas que pueden dar lugar a una dispersión de los ejes de los pliegues. En los

pliegues observados no se aprecian charnelas curvadas, aunque podrían serlo a una escala mayor a la del afloramiento. Pliegues anteriores a la foliación dominante no han estado observados en el área de análisis, pero sí más al este del río Freser (Fig. 1) (Muñoz, 1985) y en el flanco norte del macizo (Laumonier y Guitard 1978). Sin embargo, la existencia de tales estructuras puede ser considerada ya que, si bien de modo puntual, se ha observado una foliación deformada por estructuras del primer episodio. La influencia de las deformaciones posteriores a la foliación dominante se limitaría a cizallamientos paralelos a los planos de dicha foliación, como los reconocidos por Santanach (1974) en las inmediaciones de Queralbs, acontecidos previamente al segundo episodio. Ninguna de las tres causas es descartable, pero no pueden por sí solas justificar la distribución de todas las estructuras lineales, ejes de pliegues y lineaciones de estiramiento, por lo que cabe considerar la interacción de más de una de ellas. Los probables pliegues previos al primer episodio y los cizallamientos paralelos al plano de foliación dominante, ambas deformaciones de extensión local, serían mayormente responsables de la dispersión de los ejes de los pliegues. Por otro lado, atendiendo a que los cizallamientos mencionados no son reconocibles en todo el macizo, la dirección cambiante de la lineación de estiramiento y a su vez de los pliegues paralelos a la misma se puede considerar en gran parte como original y atribuible a una deformación heterogénea. También la relación de paralelismo entre las lineaciones de estiramiento y algunos ejes de pliegues es interpretada como original en los niveles analizados, es decir, los pliegues se desarrollarían con los ejes paralelos a la dirección de máxima extensión, pues no se aprecian estructuras indicativas de una rotación de los pliegues, tales como pliegues en vaina. Por lo que se refiere a la relativa constancia de las estructuras lineales en los gneises en comparación a las presentes en la serie sedimentaria, ésta pudiera ser debida a su comportamiento mecánico distinto ante una misma deformación como resultado de propiedades diferentes tales como la composición y la estructura.

La disposición original de las estructuras lineales asociadas a la foliación dominante, —paralelismo entre los ejes de los pliegues y los ejes X así como su orientación—, junto a la vergencia sur de los pliegues son relaciones difíciles de compatibilizar. Situaciones como la descrita han estado reconocidas y interpretadas en otros macizos. En la Montagne Noire, Arthaud (1969) reconoció grandes pliegues tumbados vergentes al sur cuyo plano axial se corresponde con la primera foliación desarrollada. Los ejes de estos pliegues se disponen en arco, desviándose de la dirección general E-O a N-S. Se considera que esta geometría en arco resulta de acomodar el aumento de la longitud de los pliegues durante la deformación que surge del paralelismo entre los ejes de los pliegues y los ejes X. Matte y Burg (1981), en el mismo macizo, consideran que en estos grandes pliegues tumbados hay un incremento de la deformación hacia su base. Estos autores relacionan las lineaciones de estiramiento

N-S y E-O (paralela a los ejes de los pliegues) observadas en tales estructuras, con las zonas basales y con los niveles superiores del frente respectivamente. Relaciones geométricas entre los elementos lineales tales como las aquí definidas han estado también descritas por Coward y Potts (1983), quienes las atribuyen a un posible resultado de movimientos diferenciales dentro de una zona de cizalla o cabalgamiento. Así por ejemplo, en la parte frontal de un cabalgamiento se produciría un acortamiento paralelo a la estratificación, mientras que en los límites laterales la deformación sería esencialmente cizallante, registrándose situaciones de tránsito entre ambos extremos. Atendiendo a las interpretaciones anteriores, no es descartable la posibilidad de que la foliación dominante esté asociada a estructuras tangenciales de escala kilométrica, como ya han estado sugeridas por otros autores a partir de criterios litológicos y de tipo estructural (Autran y Guitard, 1969; Guitard, 1970; Lagarde, 1978; Soliva *et al.*, 1989).

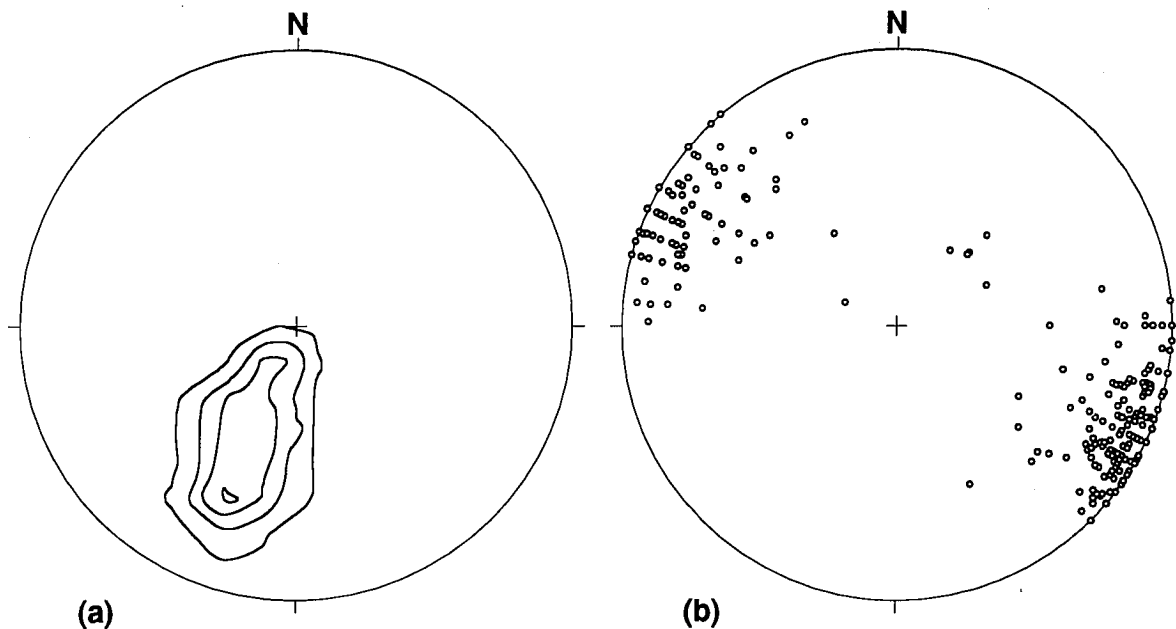
Por lo que se refiere a la deformación asociada a la foliación dominante por encima de su frente, no se han detectado estructuras que de modo evidente se puedan correlacionar con la foliación dominante.

