

# Contribución a la geología de la Zona Axial Pirenaica, valles del Cinca y Esera, provincia de Huesca

por L.M. RÍOS, F.J. BELTRÁN, J.M. LANAJA y F.J. MARÍN

Grupos de trabajo de la Cátedra de Geología de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

## ABSTRACT

The Paleozoic series of the Pyrenaic area of the Esera and Cinca upper valleys and their relations with respect to the granitoids are described in this paper.

The oldest formations are considered to be of Cambro Ordovician age, and consist of thick series of sandy-pelitic sediments that outcrop on the northern areas of our study zone. The Silurian is constituted by graphitic shales of variable thickness.

The Devonian begins with a calcareous episode that, in its lowest part, alternates with shales. After a brief episode of shales appears a «pseudo-griotte» limestone of Middle Devonian age that in previous works has been usually and mistakenly considered to be, the terminal Devonian. Follows a well developed series of shales, containing sometimes thin sandy layers, that must be included also in the Devonian and not in the Carboniferous as has been done up to date. Fossil finds have permitted to localize the true limestones of the Devonian-Carboniferous transition. Consequently the detritic Carboniferous remains restricted to its characteristic facies of thick banks of coarser detritics, sands and graywackes.

The granitic magmatism is contemporaneous with most of the hercynian folding phases. Phase 2 main shows N90-120 E directions and folds of similar geometry inclined to the South, but the previous performance of a transverse 1 phase is deducted. Phase 2 coincides with the highest grade of lower pressure regional metamorphism which reaches the sillimanite level in the deepest reaches. Probably this event marks the setting on of the granitization (Lys massive and possibly Bielsa massive as well).

The phase 3 structures are already conditioned by the presence of the Lys massive, upheaved by a ductil fault and by the inseting granitic intrusions (Posets) in thermal umbalance with the encasing formations.

The contact metamorphism originates, within its area, an inversion of the sign of contrast of competence between the calcareous and the pelitic horizons which manifests itself in deformations, even of later age, in which the limestones (marmor) show a fluid behaviour with respect to the more rigid cornubianites. These movements should correspond to the last readjustments of the granites.

A last consideration is given to the influence of the alpidic tectonics.

## RESUMEN

En este trabajo se describen las series del Paleozoico, su estructura, y sus relaciones con los granitoides.

Los terrenos más antiguos atribuidos al Cambro-Ordovícico constituyen una potente serie arenoso-pelítica aflorante en la zona norte del estudio. El Silúrico está formado por pizarras grafitosas de espesor variable. El Devónico comienza por un episodio carbonatado alternante con pizarras en la parte inferior. Tras un breve tramo de pizarras viene una caliza «pseudo-griotte» del Devónico medio erróneamente atribuida al nivel terminal del Devónico en algunos trabajos anteriores. A continuación hay un desarrollo considerable de pizarras, a veces con tramos de finos niveles arenosos, que hay que incluir en el Devónico y no en el Carbonífero como anteriormente se hacía, habiéndose detectado con fósiles las verdaderas calizas del tránsito del Devónico al Carbonífero. El Carbonífero detritico queda así restringido a su facies característica con gruesos bancos de areniscas y grauwacas.

El magmatismo granítico es contemporáneo de la mayoría de las fases de plegamiento hercínico. La fase 2 principal tiene direcciones N90-120 E y pliegues tendidos vergentes al Sur de geometría similar. Anteriormente se deduce la existencia de una fase 1 transversa. La fase 2 coincide con el máximo

de metamorfismo regional, de baja presión, que llega al grado de la sillimanita en niveles profundos. En este momento probablemente empieza la granitización (macizo de Lys y posiblemente macizo de Bielsa).

Las estructuras de la fase 3 están condicionadas por la presencia del macizo de Lys elevado por una falla dúctil y por los granitos en trance de intrusión (Posets) en desequilibrio térmico con el encajante.

El metamorfismo de contacto ocasiona, en su área, una inversión en el signo del contraste de competencias entre los niveles calizos y los pelíticos que se manifiesta en deformaciones, aún más tardías, en las que la caliza (mármol) se comporta de manera fluida respecto a la corneana rígida. Estos movimientos se deberían a reajustes últimos de los granitos.

Finalmente se describe la influencia de la tectónica alpina.

## INTRODUCCIÓN

En este trabajo nos proponemos agrupar de manera sintética los resultados parciales que cada año han ido apareciendo en las memorias relativas a la actividad de los Campamentos (A. García-Loygorri et al., 1971, 1972; F. Bodega et al., 1973; F. Bodega y L. M. Ríos, 1974, 1975, 1976, 1977; L.M. Ríos et al., 1978) que por iniciativa de D. José M.<sup>a</sup> Ríos, Catedrático de Geología de la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid, han venido celebrándose en el Pirineo oscense.

Para ello han sido necesarios trabajos complementarios de campo y de gabinete para dar al conjunto un todo coherente. Uno de los fines de los Grupos de Trabajo creados por D. José M.<sup>a</sup> Ríos en 1973, era precisamente la elaboración y revisión de los datos de los Campamentos para que no se perdiera la información recogida en ellos, así como el asegurar una continuidad en la dirección científica de los mismos.

En este trabajo nos referimos a los Campamentos XVI a XXIII que se celebraron con base en Bielsa o Benasque y nos ocuparemos solamente del área paleozoica dejando aparte las áreas cubiertas en el Cretáceo y Terciario. La cartografía original que ha sido realizada en foto aérea escala 1:30.000 nos vemos obligados a resumirla agrupando las formaciones diferenciadas en el Ordovícico y en el Devónico.

La realización de este trabajo no hubiera sido posible sin el esfuerzo y entusiasmo de todos los instructores y alumnos que participaron en los diversos Campamentos.

Vaya también nuestro agradecimiento a las Empresas y Organismos que con su ayuda han hecho posible la realización de cada Campamento.

## CUADRO GEOLÓGICO

El área del Paleozoico cubierta por estos campamentos podemos dividirla en tres unidades tectónicas:

- la unidad del manto de Gavarnie (n.º 2 en fig. 1),
- el autóctono (n.º 1 en fig. 1) formado por el granito de Bielsa y algunas manchas de Cambro-Ordovícico y de Devónico.
- los terrenos cabalgantes (n.º 3 en fig. 1) del Posets-Box constituidos principalmente por Devónico con granitoides y su prolongación Este, hacia donde se amortigua el cabalgamiento.

