

## Estudio tectónico del Paleozoico inferior del Pirineo entre Cerdaña y el río Ter (resumen)

por P. F. SANTANACH PRAT \*

### RESUMEN

El análisis estructural del domo del río Freser (Pirineos Orientales, España) permite poner de manifiesto una sucesión de tres fases de plegamiento hercínianas. Se describen las características de las mismas y se comparan con las descritas por otros autores en regiones vecinas.

### SUMMARY

A sequence of three hercynian fold phases are set down after the structural analysis of the river Freser dome (Spanish Oriental Pyrenees). Its characteristics are described as well as comparisons with results obtained from the surrounding regions by other authors.

La presente nota es un resumen de la memoria que con el mismo título ha sido presentada en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Barcelona con el objeto de optar al grado de Doctor en Ciencias.

Se ha realizado un estudio estructural de la Zona Axial Pirenaica, en la región comprendida entre la Cerdaña y el río Ter (prov. de Gerona). Se ha cartografiado esta región y analizado las sucesivas fases de deformación presentes, tanto las de plegamiento, como las de fractura. Para ello ha sido imprescindible la utilización de los métodos microtectónicos. La caracterización de las fases de plegamiento constituye la parte principal de la tesis. Es por ello por lo que, en este resumen se expondrá únicamente este aspecto de la misma. Además, con motivo de la realización de los trabajos encaminados a la caracterización de estas fases se ha podido poner de manifiesto la posición discordante de los materiales caradocienses sobre los de las formaciones Canavelles y Jujols. La descripción de esta discordancia se publicará próximamente en ACTA GEOLÓGICA HISPÁNICA. También se han estudiado las deformaciones de fractura mediante el estudio estadístico de las microfallas, siguiendo el método propuesto por F. ARTHAUD (1969).

\* \* \*

### SOBRE LAS SUCESIVAS FASES DE PLEGAMIENTO HERCINIANAS EN EL DOMO DEL RÍO FRESER (PIRINEOS ORIENTALES, ESPAÑA)

En la zona axial pirenaica, en el alto valle del río Freser (prov. de Gerona, España) (lám. 1, A y B) afloran materiales gneísicos, recubiertos por esquistos (pertenecientes al Paleozoico inferior), cuya estructura en anticlinal fue descrita por J. M. FONTBOTÉ (1949). Estos gneises, que afloran gracias a un complejo campo de fallas (J. M. FONTBOTÉ y G. GUITARD, 1958), enlazan con los del macizo del Canigó y forman parte de la misma gran unidad estructural. G. GUITARD (1970) ha estudiado la petrología y la estructura de este macizo.

En el presente trabajo se describen las características de las sucesivas fases de plegamiento hercínianas observadas en el domo del río Freser y se aportan nuevos datos para la caracterización de la fase hercíniana principal en la Zona Axial de los Pirineos Orientales.

Antes de empezar el análisis de la estructura de estos materiales se resumirán brevemente las características litológicas de las diversas unidades representadas en el esquema cartográfico (lám. 1, B) y se situará la zona estudiada dentro de la serie metamórfica del macizo del Canigó, establecida por G. GUITARD (1970). A continuación se describirán las distintas fases de plegamiento, empezando por las más modernas, para, haciendo abstracción de las deformaciones introducidas durante las mismas, estudiar luego las características de los pliegues de las fases anteriores.

