



IGME

179

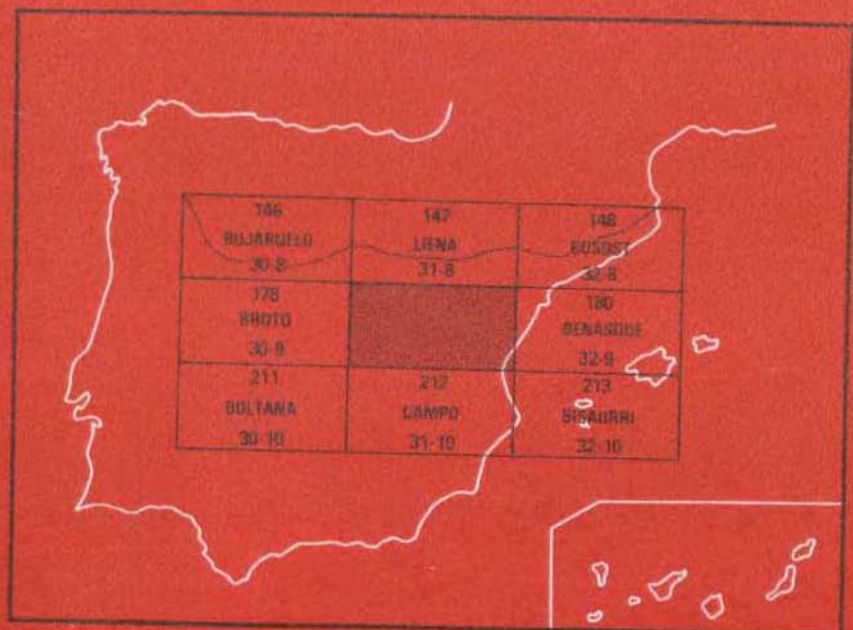
31-9

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BIELSA

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

BIELSA

Segunda serie – Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por el Grupo de Trabajo de la Cátedra de Geología de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, en colaboración para la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, a cargo de don Antonio Barnolas.

Los componentes de dicho Grupo que han intervenido en su realización son:

Luis María Ríos Aragüés, doctor Ingeniero de Minas;

José María Lanaja del Busto, Ingeniero de Minas;

José Miguel Ríos Mitchell, Ingeniero de Minas;

Francisco José Marín Blanco, Ingeniero de Minas.

Los estudios de muestras de Micropaleontología han sido realizados por Carlos Martínez Díaz, Doctor Ingeniero de Minas y los de Macropaleontología por Hermenegildo Mansilla, Ingeniero de Minas, ambos de la Cátedra de Estratigrafía y Paleontología de la ETSIM de Madrid.

Las muestras de petrología han sido estudiadas por Amado Cueto de la Cátedra de Mineralogía de la misma escuela.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector, que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-32171-1982

SSAG. Industria Gráfica - C/. Lenguas, 4-3.º - Madrid-21 (Villaverde)

1. INTRODUCCION

1.1. RASGOS GEOLOGICOS

La hoja se encuentra a caballo entre la llamada Zona Axial Pirenaica y la Zona Surpirenaica, constituidas, respectivamente, por los materiales del ciclo hercínico y del ciclo alpino.

La parte de los materiales hercínicos la podemos dividir, atendiendo a las unidades de cabalgamiento constituidas en la tectónica alpina, en:

- Autóctono, formado principalmente por el granito de Bielsa.
- Paleozoico del manto de Gavarnie en rincón NO. de la hoja.
- Unidad cabalgante de Posets-Millares-Box, formada por Devónico y granodioritas.

Los materiales del ciclo alpino esencialmente calizos están dispuestos en las unidades tectónicas de Gavarnie, Monte Perdido y Cotiella, que, juntas, constituyen el manto de Gavarnie. Estas unidades están corridas hacia el S. decenas de kilómetros sobre el Triás plástico y fueron la primitiva cobertera sedimentaria de la Zona Axial. El contacto anormal, base de cabalgamiento, que sigue aproximadamente la diagonal NW-SE de la hoja, representa la parte trasera de los materiales alóctonos.

1.2. ANTECEDENTES

Aunque este epígrafe va dedicado a destacar las aportaciones recientes que tienen una repercusión en el conocimiento de la hoja, no podemos dejar de citar en

este sentido a algunos de los monumentales trabajos, que se pueden considerar como clásicos, de MALLADA (1881), DALLONI (1910) y MISCH (1934). Después de este último no se han modificado las líneas esenciales de la cartografía, no sólo de la Hoja de Bielsa, sino de todo el Pirineo Sur-Central, aunque sí ha variado la interpretación.

Entre los trabajos más recientes sobre la hoja podemos destacar los de SOUQUET (1967), CHOUKROUNE (1967), MARTINEZ (1968), WENNEKERS (1968), SEURET (1970), ARCHE (1977) y GROEN (1978).

La cartografía inédita 1:50.000 realizada para ENPASA, por A. Garrido en el Secundario y Terciario (GARRIDO, 1973) nos ha sido de gran utilidad particularmente en las zonas del macizo del Cotiella y Sierra de Chía.

Igualmente, se ha contado con la información recogida en los Campamentos para Prácticas de Geología de la ETS de Ingenieros de Minas de Madrid, que se ha resumido en las Memorias relativas a los Campamentos desde 1970 a 1977 y se ha sintetizado, en lo relativo al Paleozoico, por RIOS y otros (1979).

2. ESTRATIGRAFIA

2.1 ORDOVICICO

2.1.1. Cuarcita (Oq)

En la parte Norte-Centro de la hoja, junto al lado de Urdiceto y en contacto irregular con el granito de Bielsa, afloran cuarcitas de color pardo-amarillento en bancos decimétricos que son las mismas que las del túnel de Bielsa en la hoja de Liena. Este conjunto cuarcítico se ha atribuido a la parte baja del Ordovícico (hoja de Liena).

2.1.2. Esquistos, cuarzoesquistos y caliza (O)

Es el tramo más bajo aflorante en la serie de San Juan de Plan. Consta de 200 m. de esquistos gris oscuro alternantes con calizas grises en bancos centimétricos a decimétricos y pasadas de cuarzoesquisto centimétricas. Por la proximidad del granito de Bielsa muestran metamorfismo de contacto (moteado de andalucita) y diques de cuarzo y pegmatita.

2.1.3. Caliza blanca marmórea (Oc)

Sobre la formación anterior vienen unos 125 m. de caliza blanca marmórea

masiva. Como se observa en el desmonte de la carretera a Gistain, esta caliza, a diferencia de la del Devónico inferior, no contiene pasadas (dm) pelíticas.

2.1.4. Pizarras (OS)

Sobre la caliza anterior y también en la parte Norte de la hoja en conexión con la hoja de Liena hay de 300 a 600 m. de pizarras gris oscuro en las que es posible detectar la estratificación por la presencia esporádica de nivelillos (1 mm.) claros con contenido en cuarzo. Hacia arriba pasan gradualmente a las pizarras negras carbonosas del Silúrico (S) finamente fisibles, mucho más tectonizadas en general y de morfología más blanda. El límite cartográfico entre unas y otras no está por lo tanto en muchos casos bien definido.

2.1.5. Edades

En la serie de San Juan de Plan no apreciamos ningún contacto anormal, lo que nos obliga a considerar la serie descrita como infrayacente al Silúrico.

En la Hoja de Liena hay niveles de caliza en la parte superior del Ordovícico, aunque no tienen el espesor de la caliza de San Juan de Plan, a las que les hemos atribuido una edad Caradoc o quizá Ashlgill por comparación con otros lugares del Pirineo donde sí tienen un espesor parecido (KLEINSMIEDE, 1960; ZANDVLIET, 1960; DOMMANGET, 1977).

Las pizarras (O-S) de la parte alta es posible que comprendan una parte del Silúrico, dado que el paso entre una y otra formación es gradual y que en los esquistos ampelíticos de áreas limítrofes los niveles de Graptolites más bajos que se encuentran son del Llandovery superior (DESTOMBRES, 1953 alto Garona) o Llandovery medio (DEGARDIN 1977, Benasque).

2.2. SILURICO

2.2.1. Pizarras ampelíticas (S)

Son pizarras negras grafitosas con abundante pirita, fisibles por su plasticidad muy tectonizadas en general. Por ello su espesor es difícil de evaluar. Este puede ser del orden de 500 m. al Norte, en la hoja de Liena, mientras que en Gistain apenas sobrepasa el centenar de metros.

Desde el punto de vista geoquímico (KLEINSMIEDE 1960) se caracterizan por un contenido bajo en sílice (< 50 %) y contenidos altos en carbono, alúmina, hierro (pirita) y potasio.

Debido a esta composición presentan frecuentemente en afloramiento, sobre todo en zonas húmedas, eflorescencias blancas aluminosas y amarillentas, y los derrubios con ellas relacionados suelen estar cementados por limonita.

Hacia la parte alta aparece un tramo constituido por uno o, a veces, varios bancos de 0,5-5 m. de caliza negra de aspecto carbonoso con *Orthoceras* y *Cardiolas*, intercalados en las pizarras. Este es un nivel característico en el Silúrico pirenaico y nosotros lo observamos en todas las áreas cerca del Devónico, aunque de manera discontinua.

En la región de Benasque, contigua, DEGARDIN (1977) ha encontrado Graptolites que van desde el Llandovery medio al Ludlow superior. Las calizas con *Orthoceras* empiezan a aparecer en el Wendock superior y puede haber recurrencias hasta el Pridoliense terminal (DEGARDIN Y PARIS, 1978) confundándose con la base de la alternancia caliza-pizarra del Devónico (DEGARDIN y WATERLOT, 1974; DEGARDIN, 1978; L. M. RIOS y otros 1979).

2.3. DEVONICO

Debido al engrosamiento de charnelas y estiramiento de flancos, en las descripciones a continuación, daremos un valor estimado medio de los espesores.

2.3.1. Alternancia de caliza y pizarra (D_1 p)

Alternancia (dm a m) de calizas gris oscuro a gris beige más o menos arcillosas y pizarras gris oscuro a veces algo calcáreas. Solamente hemos encontrado artejos de Crinoideos y algunos pequeños *Orthoceras* inclasificables.

Equivale a la formación RUEDA de MEY (1967).

El espesor medio es de 200 m. en la zona del Posets y de 100 m. alrededor de los Millares.

2.3.2. Caliza (D_1 c)

La formación anterior pasa hacia arriba a caliza gris gruesamente estratificada de pátina blanca y aspecto masivo en el paisaje. Persisten finas intercalaciones de pizarra de preferencia en la base. Solamente se han visto artejos de Crinoideos.

Equivale a la formación BASIBE de MEY (1967) y WENNEKERS (1968).

El espesor medio es de unos 250 m. al N. y O. del Posets. Junto al collado de Sahún no sobrepasa los 100 m.

2.3.3. Calizas y pizarras indiferenciadas (D_1 pc)

En el área del collado de Eriste, al S. del Posets, las dos formaciones anteriores se hallan imbricadas una en la otra por causas de tipo estratigráfico (cambio lateral de facies) o tectónico (repetición por repliegues). Nos hemos visto obligados a hacer una formación comprensiva de las dos.

2.3.4. Caliza en el manto de Gavarnie (D_1)

En la parte NO. de la hoja, el Paleozoico del manto de Gavarnie tiene en su base un conjunto de caliza gris clara de unos 300 m. de potencia, gruesamente estratificada de aspecto masivo. Equivale probablemente a las dos formaciones anteriores (D_1 p y D_1 c) por cambio lateral de facies de la inferior. VAN LITH (1965) ha observado localmente transiciones laterales a la facies alternante («barrégienne») en la sierra de Espierba, y más al N., en el circo de Barrosa. Este autor, siguiendo a CLIN (1959), la atribuye al Devónico inferior.

2.3.5. Skarn (D_1 KC)

En la parte del río Cinqueta donde aflora el granito de Bielsa recubierto por el Bunt, hay en lo alto del escarpe del Bunt y en apariencia concordante con él un nivel de unos 20-30 m. de pátina gris clara. Es una roca formada principalmente por silicatos cálcicos (ver capítulo de petrografía) en la que quedan relictos sin transformar de caliza recristalizada y esquisto. Lo interpretamos como las formaciones basales del Devónico, ricas en carbonatos, transformadas por el metasomatismo de contacto de la granodiorita de Millares (¿oculta por el cuaternario?) y lo incluimos en la unidad paleozoica cabalgante.

2.3.6. Caliza versicolor (D_2c_1) (D_2c_2)

Separada de la formación anterior (D_1 c) por pizarras más o menos potentes según los sitios (formación Fonchanina de MEY), hay un paquete (D_2c_1) constituido por una alternancia, de pátina amarillenta en el paisaje, de caliza o caliza arcillosa (calcoesquisto) en bancos centimétricos a decimétricos y pizarras en bancos centimétricos. Las calizas son de color gris, a veces gris claro verdoso, amarillento o rosado.

Corresponde a la facies versicolor «pseudogriotta» de la hoja de Benasque: formación Mañanet de los geólogos de Leiden en la serie del tipo Sierra Negra-Baliera (MEY 1967, 1968; HARTEVELT, 1970; HABERMEHL, 1970).

El espesor es de 50 a 100 m.

En el seno de las pizarras que siguen a este paquete, análogos a las

suprayacentes a él, hay una recurrencia representada por un paquete de unos 25 m. (D_{2c2}) de mismas características. Se encuentra en la ladera S. del pico Box y se acuña en las pizarras hacia el E.

2.3.7. Pizarras (D_{1-2-3})

Incluimos en una sola formación todas las pizarras del Devónico suprayacentes a la caliza D_{1c} y que engloban los paquetes de caliza descritos en el apartado anterior diferenciados en cartografía.

Las pizarras por debajo del paquete principal (D_{2c2}) reciben el nombre de formación Fonchamina (MEY, 1968; WENNEKERS, 1968). Son pizarras grises con raras pasadas de caliza (1 m.) más o menos arcillosas. Son las únicas que aparecen en los alrededores del Posets en los núcleos de los sinclinales. En el área de pliegues entre Barbarisa y el barranco del Sein el espesor original se puede estimar del orden de 400-450 m. (unos 200 m. en situación de flanco de pliegue con ángulo de apertura de unos 13° , unos 1.400 m. en situación de charnela). Este espesor disminuye hacia el collado de Sahún (50 m. en situación de flanco).

Las pizarras por encima del paquete principal tienen la misma facies y aparecen en espesor de varios cientos de metros hacia las zonas de Sahún, Eriste y Cerler en la hoja de Benasque, donde tienen tramos de alternancia con pasadas (cm-dm) calizo-arenosas. Estas facies arenosas se observan en la hoja en la parte SE. en los alrededores de Sesué.

2.3.8. Edades

En el área de Benasque A. ARCHE (1971) sitúa, por correlación con otras zonas del Pirineo Central, la formación Rueda en el Gedinense, la formación Basidé en el Siegeniense y Emsiense, y la formación Mañanet en el Eifeliense.