Los mantos y cabalgamientos de Paleozoico se han producido en las fases pirenaicas y están constituidos por materiales ya plegados en la orogenia hercínica.

Los materiales del ciclo pirenaico, de cuya descripción no nos ocuparemos, están representados por la cobertura sedimentaria triásica sobre la unidad autóctona de Bielsa, y los terrenos del Cretaceo superior y Terciario bajo, situados al Sur del área paleozoica, que principalmente (números 2' y 2'' en fig. 1) constituyen mantos de deslizamiento hacia el Sur, que primitivamente constituían la cobertura normal del Paleozoico.

## LITOESTRATIGRAFÍA

### *Cambro-Ordovícico*

Los terrenos más antiguos que afloran en el área del estudio se atribuyen al Cambro-Ordovícico.

De manera esquemática se componen de techo a muro por:

- Pizarras negras en las que esporádicamente se observa la estratificación por alguna hiladita de arenisca o «silt».
- Cuarzitas, a veces en bancos de 1 cm a 3 m, a veces en alternancia milimétrica cuarcita-pizarra. Hacia la parte alta de esta formación aparece localmente un nivel de caliza, masiva en la vertiente norte del valle de Urdiceto, alternante (dm) con niveles de pizarra en la falda sur del pico Urdiceto.
- Pizarras negras en las que hay cuarcitas blancas (5-10 m) de apariencia lentejona. Esta es la formación más antigua aflorante.

El corte estratigráfico más completo se tiene en el alto río Cinqueta. De techo a muro:

- Unos 170 m. Pizarras negras que pasan gradualmente a las pizarras carbonosas del Silúrico (Gotlandense). Hay una imprecisión en el límite entre el Ordovícico y Silúrico que probablemente haya que ponerlo dentro de este tramo de pizarras.
- Unos 400 m de alternancia milimétrica de arenisca y pizarra con tramos subordinados de pizarra gris-marrón. Hacia la base se corta un nivel (2 m) de conglomerado de elementos cuarzosos.
- Unos 1000 m de cuarcitas en bancos de hasta 3 m de potencia. Frecuentemente la cuarcita era arenisca arcillosa en su origen, de modo que en el momento de los esfuerzos tectónicos se produce una recristalización en finos lechos (mm) de cuarcita y metapelita que constituyen la esquistosidad y que a veces puede confundirse con la estratificación. En el techo de esta formación aparecen unos 5 m de alternancia (dm) de caliza arcillosa anfibolizada y pizarra. Hacia la parte alta de la formación hay un nivel de 15 m de conglomerado de elementos cuarzosos que se corta en la margen este del valle y no existe en la margen oeste. Otros niveles de conglomerado menos potentes, o de cuarcita conglomerática, se cortan localmente en la parte inferior de la formación.
- Más de 200 m de pizarras negras con un nivel de cuarcita blanca (5 m) que dibuja un anticlinal en el fondo del valle del Cinqueta.

La caliza de la serie del Cambro-Ordovícico se presenta abundante en un corte al Norte de Gistain. En el desmonte de la carretera se observa de techo a muro:

- Devónico. 100 m. Caliza gris alternante con pizarras.
- Silúrico. 100 m. Pizarras carburadas con bancos de caliza negra con Ortocerátidos.
- 600 m. Pizarra mosqueada (chiastolita).
- 125 m. Caliza blanca marmórea masiva.
- 30 m. Pizarra mosqueada (chiastolita) con pasadas (cm, mm) de pizarra arenosa.

- 6 m. Pegmatita con enclaves de pizarra.
- 10 m. Pizarra con pasadas (cm) de caliza.
- 45 m. Caliza (dm, cm) con pasadas (mm, cm) de pizarra.
- 40 m. Laguna de observación.
- 7 m. Cuarzita (dm).
- 5 m. Pizarra con pasadas (cm) de cuarcita.
- 50 m. Laguna de observación.
- 16 m. Pizarras negras.

Esta serie anteriormente fue atribuida al Devónico: A nosotros, dada la sucesión estratigráfica, nos parece lo correcto ponerla en el Ordovícico.

### *Silúrico (Gotlandense)*

De las pizarras negras descritas anteriormente se pasa gradualmente a las pizarras carbonosas (ampelitas) que en general son más fisibles que aquellas y no presentan un lajeado tan claro.

En la parte alta hay un nivel de caliza negra (5 a 10 m) que generalmente se presenta como un solo banco y algunas veces se subdivide en 2 o 3 bancos con intercalaciones de pizarra. Esta caliza contiene Ortocerátidos y Cardiolos y constituye un excelente nivel guía. Fue datada como Silúrico por Degardin (1977) al encontrar, en las pizarras suprayacentes del puente de S. Jaime, Graptolites de la zona 20. La alternancia (caliza-pizarra) que viene a continuación, este geólogo la data ya como Gedinense por Conodontos. Sin embargo en el XX Campamento justo en la base de esta alternancia se encontró en los alrededores de Liri la siguiente fauna del Silúrico: *Scyphocrinus elegans* Zenker, *Parallelodon* sp., *Michelinoceras* sp., posible *Merista herculea* Barr.

Posiblemente estos niveles estarían en cambio lateral de facies con los definidos por J. M. Degardin como Silúricos.

### *Devónico (Unidad del manto de Gavarnie)*

Debemos considerar aparte a la serie del manto de Gavarnie que tiene algunas diferencias con la del resto del área del estudio. El Devónico del Paleozoico del manto de Gavarnie ha sido estudiado por Lith (1965) en su parte española por lo que nos apoyaremos en su descripción. De techo a muro:

- De 16 a 38 m de caliza «griotta» datada por Conodontos como Famenense en su mitad inferior y como Tournaisiense en su mitad superior.
- Unos 100 m de pizarras con pasadas de caliza.
- Unos 300 m constituidos por caliza masiva de pátina gris claro y alternancia de calizas y pizarras calcáreas nodulares o bandeadas con coloraciones gris claro, verde y rosa, que Lith correlaciona con el Couviniense multicolor y fosilífero de Wensink (1962) y Dalloni (1910).
- 600 a 1000 m de pizarras y areniscas en bancos que pueden ser muy gruesos y calizas subordinadas. Esta formación está datada como Devónico inferior en su prolongación en Francia (Bresson 1903).
- 300 m de caliza y marmol de pátina blanca atribuida al Devónico inferior por correlación con el corte cerca de Neste de Louron (Clin 1959).
- Ampelitas del Silúrico que constituyen la base del manto.