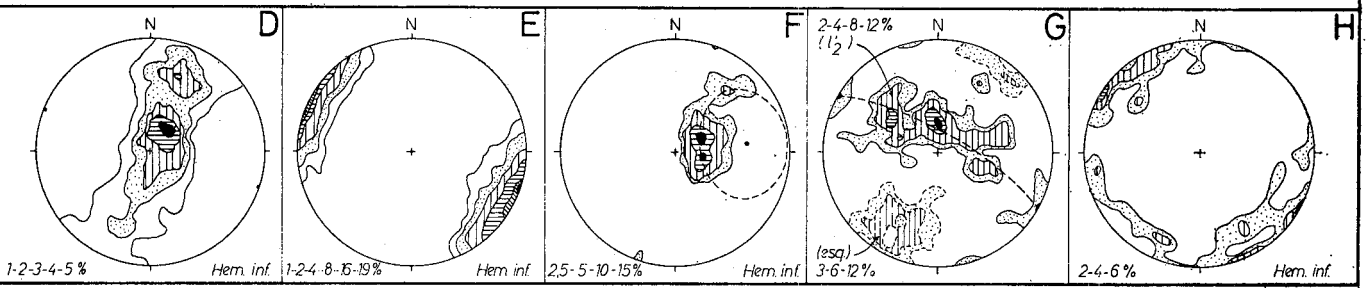
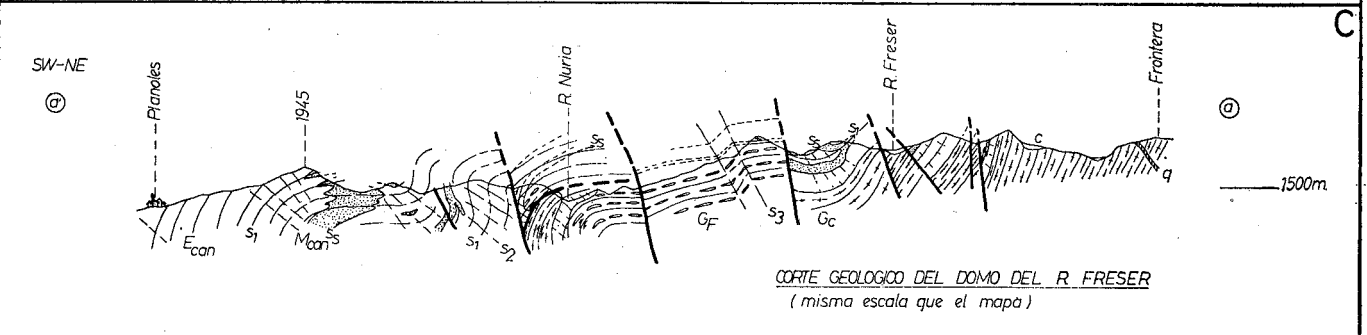
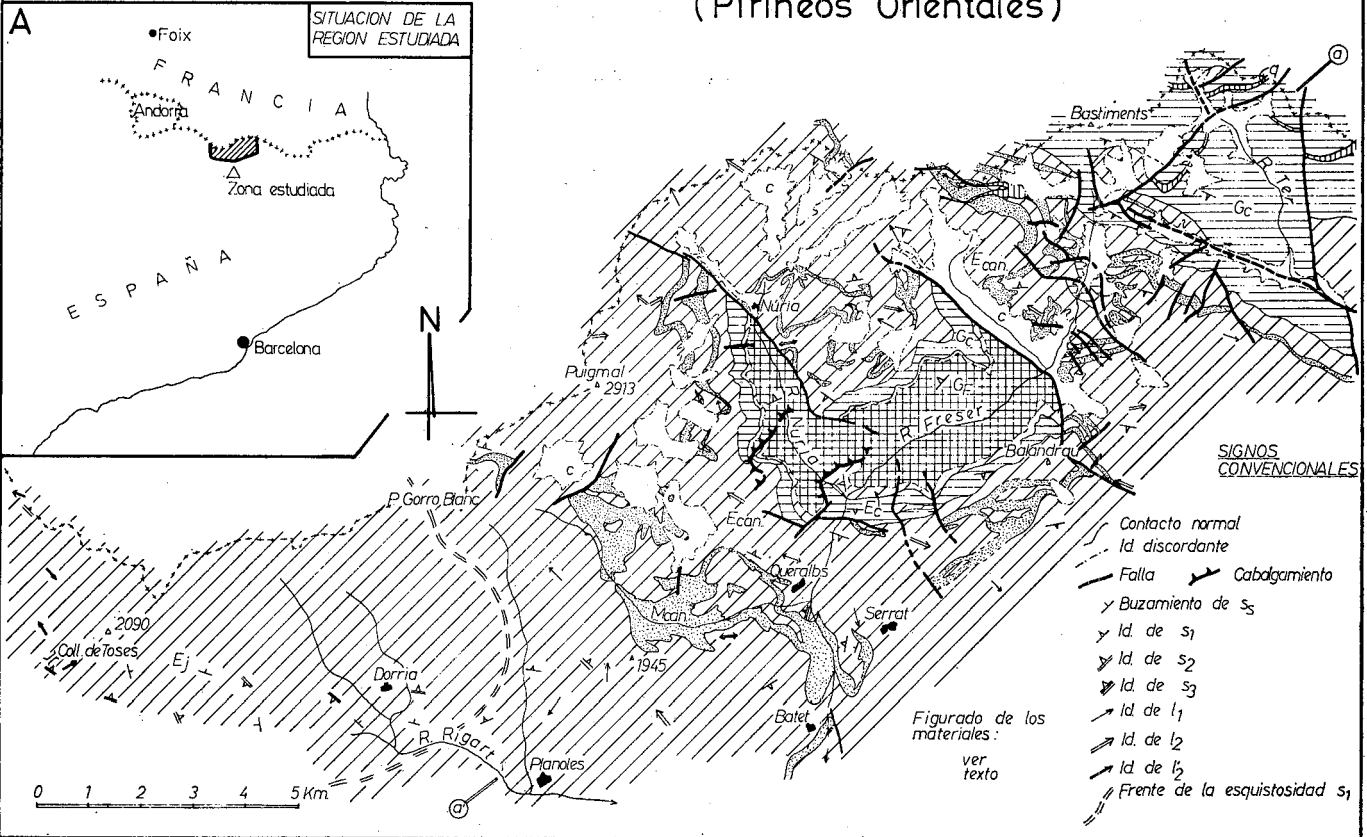
### LOS MATERIALES