Según el estudio de Conodontos de K. T. BOERSMA (1973) del Devónico del Pirineo Central español, en la zona del río Segre la formación Rueda es de edad Gedinense y la formación Basidé es de edad Gedinense somital hasta más o menos el límite entre el Emsiense inferior y el superior. El límite Emsiense-Eifeliense estaría dentro de la formación Fonchamina.

En el área de Benasque-Cerler, encima de la formación Mañanet, los cientos de metros de pizarras, que son prolongación cartográfica de las de la hoja de Bielsa, (equivalentes a la formación Civis de HARTEVELT, 1970) no son carboníferas como se pretendía anteriormente sino Devónica (GROOS y otros 1972, L.M. RIOS y otros 1979). Sobre ellas todavía vienen las que hemos llamado calizas del paso Devónico-Carbonífero en las que el Famenense está presente (L.M. RIOS 1977). La correlación (BOERSMA 1973) de la formación Mañanet de la serie del tipo Sierra Negra-Baliera, con la totalidad de la formación Compte, de la serie del tipo

Compte, es errónea. La caliza de la formación Compte tiene una edad (BOERSMA 1973) que va desde el Eifeliense terminal al Viseense. Pensamos que en el corte de Castells (BOERSMA 1973), que sirve de puente entre los dos tipos de serie, el conjunto que se ha denominado Mañanet debe restringirse a la parte inferior versicolor en la que el Eifeliense está presente.

2.3.9. Aporte a la paleogeografía

La inclusión de las pizarras de Cerler o Benasque en el Devónico así como las formaciones pizarreñas equivalentes de Vilaller en el río Ribagorzana, y Civis (sinclinal de Llavorsi) en el Pallaresa, atribuidas anteriormente al Carbonífero, trae como consecuencia la existencia al menos en el Pirineo sur-central de un Devónico que puede tener más que 1.000 m. de potencia (unos 1.500 m. en Cerler) con fuerte influencia detrítica en contraposición al Devónico del área del río Segre esencialmente carbonatado y de unos 500 m. de potencia como máximo. Este detritismo, que seguimos encontrando en el área de Sallent (río Gállego) (L. M. RIOS y otros 1979), también con gran potencia, probablemente está relacionado con el de las formaciones arenosas en la vertiente norpirenaica (arenisca de las Bordas, KLEINSMIEDE 1960; flysch de Gouaux de Larboust, ARCHE 1971; serie de Sía de amplia representación cartográfica, MAJESTE-MENJOULAS 1979;... etc.).

2.4. CARBONIFERO

El único afloramiento se encuentra en serie invertida al N de Villanova en la parte SE. de la hoja.

2.4.1. Caliza (H_{11-1}^{A-B})

Corresponde a las que hemos llamado calizas del paso Devónico-Carbonífero en las que hemos hallado fauna del Fameniense en los otros afloramientos del valle del río Esera (L.M. RIOS 1977).

Sin embargo en el corte de la carretera, al N. de Villanova, BOERSMA (1973) las data por Conodontos desde la base como Tournaisiense superior llegando techo al Namuriense. Las condiciones de observación en la base del corte no permite excluir una falla que haya hecho desaparecer parte de la serie. La serie que está invertida consta de muro a techo y de Norte a Sur:

- 4 m. visibles, no datados, de pizarras gris oscuro con pasadas (cms.) de caliza arenosa.
- 15 m. de caliza beige, gruesamente estratificada, gris hacia el techo.

- 100 m. de caliza negra en gruesos bancos a la que pasa gradualmente el tramo anterior.

Esta formación caliza es muy diferente de la formación Mañanet (WENNEKERS 1968).

WATERLOT (1967) cita en ella la existencia de liditas y BOERSMA señala hacia la parte media la presencia de finos niveles verdes (2-10 cm.) de toba.

2.4.2. **Grauwacas y pizarras (H_{1-2}^B)**

A continuación de la formación anterior viene un conjunto (20 m. visibles aunque su potencia debe ser mayor) de areniscas y grauwacas grises en bancos de 1-3 m. alternantes con pizarras negras. WATERLOT (1967) señala la identidad de esta serie con la del carbonífero de Plan d'Estan en el alto Esera datado como Namuriense quizá Westfaliense.

2.5. TRIASICO

2.5.1. **Areniscas y limotitas rojas ($P-T_{G1}$)**

Esta formación, tradicionalmente denominada Permotrás, aflora extensamente en áreas donde, en la tectónica alpina, ha quedado solidaria del Paleozoico y granito donde reposa discordante, produciéndose los despegues y cabalgamientos por encima, en los niveles plásticos del Trías. Al Sur de Bielsa, no obstante, interviene en las escamas de la base del manto de Gavarnie.

Tiene una potencia de unos 200 m. excepto en el área de Villanova que puede llegar a 400 m.

Está constituido por una alternancia al 50% de limolitas y areniscas rojas micáceas en bancos de 10-12 m. Las areniscas de grano fino a medio muestran estratificación cruzada y base erosiva frecuentemente subrayada por finos niveles conglomeráticos con elementos blandos de limolita roja o también de cuarcita. Estos niveles conglomeráticos pueden encontrarse también en el seno de los bancos de areniscas.

No existe de manera general un nivel de base de la formación constituido por conglomerado y cuando aparece no sobrepasa 1-2 m. de potencia.

Frecuentemente en el contacto de las areniscas rojas con el granito de Bielsa, éste está arenizado en los 5-10 m. de su parte superior que presentan una coloración verde. Los materiales arcillosos de la alteración se han transformado en sericita y clorita probablemente durante las fases alpinas de deformación. Esto se observa, por ejemplo, muy bien en la carretera al N de Bielsa. Los granos de cuarzo en lámina delgada no presentan señal de transporte.

Entre los *Klippes* de Punta Suelza y de La Bargasera existe a mitad de la serie un banco de unos 4 m. de conglomerado. Este banco se sigue bien el paisaje y se ha representado como nivel fotogeológico.

Sobre una matriz lutítica más o menos abundante, los granos de las areniscas se componen mayoritariamente de cuarzo y, muy en segundo lugar, de feldespato y fragmentos de rocas. El cemento es carbonatado, ferruginoso o silíceo, en general por este orden de abundancia.

Según ARCHE (1977) se trata exclusivamente del Bunt ya que las areniscas del Pérmico son más heterogéneas en su composición con mayor contenido en fragmentos de rocas.

2.5.2. **Margas yesíferas, calizas tableadas** (T_{G2-G3})

Corresponde a las facies plásticas del Trías muy tectonizadas, presentes de manera discontinua en la base de las unidades corridas de Gavarnie, Monte Perdido principalmente y Cotiella. También en el barranco del Sein en la base de la unidad cabalgante de Millares.

Se compone de arcillas amarillas y rojas, yesíferas, que engloban masas de ofitas (ω), paquetes de algunos metros de caliza o dolomía grís tableada en bancos de 10-30 cm. de facies Muschelkalk y carniolas, todo ello en situación caótica.

Presumiblemente las facies plásticas, además de en el Trías superior, también están presentes en el Trías medio en el que se intercalan pequeñas barras de facies carbonatada.

En el flanco sur del sinclinal al N del *klippe* de La Bargasera, sinclinal protegido del corrimiento superior a él por una falla de hundimiento, se pasa tranquilamente del Bunt a la facies Muschelkalk de 5 a 10 m. de potencia. El resto de la serie no es reconocible en continuidad.

2.6. JURASICO

Aflora en débil espesor en la parte SE. de la hoja, en la base de la serie de la unidad de Monte Perdido y de la serie de la escama de la Sierra de Chía. Es el último afloramiento, hacia el Oeste, del Jurásico del área de Graus-Tremp.

2.6.1. **Margas con Ammonites** (J₁₄)

Los derrubios de la ladera NE. del relieve de la Llera al N. de Chía, ocultan margas grises que han sido atravesadas en la obra del túnel de conducción de agua de Villanova a la central eléctrica de Seira. En una escombrera de esta obra hemos encontrado:

Pteroperna sp.
Dorsetencia eduardina D'ORR.
Haplopleuroceras sp.
Pleydellia sp.

Se trata de las margas del Toarciense.

2.6.2. Dolomía de pátina oscura (J)

Entre los derrubios citados anteriormente y en la base de la serie visible de la Sierra de Chía aflora en diversos puntos una dolomía gris gruesamente cristalina de pátina oscura en gruesos bancos. La potencia máxima es de unos 90 m. Tiene la misma facies que las dolomías del Dogger-malm del área de Graus-Trempt. GARRIDO (1973) cita la presencia, en la parte alta, de *Kurnubia* y *Pfenderina* lo que puede corresponder a un Oxfordiense.

2.7. CRETACEO INFERIOR

2.7.1. Micropudingas carbonosas (C₁₆)

Al NE. de Bielsa, el Cretáceo del autóctono comienza localmente por un nivel arenoso discontinuo de hasta una decena de metros como máximo constituido por micropudinga de cuarzo carbonosa y piritosa con algunos oolitos ferruginosos y restos de Lamelibranquios y artejos de Crinoideos y, en el techo, caliza dolomítica carbonosa-piritosa.

SOUQUET (1967) compara este nivel con otros afloramientos que encuentra más hacia el Este («complejo terrígeno del Turbón») y en particular dentro de la hoja como el que describe cerca de Salinas en la base del Cretáceo de la unidad del Cotiella. Se compone (18 m.) de abajo a arriba por areniscas con restos de lignito y algún cuarzo de hasta 1 cm., areniscas calcáreas y calizas arenosas ferruginosas con Orbitolinas, y, en el techo, calizas nodulosas y margas lignitosas con *Orbitolinas* y *Prealveolinas*.

La edad, para estos afloramientos terrígenos anteriores a la transgresión de la barra Cenomano-Turonense, es probablemente Albense sin excluir parte del Cenomanense.

2.8. CRETACEO SUPERIOR

Debemos distinguir dos tipos de serie diferentes: la de la unidad del Cotiella y la de la unidad del Monte Perdido (y unidad de Gavarnie) mucho menos potente que aquélla.

Dentro de la hoja la unidad del Cotiella solamente contiene términos inferiores a la discordancia intrasantonense, materializada en la vecina hoja de Campo por la base de la «brecha de Campo», que separa un potente conjunto calizo de la serie flysch del surco surpirenaico.

Entre el potente Santonense de la unidad del Cotiella y el Santonense de la unidad de Monte Perdido en la parte oriental de la hoja hemos establecido una correlación diferenciando las mismas formaciones en cuanto a facies. Sin embargo las formaciones en la unidad de Monte Perdido son probablemente, por la presencia de Orbitoididos, de edad más elevada dentro del Santonense, y queda la duda de si no serán superiores en el tiempo a la discordancia intrasantonense.

El equivalente detrítico del flysch de Campo lo encontramos, al menos en parte, en la unidad de Monte Perdido en las «areniscas de Marboré» de facies costera y edad Campanense-Maestrichtense. Hacia la parte SE. de la hoja pasan a facies más margosas y presumiblemente más profundas. Estas facies margosas las encontramos en diversas escamas en la base de la unidad del Cotiella lo que hace pensar que originalmente se encontraban también al Norte de la unidad del Monte Perdido de la hoja.

En las descripciones que vienen a continuación se indica solamente las faunas más significativas.

2.8.1. Caliza con Prealveolinas. Caliza con Pithonellas (C₂₃³⁻⁰/₂₂)

El gran ciclo del Cretáceo superior comienza por una transgresión generalizada, representada por la barra del Cenomanense superior-Turonense, conjunto calizo de pátina clara de aspecto masivo, estratificado en gruesos bancos. Es una micrita que en la parte inferior contiene *Prealveolina* y *Ovalveolina*, y en la parte superior *Phitonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Globotruncana gr. helvética*, *Heterohelix* y espículas.

La potencia máxima es de unos 70 m.

2.8.2. Calizas a veces con dolomías (C₂₃)

Sobre la formación anterior viene un conjunto de caliza gris gravelosa en gruesos bancos de pátina gris clara con corros y pequeñas pasadas (2-4 m.) de dolomía en la unidad del Cotiella, y tramos de hasta 14 m. de dolomía amarillenta en la unidad de Monte Perdido.

Contiene *Vidalina*, *Cuneolina*, *Dycyclina*, *Dyctiopsella*, *Idalina antiqua*, *Mari-nella lugeoni*, aparte de Miliolidos, restos de Equínidos y Briozoos y secciones de Rudistos.

El espesor es de 150 m. en el Circo de Armeña que aumenta a 400 m. en la

escama de Armeña (pico Llosal, peña Las Once). Al SE. del collado de Sahún hemos medido 70 m.

Se le ha atribuido una edad Coniaciense.

2.8.3. Calizas arenosas ferruginosas. «Maciños del Cotiella» (C_{24a})

Esta formación así bautizada por MISCH (1934) está formada por calizas de grano grueso (biointrasparita) arenosas ($\leq 10\%$ de cuarzo) con gruesos cuarzos de hasta 1 cm. y muy ferruginosas lo que le confiere colores amarillos o violáceos. Los bancos son decimétricos a métricos.

En ella empiezan a aparecer las primeras Lacazinas. Hay que destacar además, *Rotalia* (*R. reicheli*), *Dycyclina* (*D. schlumbergeri*), *Idalina* (*I. antiqua*), *Cuneolina*, *Vidalina*, *Nummofallotia cretacea*, *Melobesias*, Miliolidos, Briozoos y Equinodermos.

En el circo de Armeña hemos medido 650 m. de potencia. A 180 m. de la base hay un tramo de 65 m. de calizas grises como las del Coniaciense, por encima del cual hemos encontrado las primeras Lacazinas.

En la unidad del Monte Perdido hemos medido 250 m. en el corte del collado de Sahún donde las Lacazinas aparecen desde la base de esta formación ferruginosa. Un poco más hacia el SE., en La Coma, tiene una potencia de 70 m. y SOUQUET (1977, pág. 285) señala la presencia de *Siderolites*.

Se le puede atribuir una edad Santonense.

2.8.4. Calizas no diferenciadas (C₂₃₋₂₄)

En la parte occidental de la unidad del Cotiella no es posible diferenciar las dos formaciones anteriores cuya característica común es el ser intraclásticas. Existen identificaciones de la una en la otra predominando las facies grises.

Así mismo, los escarpes de la sierra de Chía de caliza intraclástica en general grís los asimilamos al conjunto de las dos formaciones anteriores. La potencia es de unos 300 m., comparable por lo tanto a la de la serie del collado de Sahún.

2.8.5. Calizas con sílex, de Aguasalenz (C₂₄)

Encima viene un potente conjunto de calizas grises oscuras micríticas en bancos de 1 dm. en general. Hay abundancia de niveles con nódulos de sílex. Tienen un contenido variable de finos granos de cuarzo que raramente sobrepasa el 5%.

Su microfacies se caracteriza por la presencia de Espículas y algunos Ostrácodos. Hemos hallado *Lacazina* (*L. elongata*), *Minuxia lobata* y *Montcharmontia*.

En la pared sur del circo de Armeña hemos medido 900 m. La formación se prolonga hacia arriba buzando al Sur en la falda sur del Cotiella unos 2.000 m. más hasta la brecha de Campo en la hoja de Campo, lo que hace un total de cerca de 3.000 m. de potencia.