En cuanto a la formación de pizarras y areniscas, Lith considera una parte de ella como Carbonífero discordante. Nosotros no hemos visto tal discordancia y creemos que se trata de una única formación perteneciente al Devónico.

### *Resto del área*

La litoestratigrafía del Devónico de la parte oriental del área del estudio la hemos sintetizado en la figura 3. Los espesores son muy variables por causas sedimentarias y/o tectónicas por lo que damos un orden de magnitud medio. Se



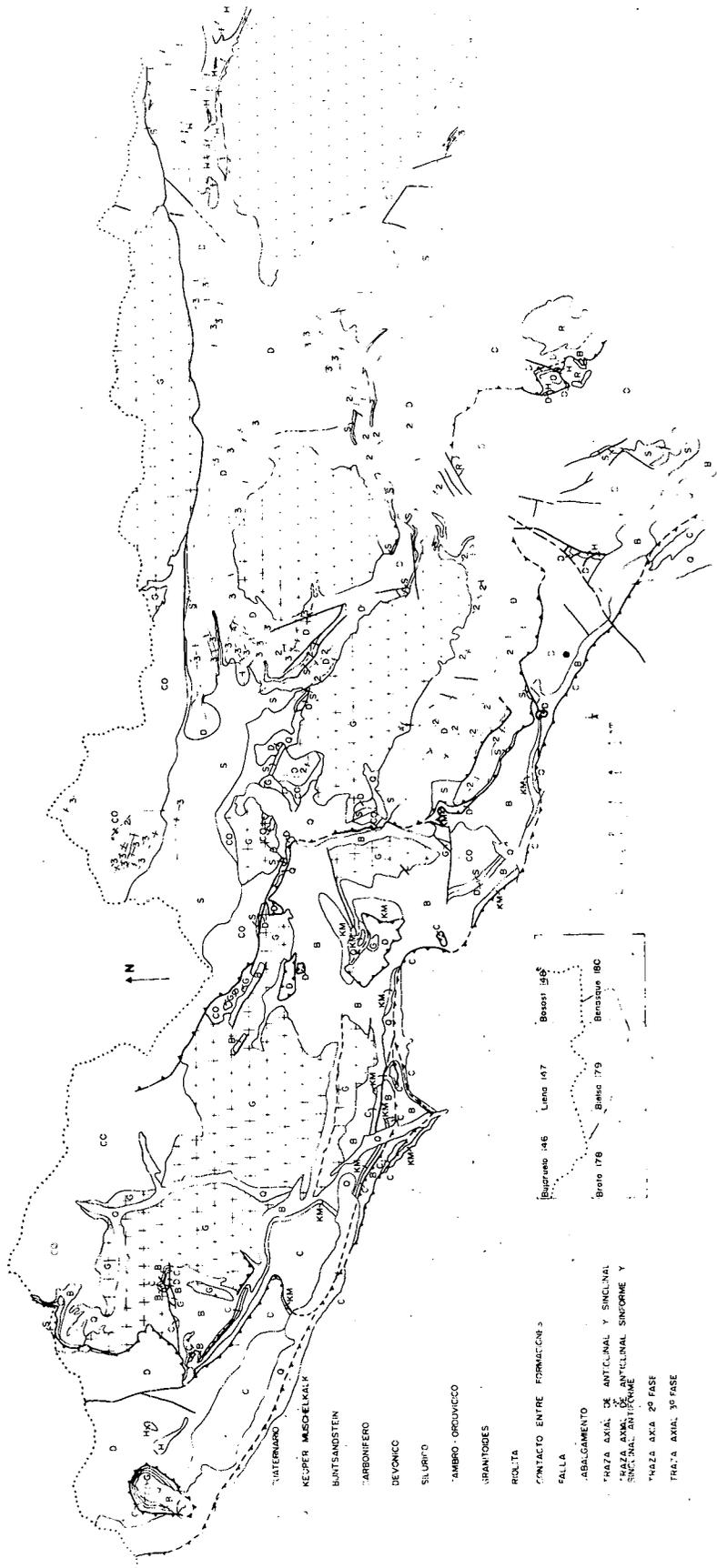


Fig. 2. Mapa geológico y estructural.

indican los nombres dados a las formaciones por Mey (1967, 1968).

El Devónico inferior está constituido por caliza micrítica negra con niveles de Crinoideos de aspecto masivo en la parte alta (formación Castanesa), y alternancia de caliza más o menos pelítica y pizarras en la parte baja (formación Rueda), pudiendo existir en cierta medida un paso lateral de una a otra formación. El conjunto de las dos formaciones fue atribuido por Arche (1971) a una edad Gedinense a Emsiense.

Hacia la parte SE del área del estudio se encuentra la serie llamada por Mey como «tipo Baliera». La diferencia es que la parte inferior es predominantemente pizarrosa siendo las calizas subordinadas, y la parte superior (formación Basibé) contiene cuarcitas y dolomias, con calizas claras o abigarradas hacia la base que recuerdan la facies «griotta». La primitiva atribución, aunque con dudas de los geólogos holandeses (Wennekers, 1968 y Mey, 1967) de la formación Basibé al Devónico medio, ha sido rebajada por otros geólogos de la misma escuela al Devónico inferior al encontrar Conodontos en la parte superior de dicha formación que dan una edad Emsiense (Habermehl, 1970; Boersma, 1973).

La formación Fonchanina está constituida por pizarras negras con algún delgado nivel de caliza. En la parte del SE, en pizarras que vienen sobre la formación Basibé, encontramos con relativa abundancia niveles de riolitas y de tobas líticas o lítico-vitreas con fragmentos de pizarras, traquitas, riolitas y cuarzo de origen volcánico. Durante el Devónico medio se manifiesta un vulcanismo ácido cuyo mejor exponente en nuestra área es la montaña del pico Cerler (L. M. Ríos y otros, 1978) constituida enteramente por riolita y no granodiorita como se la consideraba anteriormente.