Los rasgos esenciales de la estratigrafía del Paleozoico de los Pirineos Orientales fueron establecidos por J. M. FONTBOTÉ (1949) en la vertiente española y por P. CAVET (1957) en

\* Departamento de Geomorfología y Tectónica de la Universidad de Barcelona.

MAPA GEOLOGICO ESQUEMATICO DEL DOMO DEL RIO FRESER

(Pirineos Orientales)



la francesa. G. GUITARD (1970) ha precisado las características de estos materiales y ha puesto de manifiesto la significación de los gneises de la base del Paleozoico.

(Las iniciales entre paréntesis al final de las descripciones corresponden a las empleadas en el esquema cartográfico y los nombres, a los autores que han dado nombre a las distintas formaciones.)

#### *Gneises del río Freser*

(G<sub>F</sub>). Afloran en el núcleo del domo del Freser y sobre ellos descansan los esquistos de la formación Carançà (E<sub>c</sub>). El contacto entre ambas formaciones es neto y no se observan minerales de metamorfismo de contacto en los esquistos de la form. Carançà, ni filones de materiales gneísicos dentro de los mismos. Se trata de ortogneises procedentes de una granodiorita biotítico-moscovítica. En el macizo del Canigó han sido interpretados como representantes del antiguo zócalo precámbrico de naturaleza granodiorítica. (G. GUITARD, 1970.) A. AUTRAN, M. FONTEILLES y G. GUITARD (1966) han descrito una discordancia cartográfica entre el Paleozoico inferior metamórfico y el zócalo gneísico preherciniano en l'Albera (Pirineos Orientales). Creo que los gneises del Freser pueden correlacionarse con los gneises G<sub>2</sub> del Canigó (G. GUITARD).

#### *Formación Carançà*

(G. GUITARD.) Formada principalmente por gneises de procedencia volcánico arcósica (G<sub>c</sub>), yace sobre los ortogneises del Freser y está cubierta concordantemente por los esquistos pelíticos de la formación Canavelles. Dentro de los gneises se encuentran intercalaciones pelíticas, siendo especialmente importante la que separa los gneises de la form. Carançà de la de los gneises del río Freser (E<sub>c</sub>). En la parte alta de esta formación los gneises presentan bandas claras y oscuras, cuyo espesor oscila desde un milímetro hasta varios centímetros. ("Gneises bandeados"). Los materiales de la form. Carançà corresponden a los gneises G<sub>1</sub>, tipo Carançà, descritos por G. GUITARD.