Sin embargo en el corte del río Esera en la hoja de Campo, completado con el de la sierra de Baciero, se llega a una potencia de 4.210 m. para esta formación que es allí donde recibe el nombre de «calizas de Aguasalenz».

Las calizas de Aguasalenz constituyen una verdadera anomalía en la sedimentación del Santonense surpirenaico solamente observable en el área del Esera y Cotiella. Esta se produce en una especie de ombligo muy subsidente y un ambiente confinado, reductor, y de salinidad muy superior a la de un medio marino normal ($\text{boro} \geq 400 \text{ ppm}$) (GARRIDO 1973) lo que explica la rareza de organismos en general.

En la unidad de Monte Perdido, parte oriental de la hoja, encontramos la misma facies de calizas con sílex y Espículas, también con Lacazinas. En el corte del collado de Sahún hemos medido unos 170 m. (90 m. en La Coma) y en la base hemos hallado además *Orbitoides* y *Monolepidorhis*.

2.8.6. Caliza arenosa (C₂₄₋₂₅)

La facies detrítica del Senonense superior se anuncia ya en la caliza arenosa (30% de cuarzo) amarilla a la cual pasa gradualmente la formación anterior en la unidad de Monte Perdido. Estratificada en bancos de dms. a 1 m., tiene una potencia de unos 60 m. al Sur del collado de Sahún. Contiene *Cuneolina*, *Sulcoperculina cubensis*, Briozoos, Miliolidos, etc.

Más hacia el Este, en La Coma, su espesor se reduce a 4 m.

La hemos representado también en el rincón SE. de la hoja donde corresponde a la caliza de lo alto del congosto de Ventamillo (rincón NE. de la hoja de Campo) y que es infrayacente a la serie margosa de Seira (C₂₅₋₂₆). Contiene *Orbitoides*, *Siderolites*, *Didalina*, *Cuneolina*, *Dictyopsella*, etc. (SOUQUET 1967, GARRIDO 1973). SOUQUET opina que es un equivalente del cemento de la brecha de Campo (Santonense) pero GARRIDO, que pone toda la serie del Ventamillo como superior en el tiempo a la discordancia intrasantonense, la considera más bien en el Campaniense. El criterio de GARRIDO plantea el problema de la correlación en el tiempo de la serie del Ventamillo lateralmente con la serie santonense del corte del collado de Sahún, y de esta serie con la del corte del circo de Armeña.

2.8.7. Calizas no diferenciadas en la región de Bielsa (C₂₁₋₂₅³⁻⁰)

Hemos agrupado en esta formación toda la serie de calizas inferiores al

conjunto de pátina amarilla de las areniscas de Marboré de las que se distinguen por su pátina gris clara.

Corresponde al equivalente lateral de la serie de formaciones descritas anteriormente en la parte oriental de la hoja en la unidad de Monte Perdido.

La serie está más o menos incompleta según los sitios, por laguna pre-santonense y/o truncamiento tectónico en la base del manto.

Así, en el corte del río Cinca la serie prácticamente empieza con la presencia de *Lacazina* junto con *Siderolites* y *Orbitoides*, además de *Dicyclina*, *Vidalina*, *Dictyopsella*, *Nummofallotia*, Miliolidos, Melobesias, etc. Se compone de unos 250 m. de caliza, a veces dolomía, a veces arenosa, de grano fino o gravelosa, de color en general gris aunque también amarillo y violáceo. Hacia arriba desaparecen las Lacazinas persistiendo los Siderolites y Orbitoides. Se puede considerar que el límite Santonense-Campanense está en el interior de esta formación.

En la cresta al NE. del pico Maristá, divisoria de aguas entre el Cinca y el Cinqueta, tampoco está presente la serie del Cenomanense al Coniaciense (MARTINEZ 1968). Allí la caliza intraclástica violácea viene directamente sobre el Trías.

Hacia el Noroeste (Hoja de Bujaruelo) SOUQUET (1967) cita en el Cretáceo de la unidad de Gavarnie la presencia del Cenomano-turonense (caliza con *Prealveolina* y caliza con *Pythonellas*, más 30 m.) y del Coniaciense (calizas grises pseudoolíticas y dolomías amarillentas, 100 m.). Sobre éste vienen las calizas intraclásticas con microfacies del Santonense.

En el Cretáceo del autóctono existe una laguna en la serie, con seguridad de origen sedimentario. El Cenomanense está representado por 2-4 m. de dolomías arenosas ocreas asociadas localmente a calizas dolomíticas con *Prealveolina*. Encima viene un conjunto de pátina gris claro, que puede llegar a tener un centenar de metros, de caliza gravelosa algo arenosa con *Hippurites*, *Radiolites* y microfauna Santonense (*Lacazina*, *Vidalina*, *Dictyopsella*, *Nummofallotia*, etc.). SOUQUET cita en los 20 primeros metros la presencia de *Siderolites* y *Orbitoides tissoti* var. *densa*, y en el techo, bajo el Paleozoico del manto, la presencia de Lacazinas.

2.8.8. Areniscas y calizas arenosas. «Areniscas de Marboré» (C₂₅₋₂₆^a)

Esta formación constituye las espectaculares paredes del valle de Pineta de pátina amarilla herrumbrosa y recibe su nombre del pico Marboré en el vecino macizo del Monte Perdido.

En la garganta del río Cinca hemos medido 750 m. con la siguiente composición. Los 300 primeros metros es una biosparita arenosa (15-30 por ciento de cuarzo) en bancos decimétricos a métricos. Después, es una caliza arenosa-arcillosa (biomicrita arenosa) de color gris oscuro (30-40 por ciento de cuarzo) en bancos métricos, con pasadas en la base mucho más detríticas de arenisca con elementos de cuarzo de hasta 1-2 cm. y estratificación oblicua. Se observan

secciones de Lamelibranquios (Ostreidos) de preferencia en la parte superior.

Contiene *Orbitoides* (*O. media*, *O. tissoti*), *Siderolites* (*S. vidali*, *S. calcitrapoides*), Miliolidos, Rotálidos, Anomalinidos, restos de Equinodermos. En la parte superior hemos hallado además *Hellenocyclina beothica* y SOUQUET cita *Lepidorbitoides socialis* y *Clypeorbis mamillata* por lo que es con seguridad Maestrichtense.

En el corte del río Cinqueta en los 180 m. superiores aparecen intercalaciones de varios metros de marga calcárea gris siltosa hecho que anuncia el cambio lateral a las facies margosas del Este.

En la ladera oriental del Maristá hemos cartografiado aparte esta parte superior que allí es esencialmente margosa.

2.8.9. Alternancia de margas y calizas arenosas (C₂₅₋₂₆)

Las «areniscas de Marboré» pasan en su totalidad hacia el Este a facies margosas. A partir del collado de las Coronas la serie está constituida por tramos morfológicamente duros de hasta 10-20 m. de caliza en bancos decimétricos más o menos arenosos micáceos y arcillosos, y tramos blandos esencialmente margosos pero que contienen subtramos «flyschoides» alternancia de caliza arcillosa siltosa (cms.) y margas.

Hacia el SE. la potencia de los tramos de caliza arenosa disminuye y aumenta el contenido en margas.

El espesor de esta formación al N. de Barbaruens se puede estimar en 500 m.

2.8.10. Margas (C_{26m})

En el área de Barbaruens sobre la formación anterior hay unos 280 m. de margas grises que pueden contener delgadas pasadas (cms.) de caliza arcillosa-arenosa. Equivalen lateralmente a las margas de Seira en la hoja de Campo.

SOUQUET cita la existencia de Equinidos y Braquiopodos en particular *Crania ignabergensis* REZ recogida por MALLADA (1881) que atestigua una edad Maestrichtense. Las margas contienen microfauna pelágica entre la que GARRIDO (1973) encuentra, en Seira, Globotruncanas del Maestrichtense.

2.8.11. Arenisca de Arén (C_{26a})

Encima viene un paquete de unos 40 m. de arenisca de grano medio en bancos de 1 m. de cemento calizo dolomitizado en el techo. SOUQUET cita la presencia de Orbitoides. Este paquete es correlacionable con la arenisca de Arén que culmina la sedimentación margosa del surco flysch surpirenaico, desde Campo a Poblá de Segur.

2.9. Terciario

Comprende un conjunto calizo de 450-500 m. del Paleoceno e Ilerdense inferior de facies constante, que corona los murallones del cretáceo, y un conjunto margoso de edad Ilerdense a Cuisiense basal que evoluciona hacia arriba a facies turbidíticas antes de recibir encima el manto de la unidad del Cotiella.

2.9.1. Caliza de pátina blanca (T_1^A)

Describiremos el corte del río Cinqueta como representativo de esta formación constante en su facies en toda la hoja. Empezando por la base:

- 30 m. de dolomía microcristalina fétida masiva de pátina gris oscuro tradicionalmente considerada como Danense.
- 150 m. de caliza masiva marrón a beige (dismicrita) de pátina blanca con *Microcodium*, *Globigerina*, *Globorotalia*, Discorbidos, Miliolidos, Ophthalmitidos, Ostrácodos.
- 20 m. de caliza arenosa gris de grano medio (20-50 por ciento de cuarzo) masiva con *Microcodium*, Miliolidos, restos de Equinodermos.
- 150 m. de caliza masiva marrón a beige (dismicrita) de pátina blanca. Ha desaparecido el *Microcodium* y aparecen algas Melobesias, *Distichoplax*, *Discocyclus*, *Miscellanea*.
- 40 m. de caliza de misma facies pero ya con *Glomalveolina primaeva* y *Coskinolina liburnica*, que puede considerarse como Thanetiense.
- 55 m. de arenisca calcárea y caliza arenosa gris (20-60 por ciento de cuarzo) en bancos de dms. a 1 m. con estratificación cruzada. *Assilina*, Melobesias, *Distichoplax*, *Miscellanea*.
- 15 m. de alternancia (dms.) de margas negras y caliza finamente arenosa con 0,5 m. de lignito en el techo.
- Ruptura sedimentaria tras la cual viene transgresiva la caliza del Ilerdense.

El Paleoceno descrito, de 450 m. en total, equivale, más hacia el Este, al Garum de la cuenca de Tresp. En él se hacen sentir las influencias lagunales.

El espesor es algo menor en el área de Barbaruens (300 m.) así como en las paredes de Pineta (400 m.).

2.9.2. Dolomía (T_1^A)

La dolomía de la base del Paleoceno aumenta de potencia hacia el Oeste por cambio lateral de facies probablemente y a partir del río Cinca se ha cartografiado aparte. Su espesor puede alcanzar cerca de 80 m.

2.9.3. Areniscas y margas (T_{13-21}^{AO-Aa1})

El tramo detrítico de la parte superior del Paleoceno y comienzo del Ilerdense es fácilmente diferenciable por su morfología blanda en la parte occidental de la hoja.

En las cercanías de Revilla (límite oriental de la hoja de Broto) hemos reconocido:

- 40 m. de arenisca calcárea o caliza arenosa grises en bancos de 1-2 m. de pátina oscura con estratificación cruzada. Presencia de Alveolinas, *Operculina*, *Rotalia*, Melobesias, *Distichoplax*, Miliolidos, restos de Equínidos y Briozoos. Hay niveles con *Microcodium*.
- encima vienen 25 m. de marga a marga calcárea gris finamente arenosa con materia carbonosa dispersa en algunas muestras. *Operculina pseudoherberti*, *Rotalia*, *Cibicides*, Ostrácodos, Equínidos, Lamelibranquios. En la hoja de Broto contienen *Nummulites* por lo que es ya Ilerdense.

El tramo margoso de base del Ilerdense presenta intercalaciones de turbiditas (areniscas calcáreas ferruginosas) en el collado del Mallo Gran (parte alta de la pared de Pineta). Probablemente por esta razón FLACHERE (1977) lo cartografía como perteneciente al flysch eoceno bien desarrollado al SW de la hoja y presente en las partes altas de Ordesa («areniscas de Monte Arruebo»). No estamos de acuerdo con esta atribución ya que, tanto en serie normal en dicho collado como en serie invertida perteneciente al *klippe* de la Pala de Montinier, este tramo está estratigráficamente por debajo de la caliza con sílex (T_2^{A1}). En la serie del *klippe* las margas contienen niveles con *slump*. Las turbiditas, de 10 a 80 cm. de grosor, presentan una granoclasificación muy pobre. En los bancos de grosor medio a delgado predomina el término «b» de la secuencia unitaria de Bouma. Los bancos gruesos presentan cicatrices de licuefacción y textura prácticamente homogénea. En los bancos invertidos se observan abundantes pistas de reptación.

Esta formación, de unos 40 m. de potencia, es un cambio de las margas de Revilla hacia condiciones más profundas hacia el Norte, no obstante la facies de las turbiditas parece corresponder a condiciones de fondo todavía somero.

2.9.4. Caliza (T_2^{A1})

Caliza (intrabiomicrita) grís en bancos de dm. a m., fuertemente arenosa hacia la base con estratificación cruzada, localmente con nódulos de sílex. Contiene Alveolínidos (*A. sff. decipiens*), *Orbitolites*, *Nummulites*, *Sphaeroasterocyclina*, *Operculina*, Globigerinidos, Rotalidos, Melobesias, *Distichoplax*, Anomalínidos, Liliolidos, Equinodermos, etc.

En el río Cinqueta tiene una potencia de 75 m.

De acuerdo con la estratificación del Ilerdense definido por HOTTINGER y SCHAUB (1960) equivale al Ilerdense inferior.

2.9.5. Margas calcáreas y margas ($T_{21-22}^{Aa2-Aa1}$)

Esta formación ocupa una gran extensión en la parte suroeste de la hoja donde se le puede estimar una potencia de 750 m.

Los doscientos metros basales están formados por marga calcárea gris en bancos métricos.

Agua abajo del río Cinca a partir de La Fortunada pasa a una alternancia de marga calcárea (dms.) y marga (cms.). Hacia arriba el contenido en marga aumenta. Hemos encontrado Radiolarios, Nummulitidos, *Globorotalia (Truncorotalia)*, y restos de Equinodermos.

Equivale al conjunto de las formaciones Millaris, Metils y tramo inferior (margas de Yeba) de la formación Marina de VAN LUNSEN (1970) que les asigna una edad Ilerdense medio a Cuisiense inferior. Sin embargo en otro trabajo (NIJMAN y NIO 1975) la base del Cuisiense se ponía en el interior de las margas con turbiditas de la formación suprayacente. La primera atribución es más correcta.

2.9.6. Margas con pasadas turbidíticas (T_{21}^{Ab1})

A diferencia de las margas de la formación anterior, éstas contienen abundante microfauna resedimentada y en ellas se observan fenómenos de *slumping*, por ejemplo en Laspuña. Contienen tramos con pasadas (dm.) de arenisca calcárea turbidíticas.

Su mayor contenido detrítico les confiere una pátina amarillenta en el paisaje a diferencia de la tonalidad gris clara de la formación anterior.

Esta formación, que puede considerarse como de facies talud, en las cercanías de Ceresa se observa que es discordante sobre las margas de plataforma anteriores.