La formación Mañanet se compone de una alternancia de caliza con pasadas más delgadas pelíticas. El espesor de los bancos calizos es en general del orden del decímetro. En el corte de la montaña de La Rueda (pista forestal al N de Cerler) pueden tener espesores mayores hacia la base siendo la caliza gravelosa. Arche (1971) cita la presencia de Corales y Estromatopóridos que pueden llegar a constituir biohermos en las laderas de las Tucas de Ixea, y atribuye esta formación al Eifeliense. Generalmente presenta coloraciones claras a veces versicolores (verdes, ocre y moradas). Esta característica y a veces el aspecto nodular que adquiere, debido a la esquistosidad, le dan el aspecto de «griotta», lo que indujo a los geólogos holandeses a considerarla como el techo del Devónico, situando entonces los pizarrales que vienen encima en el Carbonífero.

Sin embargo, dentro de estas pizarras aparecen recurrencias de la formación Mañanet de apariencia lentejonar. Por otra parte hemos demostrado (L. M. Ríos, 1977) que dichas pizarras pertenecen al Devónico al haber encontrado por encima la verdadera caliza del Devónico superior.

Las pizarras a las que nos referimos, hacia el Norte, cambian de facies y en la zona del barranco de Literola y en la de confluencia de éste con el río Esera encontramos en su lugar una alternancia (1 mm a 3 cm) de pizarras gris oscuro micáceas y areniscas de color negro en la que son frecuentes los tramos con estructura amigdaloides o «flaser-bedding» (Bodega y Ríos, 1976). Esta formación arenosa es probablemente a su vez un equivalente lateral del «flysch» estudiado por Arche (1971) en la zona de Gouaux de Larboust y que este autor correlaciona con las «Areniscas de Las Bordas» del Valle de Arán (Kleinsmiede, 1960).

La caliza del Devónico superior y Carbonífero basal tiene tonos beige en la base pero en el resto es negra y en ella hemos hallado fauna que la data. Ha quedado preservada de la erosión solamente en tres sitios:

— Al N de Villanova en la carretera hacia Benasque, donde Waterlot (1967) cita la existencia de liditas, típicas de la base del Carbonífero (Clin y otros, 1970), y Boersma (1973) data por Conodontos como Carbonífero inferior en su mayor parte.

— En los picos Labert, con *Clymenia (kalloclymenia?) subarmata?* Münster, *Poteriocrinites sp.* y *Pseudorthoceras senecum* Flower.

— En el plan d'Estan donde está marmorizada, a pesar de lo cual en la cota 2.010 m del camino de subida a La Renclusa encontramos secciones de *Clymenia levigata* Münster del Famenense.

### Carbonífero

En la unidad de Gavarnie está presente el Carbonífero bajo. Sobre la caliza datada en su mitad superior como Tournaisiense viene un nivel con liditas de 3 a 24 m de potencia. Encima hay unos 100 m de calizas pardas y rojas y calizas negras en alternancia con pizarras en donde Lith (1965) cita la existencia de Goniatites de edad Viseense. Sobre este tramo descansan unos 90 m de pizarras arenosas gris oscuro.

En el resto del área por las razones expuestas en el apartado anterior muchas manchas de pizarras que figuraban en los anteriores mapas como Carbonífero han quedado eliminadas y reatribuidas al Devónico. (L. M. Ríos, 1977).

El verdadero Carbonífero presenta una facies detrítica característica con abundantes bancos (1-3 m) de areniscas feldespáticas o de grauwacas en alternancia con pizarras.

Se encuentra en los mismos sitios citados anteriormente, sobre la caliza D<sub>6</sub>-H:

— Al N de Villanova, junto al puente sobre el río Esera, hay visibles 20 m de serie. Una falla NS separa este afloramiento de las pizarras del Devónico que se extienden hacia el E.

— En los picos Labert donde constituye sinclinales colgados. — En el sinclinorio del plan d'Estan donde alcanza unos 700 m de espesor. En él se han encontrado restos de plantas (Zeiller 1886, Roussel 1904). Unos 30 m por encima de la base del Carbonífero detrítico Waterlot (1967) encontró Glyphioceratidos probablemente *Proshumardites karpinskyi* Rauser-Tschenoussowa del Namuriense.

### TECTÓNICA HERCÍNICA

Se pueden considerar cuatro fases tectónicas bien diferenciadas de las cuales la segunda es la principal pues afecta a todo el dominio del estudio.

#### La fase 2

La fase principal es la responsable de los pliegues de amplitud kilométrica a decamétrica en el Devónico del collado de Sahaún, montaña del pico Box, lago del Sein, zona de Benasque y anticlinorio de la Sierra Negra. Son pliegues que, desde el punto de vista geométrico, tienen un marcado carácter similar en la mayoría de los casos. Sus trazas axiales

se han representado en el mapa esquemático de la figura 2. La dirección de los planos axiales es N 90 E a N 120 E aproximadamente. La vergencia es hacia el Sur. En toda la zona situada al S del macizo granítico de Los Millares los planos axiales buzan 15°-20° al N y en la zona de Benasque 40°-60° al N. En proyección estereográfica los ejes y lineaciones  $L_{2,0}$  están dispersos dentro del plano axial o plano medio de esquistosidad. El cabeceo de los ejes de las estructuras cartográficas no es tan pronunciado como parece sugerir el mapa lo cual es un efecto de la topografía.

En esta fase se produce una esquistosidad de flujo en las pizarras que presenta refracción al pasar a bancos calizos de mayor competencia. Esto indica que el mecanismo de flexión ha intervenido en alguna medida en la formación de los pliegues. Es decir que el material de diferente composición del pliegue no se ha comportado igualmente pasivo, lo cual sería la condición teórica necesaria para la formación de pliegue similar por deslizamiento (*shear*) paralelo al plano axial combinado con aplastamiento. En la realidad el aspecto similar del pliegue, considerado globalmente, se debe a que hay una combinación de bancos deformados según las clases 1C y 3 (Ramsay, 1967) alternativamente.