El grado metamórfico durante el desarrollo de la foliación dominante se sitúa en la zona de la clorita-moscovita, alcanzándose la isograda de la biotita sólo en las zonas más internas.

#### *El segundo episodio de deformación*

Las estructuras más manifiestas en este episodio corresponden a un sistema de pliegues de plano axial inclinado hacia el NNE, presente en los niveles situados por encima y por debajo del frente de la foliación dominante (Fig. 3). Estos pliegues son equivalentes al sistema de pliegues asociado al desarrollo de la foliación subvertical descrito por Llac (1973a) y correlacionables con la fase 2 de Santanach (1974) (Fig. 4b). Por debajo del frente de la foliación dominante estos pliegues son asimétricos, generalmente cerrados, vergentes al SSO (Fig. 6a), con un flanco norte largo poco buzante y un flanco sur subvertical. Sus ejes, que se ponen claramente de manifiesto en el afloramiento por las lineaciones de crenulación, presentan una dirección ONO-ESE (Fig. 6b). Su escala oscila entre el orden milimétrico-decimétrico (en el afloramiento) y el hectométrico. El plano axial se materializa en los niveles próximos al frente por una foliación de crenulación (Fig. 5). Se constata una pérdida de intensidad en la frecuencia del plegamiento descrito hacia niveles profundos (Fig. 3). Así, los planos de la foliación dominante y de la estratificación pasan de un buzamiento mayoritario hacia el norte en el sector de Finestrelles a sólo en sentido sur a partir del Pico de la Fossa del Ggant (Fig. 3). Este hecho indicaría que en los niveles profundos, ya con mayor grado metamórfico, la deformación asociada a esta fase de plegamiento daría lugar a estructuras de mayor radio, de tipo concéntrico.

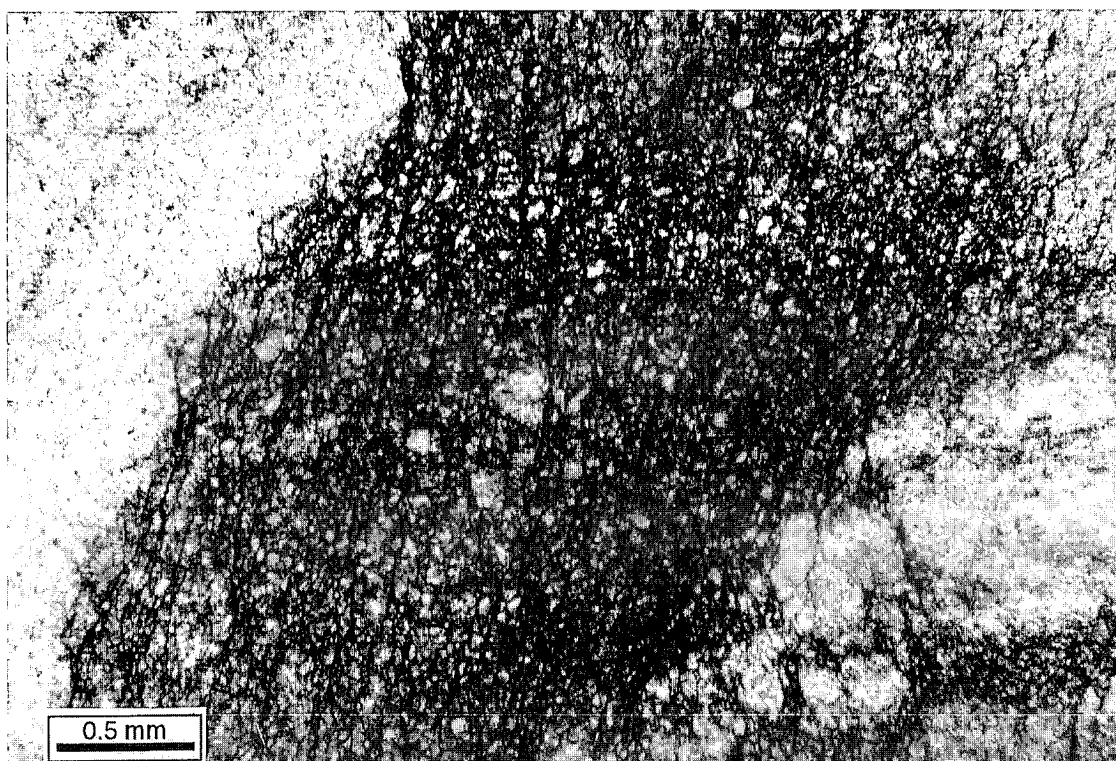
Por encima del frente de foliación dominante, el mismo episodio de plegamiento está relacionado con la gé-



**Figura 6.-** Diagramas (hemisferio inferior) de la disposición de las estructuras del segundo episodio deformativo que afectan a la foliación dominante. (a) Diagrama de densidades para los polos de los planos axiales de los pliegues. Contornos: 3,6,9,12%; 229 polos. (b) Proyección estereográfica de las lineaciones de crenulación y de los ejes de los citados pliegues; 277 puntos.

nesis de una foliación espaciada, la única deformación penetrativa existente. Esta fábrica, de desarrollo irregular y que con frecuencia se observa refractar en los planos de estratificación, se halla confinada básicamente a los niveles pelíticos (Fig. 7), donde los planos de foliación son relativamente espaciados. Se ha observado frecuentemente en los niveles pelíticos la presencia de una fábrica planar anterior ligeramente crenulada por la deforma-

ción descrita. Dicha fábrica viene definida por numerosas películas finas de filosilicatos, destacándose entre éstas por su mayor tamaño numerosos agregados de clorita-moscovita. Aunque algunos componentes de esta fábrica, tales como los agregados de clorita-moscovita o los granos de clorita, cuya forma es elongada, presentan una orientación dimensional oblicua a la estratificación, globalmente se aprecia un paralelismo entre ambas fábr-



**Figura 7.-** Foliación del segundo episodio deformativo en niveles pelíticos y psammíticos por encima del frente de la foliación dominante (Pla de Salines). En los niveles psammíticos esta foliación está escasamente desarrollada y afecta únicamente a la estratificación.



cas. Dicha relación permite considerar la fábrica descrita como anterior a la deformación tectónica, y por lo tanto probablemente relacionada con procesos sedimentarios y diagenéticos. Sin embargo, Llac (1973a) atribuye la fábrica a una deformación anterior a su fase principal que sólo daría lugar a dicha laminación. La presencia de una laminación paralela a la estratificación en los niveles pelíticos se ha detectado también en los Pirineos centrales, donde se ha postulado mayoritariamente un origen de tipo sedimentario-diagenético (Zwart, 1979; Speksnijder, 1986; Bons, 1988).

Por lo que se refiere a la geometría y disposición de los pliegues principales de este episodio y de la foliación por encima del frente de foliación dominante, su caracterización ha estado apoyada por un análisis estructural en el sector definido por las localidades de Alp-La Molina-Urtx (Fig. 1). Se ha constatado que geometría y disposición son en buena parte análogas a las presentadas en niveles situados por debajo del frente de la foliación dominante (Fig. 8a) antes descritas. Destaca sin embargo una cierta dispersión en las lineaciones de intersección estratificación-foliación y en los ejes de los pliegues (Fig. 8b). Tres son los posibles orígenes para tal distribución de los ejes de los pliegues (véase el apartado El primer episodio de deformación): deformaciones posteriores a la formación de los pliegues, una deformación heterogénea, y la existencia de pliegues anteriores a la foliación. Las deformaciones posteriores a la foliación se limitan a *kink-bands* de escala centimétrica-decimétrica y a algunas fracturas, por lo que su influencia en la dispersión de los ejes de los pliegues no es representativa. No se observan ni lineaciones de intersección ni ejes curvos a la escala del afloramiento. La escasa deformación que se aprecia en estas rocas, donde la foliación tiene un desarrollo limitado en los niveles no pelíticos, no parece indi-

cativa de la posibilidad de rotaciones en los pliegues, si usuales en deformaciones cizallantes con una relación X/Y elevada, con frecuencia acompañadas por tectonitas L o S-L. La existencia de pliegues anteriores a la foliación se considera como el origen más probable para la dispersión mencionada.

Atendiendo al origen considerado, se ha intentado caracterizar las posibles estructuras de plegamiento previas al desarrollo de la foliación. Para ello se ha analizado la guirnalda de distribución de los ejes y lineaciones de intersección para el sector de Alp-La Molina (Fig. 8b). En ésta se han diferenciado cinco grupos representados por intervalos concretos de orientación (NO, N, NE, E-ESE y NO-SE con buzamiento inferior a los 15 grados). La proyección conjunta de los planos de estratificación más representativos para cada uno de los grupos (Fig. 9) pone de manifiesto que la relación foliación-estratificación (inversa) no puede estar relacionada con el desarrollo de la foliación. Poco se puede afirmar en relación a la geometría y disposición de las estructuras previas a la foliación. Sin embargo, la escasa deformación que registra el área de análisis permite estimar de modo aproximado a partir de la figura 9, una estructura cuya dirección estaría próxima a la del plano de foliación.

Tres pueden ser las edades relativas de estas posibles estructuras de plegamiento anteriores a la foliación. En una primera opción, las citadas estructuras serían hercínianas y serían correlacionables con el desarrollo de la foliación dominante en niveles más profundos, posibilidad que conllevaría ya una variación del estilo estructural en vertical. Una segunda opción mantendría una edad hercíniana para tales estructuras, pero anterior al primer episodio de deformación. Estructuras con tal edad han estado reconocidas en otros sectores del macizo (Laumonier y Guitard, 1978; Muñoz, 1985). Una ter-