La hacemos corresponder al flysch de la formación San Vicente de VAN LUNSEN (1970) el cual les asigna una edad Cuisiense?-Luteciense. Un muestreo realizado 1.200 m. al ESE. de Laspuña nos proporciona, ya desde la base, una edad Luteciense inferior probable por la presencia de *Globorotalia aff. spinulosa*?, *Globorotalia aff. bullbrooki*, *Globorotalia aragonensis* así como probable *Truncorotaloides*.

El espesor al N. de Peña Solana, truncado en el techo por una escama de margas ilerdensas en la base del manto de la unidad del Cotiella, se puede estimar en 300 m.

El emplazamiento del manto del Cotiella (SOLER y GARRIDO, 1970) que anteriormente se le atribuyó una edad Cuisiense inferior (GARRIDO y RIOS, 1972)

(GARRIDO, 1973) habría que rejuvenecerlo al estar estas margas turbidíticas estructuralmente por debajo de su contacto de base.

2.10. CUATERNARIO

Aparte de los acarreoos modernos de los ríos (QA1) hemos distinguido en el área de Laspuña tres niveles de terraza (QT₁, QT₂, QT₃). La intermedia conecta con un glacis que remonta hacia Ceresa (QT₂).

Los conos de deyección (QCD) que se presentan en el área de Plan y al pie de las laderas de Pineta conectan con los aluviones actuales.

Aparte de los derrubios de ladera en general (QL), normalmente de cantos sueltos, hemos distinguido unos bien cementados (QL_{o-1}) que han sido entallados por la erosión y que están, por lo tanto, en un nivel morfológico superior al de aquéllos. Esto se observa muy bien en el collado de Santa Isabel y en el área de Peña Solana y Peña Montañesa donde se observa que son anteriores al nivel de terraza-glacis (QT₂, QT_{2G}).

El recubrimiento de laderas sin morfología característica y que ha sido más o menos remodelado por la mano del hombre (terrenos de labor, muretes, etc.) lo hemos agrupado dentro del término general de coluvial (QC).

Los materiales de morrena aparecen sobre todo al Este de Plan y al otro lado del collado de Sahún hasta Chía donde rellenan el valle colgado en el que se asienta este pueblo. Todos estos afloramientos contienen bloques de granito. Su cota máxima es 1.800 m.

Hay otros afloramientos de morrenas en apariencia más jóvenes y con un origen de los acarreoos más próximo. Así, las que se encuentran en la falda norte de la unidad del Cotiella la mayor de las cuales presenta una morfología con rugosidades en media luna.

Señalemos también la morrena que se forma actualmente en relación con el pequeño glaciar del Posets.

3. TECTONICA

3.1. TECTONICA HERCINICA

Hemos considerado en la región (L. M. RIOS y otros, 1979) dos fases tectónicas que tienen una repercusión notable en la geometría de los materiales hercínicos y que llamamos segunda y tercera fases.

3.1.1. La fase 2

La segunda fase que es la fase principal va acompañada de una esquistosidad

generalizada (sericita-clorita) de flujo en las pizarras y de presión-disolución en las calizas, con refracción de la esquistosidad tal que la caliza se comporta como más competente. Es la responsable de los pliegues de amplitud kilométrica a decamétrica en el Devónico de los alrededores de la granodiorita de Millares, al Sur de la cual adquieren un desarrollo espectacular. Son pliegues vergentes al Sur de planos axiales con dirección N. 100-120 E. muy tendidos en la parte meridional de Millares. Tienen una geometría con marcado carácter similar, generalmente, geometría lograda, en los casos de alternancia caliza-pizarra, por combinación de bancos deformados según las clases 1C y 3 (RAMSAY 1967), respectivamente, dada la refracción de la esquistosidad. El ángulo de apertura entre flancos puede llegar a ser pequeño (15° al S. de Millares).

Al N. del collado de Sahún y en el barranco del Sein se observan pliegues decamétricos de ejes norteados. Una serie de medidas realizadas al N. del collado de Sahún muestran un buen agrupamiento de los polos de la esquistosidad en cuyo plano los ejes medidos y las lineaciones de intersección están fuertemente dispersos (fig. 1). El mismo tipo de estereograma es obtenido por GROEN (1978) en la zona del Sein. El cabeceo de los ejes no tiene porqué coincidir con el que parecen sugerir las trazas axiales cartográficas que no son más que la intersección de los planos axiales con la cartografía.

Este tipo de estereograma indica la existencia de una deformación previa de direcciones más o menos transversas a las de la fase 2 y que debe corresponderse con la primera fase citada frecuentemente en la literatura como de dirección N.-S.

La granodiorita de Millares es claramente secante a estas estructuras de fase 2.

3.1.2. La fase 3

La fase 3 solamente se observa en relación con la granodiorita del Posets. Al Oeste de esta granodiorita hay una serie de pliegues hectométricos de plano axial subvertical y dirección N.-S., que la contornean por el Norte (fig. 2) al mismo tiempo que se aprietan isoclinalmente entre ésta y el macizo granítico de Lys. Estos pliegues se formaron como acomodación al proceso de intrusión de la granodiorita.

Al Sur del Posets interfieren con los de la fase 2.

En el flanco vertical oeste del anticlinal N.-S. del Tucón de La Canal, al N. del Ibón de Llardaneta se observan repliegues decamétricos de eje vertical que interpretamos como de fase 2 verticalizados por la fase 3.

En el pico Espadas (3.321 m.) los pliegues de fase 3 tienen la misma o ligeramente menor longitud de onda que los de fase 2. En la ladera oriental interpretamos la estructura de interferencia de forma que los ejes de fase 3 han nacido torcidos en ambos flancos de un sinclinal de fase 2. Las dificultades de acceso nos han impedido hacer un análisis estructural detallado como el área se merece.

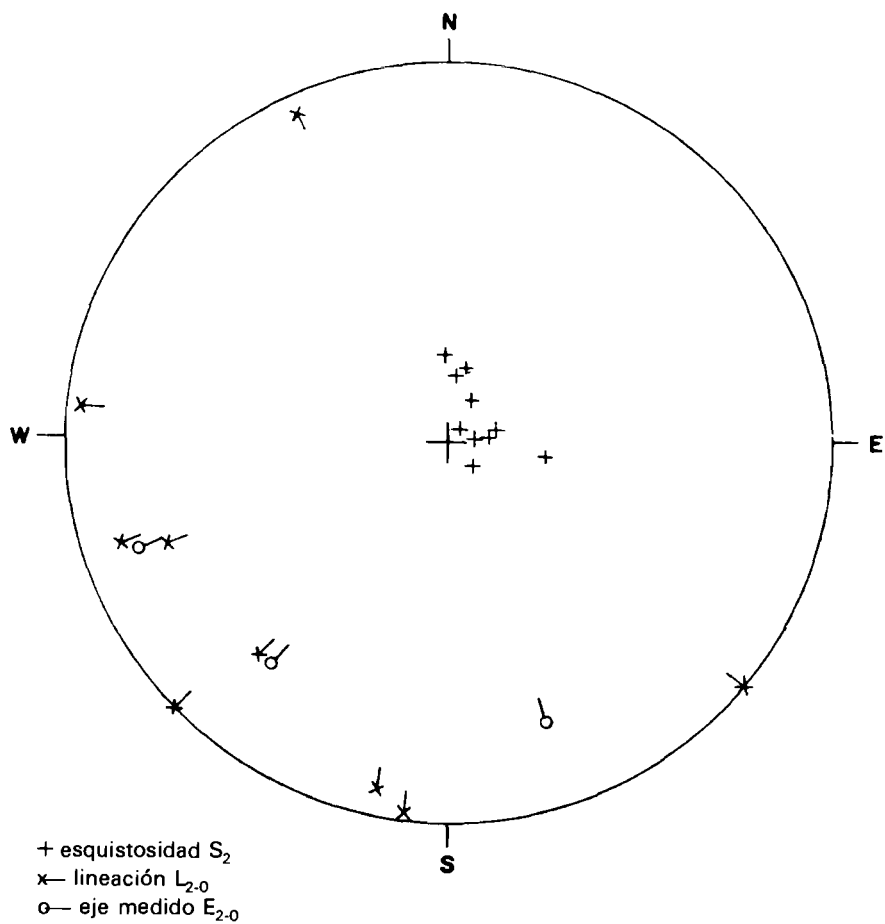


Fig. 1

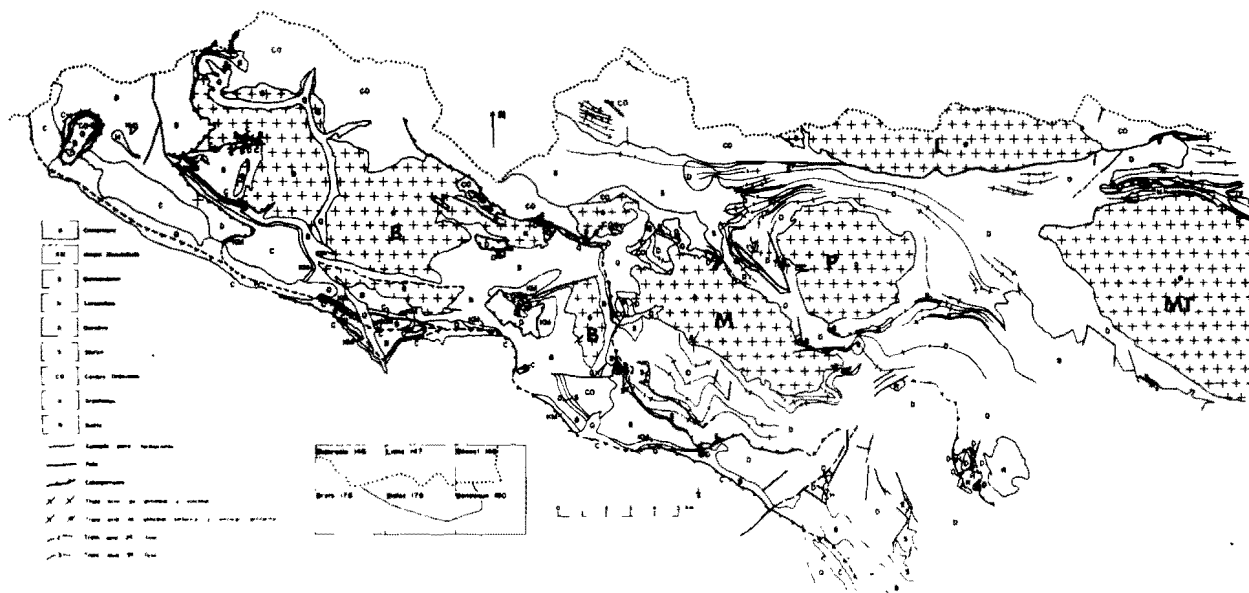


Fig. 2.— Mapa estructural del Paleozoico de Bielsa-Benasque. Macizos graníticos: M Millares, P Posets, L Lys, B Bielsa, MT Maladeta.

En el Devónico del arroyo de Agnes Cruces (hoja de Liena), donde las direcciones de ambas fases coinciden, se pone de manifiesto que la esquistosidad de plano axial de los pliegues de fase 3, definidos por los contornos cartográficos, es posterior a una esquistosidad de flujo que corresponde a la fase 2. 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 (BODEGA y RIOS, 1977).

Posteriormente a la fase 3 se produce la intrusión definitiva de la granodiorita con aureola de metamorfismo de contacto de varios cientos de metros en los que las pizarras pierden su textura orientada y las calizas recrystalizan.

3.2. TECTONICA ALPINA

Aunque el manto del Paleozoico de Gavarnie se conocía desde antiguo (BRESSION, 1903), hasta que SEGURET (1970) no realiza su trabajo de tesis no se lleva hasta sus últimas consecuencias ese importante hecho de observación, estableciéndose y definiéndose la existencia de mantos de corrimientos en todo el Pirineo sur-central.

De una manera general se puede decir que al nivel del Paleozoico en la Zona Axial la tectónica de compresión produce fallas inversas que hacia el Sur adquieren una disposición muy tendida y cabalgante introduciéndose en el horizonte plástico del Trías hasta el Terciario del valle del Ebro, donde el Mioceno fosiliza el frente de cabalgamiento.

La serie del ciclo alpino desliza entonces sobre su propio Trías y, debido al gradiente morfológico creado, ha podido llegar a desolidarizarse en su parte trasera del Paleozoico.

En la parte noroeste de la hoja, y en general en el área de la unidad de Gavarnie, donde existe laguna estratigráfica del Trías o éste tiene débil espesor, la cobertura mesozoica (Cretáceo superior) queda solidaria del Paleozoico del manto. Por otra parte, al no existir un nivel de despegue bien definido, parte del Cretáceo ha quedado solidario del Paleozoico autóctono permaneciendo por debajo del contacto cabalgante. Hacia el Sur dicho contacto desciende de nuevo en la serie del Cretáceo autóctono para instalarse en el Trías plástico donde éste se presenta.

El corrimiento de la cobertera alpina hacia el Sur se ha realizado durante el Eoceno y Oligoceno. Sin embargo se detectan discordancias, algunas progresivas, que datan las etapas de emplazamiento de las diferentes unidades en que puede descomponerse el manto (fig. 3). Primeramente (probablemente en el Luteciense bajo) desliza al Sur sobre su propio Trías la unidad del Cotiella, la de mayores espesores y serie más completa de Mesozoico (en particular de Trías plástico), que además se superpone lateralmente a la unidad de Monte Perdido todavía no corrida. Después (Luteciense-Biarritzense; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970) el conjunto de las unidades de Monte Perdido y Cotiella siguen deslizando, obser-

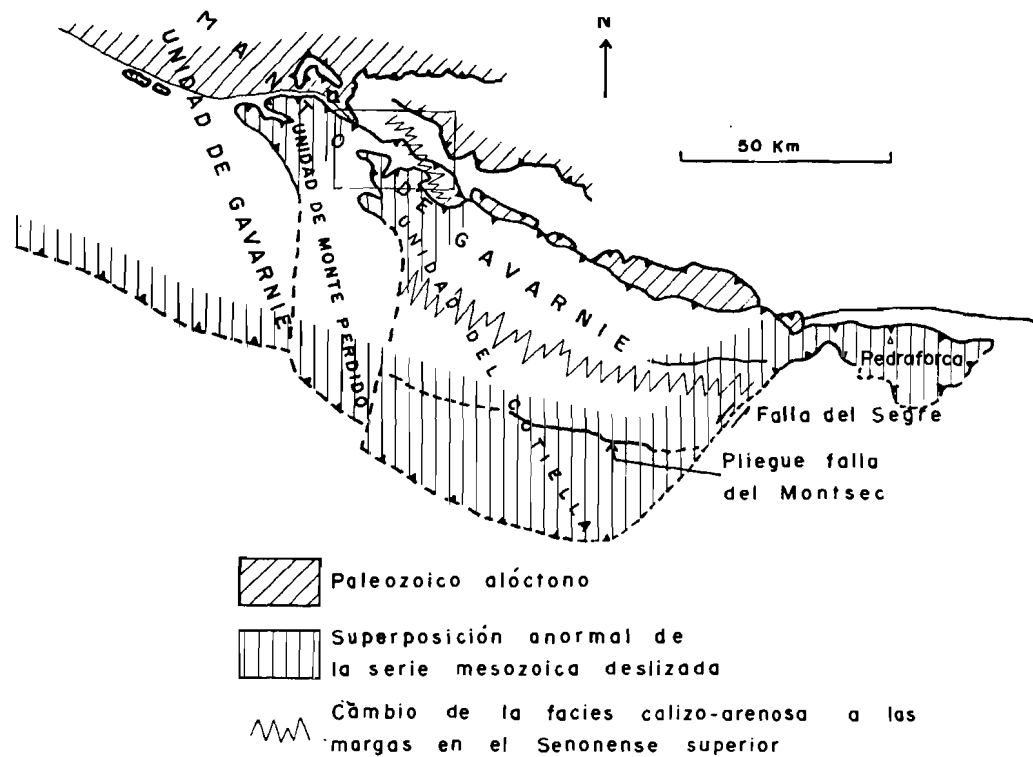


Fig. 3.— Esquema de las unidades tectónicas del manto de Gavarnie. (Modificado de SEGURET 1970).

vándose el desbordamiento y superposición anormal hacia el Oeste sobre la unidad de Gavarnie. Finalmente (Oligoceno superior; PUIGDEFABREGAS y SOLER, 1973) el fenómeno se generaliza lateralmente afectando a gran parte de la Cadena. En esta tercera fase o etapa ocurre el corrimiento de la unidad de Gavarnie junto con las unidades de Monte Perdido y de Cotiella anteriormente deslizadas (manto de Gavarnie).