En estas condiciones, la dispersión de los ejes y lineaciones  $L_{2,0}$  dentro del plano de esquistosidad indica la existencia de una deformación previa de directrices más o menos transversas a las de la fase 2 y que se corresponde con la primera fase citada frecuentemente en la literatura como de dirección N-S.

En las calizas la esquistosidad es frecuentemente de presión-disolución. En ciertos planos discretos se produce la disolución y emigración de la calcita mientras queda el residuo arcilloso que es el que materializa el plano de esquistosidad.

En el Cambro-Ordovícico de la parte N los rasgos cartográficos se deben a la fase 3. La fase 2 se manifiesta por una esquistosidad de flujo en las pizarras y de crenulación en las areniscas (cuarcitas) con cierto contenido original en arcilla. En el alto río Cinqueta hemos observado pliegues bastante isoclinales (decamétricos) correspondientes a esta segunda fase, de vergencia al S (Bodega y Ríos 1977). En esta fase puede suponerse que regionalmente en su conjunto el Ordovícico permanecería horizontal o subhorizontal.

El metamorfismo regional que acompaña a la fase 2 generalmente no sobrepasa el grado de la sericita-clorita, sin embargo en el Cambro-Ordovícico de la zona norte aumenta hacia las partes profundas, actualmente en uno o dos kilómetros próximos a los granitos de Bielsa y de Lys, manifestándose con biotita, andalucita y estauroilita, llegándose hasta la silimanita en unos 20 m próximos al granito de Lys, en la cresta del pico Claravide.

Se trata de un metamorfismo de baja presión que puede considerarse como del tipo Bosost (Boschma, 1967; Zwart, 1958, 1959, 1963).

### La fase 3

La fase 3 presenta también en el Devónico esquistosidad de flujo y refracción tal que la caliza se comporta como competente. En los materiales del Devónico se localiza solamente en los alrededores de los macizos graníticos. Los pliegues de geometría similar se produjeron como acomodación al proceso de intrusión del granito. Estos son bien visibles en el Devónico al S del macizo de la Maladeta (L. M. Ríos et al., 1978) donde apenas afectan a los rasgos

cartográficos impuestos por la fase 2. En cambio, al N del macizo granítico del Posets los pliegues de fase 3, de plano axial subvertical, contornean dicho macizo al mismo tiempo que se aprietan isoclinamente en la zona donde el granito del Posets queda más cerca del macizo granítico de Lys-Caillaouas. En el arroyo Aignes Cruces se pone de manifiesto que la esquistosidad de plano axial de dichos pliegues es posterior a una esquistosidad de flujo que corresponde a la fase 2 (Bodega y Ríos, 1977). De S a N se observa en dicho arroyo que la esquistosidad  $S_3$  de crenulación pasa a esquistosidad de flujo borrándose los vestigios de la esquistosidad  $S_2$ .

Los pliegues E-W de plano axial subvertical en el Carbonífero al Norte de La Maladeta pueden ser atribuidos también a esta fase 3, aunque no hemos observado elementos estructurales que denoten la existencia de una fase 2 previa.

El límite sur rectilíneo del macizo granítico de Lys-Caillaouas es una falla ductil (Bodega y Ríos 1976) que probablemente se produjo en la fase 3 ya que la presencia de este macizo condiciona el apretamiento de las estructuras entre dicho macizo y el del Posets. Esta falla hacia el Oeste separa el Ordovícico metamórfico, al N, del Devónico, al S. Más adelante se convierte en una flexura y llega a desaparecer cuando el Silúrico aflora extensamente. Durante la fase 3 se produce el levantamiento y verticalización de la serie del Ordovícico de la parte norte, en la zona del arroyo de Claravide y del Cinqueta, que adquiere así su disposición actual. Al mismo tiempo se producen los pliegues en cascada hacia el Sur de la zona del Cinqueta (Bodega y Ríos 1977).

Después de la fase 3 termina la intrusión de las masas graníticas produciéndose entonces el metamorfismo (estático?) de contacto con aureolas de unos pocos cientos de metros (macizos de Posets, Millares, Maladeta) donde las pizarras se transforman en corneanas, desapareciendo cualquier textura orientada, y las calizas se marmorizan.

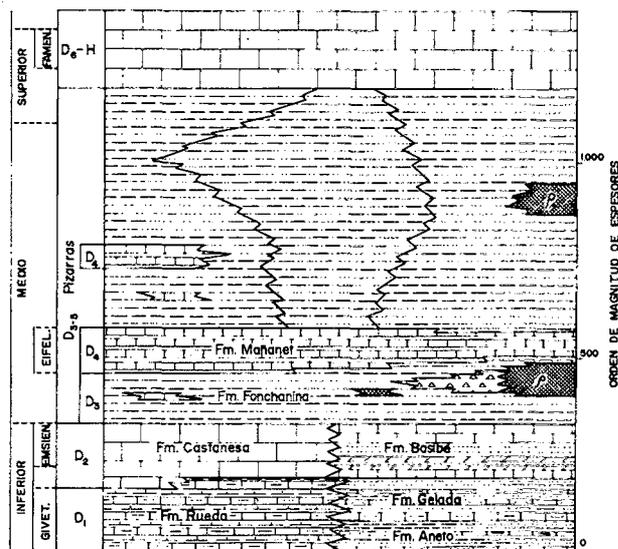


Fig. 3. Esquema estratigráfico del Devónico en la parte centro y oriental del estudio.

### Fase de movilidad de flujo en las calizas

En las cercanías de los granitos, donde ha actuado el metamorfismo de contacto, todavía se aprecian deformacio-

nes correspondientes probablemente a los últimos movimientos del encaje de los granitos. Se observan en series alternantes como la del Devónico inferior y se caracterizan por un comportamiento fluido de la caliza (mármol) y una fracturación de la corneana. Es decir que el metamorfismo de contacto ha cambiado el signo del contraste de competencias. En afloramiento se observa como el flujo en la caliza deforma la esquistosidad de presión-disolución previa que en algunos casos es de fase 3 (L. M. Ríos et al., 1978).

M. Clin (1962) cita la presencia, entre los macizos de Posets y de Millares, de fracturas verticales periódicamente espaciadas cada 100 m, intruidas de caliza.