#### *Formación Canavelles*

(P. CAVET.) Concordante sobre los gneises de Carançà, está constituida principalmente por materiales pelíticos y semipelíticos (E<sub>CAN</sub>), en los que se encuentran intercalaciones de diversos materiales: Bancos delgados de cuarcitas (hasta 1 m), lentejones de gneises procedentes de grauvacas, niveles carbonosos y, principalmente, diversos niveles calcáreo-dolomíticos (los más potentes de los cuales han sido representados en el esquema cartográfico, M<sub>CAN</sub>). Azoica.

#### *Formación Jujols*

(P. CAVET.) La parte alta de la form. Canavelles pasa progresivamente a una alternancia monótona de lechos delgados de arcillitas, limolitas y arenitas, cuyo espesor varía entre fracciones de milímetros y varios centímetros. Las capas de cuarcita presentan a menudo cross-bedding, convoluted-beds y load-casts. Azoica.

#### *Edad de estas formaciones*

P. CAVET (1957), basándose en la analogía de facies con los materiales del Paleozoico de la Montagne Noire, la fuerte potencia (aprox. 4.000 m) y la existencia de una concordancia perfecta desde los gneises de la base hasta los materiales fosilíferos del Caradoc, sugirió, como probables, una edad cámbrica para la formación Canavelles y ordoviciana s. l. para la form. Jujols. En una próxima nota, actualmente en preparación, se describirá una discordancia entre los materiales caradocienses y los de las formaciones Canavelles y Jujols, lo que permite poner en duda las edades atribuidas a estas formaciones.

#### *Grado de metamorfismo en la zona estudiada*

Los materiales de todas las formaciones descritas están afectados por el metamorfismo regional herciniano. El grado máximo alcanzado en esta zona es el correspondiente al de la zona de la biotita, tal como la ha definido G. GUITARD (1970) para el macizo del Canigó.

#### *Otras unidades cartografiadas*

También se han representado en el esquema cartográfico los materiales cuaternarios (c) y los principales filones de cuarzo (q).

## TECTÓNICA

### *La tectónica terciaria*

Las únicas estructuras de edad pirenaica que afectan los materiales paleozoicos son las fracturas (J. M. FONTBOTÉ y G. GUITARD, 1958). Además se ha podido comprobar que ninguna de las estructuras penetrativas observadas en los materiales paleozoicos es de edad terciaria y, aunque en la zona estudiada no se encuentran afloramientos de materiales posthercinianos, se considerará que la disposición de las estructuras hercinianas observadas es la que tenían antes de depositarse los materiales posthercinianos. (Los afloramientos más cercanos de los mismos se disponen subhorizontalmente.)

### *La tectónica herciniana: Sus fases de plegamiento*

Para facilitar la descripción deben considerarse dos zonas: una, la situada por debajo del frente de la esquistosidad  $s_1$  y la otra, por encima del mismo (lám. 1, B).