3.2.1. Unidad del Cotiella

En el interior de la hoja se observa ampliamente la superposición de la unidad del Cotiella a la unidad de Monte Perdido. Localmente aflora el Trías plástico, incluso con ofita, en el contacto de base.

Los pliegues que se observan en el interior de la unidad tienen vergencia al Sur-Suroeste (SEGURET, 1970). Así, el sinclinal volcado de Punta Llerga, la rodilla anticlinal del Vaquerizal al Sur del anterior, el aticlinal sinforme del circo de Armeña (GARRIDO 1968).

La escama de Armeña (picos Llosal, Lavasar, Mediodía, y *klippe* del Entremón) cabalga hacia el Sur sobre el resto de la unidad del Cotiella mediante falla inversa debajo de la cual se observan las incurvaciones hacia el Sur de las capas del substrato en el Entremón (GARRIDO 1968) y en el circo de Armeña.

La escama de Armeña presenta una falla compleja directa de retrodeslizamiento hacia el Norte que deja aflorar el Trías de Vasa de la Mora y Collado de Aibón. Esta interpretación coincide con la de SEGURET (1970) y está apoyado en el hecho de que la falla no afecta al substrato al menos en su extremidad occidental.

En la base de la unidad del Cotiella (con serie tipo Cotiella) hay una serie de escamas menores en general bastante tectonizadas y cuya litología se asemeja más a la serie de la unidad de Monte Perdido en su modalidad margosa de la parte oriental. Esta facies con margas se encontraba por lo tanto también en el Norte antes de ser pellizcadas y empujadas hacia el Sur en la base de la unidad del Cotiella. La más importante de estas escamas es la que se extiende desde el Puig Alfàr hasta el lago de Armeña, al NE. del cual contiene el las calizas del Paleoceno un sinclinal tumbado vergente al Sur. Otras escamas de este tipo son las situadas: al N. del Lavasar emparentada posiblemente con la anterior, la del Vaquerizal, la de la Peña Solana constituida por margas llerdenses y las de Las Pegueras de constitución bastante compleja.

La unidad del Cotiella tiene un desplazamiento horizontal mínimo de 15 km. medido entre la base de su Paleoceno en la hoja de Campo y la base del Paleoceno de la unidad de Monte Perdido. Este desplazamiento es con seguridad mayor ya que hay que prever al menos el espacio para las escamas de base en su posición original entre la unidad de Monte Perdido y la unidad del Cotiella. Basándose en la paleogeografía del Senonense superior (ver capítulo de historia geológica) se puede cifrar del orden de 20 km. de desplazamiento.

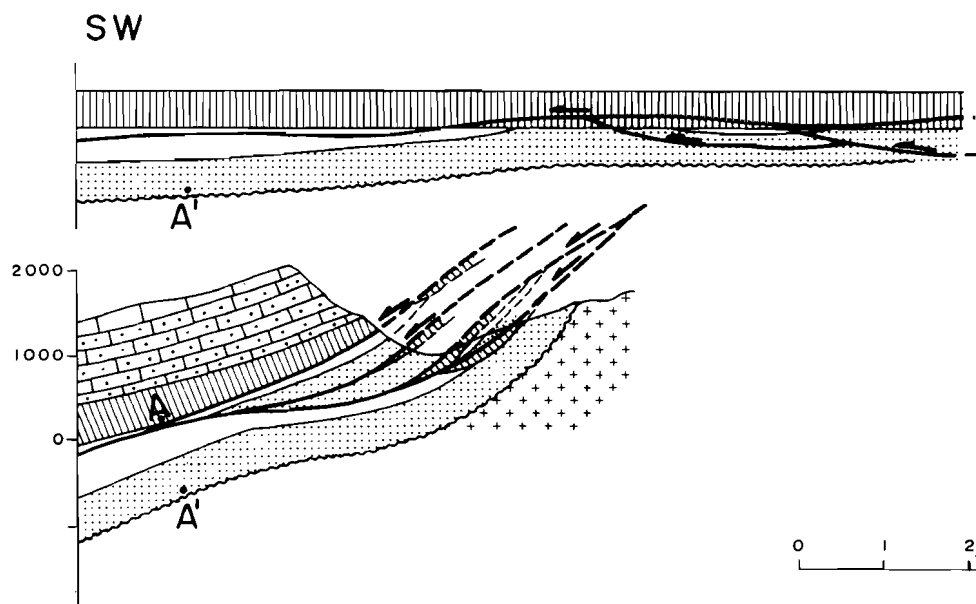


Fig. 4.— Corte tectónico interpretativo al SE. de Bielsa y reconstitución de la posible geometría original. Debido a la ausencia de un nivel de despegue bien definido la falla puede introducirse en el Cretáceo y además puede bifurcarse y reunirse repetidas veces hasta que se instala definitivamente en el Trías plástico bien desarrollado al Sur. En el límite, en lugar de una serie de escamas «en peine» se tendría una milonita.

NE



Paleoceno



Campanense-Maestrichtense



Cenomanense-Santonense



Trias plástico



Bunt



Granito

3 4 5 Km

Hay que mencionar aparte el gran *klippe* de la sierra de Chfá en la parte oriental de la hoja. Tiene una serie estratigráfica comparable a la de la unidad de Monte Perdido de su substrato. Este *klippe* podría ser considerado como una escama de base de la unidad del Cotiella, en ese caso posiblemente emparentada con la escama de Puig Alfarr, o bien como deslizado hacia el S. ó SO. posteriormente al paso de la unidad del Cotiella. Si la falla normal que afecta a este *klippe* se interpreta como de un retrodeslizamiento hacia el NE. hay que retener esta segunda solución, apoyada, por otra parte, por la ausencia de deformaciones del *klippe* que conserva una estructura tabular.

3.2.2. Unidad del Monte Perdido

La unidad del Monte Perdido dentro de la hoja conserva después de su corrimiento una estructura en conjunto tabular buzando 20°-30° al Sur y mucho menos en la parte suroeste de la hoja. En el Noroeste empiezan a aparecer los repliegues y escamas del Paleoceno de la sierra de Montinier vergentes al S.-SO. y que han de prolongarse de manera espectacular por la sierra de Las Tres Mañas, macizo del Monte Perdido y más hacia el Oeste.

En la zona de Plan, MARTINEZ (1968) describe estructuras mesoscópicas de vergencia al Sur.

En su borde norte se observan truncamientos basales que pueden hacer desaparecer gran parte de la serie del Cretáceo como es el caso en el área de Plan (MARTINEZ 1968).

Al sur de Bielsa, por el contrario, parte de la serie del Cretáceo se repite en superposición con Trías intercalado. En esta zona hemos interpretado la cartografía como tres escamas superpuestas. Estas incluyen Bunt, Trías plástico en débil o nulo espesor y parte de la formación basal del Cretáceo superior. En la figura 4 la reconstitución del estado original exige un desplazamiento importante de la unidad de Monte Perdido con relación al autóctono de Bielsa.

El mínimo de este desplazamiento se puede cifrar en una transversal situada al Oeste de la hoja (SEGURET 1969, 1970) hasta donde se sigue lateralmente en continuidad el Cretáceo de la pared de Pineta. Este Cretáceo cabalga un mínimo de 8 km. (deducible entre Ordesa y Gavarnie, con tendencia a aumentar hacia el Este) con relación al Cretáceo de la unidad de Gavarnie. Dado que el Cretáceo y Paleozoico, solidarios, de la unidad de Gavarnie, cabalgan, posteriormente, a su vez al Cretáceo autóctono con una flecha mínima del orden de 15 km., se deduce que el Cretáceo de Monte Perdido se ha desplazado como mínimo 23 km. con relación al autóctono de Bielsa. Ello a pesar de la aparente superposición (granito, areniscas del Bunt, Trías plástico, Cretáceo) que se observa, por ejemplo, al N. del Maristá.

Los tramos margosos de la unidad de Monte Perdido presentan una esquistosidad norteada (frecuentemente N. 160-175 E.) con buzamiento al E. (fig. 5). Se observa en las margas calcáreas ilderenses pero también en los tramos margosos

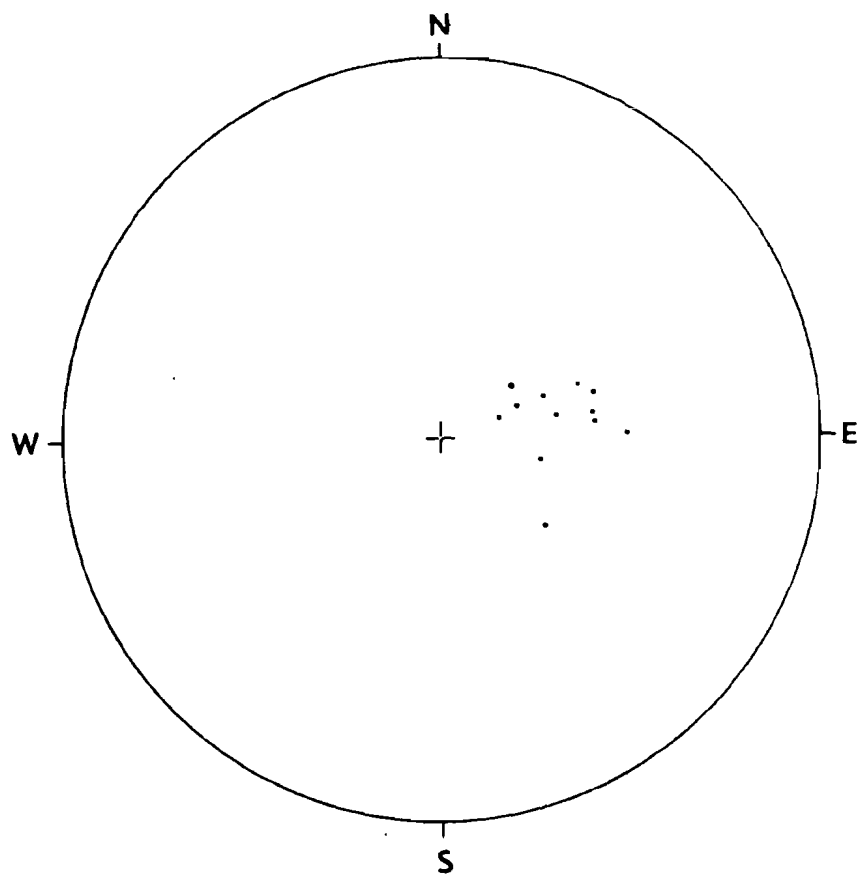


Fig. 5.—Proyección estereográfica (hemisferio superior) de polos de esquistosidades medidas en la unidad de Monte Perdido.

del Senonense superior incluso en las escamas de base de la unidad del Cotiella. La esquistosidad atraviesa la base de la escama en el barranco de Irués (SEGURET 1970), por lo que es posterior a su puesta *in situ*. En las margas ilderdenses la esquistosidad es paralela a la traza axial de los pliegues hectométricos al N. de Laspuña. Estos tienen prácticamente la misma dirección que el anticlinal de Boltaña (hoja de Boltaña, 211) que es borde occidental de la unidad de Monte Perdido y formado simultáneamente con el emplazamiento de ésta sobre la unidad de Gavarnie (SOLER 1971). Parece, pues, que esta esquistosidad es contemporánea de dicho emplazamiento y evidencia una componente de empuje hacia el Oeste manifestada, por otra parte, por la vergencia y desbordamiento del anticlinal de Boltaña en el mismo sentido.

En algunas láminas delgadas del Ilerdense la esquistosidad está materializada por unos velos arcillosos muy tenues y espaciados (presión-disolución incipiente).

En el centro-oriental de la hoja hay una banda hundida limitada por dos fallas E.-O. (no hemos podido establecer la continuidad de la falla meridional que figura en los mapas de SEGURET y GARRIDO), que a la altura de Sín tuerce hacia el NE. y está inyectada de Trías subaflorante en el Cuaternario de Sín-Serveto. Se interpreta (SEGURET 1970), como una gran grieta de distensión producida en la unidad de Monte Perdido (manto de Gavarnie) durante su deslizamiento al Sur sobre el Trías autóctono. Dicha grieta sería rellenada en sentido descendente por el Cretáceo (y Trías) de la unidad del Cotiella actuando en *grabben*, y en sentido ascendente por el Trías del autóctono (corte I-I' y figura 6).

3.2.3. Unidad de Gavarnie

El extremo suroriental de la unidad de Gavarnie s. str. se encuentra en el ángulo noroeste de la hoja. Su contacto de base confluye en el cuaternario de Pineta con el contacto de base de la unidad de Monte Perdido y hacia el Este, una vez pasada al área de escamas del río Cinca, se instala en el Trías.

Como ya se ha indicado, la unidad de Gavarnie cabalga hacia el Sur al Cretáceo del autóctono con una flecha mínima de 15 km.

3.2.4. Unidad de Millares

La unidad cabalgante de Posets-Millares-Box está constituida enteramente por Paleozoico y granodioritas. Viene en contacto anormal sobre el Bunt desde el collado de Sahún hasta el barranco de Sallena en la parte norte. En las zonas del collado de Sahún y barranco del Sein sobre el contacto de base aparecen las pizarras del Silúrico mucho más plásticas que el resto del material hercínico y sobre las que el Paleozoico ha tenido tendencia a despegar.