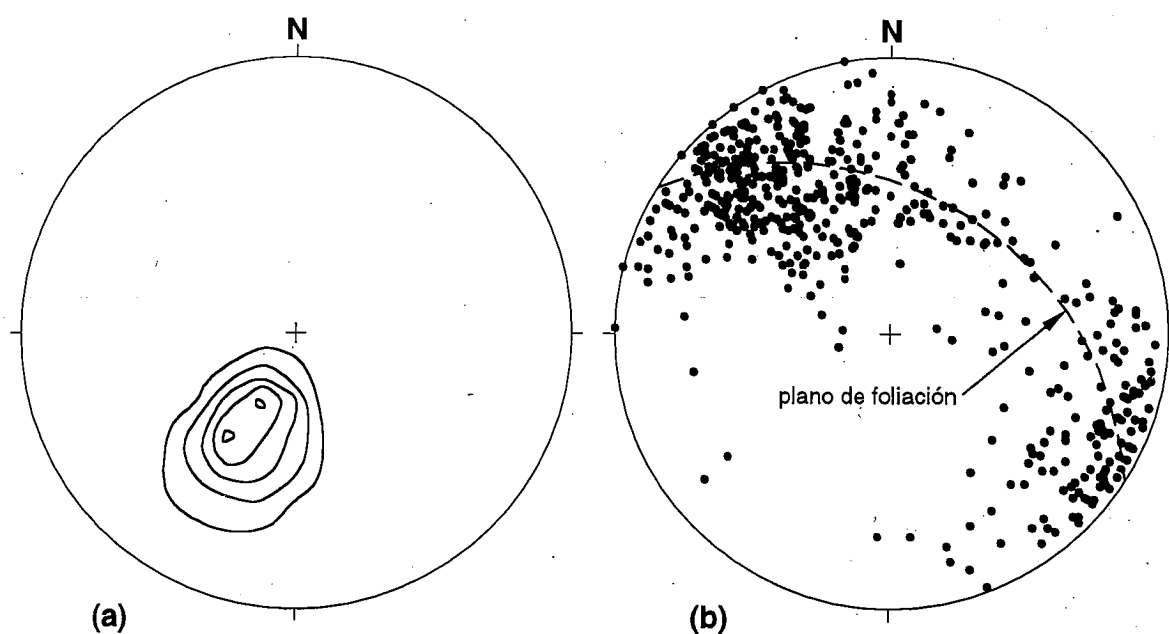
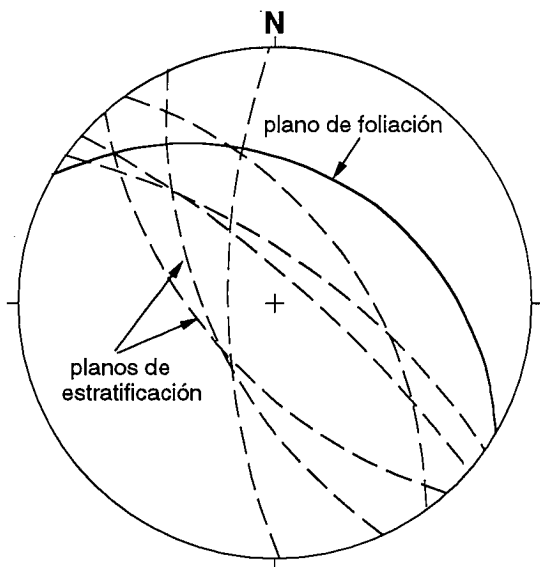


Figura 8.- Diagramas de la disposición de las estructuras de plegamiento del segundo episodio deformativo en los niveles superiores al frente de la foliación dominante (hemisferio inferior). Sector de las poblaciones de La Molina-Alp-Urtx. (a) Diagrama de densidades para los polos de los planos axiales de los pliegues. Contornos: 3,6,9,12,15%; 465 polos. (b) Proyección estereográfica de los ejes de los pliegues y de las lineaciones de intersección estratificación/foliación; 534 puntos.



**Figura 9.-** Proyección conjunta del plano de foliación y de los planos de estratificación más significativos para las diferentes orientaciones reconocidas en las lineaciones de intersección y ejes de los pliegues para el sector de las poblaciones de Alp, La Molina y Urtx (Fig. 8b). La disposición de los planos de estratificación podría indicar una estructura de plegamiento ligeramente oblicua a la dirección de la foliación.

cera posibilidad contemplaría que las estructuras discutidas fueran prehercinianas. Es resaltable que deformaciones prehercinianas han sido ya citadas en el sector analizado, en La Molina (Santanach, 1972), y más al este, en el sector de Molló (Muñoz, 1985). Estas opciones no se excluyen mutuamente, ya que no es descartable una superposición de diferentes generaciones de estructuras.

Aparte de los pliegues ONO-ESE antes descritos, pertenecen a este segundo episodio los pliegues de menor desarrollo reconocidos por Santanach (1974) por debajo del frente de la foliación dominante, de plano axial subvertical y dirección OSO-ENE. No se ha establecido la relación entre ambos sistemas de pliegues, aunque el citado autor considera que su interferencia sería responsable de la configuración y alineación de los domos gneísicos definidos por la foliación dominante.

Forman también parte del segundo episodio deformativo estructuras tipo *kink-band* y sistemas de bandas miloníticas relacionadas con pliegues de plano axial subvertical, presentes en el flanco norte del macizo en niveles relativamente profundos con un elevado grado de cristalización metamórfica (Guitard, 1970; Carreras *et al.*, 1980; Casas, 1984).

### Síntesis de la estructura

La configuración estructural del área analizada es en gran parte resultado de la sucesión de dos episodios deformativos. Durante el primero se desarrolla una foliación subhorizontal de carácter dominante en los niveles profundos, afectando a los gneises y a parte de la serie cambro-ordoviciense suprayacente. Esta foliación, mejor definida hacia los niveles relativamente profundos, está

asociada a la formación de pliegues apretados a isoclinales, cuyos ejes muestran una importante dispersión, aunque la dirección NO-SE y la vergencia sur es la disposición más común en el macizo. En algunos niveles gneísicos y en los conglomerados aparece desarrollada una lineación de estiramiento paralela a la cual se observan ejes de pliegues. Dicha lineación presenta una orientación variable a una escala kilométrica. La dispersión en la dirección de los pliegues se atribuye en parte a la posible existencia de pliegues anteriores a la foliación, —que aunque no observados sí se han hallado indicios puntuales que indican una deformación previa—, y a cizallamientos paralelos a los planos de dicha fábrica ocurridos con anterioridad al segundo episodio. Por otro lado, se considera también una disposición original variable de la lineación de estiramiento así como de los pliegues paralelos a la misma. Igualmente la relación de paralelismo entre los ejes geométricos y cinemáticos es considerada como original. No se han detectado estructuras relacionadas con la foliación dominante por encima de su frente, si bien el que dicho horizonte no corresponda a una superficie de discontinuidad permite considerar su probable existencia. La disposición subhorizontal de la foliación dominante junto con la distribución de las estructuras lineales asociadas permiten asociar este episodio de deformación a una tectónica tangencial. El segundo episodio de deformación se caracteriza básicamente por un sistema de pliegues asimétricos inclinados al NNE de dirección ONO-ESE. Por encima del frente de la foliación dominante estos pliegues están asociados al desarrollo de una foliación espaciada, mientras que por debajo el plano axial de los mismos corresponde a una foliación de crenulación. Santanach (1974) ha observado también pliegues verticales de dirección OSO-ENE afectando a la foliación dominante. En los niveles profundos, con mayor grado metamórfico, estos plegamientos se manifiestan por estructuras de tipo concéntrico. En los niveles no afectados por la foliación dominante, los pliegues del segundo episodio muestran una dispersión de sus ejes, pero no así de su plano axial. Se considera como probable que esta distribución de direcciones axiales tenga su origen en la existencia de deformaciones anteriores.