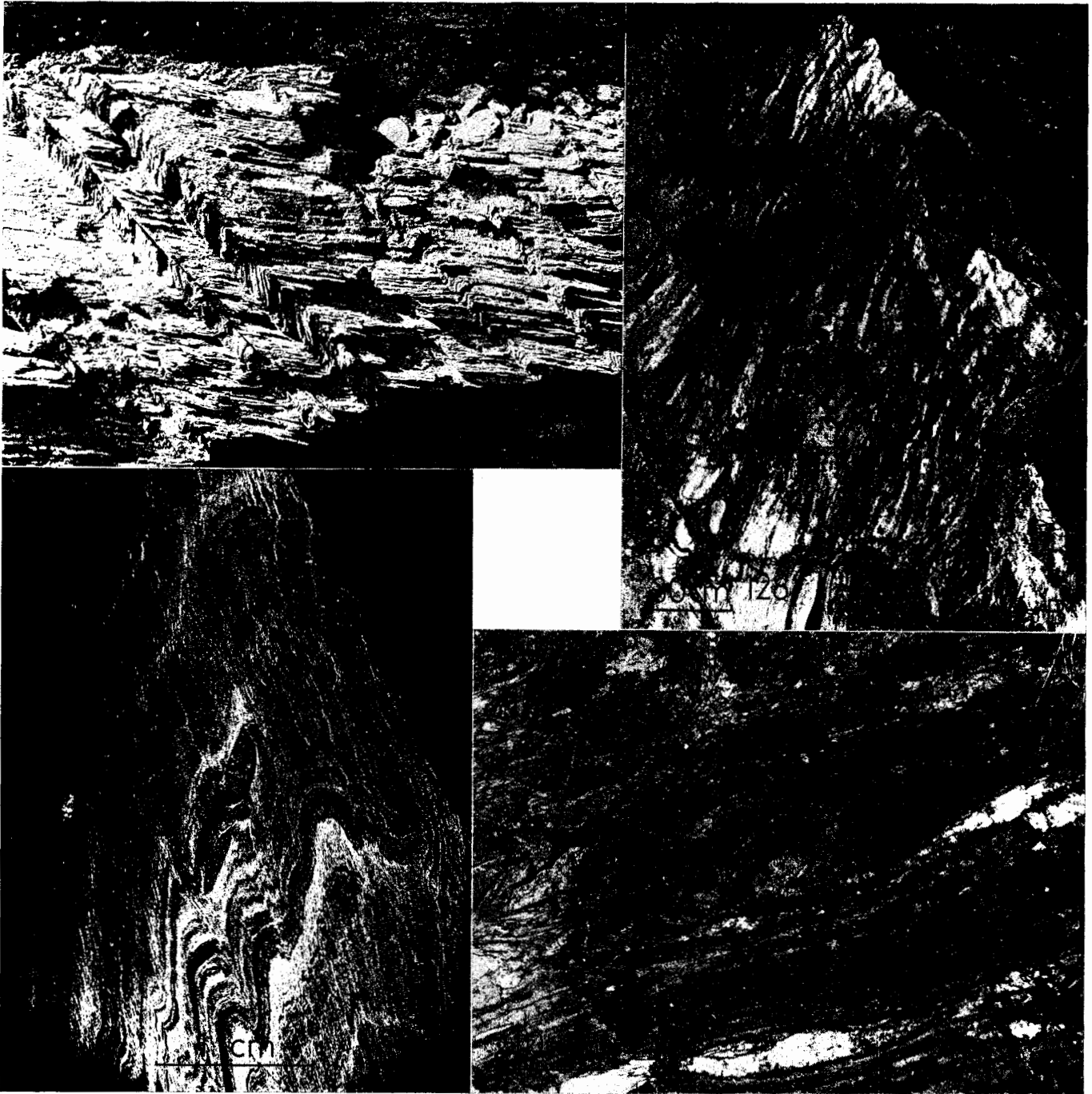
### *Los "kink-bands" (fase 3)*

Son del tipo "reverse kink-bands" (J. F. DEWEY, 1965) y se encuentran en la zona en la que la esquistosidad de flujo,  $s_1$ , está bien desarrollada (lámina 2, A). La mayoría presentan planos de kink con un buzamiento de aproximadamente 60°/N 310. Se observan unos pocos, cuyo buzamiento es de unos 70°/N 120. Son posteriores a las fases 2 y 1, puesto que pliegan a la esquistosidad  $s_1$ ; además, las lineaciones  $l_2$ , correspondientes a la fase 2, están también plegadas por estos "kink-bands" y por otra parte, los planos de kink no están plegados y cortan a los pliegues de la fase 2. En el corte geológico (lám. 1, C) puede observarse una estructura cartografiable correspondiente a esta fase.

### *La fase 2 (por debajo del frente de la esquistosidad $s_1$ )*

#### Las microestructuras:

Al nivel de los gneises se producen pliegues de tipo concéntrico, sin microestructuras penetrativas asociadas a los mismos.