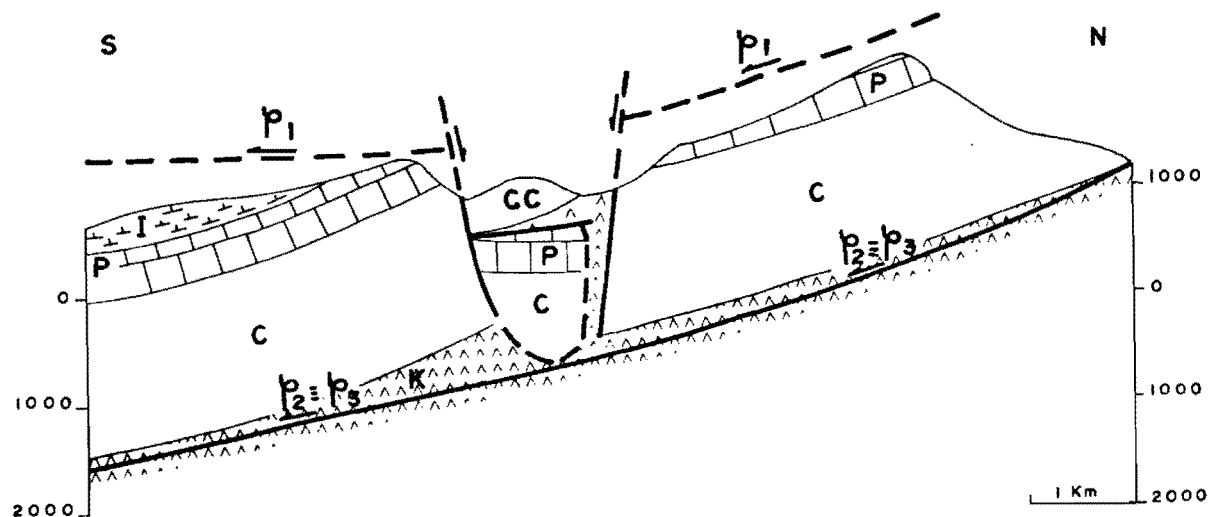


Fig. 6.— Corte tectónico interpretativo por la central eléctrica de San Marcial, I: margas ilerdenses. P: Paleoceno a Ilerdense inferior. C: Cretáceo de unidad de Monte Perdido. CC: Cretáceo de unidad del Cotiella. p_1 : contacto de base de la unidad del Cotiella. $p_2 \equiv p_3$: contacto de base de la unidad de Monte Perdido.

Hacia el NO. el contacto se amortigua en el interior del Ordovícico de la hoja de Liena. Al Norte del lago de Urdiceto su buzamiento es de unos 45° al N. En el barranco de Sallena está perturbado por una falla E.-O. que hunde el labio norte y que cartografiamos como posterior al cabalgamiento aunque ha podido funcionar anteriormente (MARTINEZ 1968).

Hacia el Este, a partir del collado de Sahún, se introduce en el Devónico dejando al Sur el Devónico y Carbonífero que puede considerarse como del autóctono ya que soportan mediante contacto estratigráfico al Bunt. Al NE. del pueblo de Sahún se amortigua.

El *klippe* de La Bargasera, al NE. del Maristá, forma parte de esta unidad. Está constituido por Devónico y granodiorita como la de Millares. Reposa en parte sobre Trías plástico yesífero que, aunque cubierto, presenta una morfología característica de pequeñas torcas de disolución como el situado en el sinclinal al Sur del pico Verdemene. La superficie del contacto de base, descendiendo por el aire hacia el Este, puede unirse sin gran distorsión, con la del resto de la unidad al otro lado del río Cinqueta.

No ocurre así con el contacto de base del *klippe* de Punta Suelza que se encuentra a una altura apreciablemente mayor lo que exige un enraizamiento brusco hacia el Norte. Por esta razón y al estar constituido por Devónico, CHOUKROUNE (1967) y MARTINEZ (1968) lo consideran como perteneciente a la unidad de Gavarnie que se enraiza en la base del Devónico situado 13 km. más al Norte, hasta donde prácticamente solo hay Ordovícico y Silúrico. Este argumento de tipo estratigráfico no es válido ya que al tratarse de Devónico inferior en Punta Suelza uno puede muy bien imaginar siguiéndolo en el aire el Silúrico e incluso el Ordovícico. Aparte de que el Devónico inferior existe contra la falla del baranco Sallena en su borde norte. En cuanto al argumento estructural, hay que decir que, de todos modos, la superficie de base de la unidad de Millares, entre el *klippe* de La Bargasera y el barranco de Sallena, hay que hacerla pasar por encima del Bunt, es decir, en definitiva, por la base del *klippe* de Punta Suelza. Por lo tanto, consideramos este *klippe* como perteneciente a la unidad cabalgante de Millares en lo que coincidimos con GROEN (1978) el cual explica la alta cota del mismo por el abombamiento posterior al cabalgamiento.

La flecha mínima del cabalgamiento de la unidad de Millares es de 5 km. (hacia el SSO.) por lo que la granodiorita de Millares interviene en él.

Hacia el Sur la superficie de base hay que introducirla o trancarla en la superficie base de la unidad de Monte Perdido, es decir en la base del manto de Gavarnie *sensu lato* (ello es forzoso entre La Bargasera y el Maristá), pero la edad del cabalgamiento no se puede precisar si es fase Monte Perdido o fase Gavarnie.

3.2.5. Autóctono

Está formado esencialmente por el extenso granito de Bielsa sobre el cual ha

quedado solidario el Bunt. Hacia el Oeste queda incorporado el autóctono el Trás plástico, que tiene un espesor pequeño, y parte del Cretáceo el cual un poco más hacia el NO., ya fuera de la hoja, reposa directamente sobre el Bunt o sobre el granito y constituye el substrato de la unidad de Gavarnie. Hacia el Este aparecen debajo del Bunt el Paleozoico de San Juan de Plan y el de Villanova, este último a partir de la falla del collado de Sahún que nos ha parecido normal hundiendo al Norte. En el de San Juan de Plan la esquistosidad principal hercínica se encuentra basculada al Sur.

Anteriormente a la tectónica de cabalgamiento hay fallas E.-O. con hundimiento del lado norte que afectan al Bunt pero no a las unidades paleozoicas cabalgantes. Tal es el caso de la falla al N. de La Bargasera y la de San Juan de Plan que previamente (MARTINEZ 1968) al depósito del Bunt, había jugado hundiendo el lado sur, en el cual quedó protegido de la erosión posthercínica el Paleozoico de San Juan de Plan.

La falla de sierra Marqués (al E. de Bielsa) se incluye dentro de esta familia.

El Bunt presenta una esquistosidad, frecuentemente de flujo (sericita-clorita) en las limolitas (con refracción al pasar a las areniscas), de plano axial de pliegues métricos a hectométricos que tienden a ser similares en las áreas de máxima deformación (CHOUKROUNE 1967, MARTINEZ 1968). La intensidad de deformación y la vergencia al Sur de estas estructuras se acentúa en las proximidades del cabalgamiento de la unidad de Millares, en particular en la región de Punta Suelza cerca del enraizamiento del barranco Sallena. En las zonas previamente deprimidas y abrigadas por las fallas E.-O. la esquistosidad y planos axiales están mucho más verticales y los pliegues son de tipo más concéntrico. En estas zonas sinclinales aparece una esquistosidad con frecuencia en abanico que puede ser vertical a buzarse al Sur. Al Norte de la falla de San Juan de Plan esta «retrovergencia» se manifiesta además por una falla inversa en la margen oriental del Cinqueta (MARTINEZ 1968) que afecta al zócalo granítico.

El análisis estructural en diversas localidades del Bunt (CHOUKROUNE 1967, CHOUKROUNE y SEURET 1968) en particular en el lago de Urdiceto muestra la siguiente sucesión de acontecimientos, siempre con eje de acortamiento aproximadamente N. 20 E.:

- sistema conjugado de paraclasas (y grietas correspondientes a veces deformadas) con eje intermedio de intersección vertical.
- plegamiento (esquistosidad y deslizamiento banco a banco) con eje intermedio horizontal.
- sistema conjugado de paraclasas (y grietas correspondientes a veces deformadas) con eje intermedio horizontal.

Al E. de Punta Suelza cerca del cabalgamiento de la unidad de Millares observamos, además de la esquistosidad de flujo buzando al N., una esquistosidad de fractura posterior de misma dirección pero de buzamiento más tendido que puede ser paralelizada con ese tercer acontecimiento y con el plano de cabalgamiento. El

momento final del cabalgamiento sería ligeramente posterior al plegamiento (GROEN 1978) pero éste ha podido desarrollarse en el transcurso del cabalgamiento (CHOUKROUNE 1967, MARTINEZ 1968).

Las calizas del Cretáceo del barranco de Chisagües, debajo del manto de Gavarnie, muestran una esquistosidad de flujo con fuerte buzamiento al Norte sensiblemente paralela a la del Bunt (CHOUKROUNE 1967).

3.2.6. Deformación penetrativa alpina en los materiales hercínicos

Dentro de los materiales alpinos de la hoja hemos visto que, aparte de la somera aunque bien apreciable esquistosidad N.-S. en la unidad de Monte Perdido, la esquistosidad más penetrativa se da en el autóctono, o sea, en las partes más profundas (también en el Bunt de las escamas al S. de Bielsa).

El acortamiento que exige la deformación del Bunt puede absorberse en parte por deslizamiento banco a banco, pero de todas maneras hay que admitir un acortamiento importante en el granito del zócalo. Este granito en conjunto está deformado, ya que no se encuentra otra manera de explicar su presencia, por ejemplo, en lo alto del pico Verdemene en el núcleo de un anticlinal del Bunt. Sin embargo, texturalmente sólo de manera local presenta distorsiones y roturas de los granos de cuarzo y feldespato, sin llegar a la granulación. La esquistosidad del Bunt solamente penetra en la parte superior arenizada (paleosuelo) del granito (MARTINEZ 1968, GROEN 1978). El granito ha de deformarse, pues, esencialmente por fracturación (CHOUKROUNE 1967), resultando un acortamiento del conjunto que es difícil cuantificar. El sistema de fallas inversas E.-O. habrá tenido un papel importante.

En cambio, en el Paleozoico autóctono de San Juan de Plan existe de manera bastante general una esquistosidad de fractura (MARTINEZ 1968, GROEN 1978) asociada a veces a pliegues centimétricos en acordeón que puede ser paralelizada con la del Bunt.

En las unidades de Paleozoico autóctono ha sido señalada la existencia de esquistosidad de fractura con disposición más o menos paralela a la del Bunt en el Devónico de la sierra de Espierba (ver también para la deformación alpina en el conjunto del Paleozoico del manto de Gavarnie la tesis de MAJESTE MENJOLAS, 1979) y de Punta Suelza por CHOUKROUNE, así como al N. del Collado de Sahún por MARTINEZ.

En esta última zona la esquistosidad o esquistosidades de fractura o crenulación, a veces asociada a pliegues centimétricos en acordeón, tiene una dirección que difiere apreciablemente de la alpina (N. 145-150 E. en unos casos, N. 55 E en otros) por lo que presenta problemas de atribución, como así también opina GROEN. Además su presencia no es sistemática, más bien solo la hemos observado localmente, siendo frecuente la ausencia de señales de deformación posteriores a la fase 2 hercínica. Así, la generalización de la deformación penetrativa alpina al conjunto del Paleozoico ha de tomarse con ciertas reservas.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La historia sedimentaria del ciclo hercínico en la hoja se integra con la del resto de los afloramientos pirenaicos. Cuando la sedimentación detritica del Ordovícico tiende a terminarse aparecen episodios calizos de distribución irregular. El Silúrico muestra un ambiente marino tranquilo rico en plancton que se deposita, junto con el fino material arcilloso, en condiciones de fondos no oxidantes. En el Devónico hay un desarrollo importante de facies carbonatadas, pero en su mitad superior admite un detritismo arcilloso, incluso arenoso, importante. En el Carbonífero tras el episodio calizo de base, heredado del Devónico, el detritismo se hace mucho más importante consecuencia de un diastrofismo que anuncia la orogénia hercínica.

Dentro de la hoja pueden considerarse dos fases mayores de plegamiento. La principal va acompañada de un metamorfismo regional omnipresente del grado de la sericita-clorita y ocasiona un plegamiento intenso con clara vergencia hacia el S. o SSO. Posteriormente durante los procesos intrusivos se originan otros pliegues de planos axiales mucho más verticales que contornean la granodiorita del Posets.

El arrasamiento de la cadena hercínica es bastante pronunciado y el detritismo post-tectónico, importante en otras áreas, no incluye en esta parte del Pirineo ni al Estefaniense ni probablemente al Pérmico, y queda reducido a un Bunt no potente que se deposita en una extensa área sobre un granito arenizado (granito de Bielsa).

Para comprender la paleogeografía del mesozoico hay que restituir las diferentes unidades a su posición original.

Así la más meridional, la del autóctono, presenta una serie de lagunas importantes al menos en la parte oriental (tramo plástico del Trías, Jurásico y Cretaceo inferior; Turonense, Coniaciense y probablemente parte del Santonense) como corresponde a una sedimentación en un macizo con tendencia a la elevación (macizo del Ebro). Estas características al menos en lo que se refiere a la laguna inferior existían también hacia el Norte, en el substrato autóctono de la actual unidad de Gavarnie, incluso en su parte francesa (Neste de Lournon, según las cartografías de que disponemos). La cobertura cretacea del paleozoico de la unidad de Gavarnie originalmente situada más al Norte presenta ya el Turonense y el Coniaciense. En dirección Este en el autóctono de Bielsa empieza a aparecer el Trías plástico.

Más o menos al NE. de toda esta zona descrita en el autóctono, se encontraba el Cretaceo de la unidad de Monte Perdido correspondiente a los volúmenes aflorantes y en la hoja. En ella aparecen el Turonense y Coniaciense, y las facies arenosas costeras del Senonense y superior van siendo reemplazadas por margas que anuncian una sedimentación más profunda a la vez que empieza a aparecer un Jurásico residual. El cambio de facies a margas se hace hacia el SSE. pero también hacia el Norte (escamas de base de la unidad del Cotiella). Las isóclinas, en lo que refiere a la hoja, tendrían una dirección más o menos NNO. oblicua a la cadena, quizá algo menos oblicua si se acepta una torsión dextrógira de la unidad de Monte Perdido.

A favor de esta torsión está:

- el aumento de la flecha hacia el Este, en Ordesa, a partir de la sierra de Ota (SOLER y PUIGFABREGAS 1970).
- los pliegues y esquistosidad N.-S. (Boltaña, etc.) que estarían producidos por apretamiento de aquellas partes hacia las que la torsión se hace.
- la gran grieta de Salinas-Sín mucho más distendida y abierta en su parte oriental.
- la dirección aberrante de la sierra de Chía.