El metamorfismo, iniciado anteriormente al primer episodio, habría proseguido su ascenso a lo largo del primer episodio de deformación y también durante el segundo, tal como lo indican algunas biotitas oblicuas a los planos de la foliación de crenulación.

La configuración estructural descrita está afectada parcialmente por diversos sistemas de fracturas (cabalgamientos y fracturas). Aunque mayoritariamente compatibles con la estructuración alpina, algunas de estas estructuras se han reconocido como claramente hercínicas, tales como los cabalgamientos de las unidades estructurales superiores del Macizo de la Tosa de Alp (Muñoz, 1985; Domingo *et al.*, 1988), situados al sur del corte realizado. La influencia alpina en la configuración estructural hercínica se restringiría según Muñoz y Santanach (1987) a las traslaciones y rotaciones asociadas a las láminas cabalgantes, que no modificarían la estructura interna del zócalo.

### Cuantificación de la deformación

Se ha realizado una evaluación de la deformación como criterio complementario al análisis estructural para comparar la deformación existente en los distintos niveles estructurales. Únicamente los niveles detriticos de grano grueso del Ordovícico superior (Tabla I), por encima del frente de la foliación dominante, y los gneises de Canigó por debajo (Tabla II), han podido ser usados como niveles marcadores de la deformación. La naturaleza elíptica de los marcadores, granos en los niveles detriticos y megacrístales de feldespato potásico y agregados cuarzo-feldespáticos en los gneises, ha motivado el empleo de la técnica  $Rf/\phi$  para el cálculo de la deformación. Se han utilizado de la misma, la versión algebraica de Matthews *et al.* (1974) y la geométrica de Lisle (1977). La determinación del elipsoide ha partido de la combinación de tres elipses de orientación arbitraria (por tanto tres secciones diferentes para cada muestra) junto con su intersección con el plano de foliación. Para ello se ha

**Tabla I.-** Relaciones de los elipsoides de deformación finita determinados en muestras de niveles superiores al frente de la foliación dominante (Ordovícico superior, en las inmediaciones de la población de La Molina).

Relaciones axiales principales				Orientaciones ejes principales		
muestra	Rxy	Rxz	Ryz	X	Y	Z
Alp4	1.20	2.38	1.98	030/39	303/08	181/51
Alp6	1.52	2.85	1.87	090/00	000/50	180/41

empleado una modificación del cálculo simplificado que proponen Ramsay y Huber (1983, p. 189-190) para dicho propósito (Capellà, 1991).

En los niveles del Ordovícico superior, donde la deformación penetrativa se origina durante el segundo episodio deformativo, los dos únicos elipsoides construidos son similares en cuanto a su forma, definida en el campo del aplastamiento aparente en el diagrama de Flinn (Fig. 10a), pero no coinciden en su orientación (Tabla I). La dispersión en los ejes X podría ser debida a que la deformación fuera localmente heterogénea o a una imprecisión en el método para valores de deformación bajos como los obtenidos.

Para la evaluación de la deformación en los gneises del Canigó-Carança se han utilizado muestras tomadas tanto en el corte realizado (flanco sur), como de modo

**Tabla II.-** Relación de los elipsoides de deformación finita calculados en muestras de los gneises del Canigó; f.n.: flanco norte; f.s.: flanco sur; s.Q.: sector de Queralbs.

Relaciones axiales principales				Orientaciones ejes principales		
muestra	Rxy	Rxz	Ryz	X	Y	Z
Nu27 (f.n.)	1.10	2.15	1.95	020/32	117/09	221/55
Nu29 (f.n.)	1.20	2.46	2.04	321/62	097/21	195/17
P255 (f.s.)	1.41	2.42	1.71	229/29	121/29	356/47
P259 (f.s.)	1.18	1.94	1.63	253/27	143/53	001/29
Nu21 (f.s.)	1.24	2.01	1.62	242/24	142/23	014/55
Nu2 (s.Q.)	1.30	2.30	1.76	263/65	147/11	052/22
Nu2b (s.Q.)	1.28	2.31	1.80	266/62	142/10	049/15
Nu14 (s.Q.)	1.17	1.98	1.69	294/14	196/48	033/37
Nu16b (s.Q.)	1.10	2.04	1.85	279/46	136/36	030/20

complementario, en el flanco norte y en el sector de Queralbs. Todos los elipsoides construidos (Tabla II) pertenecen al campo del aplastamiento aparente (Fig. 10b), con un valor aproximado de  $k=0.26$  y unas relaciones axiales  $Rxy=1.21$  y  $Ryz=1.81$ . Estos valores no son de hecho representativos de la deformación asociada a la foliación dominante en los niveles de la serie sedimentaria, donde dicha fábrica está mejor definida y donde los cantos de los niveles conglomeráticos muestran en el plano de la foliación un estiramiento apreciable, confiriendo localmente a la fábrica un carácter planolineal. Por lo que se refiere a la orientación de los elipsoides (Fig. 11), ésta requiere que sea analizada por sectores. Así, los obtenidos de muestras del mismo corte o del flanco norte son próximos mayoritariamente a la lineación gneísica (NE-SO) (Fig. 11). Por su parte los ejes X de los elipsoides determinados en el sector de Queralbs se orientan entorno a la dirección O-ONO (Fig. 11), próximos a las lineaciones de intersección medidas por Santanach (1974).