LÁM. 2.— A) "Kink-bands" en la vía del tren cremallera Ribes-Nuria cerca de Queralbs. B) Superficie de esquistosidad  $s_1$  afectada por pliegues pertenecientes a los dos sistemas de la fase 2 (cercanías de

Nuria). C) Pliegue con esquistosidad de tipo "strain-slip", en los niveles pelíticos, perteneciente a la fase 2 (por encima del frente de esquistosidad  $s_1$ ) (W de la collada de Toses). D) Pliegues pertenecientes a la fase 1 cerca de Queralbs.

Al nivel de los esquistos, pliegues de  $s_1$  con un flanco subvertical y otro subhorizontal, vergentes al S, con el eje subhorizontal y de dirección aproximada N 110. (En lám. 1, D se ha construido la dirección de estos pliegues mediante la representación de todas las mediciones de  $s_1$  y en E, mediante las lineaciones de crenulación,  $l_2$ , y los ejes de los micropliegues de esta fase.)

Aunque éstas sean las microestructuras más evidentes, existen además pliegues posteriores a la fase 1 (Fase 2') de dirección aproximada N 080, plano axial subvertical y que presentan pocas estructuras penetrativas. No obstante, en algunos afloramientos, pueden observarse superficies de esquistosidad  $s_1$  afectadas por los dos sistemas de pliegues (lám. 2, B). No se ha podido determinar el orden cronológico de la formación de ambos sistemas de pliegues.

Las macroestructuras:

La macroestructura cartográficamente más evidente es el domo del río Freser, descrito, ya, por J. M. FONTBOTÉ (1949). Con el objeto de conocer la dirección de su eje, se ha construido éste, mediante la proyección estereográfica de las superficies de  $s_1$  medidas al W de la falla de Nuria (lám. 1, F). Se constata que se trata de una terminación periclinal cónica, cuyo eje presenta una dirección aproximada E-W, intermedia de las direcciones de los dos sistemas de micropliegues correspondientes a esta fase. No se trata pues, de una terminación periclinal de un macropliegue relacionado con una de las dos fases, sino que es el resultado de la interferencia de ellas. La existencia de estas dos fases permite explicar la alineación de domos gneísicos en los Pirineos Orientales. (Ver mapa de AUTRAN, GUITARD y RAGUIN, 1963.)

*La fase 2 (por encima del frente de la esquistosidad  $s_1$ )*

En esta zona la deformación de la fase 2 afecta a la estratificación ( $s_s$ ) y a  $s_0$  (superficie paralela a  $s_s$ , subrayada por la orientación de los minerales filitosos, y, que no está asociada a estructuras de plegamiento). En los micropliegues, los niveles cuarcícticos se pliegan más o menos concéntricamente, mientras que los pelíticos presentan una esquistosidad de fractura o de "strain-slip" (lám. 2, C). La geometría de estos pliegues y la disposición de la esquistosidad en los mismos y en el espacio son análogas a las descritas para las estructuras situadas por debajo del frente de la esquistosidad  $s_1$ . A diferencia de éstas, en esta zona, las lineaciones de intersección  $s_s/s_2$  ( $l'_2$ ) y los ejes de los micropliegues están fuertemente inclinados. En el diagrama de la lám. 1, G se ha representado la esquistosidad  $s_2$  de un sector, al W de la collada de Toses (La Molina) y las lineaciones  $l'_2$  medidas sobre ellos. La dispersión y fuerte buzamiento de las lineaciones indica que las super-

ficies  $s_s$  no estaban horizontales al formarse  $s_2$ . Si bien no he observado pliegues anteriores a  $s_2$ , es posible que existieran y en este caso podrían pertenecer a la fase 1 (pliegues sin esquistosidad, situados por encima de su frente) o a fases anteriores a la fase 1 (G. GUITARD, 1970), o a ambas.

*La fase 1*

Esta fase se caracteriza por la presencia, en la zona inferior, de una esquistosidad de flujo o foliación subhorizontal. Dado que las estructuras a ella asociadas han sido plegadas posteriormente a su formación por los dos sistemas de pliegues de la fase 2 y debido a ello la esquistosidad  $s_1$  ha adoptado estructuras cónicas, para estudiar la disposición de las estructuras de la fase 1 será necesario investigar los sectores en los que  $s_1$  ha permanecido subhorizontal después de la fase 2.

Los pliegues de esta fase son recumbentes, subisoclinales (lám. 2, D), tienen la esquistosidad paralela a su plano axial y existen abundantes cizallamientos tardíos paralelos a la misma. La dirección de los ejes de los pliegues en la cobertera de los gneises presenta una fuerte dispersión. (En lám. 1, H se han representado las lineaciones  $l_1$  (intersección  $s_s/s_1$ ) medidas sobre superficies  $s_1$  subhorizontales.) A pesar de la fuerte dispersión se observa una dirección NW-SE predominante. La dispersión podría explicarse, al menos en parte, como debida a los cizallamientos tardi-fase 1 y quizás a pliegues pre-fase 1 que han sido observados por G. GUITARD (1970). Localmente, el eje X del elipsoide de deformación se dispone paralelamente a los ejes de los pliegues.

*La vergencia de los pliegues de la fase 1 sería hacia el S, pues cartográficamente puede observarse (lám. 1, B) cómo los pliegues de talla hectométrica, con los flancos invertidos laminados, presentan esta vergencia. (Las fracturas paralelas a la esquistosidad  $s_1$  que laminan los flancos invertidos de estos pliegues y que afectan a los gneises son efectivamente tardi-fase 1, puesto que han sido plegadas durante la fase 2, como puede observarse en el pliegue situado en la confluencia de los ríos Freser y Nuria; lám. 1, B y C.)*

*Comparación con las regiones vecinas*

Las principales diferencias radican en las características atribuidas a la fase 1. Así, G. GUITARD, y A. AUTRAN (1969), en el Roc de France, han establecido para esta fase una vergencia hacia el NE y M. MATTAUER y col. (1967), en el sinclinal de Vilafranca de Conflent y F. LLAC, en l'Aspre, encuentran dos fases ortogonales, de dirección E-W, la primera y N-S la segunda, anteriores a la fase 2, no concordando las vergencias observadas en las distintas regiones.

## BIBLIOGRAFÍA

- ARTHAUD, F. (1969): Méthode de détermination graphique des directions d'allongement, de raccourcissement et intermédiaire d'une population de failles. *B.S.G.F.* (7), XIII, pp. 729-737.
- AUTRAN, A., y GUITARD, G. (1969): Mise en évidence de nappes hercyniennes de style pennique dans la série métamorphique du Roc de France (Pyrénées Orientales): Liaison avec la nappe du Canigou. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, sér. D, pp. 2.497-2.499.
- AUTRAN, A., FONTEILLES, M., y GUITARD, G. (1966): Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique antehercynien dans le massif des Albères (Pyrénées Orientales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, sér. D, t. 263, p. 317.
- AUTRAN, A., GUITARD, G., y RAGUIN, E. (1963): Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes, E. 1:200.000 *B.R.G.M.*
- CAVET, P. (1957): Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. LV, n.º 254-55.
- DEWEY, J. F. (1965): Nature and origin of "Kink-bands". *Tectonophysics*, 1 (6): pp. 459-494.
- FONTBOTÉ, J. M. (1949): Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter. *An. Inst. Est. gerndenses*, vol. IV, pp. 129-185.
- FONTBOTÉ, J. M., y GUITARD, G. (1958): Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan Roussillon. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, s. 6, t. 8, pp. 883-890.
- GUITARD, G. (1970): Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées Orientales). *Mém. B.R.G.M.*, n.º 63.
- LLAC, F. (1969): Etude tectonique de l'enveloppe paléozoïque à l'Est du Canigou: Le massif des Aspres (Pyrénées). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. XI, n.º 4, pp. 476-483.
- MATTAUER, M., DALMAYRAC, B., LAUBACHER, G., y VIDAL, L. C. (1967): Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: Le "synclinal" de Villefranche de Conflent (Pyrénées Orientales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, sér. D, t. 265, n.º 19, p. 1.361.