La idea de una posible edad alpina para el fenómeno de fluidez de las calizas (L. M. Ríos et al., 1978) hay que descartarla. Clin y Bezancon (1965) habían demostrado en una región más occidental que pertenece al ciclo hercínico.

## MAGMATISMO

### Granitoides

No hemos entrado en el detalle del estudio de los macizos graníticos de La Maladeta (Charlet 1968, Charlet y Dupuis 1974) ni de Lys-Cailaouas (Destombes y Raguin 1943, Clin 1959, Clin et al. 1963, Wenekers 1968).

Sobre este último macizo y debido a su complejidad hay una controversia sobre su origen. Según Destombes y Raguin (1943) sería sinorogénico aunque intrusivo. Según Clin (1959) y otros geólogos (Clin et al., 1963) además de sinorogénico consideran que los diferentes granitoides (diorita con cuarzo, granito fino), deben su quimismo a la granitización de las formaciones paleozoicas de las que existen numerosos enclaves, aunque hay un granito porfídico que es posterior y secante a los primeros. Según los geólogos holandeses (Wenekers 1968) sería un macizo complejo puramente intrusivo comparable al de La Maladeta, es decir post o tardi-orogénico.

Nosotros hemos observado en varios puntos del contacto E-W del macizo con la serie del Devónico no metamórfico situado al Sur, que no existe plano de falla (Bodega y Ríos 1976) y sí en cambio una banda de menos de 10 m de anchura donde las capas pelíticas del Devónico pierden su esquistosidad debido a una milonitización seguida de recristalización

del cuarzo y crecimiento de moscovita. Las muestras del granito en las proximidades del contacto muestran así mismo una intensa cataclasis y en esa banda meridional se señala la presencia (Clin y otros 1963) de un granito (diorita cuarcífera) «gneissificado». Esta deformación es atribuible a la fase 3 y pondría prácticamente en contacto los granitos de generación previa en la zona de metamorfismo regional más intenso con, al Sur, terrenos no metamórficos (solamente sericitoclorita).

Por otra parte hemos observado el contacto del granito porfídico con el Ordovícico cuarcítico en la cresta fronteriza del pico Claravide. Dicho contacto se hace sin falla (L. M. Ríos et al., 1978) y, aunque somero, se produce un metamorfismo de contacto con moscovita post-tectónica y, en los dos metros próximo al granito, pérdida de textura orientada. Este fenómeno probablemente es posterior a la fase 3 y está en relación con una generación de granito más tardía (granito porfídico) probablemente contemporánea de la intrusión de los granitoides de Posets, Millares y quizás Maladeta.

En cuanto a los granitoides de Bielsa, del Posets, y de Los Millares (también llamado de Eriste) hemos confirmado con varias muestras los resultados de anteriores trabajos. El de Bielsa es un granito con biotita y los de Posets y Los Millares son granodioritas con hornblenda. Este último, al igual que el de La Maladeta, presenta naturaleza más básica en algunas zonas o apófisis marginales (diorita o gabro cuarcíticos).

En cuanto a los diques en Paleozoico relacionables con los granitos, éstos son pórfidos graníticos o dioríticos, tonalitas y diques de cuarzo-moscovita.

Hay otro tipo de manifestaciones magmáticas englobadas en el Paleozoico y que están deformadas texturalmente por las fases hercínicas. En algunos casos puede tratarse de antiguos sills de riolitas penecontemporáneos de la sedimentación. En otros casos, y limitada su presencia al Ordovícico, se trataría de sills de tipo intermedio a básico.

## TECTÓNICA ALPINA

El área del estudio ha sido afectada por la tectónica alpina.

Los materiales del Bunt desde el punto de vista mecánico han quedado solidarios del Paleozoico produciéndose el despegue y deslizamiento hacia el Sur, de la cobertura cretacea-paleocena (manto de Gavarnie y sus respectivas

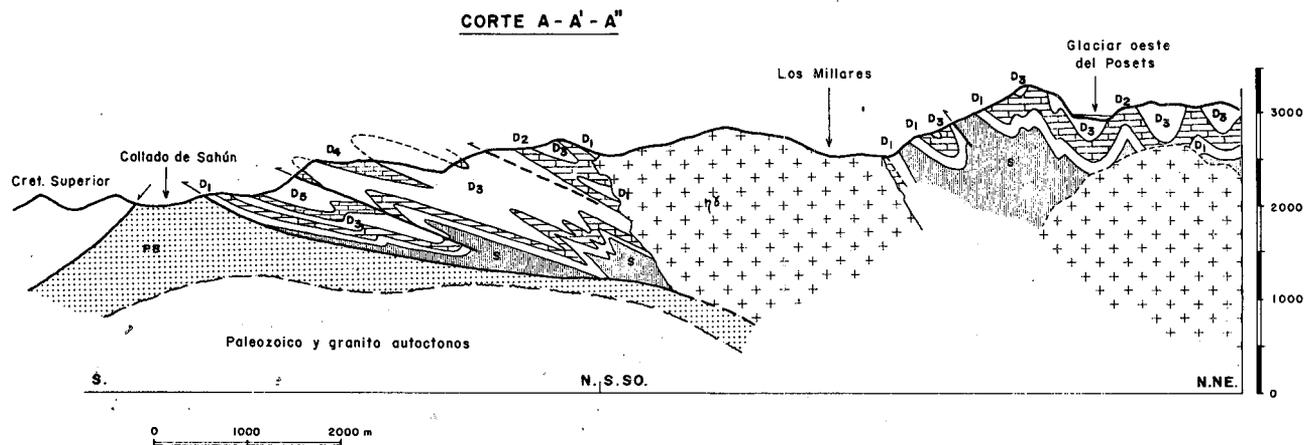


Fig. 4. Corte tectónico.

unidades de Cotiella, Monte Perdido y Gavarnie) sobre su suela plástica de Keuper y Muschelkalk (Seguret 1970). Cuando estos materiales plásticos faltan por laguna estratigráfica, se producen superposiciones dentro del Cretáceo-Paleoceno (extremidades occidentales de las unidades del Cotiella y del Monte Perdido) y del Paleozoico sobre el Cretáceo-Bunt autóctonos (ventana de Larri, ventana de Gavarnie). Para una explicación más extensa remitimos al lector a la tesis de Seguret (1970).

### Fallas tendidas de cabalgamiento

El hecho más relevante de la tectónica alpina en el área paleozoica es la producción de fallas tendidas de cabalgamiento. Aparte de la ya citada de Gavarnie, está la del collado de Sahún (Devónico sobre Bunt) que se prolonga por un lado hasta la zona al Norte de Punta Suelza y por otro lado hasta el pueblo de Sahún donde se amortigua. Los materiales cabalgantes están constituidos por Silúrico, que frecuentemente juega el papel de suela plástica, Devónico y granitoide de Los Millares.

Hay dos isleos sobre el Bunt autóctono de Bielsa que forman parte de esta unidad cabalgante:

— El *klippe* de Punta Suelza está constituido por el Devónico inferior.

— El *klippe* de La Bargasera se compone de Devónico inferior y diorita cuarcífera de la misma composición que la extremidad oeste del granito de Los Millares.

El Bunt ocupa una extensa área en la que viene discordante sobre el granito autóctono de Bielsa. Este Bunt soporta los isleos citados. En la zona del *klippe* de La Bargasera el Bunt está tranquilo y adopta una disposición tabular. En la zona de *klippe* de Punta Suelza el Bunt está replegado con esquistosidad de flujo (sericita-clorita) en los niveles pelíticos. Este fenómeno ocurre por lo tanto en las proximidades de la raíz del cabalgamiento alpino. En esta zona se da el hecho paradójico de que el granito solo está afectado aparentemente por algunas fallas mientras que el Bunt suprayacente está mucho más deformado (Choukroune 1968).

Otro cabalgamiento aunque de menor importancia tiene su contacto de base al Sur de los picos Labert sobre las vulcanitas y pizarras del Devónico medio. Hacia el Oeste desaparece un trecho debajo del cuaternario de Anciles y termina en las fallas transversas de Eriste.

### Fallas verticales de hundimiento

Hay una serie de fallas directas de dirección E-W y hundimiento de labio norte.

La situada al N de Punta Suelza ha afectado al contacto de cabalgamiento descrito.

La falla de La Bargasera que afecta al granito y Bunt pero no a los materiales corridos suprayacentes.

La falla situada al Norte de San Juan de Plan ha jugado en dos tiempos. El primero con hundimiento del labio sur erosionándose el Devoniano y Ordoviciense de la parte norte hasta dejar al descubierto el granito. Posteriormente después del depósito del Bunt la falla juega con hundimiento del labio norte (Martínez 1968). Esta falla, como la de La Bargasera, tampoco afecta al alóctono.

### Deformación penetrativa en el Paleozoico

El Bunt cuando está plegado presenta esquistosidad de flujo correspondiente a un metamorfismo del grado de la sericita-clorita. Cabría esperar entonces, encontrar de una manera general señales de deformación en el infrayacente paleozoico.

Fuera de las áreas de influencia de los granitos se aprecian de vez en cuando *kinks* y esquistosidad de fractura que podrían ser atribuidos a las fases alpinas pero frecuentemente no hay señales de deformación posterior a la fase 2 hercínica.

En otros casos, como el que cita Mey (1967) en el contacto Bunt-Paleozoico de la zona de Baliera, la esquistosidad de flujo en el Paleozoico podría haber vuelto a jugar como esquistosidad de fractura paralelamente a la esquistosidad del Bunt.

La deformación penetrativa parece localizarse solamente en determinadas áreas en función de la heterogeneidad de la arquitectura hercínica.

### BIBLIOGRAFÍA

- ARCHE, A. (1971): Estudio estratigráfico de las cabeceras de los ríos Esera y Pique. Pirineos Centrales, España, Francia. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias, Madrid.
- BODEGA, F., B. ROJAS, E. FERNÁNDEZ VARGAS (1973): Memoria sobre organización, desarrollo y trabajos realizados en el XVIII Campamento para Prácticas de Geología «Benasque 1972». *Bol. Geol. y Minero*, t. LXXXIV, pp. 516-543, Madrid.
- BODEGA, F., y L. M. RÍOS (1974): Memoria sobre organización, desarrollo y trabajos realizados en el XIX Campamento para Prácticas de Geología «Benasque 1973». *Bol. Geol. y Minero*, t. LXXXV-IV, pp. 464-512, Madrid.
- BODEGA, F., y L. M. RÍOS (1975): Memoria sobre organización, desarrollo y trabajos realizados en el XX Campamento para Prácticas de Geología «Benasque 1974». *Bol. Geol. y Minero*, t. LXXXVI-V, pp. 528-532, Madrid.
- BODEGA, F., y L. M. RÍOS (1977): Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXII Campamento para Prácticas de Geología «Bielsa-Benasque 1976». *Bol. Geol. y Minero*, t. LXXXVIII-II, pp. 155-159, Madrid.
- BOERSMA, K. T. (1973): Description of certain Lower Devonian platforma conodonts of the Spanish Central Pyrenees. *Leidsche Geol. Meded.*, d. 49, pp. 285-301, Leiden.
- BOERSMA, K. T. (1973): Devonian and Lower Carboniferous conodont Biostratigraphy, Spanish Central Pyrenees. *Leidsche Geol. Meded.*, d. 49, pp. 303-377, Leiden.
- BOSCHMA, W. (1967): The alteration of cordierite in spotted schists from the Central Pyrenees. *Geol. Mijnbouw*, j. 46, pp. 96-104, Leiden.
- BRESSON, A. (1903): Etude sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées (Haute Chaine). *Bull. Carte géol. France*, t. 14, n.º 93, pp. 45-322.
- CHARLET, J. M. (1968): Etude préliminaire du massif granitique de la Maladeta (Pyrénées Centrales espagnoles). *Ann. Soc. Geol. Nord*, t. 88, pp. 65-75, Lille.
- CHARLET, J. M. y CH. DUPUIS (1974): Observations nouvelles dans le Massif de la Maladeta. VII Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos en Seo de Urgel. *Pirineos*, inédito, Jaca.
- CHOUKROUNE, P. (1968): Etude structurale du substratum de la nappe de Gavarnie dans la région de Bielsa (Pyrénées Centrales espagnoles). These 3<sup>me</sup> cycle, Fac. Sciences Paris, pp. 1-76.
- CLIN, M. (1959): Etude géologique de la haute chaîne des Pyrénées centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque du Lys. These, Nancy, Série 58, n.º 152, pp. 1-379. (*Mem. B.R.G.M.* n.º 27, pp. 9-275, 1964).
- CLIN, M. (1962): Indices d'intensité tectonique dans la zona axiale des Pyrénées centrales. *Extrait des P.V. de la Soc. Linnéenne de Bordeaux*, n. 99, pp. 1-12.
- CLIN, M. y J. P. BEZANCON (1965): Le contact méridional du massif granitique de Cautelets: traits généraux et particularités structurales. *Actes de la Soc. Linnéenne de Bordeaux*, t. 102, n.º 6, pp. 3-16.
- CLIN, M., H. DE LA ROCHE, F. LEFONG, B. POTY (1963): Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys-Caillaouas (Pyrénées Centrales). *Sc. de la Terre*, t. IX, n.º 2, pp. 149-174, Nancy.
- CLIN, M., C. HEDDEBAUT, R. MIROUSE, J. MULLER, P. ROGER, y

- M. WATERLOT (1970): Le cycle hercynien dans les Pyrénées. *Ann. Soc. Géol. Nord.*, t. XC, f. 4, pp. 253-276, Lille.
- DALLONI, M. (1910): Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sc Marseille*, t. 19, pp. 1-444.
- DEGARDIN, J. M. (1977): Contribution a l'étude Géologique du Silurien de la region de Benasque (Province de Huesca - Espagne). These Lille, n. 627, pp. 1-345.
- DESTOMBES, J. P. y E. RAGUIN (1955): Les relations du granite et du Paléozoïque dans les Pyrénées Luchonnaises (Haute-Garonne). *C. R. Soc. Geol. Fr.*, n. 16, pp. 337-339, Paris.
- GARCÍA-LOYGORRI, A., F. BODEGA, E. FERNÁNDEZ VARGAS y J. SAENZ DE SANTAMARÍA (1971): Memoria del XVI Campamento de Geología, Bielsa 1970. *Bol. Geol. y Minero*, t. LXXII-VI, pp. 565-571, Madrid.
- GARCÍA-LOYGORRI, A., F. BODEGA, L. GRANADOS y H. PÉREZ DOMÍNGUEZ (1972): Memoria sobre organización, desarrollo y trabajos realizados en el XVII Campamento para Prácticas de Geología «Bielsa 1971». *Bol. Geol. y Minero*, t. LXXXIII-V, pp. 541-552, Madrid.
- HABERMEHL, M. A. (1970): Depositional history and diagenesis of quartz-sand bars and lime mud environments in the Devonian Basibé Formation (Central Pyrénées, Spain). *Leidse Geol. Med.*, d. 46, pp. 1-55, Leiden.
- KLEINSMIEDE, W. F. (1960): Geology of the Valle de Aran, Central Pyrénées. *Leidse Geol. Med.*, d. 25, pp. 129-245, Leiden.
- LITH, J. G. J. van. (1965): Geology of the spanish part of the Gavarnie nappe (Pyrénées) and its underlying sediments near Bielsa (Province of Huesca). *Geologica Ultraiectina*, n.º10, pp. 1-64, Utrech.
- MARTÍNEZ, C. (1968): Etude structurale de la region de la Cinqueta, substratum de la nappe de Gavarnie. Pyrénées Centrales, Espagne. These de 3<sup>eme</sup> cycle, Montpellier, pp. 1-107.
- MEY, P. H. W. (1967): The geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrénées, Spain. *Leidse Geol. Med.* d. 41, pp. 153-220, Leiden.
- MEY, P. H. W. (1968): Geology of the upper Ribagorzana and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Med.* d. 41, pp. 229-292, Leiden.
- RAMSAY, J. G. (1967): Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill, New York.
- RÍOS, L. M. (1977): El paso Devoniano-Carbonífero y las atribuciones erróneas al Carbonífero en los ríos Esera y Baliera, provincia de Huesca. *Bol. Geol. y Minero*, t. LXXXVII-IV, pp. 300-305, Madrid.
- RÍOS, L. M., F. J. BELTRÁN, J. M. LANAJA y F. J. MARIN (1978): Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXIII Campamento para Prácticas de Geología «Benasque 1977». *Bol. Geol. y Minero*, t. 89-1, pp. 84-88, Madrid.
- ROUSSEL, J. (1904): Tableau stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Carte Geol. France*, t. XV, n.º 97, pp. 23-141, Paris.
- SEGURET, M. (1970): Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. These, Montpellier, pp. 1-395. (*Publ. Ustela, Série Géol. Struct.* n.º 2, pp. 1-160, 1971; Montpellier).
- WATERLOT, M. (1967): Contribution a l'étude géologique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles. These, Lille, pp. 1-390. (*Mem. I.G.M.E.*, t. LXX, pp. 1-259, 1969, Madrid).
- WENNEKERS, J. H. W. (1968): Geology of the Esera Valley and the structural analysis of the Lys-Caillaouas Massif, Shet 7, Central Pyrenées, Spain, France. *Leidse Geol. Med.*, d. 41, pp. 221-267, Leiden.
- WENSINK, H. (1962): Paleozoic of the upper Gallego and Ara valleys, Huesca province, Spanish Pyrenees. *Estud. geol. Inst. Lucas Mallada*, V. XVIII, pp. 1-74, Madrid.
- ZEILLER, R. (1886): Note sur des empreintes houillères recueillies par M. Gourdon dans les Pyrénées centrale. *Bull. Soc. Géol. France*, 5<sup>e</sup> série, t. XIV, pp. 328-329, Paris.
- ZWART, H. J. (1958): Regional metamorphism an related granitization in the Valle de Aran (Central Pyrenees). *Geol. Mijnbouw*, n.º21.
- ZWART, H. J. (1959): Metamorphic history of the Central Pyrénées, part 1. *Leidse Geol. Med.*, d. 22, pp. 419-490, Leiden.

Recibido, mayo 1978.