Volviendo a la reconstrucción paleogeográfica, todavía más al Norte o Nordeste hay que situar el macizo del Cotiella con una potencia mucho más grande del Cretáceo superior que incluye el surco flysch senonense de la Unidad Surpirenaica Central (unidad de Cotiella-Pedraforca. Fig. 2), en la cual, más hacia el Este, llega a desarrollarse potentemente el Jurásico y Cretáceo inferior en todos sus pisos. En esta unidad las isóclinas del cambio de facies de calizas arenosas (areniscas del Monsech) a margas en el Senonense superior, tienen una dirección pirenaica. La situación de la zona del cambio de facies, cortada por los sondeos de ENPASA (hoy ENIEPSA) implantados sobre el Eoceno del sinclinal de Graus-Tremp, exige trasladar la unidad unos 20 km. al N. para enlazar con la zona del cambio de facies de la unidad de Monte Perdido.

Llegamos así a que la unidad del Cotiella se encontraba *por lo menos* 43 km. más al N. de lo que se encuentra actualmente con relación al autóctono de Bielsa, es decir, más o menos próxima a la falla norpirenaica (depende en qué medida se cuantifique el acortamiento de la Zona Axial).

Probablemente, el surco flysch senonense de la Unidad Surpirenaica Central estaba en conexión con el gran surco norpirenaico (GARRIDO 1973).

Durante el Eoceno y Oligoceno se produce el despegue y deslizamiento al Sur de la cobertura mesozoica de la Zona Axial. El fenómeno se realiza en cierto modo como una gran ola que, al mismo tiempo que avanza, desborda lateralmente y va implicando a una parte cada vez más grande de la cadena (fig. 8 B de SEGURET 1971). El origen del gradiente se encontraría en el labio sur elevado de la falla norpirenaica y la masa que inicia el proceso es la que contiene mayores espesores de serie, y dispone de mayor desarrollo de la facies plástica del Trías que ha de constituir la suela. Este momento coincide con el inicio de la sedimentación en el surco flysch eoceno surpirenaico. Durante el proceso se producen al nivel del zócalo paleozoico fallas inversas muy cabalgantes que hacia el sur permanecen intracutáneas en el Trías plástico hasta el Terciario del valle del Ebro.

5. PETROGRAFIA

Los macizos de Posets y de Millares tienen la misma composición. Las

muestras estudiadas están formadas de $(c_3\gamma\eta q_n^2)$. Las muestras estudiadas están formadas de mayor a menor por plagioclasa zonada, cuarzo, microclino, biotita y hornablenda como componentes fundamentales. Los minerales accesorios comunes son apatito, circón y opacos.

En ambas extremidades del macizo de Millares encontramos zonas, cerca del encajante, que tienen una composición más básica. Así, al S. del Montó Descubridores y a ambos lados del campamento de la Virgen Blanca, es una diorita cuarcífera (andesina y hornablenda principalmente). En partes de los apófisis del arroyo de la Vall, cerca de Eriste, se trata de un gabro cuarcífero (componentes principales: labradorita y augito; componentes accesorios: cuarzo, biotita, apatito, circón, opacos, feldespatos potásico).

El granito del autóctono (granito de Bielsa) $(c_3\gamma_n^2)$, en las muestras estudiadas tiene la siguiente composición. Componentes principales: cuarzo, ortosa, plagioclasa (albita) y biotita. Componentes accesorios: apatito, circón y opacos.

Los diques en Paleozoico relacionados con las granodioritas son pórfidos graníticos o dioríticos, tonalitas y de cuarzo-moscovita.

En relación con el granito de Bielsa encontramos en el Paleozoico de San Juan de Plan diques de cuarzo y de pegmatitas. En las cercanías de la mina de cobalto existen grandes diques o apófisis de porfírita diorítica.

Los macizos de granodiorita tienen una aureola de metamorfismo de contacto de varios cientos de metros, 1 km. como máximo. En ella aparece un moteado de andalucita, a veces también cordierita, y las pizarras se transforman en corneanas perdiendo su textura orientada. Localmente, muy cerca del contacto puede aparecer además silimanita. Las pizarras del Silúrico son refractarias a la pérdida de la textura orientada incluso cerca de la granodiorita. En ellas el metamorfismo de contacto se manifiesta por el moteado de chiastolita. Las calizas se encuentran recrystalizadas y localmente en la proximidad de la granodiorita contienen diopsido y epidota, ocasionalmente granates cálcicos. También se observan mármoles de serpentina (ladera al N. del barranco de la Vall).

Mención aparte merece por su continuidad y su posición estructural en la base del cabalgamiento del Cinqueta, el horizonte de *skarn* (D_1KC), ver capítulo de estratigrafía. Se compone principalmente de una roca gris claro a veces con tonalidad algo verdosa de textura granuda irregular, constituida por epidota (algunas muestras se han clasificado como epidotita), calcita y cuarzo, frecuentemente en venillas hidrotermales, a veces con granate (grossularia-andradita), a veces con anfíbol (tremolita-actinolita), clorita y opacos (sulfuros). Localmente en afloramiento se distinguen corros de caliza (mármol) o corneana no transformados, así como algún dique de pórfido ácido o felsita.

En relación con el granito de Bielsa el metamorfismo de contacto se manifiesta en el Ordovícico de San Juan de Plan por el moteado de andalucita y el mármol.

Por último, señalaremos que en las pizarras de la parte alta del Ordovícico hemos encontrado (carretera de Gistain, alrededores de las granjas de Viladós)

rocas gris-verdosas (*sills*? de varios metros de potencia) comparables a las subvolcánicas de tipo intermedio o básico de la hoja de Liena. Están texturalmente orientadas y afectadas por el metamorfismo regional. Se componen de cuarzo, plagioclasa (anortita > 15 por 100), anfíbol monoclinico. Accesoriamente: calcita, clorita, apatito, epidota y opacos.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

Actualmente no existen labores mineras, pero en el pasado se benefició el Pb-Zn de los filones de galena próximos a Bielsa, así como el Co de la mina de Gistain.

Este último es el que presenta más interés por tratarse de un elemento escaso.

Situado en el término municipal de San Juan de Plan con cota aproximada de 1.900 m., entre la Estibeta y El Yerrí, a unos 2 km. al E. del pueblo.

Según MALIVERNEY (1973), se trata de un yacimiento estratoide, de naturaleza hidrotermal. Su paragénesis es pirita, esmaltaña, bismutina, calcopirita, cuarzo, ankerita y calcita. Y lo considera asociado a la falla de Pecadores. La mineralización impregna un nivel dolomítico de unos 2 m. de potencia. Aunque para este autor este yacimiento se encuentra en las calizas y pizarras del silúrico, nosotros pensamos que dichas calizas y pizarras pertenecen al Ordovícico.

También hace constar que no se ha encontrado ningún mineral de Ni pese a que es citado por los autores anteriores. A esto tenemos que decir que muestras estudiadas en el IGME manifiestan la existencia de dicho elemento.

Respecto a los minerales de Pb-Zn se explotaron al N de Bielsa (Mina Ana) y en el barranco del Cao (Mina Mariana), y existen indicios a 1 km. al E. de Parzán, a 1 km. al SO. del lago del Cao, junto al lago de Urdiceto y al S. del pico Eriste en las proximidades de Sahún, todos ellos relacionados con el granito.

También hay indicios de pirita y calcopirita a 2 km. al E. de Plan.

Se efectuaron calicatas en las proximidades del Hospital de Gistain en las areniscas del Bunt en donde aparece oligisto micáceo, así como galena, pirita y calcopirita.

Por último se explotó sal común en el Trías de Salinas de Sin.

BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A.; RIOS, J. M., y ALASTRUE, E.: «Explicación al mapa geológico de la provincia de Huesca». (E 1/200.000). IGME, pp. 1-253. Madrid, 1975.
- ARCHE, A.: «Estratigrafía del Devónico en los altos valles del Esera y Piqué (Pirineos Centrales)». *Acta Geol. Hisp.*, t. VI, n.º 2, pp. 42-45. 1971.
- ARCHE MIRALLES, A.: «Las facies "flysch" del Ordovícico en el sector central de los Pirineos». Seminario Estratigrafía n.º 7, pp. 39-41. Dep. de Estratigrafía, Fac. Ciencias, Univ. Complutense. Madrid, 1971.
- ARCHE MIRALLES, A.: «Estudio estratigráfico de las cabeceras de los ríos Esera y Piqué. Pirineos Centrales. España-Francia». Tesis doctoral. Univ. Complutense, pp. 1-197. Madrid, 1971.
- ARCHE MIRALLES, A.: «Estudio litoestratigráfico del Estefaniense, Permiano y Buntsandstein en el Pirineo Central». Informe interno JEN. 1977.
- BARROUQUERE, G.; DERAMOND, J.; MAJESTE-MENJOUAS, C., y SOULA, J. C.: «Interpretation microtectonique de la structure griotte». C. R. Acad. Sc. París, t. 269, pp. 431-433. 1969.
- BODEGA, F.; ROJAS, B., y FERNANDEZ VARGAS, E.: «Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XVIII Campamento para Prácticas de Geología, Benasque 1972». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXIV-VI, pp. 516-523. 1973.
- BODEGA, F., y RIOS, L. M.: «Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XIX Campamento para Prácticas de Geología, Benasque 1973». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXV-IV, pp. 464-512. 1974.
- BODEGA, F., y RIOS, L. M.: «Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos

- realizados en el XX Campamento para Prácticas de Geología, Benasque, 1974». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXVI-V, pp. 528-532. 1975.
- BODEGA, F., y RIOS, L. M.: «Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXII Campamento para Prácticas de Geología, Bielsa-Benasque 1976». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXVIII-II, marzo-abril 1977, pp. 155-159.
- BOERSMA, K. T.: «Description of certain Lower Devonian platform conodonts of the Spanish Central Pyrenees». *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 285-301. 1973.
- BOERSMA, K. T.: «Devonian and Lower Carboniferous conodont Biostratigraphy, Spanish Central Pyrenees». *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 303-377. 1973.
- BRESSON, A.: «Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées-Haute Chaine». These doct. Sc. Nat. París, 1903.
- CHOUKROUNE, P.: «Etude structurale du substratum de la nappe de Gavarnie dans la région de Bielsa. Pyrénées centrales espagnoles». These de 3ème Cycle, Sc. Nat. pp. 1-76. París, 1967.
- CHOUKROUNE, P.; MARTINEZ, Cl.; SEGURET, M., y MATTAUER, M.: «Sur l'extension, le style et l'âge de la mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales)». *C. R. Acad. Sc.*, vol. 266, pp. 1360-1363. 1968.
- CHOUKROUNE, P., y SEGURET, M.: «Exemples de relations entre joints de cisaillement, fentes de tension, plis et schistosité. L'auchtone de la nappe de Gavarnie, Pyrénées centrales». *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn.*, vol. X, fasc. 3, pp. 239-246. 1968.
- CHOUKROUNE, P.; SEGURET, M., y MATTAUER, M.: «Sur quelques caracteres géométriques de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales)». *C. R. Acad. Sc.*, vol. 267, pp. 2088-2091. 1968.
- CHOUKROUNE, P., SEGURET, M.: «Tectonics of the Pyrenees: Role of Compression and Gravity» en *Gravity and Tectonics*, dirigido por K. A. de Jong y R. Scholten, Ed. John Wiley, pp. 141-156. 1973.
- CHOUKROUNE, P., SEGURET, M.: «Carte structurale des Pyrénées». Univ. de Montpellier y ELF-ERAP.
- CLIN, M.: «Etude géologique de la haute chaise des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque du Lys». These Nancy, ser. 53, n.º 152, pp. 1-379. 1959. *Mem. Bur. Rech. Geol. Min.*, 27. 1964.
- CLIN, M.: «Indices d'intensité tectonique dans la zone axiales des Pyrénées centrales». Extrait des P. V. de la Soc. Linneenne de Bordeaux, n.º 99, pp. 1-12. 1962.
- CLIN, M., y MIROUSE, R.: «Aperçu sur l'histoire de la zone primaire axiale des Pyrénées centrales et occidentales». *Trav. Lab. Géol. Pétrol.* Toulouse n.º 6, pp. 1-3. 1966.
- CLIN, M.; HEDDEBAUT, Cl.; MIROUSE, R.; MULLER, J.; ROGER, Ph., y WATERLOT, M.: «Le cycle hercynien dans les Pyrénées». *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. XC, fasc. a 4, pp. 252-276. 1970.

- DALLONI, M.: «Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon». *Ann. Fac. Sc. Marseille*, vol. XIX, pp. 1-436. 1910.
- DEBAT, P.: «Les formations métamorphiques des vallées du Gavarnie et d'Héas (Hautes-Pyrénées)». *Bull. Soc. Hist. Nat.* de Toulouse, L 100, fasc. 1-2, pp. 137-173. 1965.
- DEGARDIN, J. M.: «Contribution a l'étude géologique du Silurien de la région de Benasque (Province de Huesca, Espagne)». These 3ème cycle Un. Sc. Tecn. Lille, pp. 1-355. 1977.
- DEGARDIN, J. M.: «Etue stratigraphique et paléogéographique du Silurien de la région de Benasque (Pyrénées centrales espagnoles)». *Ext. des Ann. de la Soc. Geol. du Nord*, t. XCVIII, Lille, pp. 51-58. 1978.
- DEGARDIN, J. M., y PARIS, F.: «Presence de chitinozoaires dans les calcaires siluro-devoniens de la Sierra Negra (Pyrénées Centrales Espanoles)». *Géobios* n.º 11, fasc. 5, pp. 769-777. Lyon, 1978.
- DEGARDIN, J. M., y WATERLOT, M.: «Découverte de Conodontes du Dévonien inférieur dans les schistes carburés de la vallée de Benasque, province de Huesca, Espagne». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1974; t. 278, s. D., pp. 705-707.
- DOMMANGET, A.: «Le cadre géologique des niveaux mineralisés (Pb-Zn) du Paléozoïque de la zone axiale des hautes Pyrénées Ariégeoises (secteur Aulus-Port d'Aula). Tesis 3.º ciclo París, 1977; 6, pp. 1-229.
- DONNOT, M., y GUERANCE, B.: «Coupe du Cambro-Ordovicien de l'Hospice de France au Port de Benasque (Luchon, Haute Garonne, Pyrénées centrales)». *Rapport BRGM inedit 69/SGLO80 GEO* (Mars 1969), pp. 1-52. 1969.
- FAURA, M.: «Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña». *Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 9, pp. 5-202. 1913.
- FLACHERE, H.: «La Nappe du Mont Perdu et ses relations avec la Nappe de Gavarnie (Parc national des Pyrénées occidentales, Parque Nacional de Ordesa)». These 3.º cycle, Toulouse, pp. 1-88. 1977.
- GARCIA LOYGORRI, A.; BODEGA, F.; FERNANDEZ VARGAS, E., y SAENZ DE SANTAMARIA, J.: «Memoria del XVI Campamento para Prácticas de Geología, Bielsa 1970». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXII-VI. pp. 565-571. 1971.
- GARCIA LOYGORRI, A.; BODEGA, F., GRANADOS, L., y PEREZ DOMINGUEZ, H.: «Memoria sobre organización, desarrollo y trabajos realizados en el XVII Campamento para Prácticas de Geología, Bielsa 1971». *Bol. Geol. y Min.*, t. 83-V, pp. 99-110. 1972.
- GARRIDO, A.: Cuenca de Graus Tremp. Album de fotografías desde helicóptero. Informe interno ENPASA, n.º 157. 1968.
- GARRIDO, A.: «Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central». Tesis doctoral. Granada, pp. 1-395. 1973.
- GARRIDO, A., RIOS, L. M.: «Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente sur pirenaica, prov. de Huesca y Lérida)». *Bol. IGME*, t. 83-1, pp. 1-47. 1972.