Aunque los valores determinados en el análisis de la deformación hacen difícil una comparación directa entre los grados de deformación presentes en los niveles suprayacentes al frente de la foliación dominante y los infrayacentes respecto a dicho horizonte, algunas consideraciones sí son permisibles. Por debajo del frente de la foliación dominante se constata que los ejes de los pliegues asociados a dicha fábrica son paralelos a una marcada lineación de estiramiento tanto en los materiales sedimentarios (Santanach, 1974; Casas, 1984; Capellà, 1991) como en los gneises (Soliva *et al.*, 1989), aún siendo su orientación variable dentro del macizo. Sin embargo, en los niveles suprayacentes al frente de la foliación dominante, la génesis de la única fábrica existente desarrollada en el segundo episodio no ha dado lugar a una extensión apreciable en relación con los ejes de los pliegues asociados. Esta situación se advierte también en el Pirineo central, donde en los niveles someros con sólo una foliación desarrollada, con frecuencia subvertical (supraestructura), se constata un estiramiento con elevado ángulo respecto a los ejes de los pliegues (Capellà, 1991), mientras que en los niveles profundos (infraestructura) dicha relación es de paralelismo (Oele, 1966, en el sector occidental del Macizo del Aston; Alonso, 1979, en el Domo de la Garona; Zwart, 1979, y Van den Eeckhout, 1986, en el Macizo de Hospitalet; De Bresser *et al.*, 1986, y Kriegsman *et al.*, 1989, en el Macizo de Lys-Caillaouas).

### Interpretación del estilo estructural. Conclusiones

La caracterización y sucesión de estructuras reconocidas en el corte ponen de manifiesto una variación del estilo estructural a lo largo del mismo, es decir, en diferentes niveles estructurales. La zonación estructural detectada en el sector suroccidental del Macizo del Canigó-Carança es comparable a la ya reconocida en los Pirineos centrales (Zwart, 1963; Capellà, 1991), pudiéndose también acotar ésta en dos dominios con estilos estructurales diferenciados, la infraestructura y la supraestructura (Fig. 3).

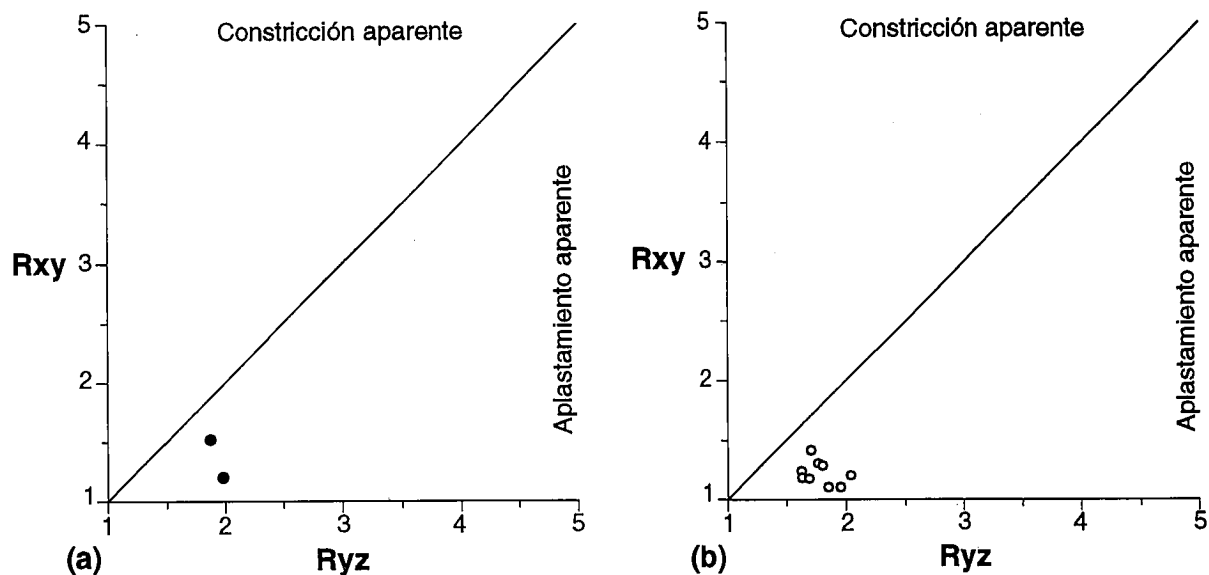


Figura 10.- Diagramas de Flinn de los elipsoides determinados. (a) En muestras del Ordovícico superior (Tabla I). (b) En muestras de los gneises del Canigó (Tabla II).

La infraestructura corresponde en el macizo a aquellos niveles relativamente profundos, situados por debajo de la isograda de la biotita (Fig. 3), con dominio de las estructuras de disposición original subhorizontal (foliación dominante y pliegues asociados), desarrolladas en el primer episodio deformativo. Las estructuras posteriores, mayoritariamente pliegues concéntricos del segundo episodio deformativo, no alteran profundamente la conformación inicial.

La supraestructura está integrada por los niveles suprayacentes al frente de la foliación dominante. Corresponde estructuralmente en este sector del hercínico de los Pirineos a un dominio de pliegues inclinados de la es-

trificación asociados a una foliación espaciada de desarrollo irregular, originados durante el segundo episodio deformativo.

Aunque cada episodio deformativo ha marcado en sí una variación parcial del estilo estructural en profundidad, como se deduce de la caracterización de las estructuras (frente de foliación dominante en el primer episodio deformativo, pliegues y zonas de cizalla en el segundo), no es sino después de la superposición de las estructuras del segundo episodio deformativo, cuando la zonación estructural queda plenamente definida. Prueba de ello es que entre los niveles considerados como infraestructurales y los respectivamente como supraestructurales, entre la isograda de la biotita y el frente de la foliación dominante, la citada fábrica se halla intensamente plegada por los pliegues del segundo episodio, aunque sin perder el carácter dominante (Figs. 3 y 5). Este sector de evolución gradual entre los dos estilos extremos diferenciados, también apreciado en el Pirineo central (Oele, 1966; Capellà, 1991), se ha llamado zona de transición.

Cabe además destacar que independientemente de la diferencia entre la disposición de la foliación de la infraestructura y la de la foliación de la supraestructura, que es poco contrastada en el sector analizado en relación al sector hercínico de los Pirineos centrales, existe también entre los dominios estructurales mencionados una relación distinta entre los ejes de los pliegues y la dirección de máxima extensión. Así, esta relación es de paralelismo para la deformación asociada al desarrollo de la foliación infraestructural (infraestructura y zona de transición), mientras que en la supraestructura no se aprecia estiramiento respecto a los ejes de los pliegues del segundo episodio asociados a la foliación de dicho dominio.

En conjunto estas diferencias indican una evolución temporal y espacial en el régimen deformativo a lo largo de la orogénica hercínica, la cual debe tenerse en cuenta

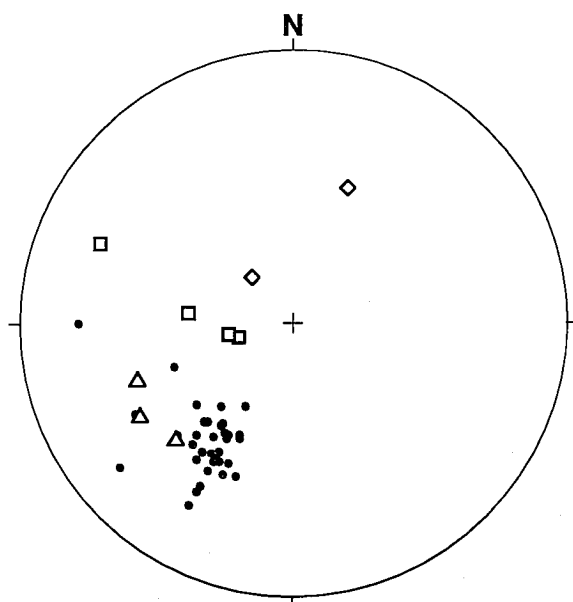


Figura 11.- Proyección estereográfica (hemisferio inferior) de las lineaciones de estiramiento medidas en los gneises del Canigó (círculos negros) y de los ejes X de los elipsoides calculados (Tabla II). Rombos, triángulos y cuadrados corresponden a muestras del flanco norte, flanco sur y sector de Queralbs respectivamente.

en cualquier modelo geométrico/cinemático que se elabore para comprender los procesos responsables de la configuración del segmento pirenaico de la cadena hercínica (Capellà, 1991).

El autor agradece a J. Carreras y a M. L. Arboleya la ayuda prestada tanto a lo largo de la investigación realizada como en la revisión del manuscrito original. A. Marcos y un revisor anónimo son también agradecidos por su revisión y comentarios del trabajo. Asimismo quiero expresar mi agradecimiento a R. Masó y J. Tritlla por su colaboración durante la campaña de campo. Este trabajo es parte de la Tesis Doctoral realizada en el Dpt. de Geología de la Universitat Autònoma de Barcelona gracias al proyecto de investigación PB-88-0240 de la DGICYT y a una beca de F.P.I. del Ministerio de Educación y Ciencia.

### Bibliografía

- Alonso, J. L. (1979): *Deformaciones sucesivas en el área comprendida entre Liat y el Puerto de Orlá.-Control estructural de los depósitos de sulfuros (Valle de Arán, Pirineos centrales)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Oviedo (inédita), 26 p.
- Arthaud, F. (1969): Un exemple de relations entre l'étirement dans B, la dispersion des linéations et la courbure des axes de plis: la virgation des plis couchés hercyniens du versant sud de la Montagne Noire. *Rev. Geogr. Physique Géol. Dynam.*, XI: 523-532.
- Autran, A. y Guitard, G. (1969): Mise en évidence de nappes hercyniennes de style pennique dans la série métamorphique du Massif du Roc de France (Pyrénées orientales: liaison avec la Nappe de Canigou). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 269: 2497-2499.
- Bons, A. J. (1988): Intracrystalline deformation and slaty cleavage development in very low-grade slates from the Central Pyrenees. *Geologica Ultraiectina*, 56: 173 p.
- Capellà, I. (1991): *Variació de l'estil estructural a l'Hercinià del Pirineu. Infraestructura-Zona de transició-Supraestructura*. Tesis Doctoral, Univ. Autònoma de Barcelona (inédita), 279 p.
- Carreras, J., Julivert, M. y Santanach, P. (1980): Hercynian milonite belts in the eastern Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding. *Jour. Struct. Geol.*, 2: 5-9.
- Casas, J. M. (1978): *Estudi de les primeres fases de deformació hercynianes a la Finestra Tectònica de Balaig. Massís del Canigó*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona (inédita), 112 p.
- Casas, J. M. (1984): *Estudi de la deformació en els gneiss del Massís del Canigó*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona (inédita), 284 p.
- Cavet, P. (1957): Le Paléozoïque de la zona axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 254: 303-518.
- Coward, M. P. y Potts, G. J. (1983): Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *Jour. Struct. Geol.*, 5: 383-399.
- De Bresser, J. H. P., Majoor, F. J. M. y Ploegsma, M. (1986): New insights in the structural and metamorphic history of the western Lys-Caillaouas massif (Central Pyrenees, France). *Geol. Mijnbouw*, 65: 177-187.
- De Sitter, L. U. y Zwart, H. J. (1960): Tectonic development in supra- and infra- structures of a mountain chain. *Proc. 21st International Geol. Congr. Copenhagen*, 18: 248-256.
- Domingo, F., Muñoz, J. A. y Santanach, P. (1988): Estructures d'encaïment en els materials del sòcol hercinià del massís de la Tosa d'Alp (Pirineu oriental). *Acta Geol. Hispànica*, 23: 141-153.
- García-Sansegundo, J. (1991): *Estratigrafia y estructura de la Zona Axial Pirenaica en la Transversal del Valle de Aran y de la alta Ribagorza*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 339 p.
- Guitard, G. (1970): *Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du Massif du Canigou (Pyrénées orientales)*. Mém. du B.R.G.M., 63: 353 p.
- Kriegsman, L. M., Aerden, D. A. G. M., Bakker, R. J., den Brok, S. W. J. y Schutjens, P. M. T. M. (1989): Variscan tectonometamorphic evolution of the Eastern Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees: evidence for late orogenic extension prior to peak metamorphism. *Geol. Mijnbouw*, 68: 323-333.
- Lagarde, J. L. (1978): Analyse du sens de déversement d'une nappe gneissique. Application à la nappe hercynienne du Canigou (Pyrénées orientales). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 268: 937-940.
- Laumonier, B. (1988): Les groupes de Canaveilles et de Jujols ("Paléozoïque inférieur") des Pyrénées orientales. Arguments en faveur de l'âge essentiellement Cambrien de ces séries. *Hercynica*, IV: 25-38.
- Laumonier, B. y Guitard, G. (1978): Contribution à l'étude de la tectonique superposée Hercynienne des Pyrénées orientales: Le problemes plissements précoces dans le Paléozoïque inférieur épizonal (série de Jujols) du synclinal de Villafranche de Conflent. *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.*, XX: 177-212.
- Lisle, R. J. (1977): Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from the Aberystwyth Grits, Wales. *Tectonophysics*, 39: 381-395.
- Losantos, M., Aragonés, E., Berástegui, X. y Puigdefábregas, C. (1989): Síntesis cartográfica. Mapa Geològic de Catalunya, escala 1: 250.000. Servicio Geológico de Cataluña.
- Llac, F. (1969): Étude tectonique de l'enveloppe paléozoïque à l'Est du Canigou: le Massif des Aspres (Pyrénées orientales). *Bull. Soc. Géol. France*, XI: 476-483.
- Llac, F. (1973a): Tectoniques superposées dans le Paléozoïque inférieur du massif du Puigmal (Pyrénées orientales). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 15, 89-90.
- Llac, F. (1973b): Tectoniques superposées dans le Paléozoïque inférieur de la partie orientale du Massif des Albères (Pyrénées orientales). *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 15: 53-54.
- Mattauer, M., Dalmaryrac, B., Laubacher, G. y Vidal, J. C. (1967): Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: le synclinal paléozoïque de Villefranche de Conflent (Pyrénées orientales). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 265: 1361-1364.
- Matte, Ph. (1969): Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées centrales). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 268: 1841-1844.
- Matte, Ph. y Burg, J. P. (1981): Sutures, thrusts and nappes in the Variscan Arc of western Europe: plate tectonics implications. En: *Thrusts and Nappe Tectonics* (K. R. McClay y N. J. Price Eds), *Geol. Society London, Geol. Spec. Publ.*: 353-358.
- Matthews, P. E., Bond, R. A. B. y Van Den Berg, J. J. (1974): An algebraic method of strain analysis using elliptical markers. *Tectonophysics*, 24: 31-67.
- Muñoz, J. A. (1985): *Estructura alpina y hercyniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu oriental*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona (inédita), 305 p.
- Muñoz, J. A. y Santanach, P. (1987): Alpine structure and pre-alpine geology in the Pyrenean axial zone. *Newsletter*, 7: 215-218.
- Oele, J. A. (1966): The structural history of the Vall Ferrera Area, the transition zone between the Aston massif and the Salat-Pallaresa anticlinorium (Central Pyrenees, France, Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, 38: 129-164.
- Ramsay, J. G. y Huber, M. I. (1983): *The techniques of Modern Structural Geology, volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, 307 p.
- Santanach, P. (1972): Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. *Acta Geol. Hispànica*, 5: 129-132.
- Santanach, P. (1974): *Estudi tectònic del Paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya i el riu Ter*. (Tesis Doctoral 1972, Univ. de Barcelona). Fund. Salvador Vives Casajuana, Barcelona, 133 p.
- Seguret, M. y Proust, F. (1968a): Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: l'allure de la schistosité à l'Ouest du massif de l'Aston (Pyrénées centrales) n'est pas originelle mais due à un replissement. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 266: 317-320.
- Seguret, M. y Proust, F. (1968b): Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales: signification des schistosités redressées, chronologie des déformations. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 266: 984-987.
- Soliva, J., Salel, J. F. y Brunel, M. (1989): Shear deformation and emplacement of the gneissic Canigou thrust nappe (Eastern Pyrenees). *Geol. Mijnbouw*, 68: 357-366.
- Soula, J. C. (1982): Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. *Jour. Struct. Geol.*, 3: 313-342.

- Soula, J. C., Debat, P., Deramond, J. y Pouget, P. (1986): A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 115-147.
- Speksnijder, A. (1986): Geological analysis of Paleozoic large-scale faulting in the south-central Pyrenees. *Geologica Ultraiectina*, 43, 211 p.
- Van Den Eeckhout, B. (1986): A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorre, France). *Geologica Ultraiectina*, 45, 193 p.
- Verhoef, P. N. W., Vissers, R. L. M. y Zwart, H. J. (1984): A new interpretation of the structural and metamorphic history of the western Aston massif (Central Pyrenees, France). *Geol. Mijnbouw*, 63: 399-410.
- Zwart, H. J. (1963): The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geol. Rundschau*, 53: 170-205.
- Zwart, H. J. (1979): The Geology of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Meded.*, 50, 74 p.

*Manuscrito recibido el 13 de Agosto de 1992*

*Aceptado el manuscrito revisado el 23 de Septiembre de 1994*