- GLANGEAUD, L.: «Le plutonisme sialique, ses relations avec le metamorphisme dans les Pyrénées orientales et centrales». *Extr. Bull. Soc. Geol. France*, 1958, t. VIII, pp. 961-978.
- GOMEZ DE LAS HERAS, J.M.: «Estudio geológico de los sistemas Siluriano y Devoniano en la cadena pirenaica. Estudio geológico del borde NE. de la hoja de Bielsa». Proyecto fin de carrera (Especialidad de Geología) ETSI. Minas de Madrid, pp. 1-80. 1972.
- GROEN, C.: «The geology of the Cinqueta region, spanish pyrenees, province of Huesca». Tesis doctoral Utrecht, pp. 1-114. 1978.
- GROOS-UFFENORDE, H.; KRYLATOV, S., y STOPPEL, D.: «Sur quelques synclino-rums a coeur réputé carbonifere des Pyrénées espagnoles». *C. R. Acad. Sc. París*, 274, ser. D., pp. 1885-1888. 1972.
- HABERMEHL, M. A.: «Depositional history and diagenesis of quartz sand bars and lime-mud environments in the Devonian Basibé Formation, Central Pyrenees, Spain». *Leidse Geol. Med.*, 46, pp. 1-55. 1970.
- HARTEVELT, J. J. A.: «Geology of the upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees. Andorra, Spain». *Leidse Geol. Med.*, 45, pp. 167-236. 1970.
- HIDALGO AZNAR, F.: «Estudio Geológico de la zona situada al S. del río Cinqueta entre el río Cinca y el collado de las Coronas». Memoria 5.º Año. ETSI Minas de Madrid. 1970.
- HOTTINGER, L., y SCHAUB, U.: «Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Ilerdien und Biarritzien». *Ecl. Geol. Helv.*, 53 (1), pp. 453-479. 1960.
- HUPE, P.: «Les contacts anormaux sur le flanc nord-est du Massif du Cotiella». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, fasc. 9, pp. 143-145. 1936.
- HUPE, P.: «Les contacts anormaux depuis le flanc nord-est du Cotiella jusqu'a la vallée de l'Esera». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, n.º 3, pp. 37-38. 1937.
- IGME: «Mapa geológico de España. E. 1: 200.000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja n.º 23 (Huesca). 1972.
- JACOB, CH.: «La structure du Turbon, du Cotiella et du Castillo Mayor en Haut Aragon». *C. R. Somm. Ac. Soc.*, t. CLXXXV, pp. 787-788. 1927.
- JACOB, CH.; FALLOT, P.; ASTRE, G., y CIRY, R.: «Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées Centrales et Orientales». *C. R. XIV Cong. Int. Geol.*, 2, pp. 335-412. Madrid, 1926.
- KLEINSMIEDE, W. F. J.: «Geology of the Valle de Aran, central Pyrénées». *Leid. Geol. Med.*, 25, pp. 129-245. 1960.
- KRYLATOV, S., y STOPPEL, D.: «La série des Agudes-Cap de Pales (zone primaire axiale des Pyrénées aux confins de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées)». *Bull. Soc. Geol. France* (7.º serie), t. II, n.º 44, pp. 484-490. 1969.
- KRYLATOV, S., y STOPPEL, D.: «Attribution au Frasnien de la série de Sia (zone primaire axiale des Pyrénées). Ses rapports avec celle des Agudes-Cap de Pales. Conséquences paléogéographiques». *Zeit. deutsches. geol. Gesell.*, Hannover, 122, pp. 213-230. 1971.

- LITH, J. G. J. VAN: «Geology of the Spanish part of the Gavarnie nappe (Pyénées) and its underlying sediments near Bielsa (province of Huesca)». Thesis Utrecht. *Geologica Ultraiectina*, n.º 10, pp. 1-67. 1965.
- LUCAS, E.: «Surface d'érosion triasique et déformations post-hercyniennes dans les Pyrénées centrales». *C. R. Ac. Sc. Fr.*, 277, pp. 1944-1947. 1971.
- LUCAS, C.: «Le Trias des Pyrénées, corrélations stratigraphiques et paléogéographie». *Bull. BRGM*, IV, 3, pp. 225-231. 1977.
- LUNSEN, H.: «Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees, Province of Huesca». Thesis Utrecht *Geological Ultraiectina*, 16, pp. 285-295. 1970.
- LUTERBACHER, H.: «La sección tipo del piso llerdense». XIII Coloquio europeo de micropaleontología. 18-27 Sept. 1973. CNG ENADIMSA, pp. 113-140.
- MALIVERNEY, C.: «Géologie et metallogénie du gîte de cobalt de Gistain dans les Pyrénées espagnoles». Extrait du *Bull. du BRGM*, 2.ª serie, n.º 6, 1973, pp. 433-448.
- MALLADA, L.: «Descripción física y geológica de la provincia de Huesca». *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, vol. 15, pp. 1-439. Madrid, 1881.
- MAJESTE-MENJOULAS, C.: «Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque. Nappe de Gavarnie, chevauchement cinq-monts-gentiane. Pyrénées centrales et occidentales». Tesis de Estado Toulouse, pp. 1-343. 1979.
- MARTINEZ, Cl.: «Etude structural de la région de la Cinqueta (Substratum de la nappe de Gavarnie) Pyrénées Centrales (Espagne)». These 3.ª cycle, Montpellier, pp. 1-107. 1968.
- MATTAUER, M., y SEGURET, M.: «Sur le style des déformations tertiaires dans la zone axiale hercynienne des Pyrénées». *C. R. som. Soc. Géol. France*, fasc. 1, pp. 10-11. 1966.
- MEY, P. H. W.: «The geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrénées, Spain». *Leidse Geol. Meded.*, 41, pp. 153-220. 1967.
- MEY, P. H. W.: «Geology of the Upper Ribagorzana and tor valleys, Central Pyrénées, Spain». *Leidse Geol. Med.*, 41, pp. 229-292. 1968.
- MEY, P. H. W.; NAGTEGAAL, P. J. C.; ROBERTI, K. J., y HARTEVELT, J. J. A.: «Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the South-Central Pyrénées, Spain». *Leidse Geol. Med.*, 41, pp. 221-228. 1968.
- MIROUSE, R.: «Paleozoïque supérieur et orogenèse varisque dans le domaine pyrénéen». In, *La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale*, Coll. inter. CNRS, n.º 243, Rennes, pp. 559-569. 1977.
- MISCH, P.: «Geologie der mittleren sudpyrénéen». *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl.*, t. III, H. 12, pp. 1597-1764, Berlín, 1934.
- MISCH, P.: «Der Bauder mittleren Südpirenenäen». mit 6 Tafeln und 51 Abh., Abh der Ges. der Wiss. zu Göttingen, math-phys, III F, H. 12, pp. 1-68. Berlín, 1934. Publ. extranj. sobre Geol. Esp., vol. 4, pp. 7-180, 1948.
- MULLER, J. et ROGER, P.: «L'évolution structural des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. These Sc. Bordeaux et Geol. Alp., t. 53, pp. 149-191. 1977.

- MULLER, J.: «Style tectonique et évolution de la chaîne varisque dans les Pyrénées centrales et occidentales». In la chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale, *Coll. Inter. CNRS*, n.º 243, Rennes, p. 646. 1977.
- MUTTI, E.: «Thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Paleogene Hecho Group System. (South-Central Pyrénées, Spain)». *Mem. Soc. Geol. Ital. Sedimentology*, v. 24. n.º 1, feb. 1977, p. 107. 1975.
- MUTTI, E.: «Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrénées, Spain). *Sedimentology* 24, pp. 107-131.
- MUTTI, E., LUTERBACHER, H. P., FERRER, J., e ROSELL, J. «Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, XI, pp. 391-416. (1972).
- NAGTEGAAL, P. J. C. Sedimentology, Paleoclimatology and Diagenesis of post-Hercynian continental deposits in the south-central Pyrénées, Spain». *Leidse Geol. Meded.*, 42, pp. 143-238. (1969).
- NIJMAN, W. y NIO, S. D. «The Eocene Montañana delta (Tremp-Graus Basin, provinces of Lerida and Huesca, Southern Pyrénées, N-Spain)». 1975. In: Sedimentary evolution of the Paleogene South Pyrénéan Basin (por J. Rosell y C. Puigdefabregas), Parte B, pp. 1-19, IX Int. Congr. Sedim., Nice-75, Field Trip 19. 1975.
- RAMSAY, J. G.: «Folding and fracturing of rocks». McGraw-Hill, Inc. New York. 1977 edición de la traducción al español. Edit. Blume, pp. 1-590. 1967.
- RIOS, J. M.: «El Sistema Cretáceo en los Pirineos de España». *Mem. I. G. M. E.*, t. LVII, pp. 1-128. 1956.
- RIOS, L. M.: «El paso Devoniano-Carbonífero y las atribuciones erróneas al Carbonífero en los ríos Esera y Baliera, provincia de Huesca». *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXVIII-IV, pp. 300-305. 1977.
- RIOS, L. M., BELTRAN, F. J., LANAJA, J. M., MARIN, F. J.: «Contribución a la geología de la zona axial pirenaica, valles del Cinca y Esera, provincia de Huesca». Libro homenaje al Prof. Solé Sabarís, *Acta Geológica*. (en prensa). 1979.
- RIOS, L. M., BELTRAN, F. J., LANAJA, J. M., MARTIN, F. J. y BODEGA, F.: «Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXIV Campamento para Prácticas de Geología "Luis Solé Sabarís" Panticosa 1978». *Bol. I. G. M. E.* 1979.
- RIOS, L. M., LANAJA, J. M., BELTRAN, F. J., RIOS MITCHELL, J. M. y MARIN, F. J.: Mapa geológico de España 1:50.000. Segunda serie. Hoja 31-8 Liena. *I. G. M. E.* 1979.
- ROMERO ORTIZ, J.: «Los filones de galena de Bielsa y Parzán». *Bol. Ofic. de Minas y Metalurgia*, Nov. 1929, Año 13, n.º 150, pp. 1.069-1.177. 1929.
- ROUSSELL, J.: «Etude stratigraphique des Pyrénées». *Bull. Serv. Carte Geol. France*, 15, n.º 97, pp. 23-141. 1893.

- SCHAUB, H.: «La sección de Campo (provincia de Huesca)». XIII Coloquio europeo de micropaleontología. 18-27 Sept. 1973, CNG ENADIMSA, pp. 151-170. 1973.
- SCHMIDT, H.: «Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen». *Abh. Ges. Wiss. Göttingen math. phys. kl.* 3, Folge, H.5, n.º 8, pp. 1-85. Traducción en Publ. extranj., sobre Geol. de España, t.2, pp. 101-200, 1944. 1931.
- SEGURET, M.: «Mise en évidence sur le versant sud des Pyrénées centrales d'une nappe a material cretacé diversé au Sud: La nappe du Cotiella». C.R. Acad. Sc. Paris. Ser. D.265, pp. 1.448-1.451. 1967.
- SEGURET, M.: «Contribution a l'étude de la tectonique sudpyrénéenne: sur le style et l'importance des déplacements ver le sud des séries secondaires et terciaries de la partie centrale du versant sud des Pyrénées». C.R. Acad. Sc. Fr. vol. 268, pp.907-910. 1969.
- SEGURET, M.: «Etude tectonique des nappes et des séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées». *Tesis doctoral Montpellier*. Publ. Ustela, Série Geol. Struct., n.º 2, pp. 1-160, 1971. 1970.
- SEGURET, M. et PROUST, F.: «Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales: signification des schistosités redressées, chronologie des déformations». C. R. Acad. Sc. Fr. vol. 266, pp. 984-987. 1968.
- SOLER, M.: «Etude geologique du haut Aragon occidental». Informe interno S.N.P.A. 1970.
- SOLER, M.: «Estudio Geológico de la parte occidental de la cuenca de Graus-Tremp». Informe interno E.N.P.A.S.A., n.º 205. 1971.
- SOLER, M. y GARRIDO, A.: «La terminación occidental del manto de Cotiella». *Rev. Pirineos*, Año XXVI, n.º 98, pp. 5-12. 1970.
- SOLER-SAMPERE, M. y PUIGDEFABREGAS, C.: «Líneas generales de la geología del alto Aragón occidental», *Pirineos*, n.º 96, pp. 5-20. 1970.
- SOUA, J. C., APARICIO, M. y DERAMOND, J.: «Role des montées diapiriques gneissiques et granitiques; compresión et décrochements synmétamorphiques dans l'évolution structurale des Pyrénées hercyniennes». *Bull. S. G. France*. 1978.
- SOUQUET, P.: «Précisions stratigraphiques sur les calcaires d'Agua Salenz (Pyrénées Aragonaises, Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 8, pp. 278-280. 1963.
- SOUQUET, P.: «Le Cretacé superieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre». *These Sciences Univ. Toulouse*, pp. 1-529. 1967.
- SOUQUET, P., PEYBERNES, B., BILOTTE, N., y DEBROAS, E. J.: «La Chaîne Alpine des Pyrénées» *Géol. Alp.*, t.53, pp. 193-216. 1977.
- TEN HAAF, E., VOO R. van der, WENSINK, H.: «The S-External Pyrénées of Huesca». *Geol. Rundschau*, 60, 3, pp. 996-1.009. 1971.
- WATERLOT, M.: «Note preliminaire a l'étude géologique du synclinorium carbonifere du Plan des Etangs (Pyrénées centrales espagnoles)». *Extr. Ann. Soc. Géol. Nord*, 84, pp. 137-140. 1964.

- WATERLOT, M.: «Contribution a l'étude géologique du Carbonifere anté-stephanien des Pyrénées centrales espagnoles». *Mem. I.G.M.E.*, 70, pp. 1-257, 1969). Theses Lille, t.1, pp. 1-212, t.2, pp. 213-380. 1967. 1969.
- WATERLOT, M.: «Grands faits stratigraphiques et paleogéographiques du Carbonifere anté-stephanien des Pyrénées centrales espagnoles». *Bull. Soc. Geol. de France*, (7), XI, 1969, pp. 502-510. 1969.
- WENNEKERS, J. H. N.: «The geology of the Esera valley and the Lys-Caillaouas massif». Sheet 7, Central Pyrénées, Spain-France. *Leidse Geol. Med.*, 41, pp. 221-267. 1968.
- ZANDVLIET, J.: «The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrénées, France-Spain». *Leid. Geol. Med.*, 25, pp. 1-127. 1960.
- ZWART, H. J.: «Relation between folding and metamorphism in the Central Pyrénées and their chronological succession». *Geol. Mijnb.*, 22, pp. 163-180. 1960.
- ZWART, H. J.: «The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrénées». *Geol. Rundsch.*, 53, pp. 170-205. 1963.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA