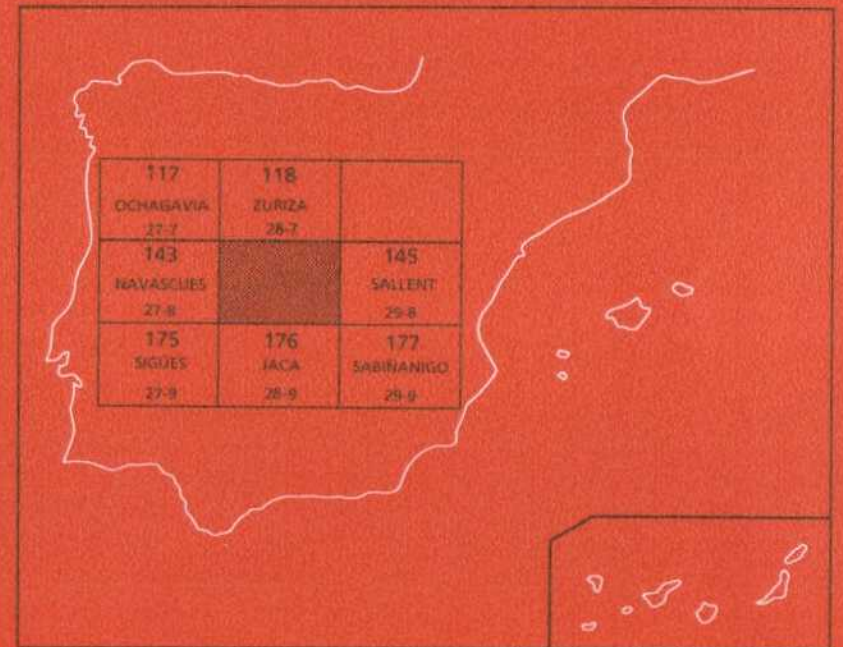




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



ANSÓ



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

ANSÓ

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M.—16.731.—1994

I.S.B.N.: 84-7840-177-6

NIPO: 241-93-009-3

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: I. Izquierdo, S. A.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de Ansó (144) han sido realizados, durante 1992 y 1993, por la Dirección de Geología y Técnicas Básicas del ITGE, bajo normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes autores:

Mapa Geológico

- A. Teixell (ITGE)
- J. García-Sansegundo (ITGE) (Paleozoico hercínico)
- M. Zamorano (ITGE) (Megacapa4 entre el Aragón Subordán y el Aragón)

Memoria

- A. Teixell (ITGE)
- J. García-Sansegundo (ITGE)

Han colaborado en aspectos parciales:

- **Bioestratigrafía del Cretácico superior**
 - E. Caus (Univ. Autónoma de Barcelona)
- **Estratigrafía del Paleoceno**
 - A. Robador (ITGE)
- **Estratigrafía de la cuenca turbidítica**
 - E. Remacha (Univ. Autónoma de Barcelona)
- **Hidrogeología**
 - A. Azcón (ITGE)
- **Dirección y supervisión del Proyecto**
 - A. Barnolas (ITGE)

Nota:

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del ITGE existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información varia.

INDICE

1.- INTRODUCCIÓN	9
1.1.- MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO	9
1.2.- ANTECEDENTES	10
2.- ESTRATIGRAFÍA	10
2.1.- PALEOZOICO HERCÍNICO	10
2.1.1.- Lutitas negras, areniscas y calizas (capas de Atxerito) (2)	11
2.1.2.- Calizas con Corales (Calizas de Tobazo) (3)	11
2.1.3.- Lutitas negras con calizas (Capas de Lazerque) (4) ..	12
2.1.4.- Caliza "griotte" de Rioseta (5)	12
2.1.5.- Calizas laminadas de Chourique (6)	13
2.1.6.- Areniscas y lutitas (Serie de facies "Culm") (7)	13
2.2.- PÉRMICO	13
2.2.1.- Lutitas oscuras y calizas (8)	14
2.2.2.- Lutitas y areniscas rojas (Serie de Somport) (9)	14
2.2.3.- Brechas y conglomerados (Serie de Baralet) (10)	15
2.2.4.- Lutitas y areniscas rojas (Serie de Marcantón) (11) ..	15
2.3.- CRETÁCICO SUPERIOR	17
2.3.1.- Calizas con Prealveolinas (12)	17
2.3.2.- Calcarenitas y dolomías de Secús (13)	19
2.3.3.- Calizas con rudistas (Calizas de Larra) (14)	19
2.3.4.- Calcarenitas ferruginosas y calizas nodulosas (15) ..	20
2.3.5.- Margas y calizas de Zuriza (16)	20
2.3.6.- Areniscas de La Tuca Blanca (17)	21
2.3.7.- Areniscas de Marboré (18)	21

2.4.- Terciario	22
2.4.1.- Paleoceno y Eoceno inferior carbonático	22
2.4.1.1.- Dolomías y calizas (Fm. Salorons) (19)	22
2.4.1.2.- Calizas de algas (20)	23
2.4.1.3.- Calizas arenosas (21)	23
2.4.1.4.- Calizas con sílex (22)	23
2.4.1.5.- Margas y megabrechas (23)	24
2.4.1.6.- Calizas bioclásticas y arenosas (Calizas de la Foz de Biniés) (24)	24
2.4.1.7.- Margas y limonitas (25)	25
2.4.2.- La serie turbidítica Eocena	25
2.4.2.1.- Margas y areniscas basales en facies turbidítica (26)	26
2.4.2.2.- Areniscas y lutitas en facies turbidítica (30)	27
2.4.2.3.- Lutitas y areniscas en facies turbidítica (32)	27
2.4.2.4.- Lutitas y areniscas en facies turbidítica (34)	28
2.4.2.5.- Lutitas y areniscas en facies turbidítica (38)	28
2.4.2.6.- Calcarenitas y margas (Megacapa 1 o del Circo de Aisa) (27)	30
2.4.2.7.- Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 2 o de La Magdalena) (28)	32
2.4.2.8.- Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 3 o de Villanúa) (29)	32
2.4.2.9.- Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 4 o de Garde-Cotefablo) (31)	32
2.4.2.10.- Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 5 o del Roncal) (33)	33
2.4.2.11.- Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 6 o del Fago) (35)	33
2.4.2.12.- Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 7 o de la Artesa) (36)	33
2.4.2.13.- Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 8 o de Embrún-Jaca) (37)	33
2.5.- Cuaternario	34
2.5.1.- Arcillas y arenas. Lacustre (39)	34
2.5.2.- Morrenas glaciares (40)	34
2.5.3.- Gravas, arenas y limos. Aluvial (41)	34
2.5.4.- Conos de deyección (42) y derribos de ladera (43)...	35
3.- Tectónica	35

3.1.- ESTRUCTURA DE LAS ROCAS PALEOZOICAS	35
3.1.1.- Estructuras de fase 1.....	37
3.1.2.- Estructuras de fase 2.....	37
3.2.- ESTRUCTURA ALPINA DE LAS ROCAS POST- CARBONÍFERAS	37
3.2.1.- El sector septentrional y las Sierras Interiores.....	38
3.2.2.- Estructura de la cuenca turbidítica	42
3.3.- EDAD DE LAS DEFORMACIONES	45
4.- ROCAS ÍGNEAS	46
4.1.- ANDESITAS (1)	46
5.- HISTORIA GEOLÓGICA	49
6.- HIDROGEOLOGÍA	52
6.1.- ACUÍFERO DEVÓNICO MEDIO Y SUPERIOR- CARBONÍFERO INFERIOR	53
6.2.- ACUÍFERO CRETÁCICO-PALEOCENO	53
6.3.- ACUÍFERO EOCENO	54
7.- BIBLIOGRAFÍA	57

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

La hoja de Ansó se halla en el Pirineo central, abarcando el área fronteriza del NW de la provincia de Huesca. El terreno montañoso que la caracteriza, en la vertiente española está surcado por valles de orientación meridiana en los que se sitúan los principales núcleos de población. De este a oeste son los valles de los ríos Aragón, Estarrún, Osia, Aragón Subordán y Veral. En la vertiente francesa, la principal vía de drenaje está constituida por el valle de Aspe.

Desde el punto de vista geológico, incluye el flanco sur de la Zona Axial pirenaica, cerca de su terminación occidental, y la cobertera del Cretácico superior-Eoceno -éste último incluyendo una potente serie turbidítica- que se sitúa al sur de ella. Desde el punto de vista morfoestructural cabe diferenciar: 1) una área septentrional, ocupada por materiales pérmicos y paleozoicos hercínicos de la Zona Axial y caracterizada por relieves moderadamente abruptos, 2) una banda orientada ESE-WNW de escarpado relieve (Sierras Interiores) constituida por materiales competentes, esencialmente carbonáticos, del Cretácico superior y Paleoceno-Ilerdiense, y 3), en posición más meridional, un área de relieves más suaves constituida por las turbiditas eocenas, en los que tan solo destacan crestas calizas constituidas por las megacapas carbonáticas que contienen. Es en las Sierras Interiores donde se ubican las cotas más altas de la hoja (Bisaurin, 2670 m; Aspe, 2643 m; Peña Forca, 2391 m).

1.2. ANTECEDENTES

Los principales trabajos sobre las rocas paleozoicas de la Zona Axial pirenaica de la hoja de Ansó, aportan datos sobre su estratigrafía y edad. Existen algunos trabajos de con valor histórico como son los de SEUNES (1893), BRESSON (1903) y DALLONI (1910), que tratan tanto las rocas paleozoicas como las mesozoicas y terciarias. Más recientes son los trabajos de VAN DER LINGEN (1960) y MIROUSE (1966), que aportan rasgos generales de la estratigrafía y estructura del Paleozoico.

Por lo que respecta a la estratigrafía del Cretácico superior, cabe señalar los trabajos de JEURISSEN (1968), SOUQUET (1967) y TEIXELL (1990 a). Las bases de la estratigrafía de los carbonatos basales del Terciario se encuentran en VAN ELSBERG (1968), JEURISSEN (1968) y ROBADOR (1990). Diversos trabajos referidos a las turbiditas son los de RUPKE (1972, 1976), MUTTI (1977, 1984, etc.) LABAUME et al. (1983, 1985, 1987), etc. Son numerosos los trabajos referentes a la estructura alpina, entre los que cabe destacar los de JEURISSEN (1968), SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970), TEN HAAF et al. (1971), LABAUME (1983) y LABAUME et al. (1985). De todos estos trabajos se dará referencia en los capítulos temáticos correspondientes.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales más antiguos representados en la hoja corresponden a rocas sedimentarias paleozoicas hercínicas del Devónico y del Carbonífero. Sobre éstas se disponen discordantes las series detríticas rojas del Pérmico, con distribución discontinua. Discordantes sobre éstas o directamente sobre el Paleozoico hercínico yacen las rocas del Cretácico superior, calcáreas en su parte inferior y de carácter más terrígeno en su parte superior. Estas son sucedidas por materiales carbonáticos y lutítico-arenosos turbidíticos del Paleoceno y Eoceno.

2.1.- PALEOZOICO HERCÍNICO

Las rocas paleozoicas afectadas por la deformación hercínica de la hoja de Ansó se sitúan en su extremo nororiental, y su edad está comprendida entre Devónico inferior y Carbonífero medio (?). La sucesión devónica es generalmente calcárea. Por otro lado, las rocas carboníferas son discordantes, y en su parte inferior son calcáreas, mientras que en la parte alta son esencialmente siliciclásticas.

En la descripción de las rocas paleozoicas se emplearán denominaciones locales, referidas a los lugares donde estas rocas se encuentran bien representadas y datadas. El uso de estos nombres es informal y se realiza con el fin de facilitar la correlación entre las diferentes áreas.

2.1.1.- Lutitas negras, areniscas y calizas (Capas de Atxerito) (2)

En la hoja de Ansó, estas rocas se reconocen únicamente en unos pequeños afloramientos situados al oeste del Ibón de Estanes. Su denominación procede de la vecina hoja de Zuriza, donde en el barranco de Atxerito estas rocas están bien representadas y datadas.

Estas rocas aparecen constituidas por alternancias de lutitas negras y capas centimétricas o milimétricas de areniscas. Ocasionalmente, se puede reconocer algunos niveles decimétricos de calizas. En la hoja de Zuriza se ha estimado en 200 m el espesor de esta serie. En lo referente a su edad, fue obtenida en la hoja de Zuriza con diferentes especies paleontológicas, principalmente de braquiópodos por distintos autores (SEUNES, 1893; DALLONI, 1910; SCHWARZ, 1962; MIROUSE, 1966). La edad obtenida sitúa estos materiales entre el Emsiense y tránsito Emsiense-Eifeliense.

2.1.2.- Calizas con Corales (Calizas del Tobazo) (3)

Desde antiguo, estas calizas han sido conocidas con el nombre de "Calcaire à Polypiers" (SEUNES, 1893, BRESSON, 1906, DALLONI, 1910), haciendo referencia al gran número de corales que contienen. Sin embargo, en otras áreas del Pirineo, han sido reconocidas calizas con corales en otras posiciones estratigráficas. Por este motivo se ha preferido emplear el nombre local de Caliza del Tobazo, haciendo referencia al monte Tobazo, situado dentro de esta hoja, que es donde JOSEPH et al. (1984) estudiaron y dataron estas rocas.

Esta unidad está formada principalmente por gruesas capas (de escala métrica) de calizas grises, a menudo masivas, y con abundantes corales. Son normalmente calizas de tipo "packstone" o "wackestone". Estos gruesos bancos de calizas alternan con niveles de calizas tipo "mudstone" entre los que suelen encontrarse finas capas lutíticas intercaladas. En toda la serie son abundantes los estromatopóridos, corales tabulados y rugosos. Estos restos fósiles a veces aparecen acumulados desordenadamente en niveles, aunque frecuentemente se encuentran en posición de vida. En la hoja de Ansó, el espesor máximo de esta unidad es de 250 metros. Sin embargo, la base de la Caliza del Tobazo no aflora, y la parte superior se encuentra truncada por las rocas discordantes del Carbonífero Inferior. Así pues, en áreas próximas (hoja de Zuriza), donde la sucesión aparece completa se han medido unos 350 metros de estas calizas.

En cuanto a su edad, la mayor parte de la Caliza del Tobazo contiene estromatopóridos y corales del Givetiense (JOSEPH et al., 1984). La parte alta de la unidad (últimos 30 metros) contiene corales de las especies *Disphyllum goldfussi* y *Hexagonaria hexagona* del Frasnense inferior. Igualmente, en estos tramos superiores fueron encontrados abundantes conodontos frasnenses como son: *Polygnathus asymmetricus asymmetricus*, *P. asymmetricus ovalis*, *P. dubius*, *P. dengleri*, *P. alatus*, *Palmatolepis transitans*, *Icriodus symmetricus*, *I. brevis* e *I. alternatus*; todas ellas especies del Frasnense Inferior (JOSEPH et al., 1984). Esta edad obtenida en el área del Tobazo es coherente con la obtenida por JOSEPH et al. (1980) en el barranco de Lazerque, situado en la vecina hoja de Zuriza.

2.1.3.- Lutitas negras y calizas (Capas de Lazerque) (4)

Se emplea este nombre para denominar a una sucesión de lutitas negras y calizas que afloran por encima de la Caliza del Tobazo. Estas rocas fueron estudiadas y datadas en el barranco de Lazerque, situado en la hoja de Zuriza, por JOSEPH et al. (1980). En la hoja de Ansó, únicamente se reconocen pequeños afloramientos de esta unidad en el núcleo de un anticlinal situado en la zona de Tortiellas (al Oeste del monte Tobazo). Estos afloramientos están constituidos por lutitas negras entre las que se intercalan algunas capas de caliza de escala métrica, con restos de corales. En la zona estudiada, el espesor de esta unidad no puede ser estimado, pero en la hoja de Zuriza, las Capas de Lazerque tienen unos 50 metros de potencia.

Las edad de las Capas de Lazerque fue determinada por JOSEPH et al. (1980) en la hoja de Zuriza (barranco de Lazerque), a partir de braquiópodos y conodontos, siendo esta Frasnense.

2.1.4.- Caliza "griotte" de Rioseta (5)

A estas calizas se les ha dado este nombre porque en el barranco de Rioseta, situado dentro de la hoja de Ansó (al sur del monte Tobazo), fueron estudiadas y datadas por JOSEPH et al. (1984).

El tramo más bajo de la Caliza de Rioseta aparece caracterizado por una arenisca calcárea, de unos 0,5 m de espesor, donde se encuentran cantos de chert resedimentados y fragmentos fósiles de ostrácodos, equinodermos y trilobites. Por encima aparecen unas calizas de tipo "wackestone", con matriz micrítica, y con abundante fauna de goniatítidos, crinoideos y ostrácodos.

El tramo medio aparece caracterizado por calizas de color claro nodulosas, de tipo "griotte", en capas decimétricas o métricas. Son calizas "wackestone" o "mudstone". El espesor de este tramo es de aproximadamente 15 m. El tramo superior, de unos 7 m, se constituye por calizas tableadas en capas de 5 a 30 cm, de color gris, tipo "mudstone" o "wackestone" y abundantes estilolitos.

En lo referente a su edad, esta unidad se encuentra bien datada con conodontos en el barranco de Rioseta por JOSEPH et al. (1984). Así, en la arenisca calcárea del tramo basal aparecen conodontos resedimentados del Frasnense y Famenniense junto a otros del Tournaisiense medio y superior (Tn2c-Tn3b) como son: *Sinphonodella cooperi*, *S. isosticha*, *Gnathodus punctatus*, *Gn. delicatus* y *Gn. pseudosemiglaber*. En la parte alta de este término inferior y parte baja del término medio aparece *Scaliognathus anchoralis* junto con *Gnathodus texanus*, que indican el Tournaisiense superior-Viseense basal. En el tramo medio, las faunas de conodontos anteriormente citadas son seguidas por *Gnathodus homopunctatus*, *Gn. bilineatus bilineatus*, *Paragnathodus commutatus* y *P. nodosus*, formas del Viseense al Namuriense basal. En el tramo superior aparecen conodontos del Namuriense inferior como *Idiognathoides noduliferus* y *Gn. bilineatus bollandensis*.

La Caliza de Rioseta es discordante sobre las rocas devónicas infrayacentes. Así por ejemplo, en la hoja de Ansó, al oeste del Ibón de Estanes, se apoya sobre las capas de Atxerito (Devónico

inferior-medio); más al este, sobre el pico Tobazo, se sitúa sobre la caliza del mismo nombre del Devónico superior; por último, en el sector de Tortiellas, la Caliza de Rioseta está directamente sobre las Capas de Lazerque. La existencia de esta discordancia fue puesta de manifiesto por MIROUSE (1966). Por otro lado, en la hoja de Ansó, JOSEPH et al. (1984) observaron evidencias de karstificación en la Caliza del Tobazo, justo en el contacto con la Caliza de Rioseta, lo que indica una exposición subaérea de la caliza devónica antes de la sedimentación de la Caliza carbonífera de Rioseta.

2.1.5.- Calizas laminadas de Chourique (6)

Se emplea este nombre para denominar a un conjunto de calizas laminadas negras que fueron estudiadas y datadas por PERRET (1983) en el Pico de Chourique, situado en la hoja de Zuriza. La Caliza de Chourique aflora bien en todo el sector de la hoja de Ansó, ocupado por rocas paleozoicas.

Esta unidad está integrada por unos 80 m de calizas de tipo "mudstone", tableadas en capas de 10 a 30 cm. Las calizas son de color negro a gris oscuro, con abundantes laminaciones milimétricas y en las que a menudo existe una intensa brechificación, donde se observan los cantos de caliza negra separados por abundantes venas de calcita. Son escasos los restos fósiles y en el área comprendida en la hoja de Ansó no se ha citado fauna con valor cronoestratigráfico. Por otra parte, en la hoja de Zuriza, PERRET (1983) encontró conodontos en la parte alta de esta unidad que permiten atribuirla al Namuriense A-C.

2.1.6.- Areniscas y lutitas (Serie en facies "Culm") (7)

Estas son las rocas paleozoicas afectadas por la deformación hercínica más modernas que se reconocen en la hoja de Ansó. Afloran en los valles de Tortiellas y de Aspe. Consisten en alternancias entre centimétricas y métricas de areniscas y lutitas negras, cuyo espesor máximo estimado por MIROUSE (1966) es de unos 400 m.

Por lo que respecta a su edad, en el valle de Aspe fueron estudiados diversos restos fósiles resedimentados de foraminíferos, goniátidos, conodontos y restos de plantas por diversos autores (KULLMAN y DELVOLLE, 1985; DELVOLLE y LAVEINE, 1985; DELVOLLE y PERRET, 1987; PERRET y DELVOLLE, 1988 y VACHARD et al., 1989). La edad obtenida es de Namuriense B-C (G1).

2.2. PÉRMICO

Las rocas atribuidas al Pérmico consisten fundamentalmente en materiales terrígenos rojos (conglomerados, areniscas y lutitas), en los que se intercalan capas carbonáticas y niveles subvolcánicos. No se conocen hasta la fecha restos fósiles de valor cronoestratigráfico en estos materiales, por lo que las asignaciones de edad se basan generalmente en correlaciones con otras áreas (LUCAS y GÍSBERT, 1981; BIXEL, 1984; VALERO, 1986 y ASO, 1987).

Se han diferenciado cuatro unidades en la cartografía, que de base a techo son las siguientes:

2.2.1. Lutitas oscuras y calizas (8)

Esta unidad se presenta en unos afloramientos de poca extensión en las proximidades del puerto de Somport y en el valle de Astún, donde reposa en discordancia angular sobre el Carbonífero hercínico. Fue descrita inicialmente por VAN DER LINGEN (1960), y está constituida por pizarras gris-verdosas o rojizas que contienen bancos decimétricos de calizas pisolíticas o laminadas. Las calizas pisolíticas contienen abundantes pisolitos micritizados de 1-3 mm, junto con restos de gasterópodos y ostrácodos, que están inmersos en matriz y cemento microesparíticos. Existen asimismo esporádicas intercalaciones de areniscas cuarzosas con laminación cruzada. Estos materiales corresponden a depósitos de lagos someros de carácter efímero, en los que esporádicamente desembocaban cursos torrenciales (LUCAS, 1985).

La potencia de esta unidad en la zona cartografiada se sitúa entre 15 y 20 m, y su edad fue considerada por BIXEL (1984) como Autuniense, en función de su posición estratigráfica. Al este de la hoja, en posición estratigráfica inferior, afloran sedimentos terrígenos, carbonáticos y carbonosos, así como rocas volcánicas (complejo volcánico de Ossau) que representarían según este autor el Stephaniense.

2.2.2. Lutitas y areniscas rojas (Serie de Somport) (9)

Esta unidad fue definida por MIROUSE (1959), y está constituida principalmente por lutitas rojas (pizarras) con intercalaciones de areniscas finas y ocasionalmente de conglomerados. Se dispone concordantemente por encima de la unidad descrita previamente en la parte septentrional, mientras que hacia el sur, niveles progresivamente más modernos de la Serie de Somport se disponen directamente sobre el Paleozoico hercínico, con aparente geometría de onlap. Este contacto basal puede estar sin embargo reactivado como un cabalgamiento.

La fracción arcillosa está constituida por illita e illita-clorita (LUCAS, 1985), y existen frecuentes manchas de reducción de colores verdosos. Los niveles arenosos están constituidos fundamentalmente por cuarzo, con granos subordinados de feldspatos, micas y fragmentos de roca. Los conglomerados se presentan en bancos subtabulares métricos, con cantos pequeños y bien redondeados de composición principalmente cuarcítica.

En la cresta de Arnouse puede observarse como, a grandes rasgos, las areniscas son más frecuentes en la parte inferior de la Serie, mientras que la parte superior es más pelítica. En Candanchú los niveles más altos aflorantes de esta unidad corresponden a bancos métricos de calizas micríticas o pisolíticas gris-rosadas, que por la distribución en onlap general llegan a disponerse directamente sobre el Paleozoico hercínico cerca del collado de Causiat (Fig. 1). Esta disposición ha originado su confusión con la unidad inferior (8) por autores precedentes. Hemos atribuido asimismo a la Serie de Somport unos afloramientos existentes al otro lado del valle de Aspe, justo al E del ibón de Estanes. Estos están constituidos por calizas y microconglomerados en la base (potencia inferior a 10 m) y un grueso paquete lutítico de espesor próximo a 150 m. Interpretamos que estos materiales se encuentran estratigráficamente por debajo de las brechas y conglomerados de la Serie de Baralet, descrita a continuación, aunque esta relación está parcialmente oscurecida por fallas que cortan a estos materiales.

La potencia de la Serie de Somport es difícil de estimar debido a la disposición de la serie y la elevada deformación interna que la caracteriza. Integrando los afloramientos de la vertiente francesa, MIROUSE (1959 a) estima una potencia máxima de 400 m. Su edad ha sido considerada como Autuniense por BIXEL (1984), y puede asimilarse a depósitos de llanuras lutíticas de sistemas aluviales distales áridos.

2.2.3. Brechas y conglomerados (Serie de Baralet) (10)

Esta unidad, definida por MIROUSE (1959), está formada por brechas y conglomerados que intercalan niveles subordinados de areniscas y lutitas, de color rojizo. Se disponen por encima de las lutitas y areniscas de la unidad infrayacente o directamente sobre el Paleozoico hercínico hacia el sur (Fig. 1). Al final del llano de Aguas Tuertas, en la base de esta unidad se encuentra un cuerpo andesítico estratiforme.

Los niveles brechoides-conglomeráticos forman bancos de 1-3 m con estratificación poco definida e irregular y geometrías predominantemente tabulares, aunque localmente se reconocen acuñamientos y capas canaliformes. Forman tanto niveles clast-supported, con matriz arenosa, como matrix-supported, en los cuales la matriz puede ser arenosa o pelítica. Los cantos son principalmente de calizas del Carbonífero y Devónico comparables a las que afloran en áreas cercanas, y en menor proporción de areniscas del Culm y de cuarzo. Los cantos calcáreos suelen ser equidimensionales, aunque muy angulosos. Su tamaño medio es de 5 cm, aunque se encuentran de hasta 30 cm. Los cantos de cuarzo, menores en tamaño, suelen estar por el contrario bien redondeados. Las areniscas existentes en la Serie de Baralet son fundamentalmente siliciclásticas, con granos de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca. Los niveles lutíticos presentan localmente concreciones carbonatadas. Cuando la Serie de Baralet se dispone directamente sobre las calizas del Paleozoico hercínico, sella un paleokarst desarrollado a techo de ellas, marcado por zonas de brechificación y coloración rojiza en las calizas, cavidades rellenas de "terra rossa", espeleotemas, etc.

La potencia preservada de esta unidad es variable, debido en parte a la truncación por el Cretácico superior suprayacente. Puede estimarse en 500 m en los barrancos de Barcal y Aguas Tuertas, en el límite con la hoja de Zuriza. En esta zona, donde el Pérmico es bastante completo, la Serie de Baralet se dispone en una secuencia general granodecreciente, pasando de forma gradual a la serie más fina denominada de Marcantón. La Serie de Baralet ha sido atribuida al intervalo Pérmico medio-superior por BIXEL (1984) y LUCAS (1985). Su carácter terrígeno grosero y las facies que la integran permiten atribuirla a partes proximales de abanicos aluviales, dominados por procesos de flujo en masa (debris flows) y laminares (sheet floods).

2.2.4. Lutitas y areniscas rojas (Serie de Marcantón) (11)

Esta unidad, definida también por MIROUSE (1959), se dispone mediante tránsito gradual sobre los conglomerados y brechas de Baralet. En la hoja de Ansó, aflora esencialmente en el área sinclinal de Aguas Tuertas, hallándose truncada por el Cretácico superior discordante.

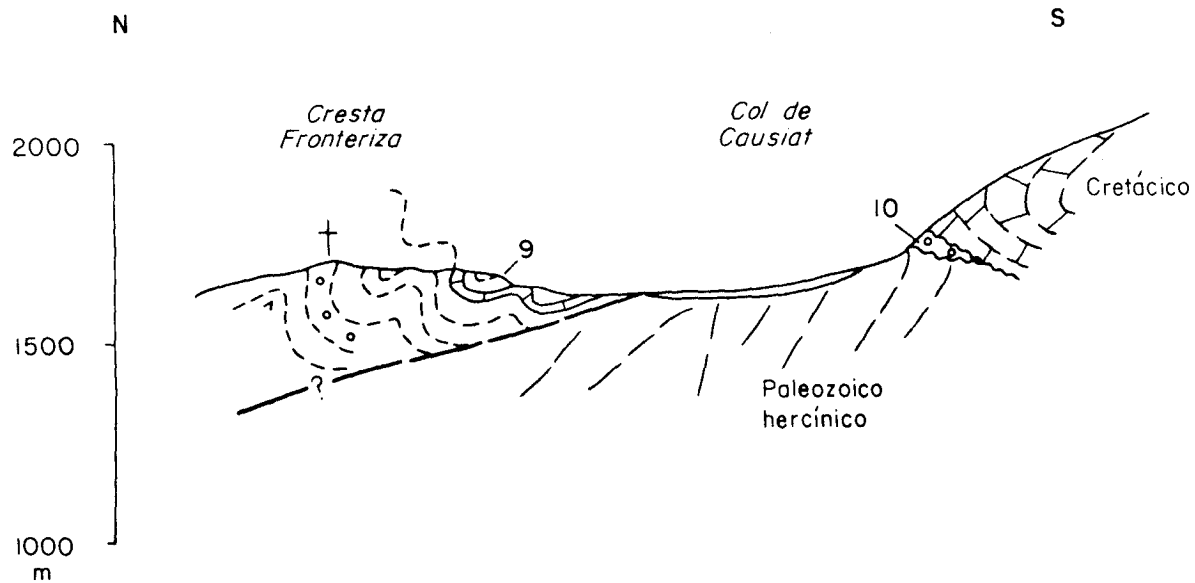


Fig. 1.- Disposición en onlap aparente de la Serie de Somport (9) sobre el basamento en el área de Causiat-Candanchú. Nótese la existencia de conglomerados y brechas de la Serie de Baralet (10) de forma extensiva hacia el sur.

Está constituida fundamentalmente por lutitas rojas, en las que se intercalan areniscas de grano fino, bien en bancos delgados de espesor inferior o próximo a 1 m, o bien formando paquetes decamétricos de areniscas localmente conglomeráticas (vertiente norte del Monte Campanil y de la Peña Marcantón). Hacia la parte superior de la serie, en el área del collado de Secús y del río Aragón Subordán existen asimismo frecuentes intercalaciones métricas de lutitas con concreciones carbonatadas, calizas de grano fino gris-rosadas y de brechas con cantos calcáreos.

Los niveles lutíticos consisten en pizarras limolíticas en las que en una matriz arcillosa con óxidos de hierro se distinguen granos de cuarzo y mica. Los paquetes arenosos potentes están constituidos por cuarzo-arenitas con más del 90% de cuarzo. Como minerales accesorios se encuentran moscovitas y cloritas detriticas, feldespatos potásicos y plagioclasas. En la matriz se distinguen arcilla y óxidos de hierro, y el cemento es esparítico. Los bancos individuales pueden presentar lags conglomeráticos de cantos cuarcíticos y escasos cantos calcáreos. Localmente pueden observarse estructuras de laminación paralela y cruzada. De la cartografía se desprende que estos niveles arenosos pasan a lutitas hacia el sur.

La potencia máxima de esta unidad es próxima a los 1000 m. Por lo que respecta a su edad, ha sido atribuida por LUCAS (1985) y ASO (1987) al Pérmico medio-superior en la zona cartografiada. Representa medios aluviales distales, aunque hacia su parte superior registra de nuevo una tendencia progradante, con la sedimentación de niveles de brechas y de calizas lacustres, éstas últimas reflejando áreas laterales entre los abanicos aluviales.

2.3. CRETACICO SUPERIOR

Los materiales del Cretácico superior de la hoja de Ansó se disponen discordantemente sobre el Pérmico o sobre el Paleozoico hercínico, sin que existan sedimentos mesozoicos más antiguos. Pueden distinguirse a grandes rasgos dos tramos: uno inferior, de carácter calcáreo (equivalente a las "calcaires des cañons" de FOURNIER, 1905) y de edad Cenomaniense-Santonense, y otro superior, de carácter mixto silíceo-carbonático y de edad Santonense superior-Maastrichtense. La distribución de las principales asociaciones de facies se muestra en la Fig. 2.

Las unidades estratigráficas que han sido diferenciadas en la cartografía son las siguientes:

2.3.1. Calizas con Prealveolinas (12)

Corresponden a calizas micríticas masivas de color gris, con textura mudstone-wackestone, y con escasos bioclastos y foraminíferos. Se disponen en discordancia angular sobre el Paleozoico. Su espesor es variable (máx. 35-40 m) llegando a desaparecer por erosión bajo la unidad suprayacente. En la base suele encontrarse un nivel de areniscas y microconglomerados cuarzosos de matriz calcárea, cuyo espesor se sitúa en 1-2 m (DALLONI, 1910; SOUQUET, 1967). Este nivel muestra una tendencia granodecreciente, y pasa en vertical a las calizas micríticas a través de un tramo de 2-4 m de calizas margosas bioturbadas con cantos de cuarzo dispersos y restos de ostreidos.

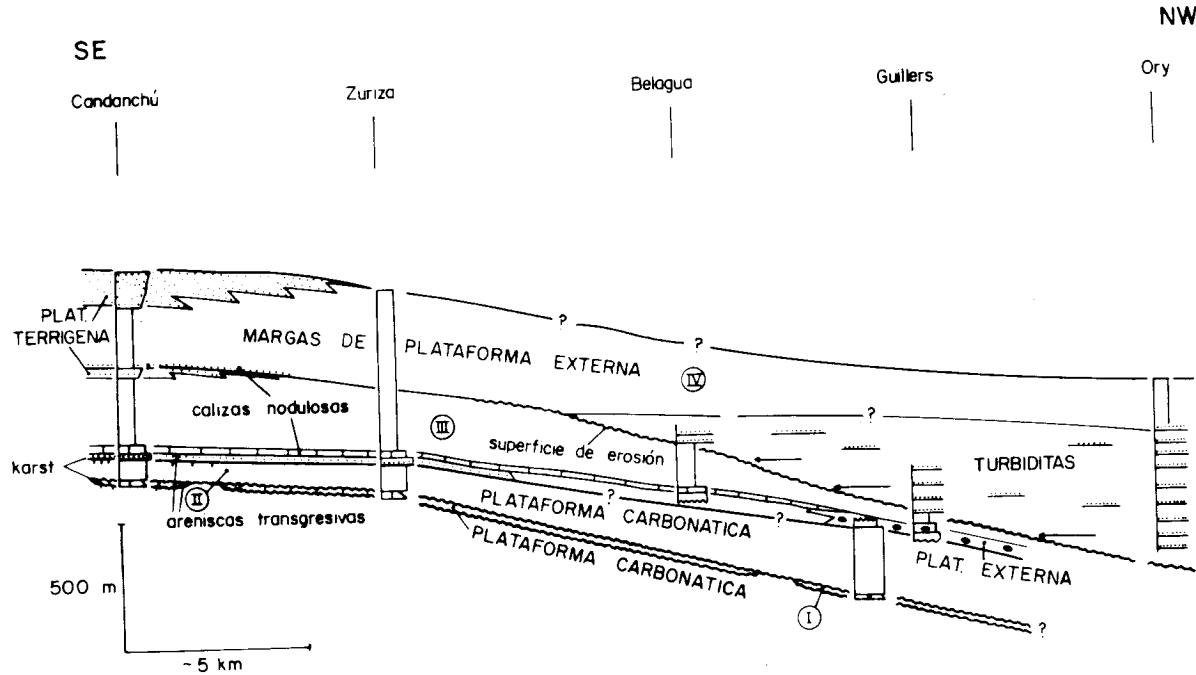


Fig. 2.- Esquema estratigráfico mostrando la relación entre los diferentes sistemas deposicionales del Cretácico superior de la hoja de Ansó y sectores situados más al norte (hoja de Zuriza). I: Cenomaniense; II: Coniaciense superior-Santonense inferior; III: Santoniense superior-Campaniense medio; IV: Campaniense superior-Maastrichtiense.

Las calizas micríticas contienen, especialmente en su parte inferior, una fauna de foraminíferos bentónicos (*Prealveolina cretacea*, SOUQUET, 1967) que caracterizan el Cenomaniense. En niveles correlativos más al N, en la vecina hoja de Zuriza, RIBIS (1965) cita la probable pertenencia de los ejemplares de *P. cretacea* a la subespecie *brevis*, sugiriendo una edad Cenomaniense medio-superior. Hacia la parte alta de esta unidad el contenido faunístico disminuye notablemente. La existencia del Turoniense, propuesta por otros autores (i.e. SOUQUET, 1967) no ha podido ser demostrada.

Esta unidad puede correlacionarse con la formación Santa Fe, definida en la Unidad Surpirenaica Central por MEY (1968). Presenta una notable uniformidad de facies en áreas extensas del Pirineo y puede atribuirse a depósitos de plataforma somera de baja energía de tipo "lagoon".

2.3.2. Calcarenitas y dolomías de Secús (13)

Esta unidad recibe el nombre del pico de Secús, en la parte central de las Sierras Interiores, donde está bien caracterizada. Se dispone erosivamente sobre la unidad anterior (en la que localmente se ha desarrollado un paleokarst) o directamente sobre el Paleozoico. Está constituida por calcarenitas y calizas arenosas de textura packstone y wackestone, que pueden estar parcial o totalmente dolomitizadas. Forman un nivel continuo fácilmente identificable en el campo por su color marrón o gris oscuro, con estratificación bien definida y una potencia de 35-45 m. Se encuentran algunos niveles ricos en corales y rudistas aislados, e intercalaciones calcareníticas ferruginosas con elevado contenido en cuarzo, bases netas erosivas y estratificación cruzada, formando niveles rojizos y violáceos de 3-5 m de espesor. Hacia el norte pasan a facies más masivas y menos dolomíticas de la formación de calizas de Larra.

El conjunto contiene una abundante fauna de foraminíferos bentónicos de plataforma somera característica del Coniaciense superior-Santonense inferior (*Dicyclina schlumbergeri*, *Periloculina zitteli*, *Vidalina hispanica*, *Nummofallotia cretacea*, *Nezzatinella picardi*, *Rotalia reicheli*, etc.; det. de E. Caus). La presencia del rudistido *Vaccinites giganteus* confirma la existencia del Coniaciense (ASTRE, 1955; VAN ELSBERG, 1968).

2.3.3. Calizas con rudistas (Calizas de Larra) (14)

Esta unidad se dispone gradualmente sobre la anterior, a la que es en parte equivalente lateralmente, y a techo está limitada por una superficie de cambio de facies neto. Está constituida por calizas micríticas masivas de color claro, en las que son localmente muy abundantes los rudistas, en hábito colonial formando bancos de tipo biostroma. Texturalmente consisten en wackestones-packstones y rudstones-boundstones en los niveles de rudistas, que pueden tener también abundantes corales. Representa por tanto medios de plataforma somera con actividad biológica bien desarrollada. Esta unidad aflora extensamente en el macizo kárstico de Larra (hoja de Zuriza), lugar de donde recibe su nombre. Su contenido faunístico es parecido al de la unidad anterior (*Dicyclina schumbergeri*, *Periloculina zitteli*, *Nummofallotia cretacea*, *Idalina antiqua*, *Cyclolina cretacea*, *Dictyopsella kiliani*, *Cyclogyra cretacea*, *Cuneolina peronia*, *Pseudolacazina loeblichii*,

Lacazina pyrenaica, *L. elongata* (SOUQUET, 1967; JEURISSEN, 1968 y det. de E. Caus), y caracteriza el Coniaciense superior-Santoniense inferior.

2.3.4. Calcarenitas ferruginosas y calizas nodulosas (15)

Esta unidad se dispone mediante contacto neto sobre las Calizas de Larra, a techo de las cuales localmente se reconoce un paleokarst (Candanchú). Está formada por dos tramos que no han sido separados en la cartografía:

a) Calcarenitas ferruginosas en la base, con estructuras tractivas (laminación paralela y cruzada) y un color rojizo muy característico (Calcarenitas del Quimboa). Su espesor es de 20-35 m. Texturalmente corresponden a grainstones-packstones con abundantes granos angulosos de cuarzo y bioclastos, y su matriz es ferruginosa. Entre los bioclastos destacan fragmentos de biozoos, equinodermos, bivalvos, algas rodofíceas y foraminíferos bentónicos. La coexistencia de *Lacazina sp.*, *Orbitoides hottingeri* y *Praesiderolites santoniensis* permite su atribución al Santoniense superior (E. Caus, com. pers.).

b) Calizas micríticas recristalizadas o calizas arenosas de grano muy fino (30-35 m), en la parte superior. Su característica macroscópica distintiva es su aspecto nodular, marcado por nódulos de material calcáreo en matriz más silícica o dolomítica, la cual forma un entramado anastomosado. Su contacto de base por encima de las calcarenitas ferruginosas es neto, y hacia techo pasan de forma gradual a las facies margocalcáreas de la formación de Zuriza. Contienen escasos restos de bioclastos (equinodermos, foraminíferos plantónicos, calcisferas, textuláridos, Lacazinas, etc.) micritizados y recristalizados. Por su posición stratigráfica y la existencia de Lacazinas en la base su edad puede ser Santoniense terminal- Campaniense inferior (?).

2.3.5. Margas y Calizas de Zuriza (16)

Con esta denominación se designa un potente paquete de margas y calizas margosas de color gris-amarillento ("Calcschistes à Navarellés" de SOUQUET, 1967) característico en las Sierras Interiores. Puede subdividirse en dos términos o miembros, separados en la hoja de Ansó por un nivel de areniscas contínuo (areniscas de la Tuca Blanca):

a) El Miembro inferior, se encuentra por encima de las calizas nodulosas de la unidad anterior y limitado a techo por las Areniscas de la Tuca Blanca. Está formado por margas compactas, a veces limosas, y calizas micríticas margosas. Su potencia es difícil de evaluar, debido a la deformación interna que caracteriza a toda la unidad, siendo aproximadamente de 250-275 m. Estas facies contienen siempre granos de cuarzo y mica dispersos. En ellas VAN ELSBERG (1968) cita la existencia de *Globotruncana tricarinata* y JEURISSEN (1968) cita entre otras *Orbitoides tissoti* y *Pseudosiderolites vidali*, que son formas campanienses.

b) El Miembro superior, se encuentra por encima del Nivel de la Tuca Blanca y limitado a techo por las Areniscas de Marboré, a las que pasa lateralmente en el valle del río Aragón. Está

compuesto por margas limosas y calizas margosas, y su potencia es próxima a 325-375 m. Es característica la existencia de una intercalación calcárea (10-15 m) hacia la parte superior de la serie, constituida por dos bancos de calizas micríticas separados por un tramo margoso (JEURISSEN, 1968). Este autor determina las formas *O. media* y *Pseudosiderolites vidali* en los primeros 5 m de la serie (formas cuyo rango de distribución es Campaniense superior-Maastrichtiense ?), y en el resto *Siderolites calcitrapoides*, *Clypeorbis mamillata* y *Lepidorbitoides socialis*, formas ya netamente maastrichtienses.

Las Margas y Calizas de Zuriza corresponden a depósitos de plataforma externa y talud de carácter mixto silíceo-carbonático. Hacia el NW (hoja de Zuriza), el nivel de la Tuca Blanca desaparece y los dos miembros descritos son difíciles de diferenciar. Más al norte (área de la Pierre-Saint-Martin y de Ory) entre los dos miembros encuentra una cuña de turbiditas que permite de nuevo su diferenciación.

2.3.6. Areniscas de La Tuca Blanca (17)

Corresponden a un nivel de areniscas cuarzosas, inseparable de la arenisca de Marboré al E del río Aragón, pero bien caracterizado, intercalado entre las Margas y Calizas de Zuriza, entre Candanchú (donde forma el pico de La Tuca Blanca) y Zuriza ("dolomite level" de los autores holandeses). Su potencia es del orden de 40 m en Candanchú y disminuye hacia el WNW. La parte inferior de este nivel está formada por areniscas margosas y muy bioturbadas, dispuestas en una secuencia granocreciente en contacto gradual sobre las margas. Los últimos metros consisten en cuarzoarenitas muy maduras textural y mineralógicamente, con poca matriz. Las areniscas de la Tuca Blanca corresponden a facies de plataforma terrígena progradantes sobre el Miembro inferior de las Margas de Zuriza. No se dispone de datos paleontológicos de esta unidad, aunque su disposición gradual sobre el Miembro inferior de la formación Zuriza sugiere que su edad puede ser Campaniense superior (JEURISSEN, 1968).

2.3.7. Areniscas de Marboré (18)

Esta unidad, definida por SOUQUET (1967), está formada por areniscas cuarzosas y bioclásticas con matriz calcárea, de color gris y pátina marrón muy característica. Se encuentra por encima, mediante tránsito gradual, de las margas del Miembro superior de Zuriza y por debajo de las facies carbonáticas del Paleoceno. Su potencia al sur de Candanchú es próxima a 150 m, y disminuye gradualmente hacia el NW. Paralelamente, de SE a NW se observa una evolución de facies de areniscas masivas amalgamadas a facies ordenadas en secuencias métricas -localmente granocrecientes- de areniscas margosas y areniscas muy bioturbadas. Existen además frecuentes superficies ferruginizadas y niveles de acumulación de bioclastos (ostreidos, foraminíferos, etc.). Corresponden a depósitos de plataforma marina terrígena, y su edad es Maastrichtiense, como indica la existencia de los foraminíferos *Lepidorbitoides socialis*, *Simplorbites gensacicus* (VAN ELSBERG, 1968), *Orbitoides apiculata*, *Hellenocyclina visserae* (JEURISSEN, 1968) y *Siderolites calcitrapoides* (det. de E. Caus).

2.4. TERCIARIO

En la hoja de Ansó los materiales del Terciario son los que ocupan mayor extensión y están constituidos por una serie carbonática en la parte inferior y una potente serie arenoso-lutítica de carácter turbidítico en la parte superior. Estos materiales representan el Paleoceno y el Eoceno y corresponden a depósitos sinorogénicos del surco de antepaís surpirenaico (cuenca de Jaca). Se disponen concordantemente sobre el Cretácico superior previamente descrito.

2.4.1. Paleoceno y Eoceno inferior carbonático

Consiste esencialmente en una serie de calizas y dolomías que se reconoce con características homogéneas a lo largo de las Sierras Interiores. Se describen asimismo en este capítulo las calizas aflorantes en la culminación anticlinal de la Foz de Biniés, en posición más meridional. Las facies calcáreas de las Sierras Interiores son las mejor conocidas, y su estratigrafía ha sido estudiada en los trabajos de VAN ELSBERG (1968), JEURISSEN (1968) y ROBADOR (1990). Las unidades diferenciadas en la cartografía son las siguientes:

2.4.1.1. Dolomías y calizas (Fm. Salarons) (19)

Esta unidad se dispone mediante contacto neto pero concordante sobre las areniscas del Maastrichtiense a lo largo de las Sierras Interiores. Está constituida por dolomías y calizas ocasionalmente dolomíticas, que se corresponden con la formación Salarons definida en Ordesa por VAN DE VELDE (1967). Hacia el NW, en el límite con la hoja de Zuriza, la dolomitización es menos intensa y se preservan niveles de calizas algales y bioclásticas, que devienen dominantes en la Sierra de Alano (hoja de Zuriza). La potencia de esta unidad es de 50-55 m y puede ser subdividida en dos tramos:

- El tramo inferior, de 30 m de espesor, está integrado por dolomías sacaroideas porosas, con restos (fantasmas) de bioclastos, algas rodofíceas y foraminíferos. Su color es blanquecino en la parte inferior y gris oscuro en la parte superior, y la estratificación es masiva. La preservación de los fósiles sugiere que la dolomitización es secundaria, afectando probablemente a depósitos de plataforma marina somera.
- El tramo superior, de 25 m de espesor, consiste en calizas de grano fino y calizas dolomíticas tableadas, formando un nivel poco competente de color blanco característico. Estas facies están frecuentemente muy bioturbadas, y en ellas pueden reconocerse intraclastos, oolitos y niveles de ostreidos. Su origen es palustre-lacustre y marino somero, de acuerdo con ROBADOR (1990).

Por su posición estratigráfica, la formación Salarons ha sido atribuida al Dano-Montiense por VAN DE VELDE (1967). Más recientemente, ROBADOR et al. (1990) consideran que incluye además el Thanetiense inferior.

2.4.1.2. Calizas de algas (20)

Esta unidad está constituida en su mayor parte por calizas micríticas con algas rodófiticas (*Lithothamnium*) (DALLONI, 1910), en las que se intercalan niveles bioclásticos. Forman un paquete competente y masivo de color claro muy característico en las Sierras Interiores. Además de algas existen corales masivos y foraminíferos. Entre estos últimos, al E de la hoja de Ansó, VAN DE VELDE (1967) cita *Discocyclusina seunesi* y *Operculina heberti* entre otros (valle de Ordesa), lista a la que VAN LUNSEN (1970) añade *Alveolina (Glomalveolina) primaeva*, *Fallotella alavensis* y ROBADOR et al. (1990) (valle de Tena) *Coskinon rajkae*, *Fabularia donatae*, *Idalina sinjarica* y *Broeckinella arabica*, asociación que según estos últimos autores caracteriza el Thanetiense medio-superior (biozona de *A. (G.) primaeva*). La potencia de esta unidad en la zona cartografiada es de 50 m aproximadamente, y puede interpretarse como depositada en medios arrecifales algales de plataforma somera.

2.4.1.3. Calizas arenosas (21)

Esta unidad se dispone mediante un contacto muy neto sobre las calizas masivas de algas y está compuesta por calizas arenosas y calcarenitas de color gris-marrón, bien estratificadas y localmente dolomíticas. Su potencia es del orden de 10 m, pero forman un buen nivel guía cartografiable en la parte SE de las Sierras Interiores. Hacia el NW y hacia las escamas cabalgantes más altas, este nivel no puede ser distinguido con facilidad y está probablemente constituido por facies calizas indiferenciables de la unidad subyacente.

El contenido faunístico de este nivel se caracteriza por fragmentos de ostreidos, bivalvos y foraminíferos entre los que destacan las Assilinas, localmente muy abundantes. En el valle del Tena, niveles que pueden considerarse equivalentes contienen la asociación de *Assilina yvettae* y *Operculina azilensis* del Thanetiense terminal (biozona de *A. (G.) Levis*) (ROBADOR et al., 1990).

2.4.1.4. Calizas con sílex (22)

Consisten en calizas de grano fino y color gris oscuro con nódulos de sílex, bioclastos (bivalvos, equínidos, etc.) y foraminíferos (*Operculinas*, *Discocyclusinas*, *Nummulites*). Su espesor es de 20 m aproximadamente. En la base de esta unidad existe una capa calcáreo-margosa extremadamente rica en *Nummulites*, característica en todas las Sierras Interiores, y reconocida por Von HILLEBRANDT (1962) y los autores posteriores como perteneciente a la base del llerdiense. Se trata de formas globosas de pequeño tamaño determinadas recientemente como *Nummulites aff. minervensis* (det. de J. Tosquella). En el resto de la unidad y al este de la hoja de Ansó, VAN LUNSEN (1970) encontró *Alveolina globula* y *A. dolioliiformis* en Ordesa y ROBADOR et al. (1990) citan *A. avellana* y *A. cucumiformis* en el valle del Tena, formas que caracterizan el llerdiense inferior. El límite superior de esta unidad refleja una profundización progresiva de la plataforma y corresponde generalmente a un paso gradual a las facies margosas de la unidad 23. Hacia el NW y las escamas más altas, esta unidad deviene más margosa y menos potente, estando reemplazada por margas en el extremo NW de la hoja.

2.4.1.5. Margas y megabrechas (23)

Entre las calizas de plataforma del Paleógeno inferior de las Sierras Interiores y la serie turbidítica del grupo Hecho existe siempre un paquete de margas con megabrechas calcáreas de espesor variable. Esta unidad fue considerada como una megacapa carbonática por LABAUME et al. (1983), aunque en realidad es una formación compuesta integrada por varios niveles individualizados.

Su contacto basal por encima de las calizas del llerdiense inferior suele ser gradual pero rápido, y su techo se ha tomado en la aparición de los niveles arenosos turbidíticos del Grupo de Hecho. La fracción lutítica consiste en margas esquistosadas de color gris-amarillento que pueden presentar slumps. Los clastos existentes son predominantemente de calcarenitas finas y calizas con sílex del llerdiense, y se presentan tanto como bloques aislados entre las margas (de hasta 10 m) como formando niveles de megabrechas de hasta 8 m de espesor, con matriz margosa. En estos niveles existen también clastos blandos de margas y de brechas calcáreas. A diferencia de las megacapas carbonáticas existentes en la serie turbidítica suprayacente, los niveles de megabrechas, más proximales, se caracterizan por poca continuidad lateral y la ausencia de capas calcareníticas turbidíticas a techo. La potencia de la unidad varía de 10 m hasta un máximo de 60 m registrados en el área de La Reclusa, al NW de la hoja. Estos materiales pueden interpretarse como depósitos de talud carbonático de tipo "debris apron".

Esta unidad ocupa una posición estratigráfica equivalente a la formación Margas de Millaris de la región de Ordesa, definida por VAN DE VELDE (1967), y atribuida allí por su posición estratigráfica al llerdiense medio (VAN LUNSEN, 1970). Este último autor, en niveles de margas con slumps equivalentes en la Sierra de Tendeñera cita la existencia de *Alveolina corbarica*, que confirma esta datación. En el extremo NW de la hoja de Ansó, la parte inferior de estas margas parece pasar lateralmente a las calizas del llerdiense inferior, con lo que podrían incluir esta edad también. Coherentemente, más al norte, en la hoja de Zuriza, esta unidad se sitúa directamente sobre el Paleoceno.

2.4.1.6. Calizas bioclásticas y arenosas (Calizas de la Foz de Biniés) (24)

Esta unidad está constituida por calcarenitas y calizas arenosas de tonalidades claras con abundantes macroforaminíferos y otros bioclastos. En la hoja se encuentran en la parte meridional del valle de Ansó en pequeños afloramientos limitados por fallas, en la culminación anticlinal de la Foz de Biniés. En los niveles más arenosos es frecuente la estratificación cruzada, y en la mayor parte de la unidad los foraminíferos más abundantes son las *Alveolinas*. En niveles equivalentes en la hoja de Jaca (corte de la Foz de Biniés), se ha reconocido *Alveolina coudurensis*, *A. fornasini*, *A. indicatrix*, *A. sicula*, *A. schwageri*, *A. rugosa*, *A. di-stefanoi*, *A. oblonga* y *A. lehneri-pinguis* (determinaciones de J. M. Samsó), que representan el Cuisiense. Así mismo, esta fauna indica un ambiente sedimentario de plataforma marina somera. Hacia la parte superior, las calizas presentan un mayor contenido en *Assilinas* y *Nummulites*, estando el techo constituido por un nivel con abundantes foraminíferos de estos géneros glauconitizados.

La base de este paquete calcáreo no aflora en la hoja de Ansó, donde tan solo afloran unos 200

m. En la hoja de Jaca, por debajo de esta unidad aflora una serie también calcárea con fauna Paleocena e llerdiense.

2.4.1.7. *Margas y limolitas* (25)

Esta unidad se dispone sobre las Calizas de la Foz de Biniés en la parte meridional del valle de Ansó. Está constituida fundamentalmente por margas de color gris claro o amarillento en las que la estratificación (planar y subhorizontal) está bien definida por intercalaciones limolíticas. Estas facies pueden atribuirse a medios de plataforma externa o talud. Su potencia máxima es de unos 50 m en la hoja, y por su posición estratigráfica su edad puede ser Cuisiense superior-Luteciense inferior.

En la vertiente septentrional de la Sierra de Illón, al W de la hoja de Ansó, existe un tramo de margas en posición estratigráfica parecida, por debajo de la serie turbidítica, definido como Margas de Burgui por CAMARA y KLIMOWITZ (1985). Sin embargo, allí se disponen mediante una superficie erosiva directamente sobre las calizas del llerdiense y contienen abundantes niveles de slump, por lo que la equivalencia precisa con las margas y limolitas aquí descritas no puede probarse.

2.4.2. La serie turbidítica Eocena

Al sur de las Sierras Interiores y ocupando la mayor parte de la hoja de Ansó, se encuentra una potente serie de alternancias de areniscas y lutitas dispuestas en típicas secuencias turbidíticas. Conocida desde antiguo como "flysch eoceno surpirenaico" o Grupo de Hecho (MUTTI et al., 1972), representa la sedimentación de surco marino profundo de la cuenca de antepaís Surpirenaica central y su edad es llerdiense-Luteciense superior (LABAUME et al., 1985; CANUDO y MOLINA, 1988). El contexto general de la sedimentación de estos materiales, tal y como fue propuesto por los autores anteriormente citados, consistía en un surco alargado de dirección paralela a la cadena y alimentación principalmente logitudinal (hacia el oeste). De este a oeste en la cuenca Surpirenaica se pasaría de una zona de facies turbidíticas proximales y de talud (área de Ainsa), en conexión con las plataformas deltaicas de Tremp-Graus, a una zona más extensa, al oeste del anticlinal de Boltaña, con facies de abanico turbidítico y llanura submarina (cuenca de Jaca) (MUTTI et al., 1972). Este modelo se mantiene en líneas generales para la parte inferior de la serie. En la parte superior las paleocorrientes hacia el sur y SW registradas por varios autores (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; ESTRADA, 1982; REMACHA y PICART, 1991) sugieren la existencia de áreas fuente situadas al norte de la cuenca de Jaca.

Existen numerosos trabajos que hacen referencia a estos materiales en la cuenca de Jaca. Dichos trabajos son bien de carácter muy general (MANGIN 1959-60; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; TEN HAAF et al., 1971; MUTTI et al., 1972; MUTTI, 1984), o bien de carácter puramente sedimentológico de algunos tramos o facies que integran la serie (RUPKE, 1972, 1976; MUTTI, 1977; MUTTI y JOHNS, 1979; ESTRADA, 1982; REMACHA, 1983; REMACHA et al., 1987, etc.).

El espesor total de la serie turbidítica es difícil de evaluar debido a la intensa deformación que

la afecta y a la heterogénea distribución de los afloramientos. Ante la imposibilidad de realizar una medida directa mediante columnas estratigráficas completas, las estimaciones de potencia deben hacerse a partir de los cortes geológicos. Así, en la transversal de las hojas de Ansó y Jaca, el espesor calculado se aproxima a los 4200-4400 m, valores que son comparables a los obtenidos en el valle del Ara por TEN HAAF (1966) y RIOS et al., (1982). Este espesor no fue depositado en una misma vertical, sino que el depocentro de la sedimentación fue migrando progresivamente hacia el sur (VAN LUNSEN, 1970; CARBAYO et al., 1978; PUIGDEFABREGAS et al., 1978; RIOS et al., 1982; LABAUME et al., 1985; CAMARA y KLIMOWITZ, 1985). Consecuentemente, la base de los depósitos turbidíticos corresponde a una superficie de onlap de éstos sobre el substrato, con un hiato más o menos importante y con erosión local de los materiales infrayacentes. Tal superficie, aflora de manera espectacular a favor del anticlinal de Boltaña, al oeste de la hoja de Ansó (VAN LUNSEN, 1970; RIOS et al., 1982; BARNOLAS et al., 1991).

Una característica notable del Grupo de Hecho es la existencia de horizontes intercalados de naturaleza carbonática y gran continuidad lateral que constituyen excelentes niveles guía cartografiables. Estos niveles han sido descritos por la mayoría de los autores anteriormente mencionados y por JOHNS et al. (1981), LABAUME et al. (1983, 1985 y 1987), CAMARA y KLIMOWITZ (1985), etc., y son referidos en la bibliografía como megaturbiditas o megacapac.

En la hoja de Ansó, situada en posición relativamente distal con respecto a los sistemas turbidíticos, la serie turbidítica presenta una notable homogeneidad. Por ello, la mejor división cartográfica del conjunto que por el momento puede establecerse se basa en las megacapac carbonáticas tomadas como niveles guía. Así, las unidades de turbiditas terrígenas que se describen a continuación corresponden a los paquetes situados entre las principales megacapac. Aunque en algún caso muestran características litológicas similares, su diferenciación aporta información sobre la sucesión estratigráfica general y sobre su estructura. De más antigua a más moderna, las unidades diferenciadas son las siguientes:

2.4.2.1. Margas y areniscas basales en facies turbidítica (26)

Esta unidad es la más inferior de la serie turbidítica y se dispone sobre las margas y brechas ilderdienses en el borde meridional de las Sierras Interiores. A techo de esta unidad se encuentra la megacapa 3 o de Villanua. La disposición de esta unidad basal sobre las margas es concordante a escala de afloramiento, aunque el corte del río Aragón permite reconocer que la disposición del conjunto es en onlap hacia el sur sobre el substrato, por lo que se puede deducir un hiato basal más o menos importante.

La mayor parte de esta unidad basal está formada por alternancias de lutitas y areniscas en capas delgadas y con elevado contenido en carbonato, tanto en la fracción arenosa (foraminíferos bentónicos retrabajados) como en la lutítica (frecuentemente compuesta por margas o margocalizas). La potencia de esta unidad en el collado de la Magdalena (corte II-II'), donde está mejor representada, es de 700 m aproximadamente. En ella existen intercaladas 2 megacapac carbonáticas (MC 1 y MC 2), además de algún nivel de arcillas con cantos (depósitos de debris flow) poco potente. Por debajo de la MC 2 existe un tramo de unos 175 m de potencia formado esencialmente por

margas en las que de forma esporádica se intercalan capas arenosas finas. En el resto de la serie la relación arenisca/lutita se aproxima más a uno, aunque con predominio general de la lutita. La edad de la base de esta unidad no ha podido ser precisada, aunque por su posición puede situarse, sobre todo en los afloramientos más septentrionales, en el llerdiense medio o superior. Su techo es de edad Cuisiense superior, obtenida a partir de nannoplancton calcáreo por LABAUME et al. (1985) en el valle del Roncal.

2.4.2.2. Areniscas y lutitas en facies turbidítica (30)

Este tramo se sitúa entre las megacapas de Villanúa y de Garde-Cotefablo y está constituido por facies turbidíticas predominantemente arenosas (relación arenisca/lutita superior a 1). Estas facies tienen menor contenido en carbonato que la unidad anterior: las areniscas son más cuarzosas, la fracción lutítica es arcillosa y existen menos niveles de debris flow intercalados. Las capas de arenisca se presentan principalmente en bancos tabulares gruesos (espesor superior a 10 cm), y su granulometría puede ser muy grosera. Hacia la parte superior de la serie, la proporción de arenisca disminuye gradualmente y se encuentran capas turbidíticas más finas. El espesor de esta unidad cartográfica deducido a partir del corte II-II' es de 800 m, aunque este valor es probablemente una sobreestimación debido a que la afecta un intenso plegamiento de orden menor al representable en el corte geológico.

Esta unidad, a excepción de las capas superiores más lutíticas, se corresponde en parte con la Unidad de Broto, denominada y estudiada sedimentológicamente en detalle por REMACHA (1983). Según este autor las facies turbidíticas más abundantes son las C2 (secuencia de Bouma completa) y D1 (secuencia incompleta por la base con predominio de la arenisca sobre la lutita), según la clasificación de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975). Las paleocorrientes se dirigen hacia el WNW. La interpretación de conjunto propuesta por REMACHA (1983) corresponde a lóbulos deposicionales o "sand tongues". En función de la edad de las megacapas que la limitan (LABAUME et al., 1985), esta unidad puede atribuirse al Cuisiense terminal-Luteciense inferior.

2.4.2.3. Lutitas y areniscas en facies turbidítica (32)

Esta unidad comprende la serie turbidítica situada entre la megacapa de Garde-Cotefablo en la base y la megacapa del Roncal en el techo. Está constituida por alternancia de lutitas y areniscas en bancos de espesores medios (5-15 cm), en las que la relación arenisca/lutita es notablemente más baja que en la unidad anterior. Es algo inferior a 1 en los afloramientos orientales (facies de franja de abanico según MUTTI, 1977), pasando a facies predominantemente lutíticas en los afloramientos occidentales (facies de llanura submarina en el sentido de MUTTI, 1977). La transición entre ambos tipos de facies se efectúa entre los valles de los ríos Lubierre y Osia (REMACHA, com. pers.). Las secuencias turbidíticas se presentan típicamente en facies D (secuencias incompletas por la base) según la clasificación de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975). Es característica además la presencia de intervalos margosos que destacan por su color claro a techo de las secuencias, interpretados por MUTTI (1977) como sedimentos hemipelágicos. Esta unidad corresponde en parte a la denominada del Cotefablo por REMACHA (1983).

Esta unidad se encuentra dividida a lo largo de la hoja de Ansó en dos sectores de afloramiento separados por el cabalgamiento de Oturia. La polaridad de la serie a favor de ese cabalgamiento, de ser hacia el norte en su bloque superior o septentrional a ser hacia el sur en su bloque inferior. Al no aflorar los puntos de interrupción ("cutoffs") de las megacapas contra el cabalgamiento, no puede determinarse con precisión la alteración de la serie estratigráfica que este ocasiona. A partir de los cortes geológicos, el espesor total puede estimarse de manera tentativa en unos 700-900 m, que debe reducirse hacia el sur y el oeste. Su edad, de acuerdo con las determinaciones de LABAUME et al. (1985), es Luteciense inferior.

2.4.2.4. Lutitas y areniscas en facies turbidítica (34)

En esta unidad se han agrupado las turbiditas terrígenas que se encuentran entre las megacapas del Roncal (MC 5) y de Embún-Jaca (MC 8). En la hoja de Ansó se reconoce en facies de llanura submarina, en las que la lutita domina sobre la arenisca, a veces con términos hemipelágicos a techo de las secuencias individuales. Estas, al igual que en la unidad anterior, son generalmente incompletas por la base, y las capas de arenisca presentan espesores usualmente inferiores a 10 cm. Las paleocorrientes se dirigen hacia el oeste.

La potencia máxima de esta unidad ha sido registrada en la hoja de Jaca, y se sitúa en torno a los 950-1000 m (TEIXELL, en prensa). Su espesor se reduce hacia el sur en parte por onlap y en parte por condensación de la serie. Contiene dos megacapas carbonáticas intercaladas, MC6 y MC7, ésta última no siempre cartografiable.

2.4.2.5. Lutitas y areniscas en facies turbidítica (38)

Esta unidad es la más moderna que aflora en la hoja de Ansó y se sitúa por encima de la megacapa de Embún-Jaca. Se encuentra localizada en la esquina SW de la hoja y no aflora su techo, estando representados unos 400 m de serie. De manera similar a la unidad anterior, está constituida por alternancias de lutitas y areniscas en bancos generalmente delgados y con la fracción lutítica dominante sobre la arenosa. Más al S, en la hoja de Jaca, esta unidad está más completa y puede ser dividida en un conjunto de subunidades cartográficas, atendiendo al contenido de arenisca y a las facies (REMACHA et al., 1987). Su edad puede ser considerada como Luteciense superior, de acuerdo con las dataciones realizadas en la hoja de Jaca por CANUDO y MOLINA (1988).

Las megacapas carbonáticas

Como ya se ha apuntado, la serie turbidítica contiene intercalados unos niveles carbonáticos de grandes dimensiones y continuidad lateral. La naturaleza de estos niveles es clástica: están formados por brechas, calcarenitas y margas que se presentan en una sucesión vertical común que ha permitido definir una secuencia tipo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; RUPKE, 1976; JOHNS et al., 1981; LABAUME et al., 1983) (Fig. 3). La parte inferior de la megacapa está formada generalmente por brechas carbonáticas, con clastos de calizas de plataforma (de hasta 1 km de dimensión mayor) y de margas. En algunas de las megacapas (i.e. Roncal y Embún-Jaca), este tramo

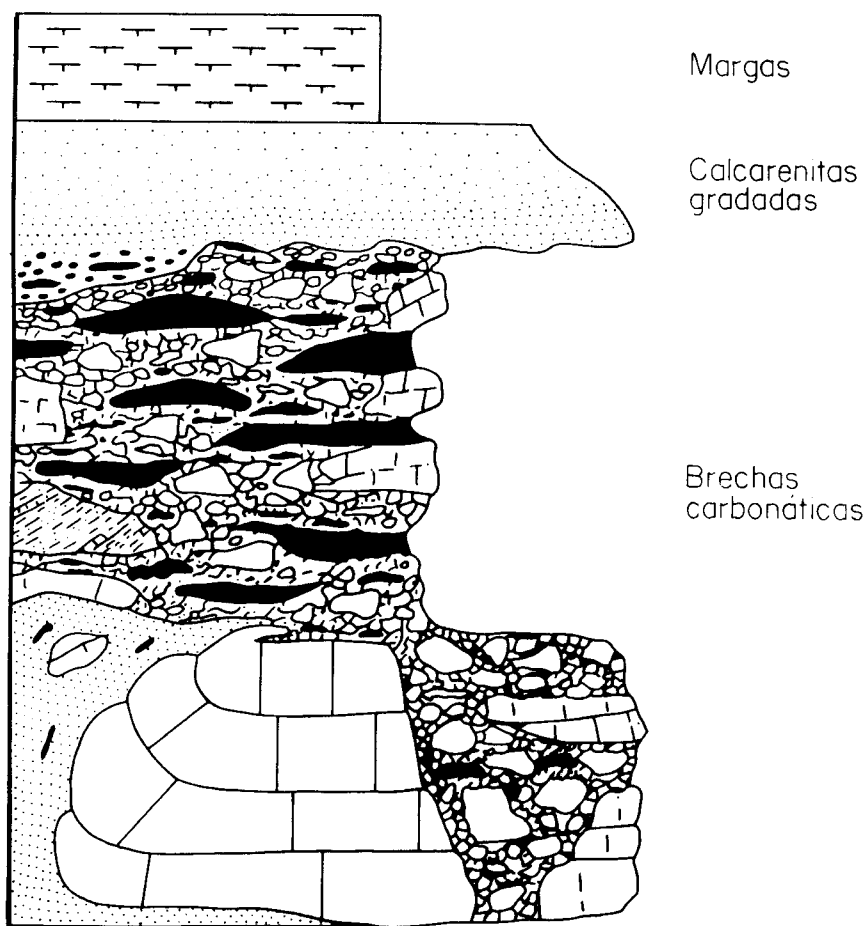


Fig. 3.- Secuencia estratigráfica idealizada de una megacapa carbonática (según Labaume et al., 1983). El espesor total puede ser de hasta 200 m. Tabla I.- Equivalencia entre las megacapas carbonáticas definidas por Labaume et al. (1983) y las reconocidas en este trabajo. La numeración en paréntesis corresponde a la de la leyenda del mapa geológico.

brechoide puede ser dividido en un término inferior con predominancia de material calcáreo y otro superior con mayor proporción de material margoso. Por encima se encuentra una sucesión menos potente compuesta por calcarenitas y areniscas calcáreas en la base y margas hacia el techo, formando una secuencia granodecreciente. La base de las calcarenitas puede tener cantos conglomeráticos y grandes foraminíferos, que así mismo se encuentran tapizando cicatrices internas que pueden limitar secuencias menores.

La distribución de las megacapas de la transversal estudiada fue tratada por LABAUME et al. (1983, 1985, 1987), que proponen la existencia de 9 megacapas principales en esta zona. La cartografía que acompaña a esta memoria ha permitido la reconsideración de algunas de las correlaciones entre los diferentes afloramientos y ha conducido a la utilización de una clasificación con ligeras modificaciones sobre la de los autores citados. En el área de las hojas de Ansó y Jaca se han cartografiado 8 niveles principales, cuya equivalencia con los definidos por los autores citados se muestra en la tabla 1.

Estos niveles han sido interpretados en la mayor parte de los trabajos existentes sobre ellos como producidos por resedimentación catastrófica en la cuenca de material de las plataformas carbonáticas adyacentes. La ubicación de estas plataformas y la procedencia del material carbonático es más controvertida: algunos autores proponen una procedencia meridional (PUIGDEFABREGAS et al., 1978 y BARNOLAS et al., 1991), mientras que para otros autores el origen de la mayoría de las megacapas está ligado a unas hipotéticas plataformas que se situaban al norte de la cuenca, sobre el manto de Eaux-Chaudes (MUTTI et al., 1972; SEGURET et al., 1984; LABAUME et al., 1985; CAMARA y KLIMOWITZ, 1985). Sin entrar en detalle aquí en la discusión de los argumentos que conducen a una u otra interpretación, la procedencia meridional de las megacapas parece más verosímil como indican hechos tales como la disminución de espesor de conjunto y tamaño de los clastos de sur a norte (i.e. megacapas de Villanua y Fago), las erosiones observadas en las áreas de onlap de las megacapas sobre el margen sur de la cuenca (i.e. megacapas de Villanúa y Roncal), y la presencia de "flute marks" hacia el NE en la base de las calcarenitas (i.e. megacapa del Roncal). El proceso que las generaría pudo ser el basculamiento y colapso de las plataformas carbonáticas del margen meridional de la cuenca que se produciría de forma progresiva con la migración hacia el sur del surco de antepais provocada por el avance de los cabalgamientos. Las características de cada uno de los niveles cartografiados son las siguientes:

2.4.2.6. *Calcarenitas y margas (Megacapa 1 o del Circo de Aisa) (27)*

Esta es la megacapa más inferior de las que tienen entidad cartografiable. Aflora intensamente plegada al pie de los picos de Lecherines, en el Circo de Aisa y en la vertiente oriental del valle de Aragüés, unas decenas de m por encima de la base de las turbiditas. Está constituida fundamentalmente por calcarenitas con elevado contenido en cuarzo y abundantes foraminíferos resedimentados (pequeños Nummulitidos). Al pie de los Lecherines, presenta brechas con cantos de calizas margosas y margas en el techo (niveles de debris flow) aunque éstos representan probablemente otro episodio de resedimentación diferente. Su potencia es de unos 10 m aproximadamente.

Labauume et al. 1983	Este trabajo	Nomenclatura
MT	Margas y megabrechas (23)	Eq. a Fm. Millaris
No diferenciada	MC 1 (27)	Mc. del Circo de Aisa
MT 2	MC 2 (28)	Mc. de la Magdalena
MT 3	MC 3 (29)	Mc. de Villanúa
MT 4	MC 4 (31)	Mc. de Garde-Cotefablo
MT 5	MC 5 (33)	Mc. del Roncal
MT 6	MC 6 (35)	Mc. de Fago
MT 7	MC 7 (36)	Mc. de Artesa
MT 8	MC 8 (37)	Mc. de Embún- Jaca
MT 9		

Tabla I.- Equivalencia entre las megacapas carbonáticas definidas por Labaume et al. (1983) y las reconocidas en este trabajo. La numeración en paréntesis corresponde a la de la leyenda del mapa geológico.

2.4.2.7. Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 2 o de la Magdalena) (28)

Esta megacapa se reconoce en toda la hoja desde las proximidades del collado de la Magdalena (de donde recibe el nombre) hasta el valle de Ansó. Está constituida en la base por brechas con clastos de calizas de grano fino, de margas, y ocasionalmente de turbiditas terrígenas. Hacia techo está constituida, como es característico en las megacapas, por calcarenitas con granoclasificación positiva y margas. Su potencia es variable: de poco más de 15 m hasta un máximo de 50 m observados en las proximidades de Gabardito, en el valle de Hecho. De éstos, 3-4 m corresponden a las calcarenitas y 2-3 m a las margas de techo.

2.4.2.8. Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 3 o de Villanúa) (29)

Esta megacapa es la que tiene mayores dimensiones en la zona estudiada (hasta 200 m de espesor), y puede seguirse en toda la hoja desde Villanúa hasta el valle de Ansó. Fue reconocida y denominada "olistostroma de Villanúa" por PUIGDEFABREGAS et al. (1975). En su parte inferior está constituida por megabrechas con clastos de calizas y margas, y hacia techo culmina con los tramos de calcarenitas gradadas y margas. Los clastos de las brechas son de dimensiones muy variables: desde pocos centímetros hasta casi 1 km, tal y como se observa en Villanúa. Entre los clastos o bloques pueden reconocerse calizas arenosas y calizas con sílex del llerdiense, así como calizas con *Alveolinas* y *Nummulites cuiusenses*. Se han encontrado en ellos *Alveolina moussolensis* (llediense), *A. oblonga*, *A. schwageri* y *Nummulites planatus* (Cuisiense) (determinaciones de J. M. Samsó y J. Tosquella).

En el valle del río Aragón, se observa como la megacapa de Villanúa pasa de estar situada sobre más de 700 m de turbiditas en las cotas más altas y septentrionales, a disponerse directamente y de forma erosiva sobre las calizas del Paleoceno-llediense en el fondo del valle (LABAUME et al., 1985). Esta disposición es coherente con el onlap general de la serie turbidítica hacia el sur, propuesto en la literatura existente. En este mismo valle se observa como la megacapa es más potente y tiene un mayor número de bloques de calizas de grandes dimensiones en el sur que en el norte.

La megacapa de Villanúa fue atribuida al Cuisiense superior en función del estudio del nannoplancton calcáreo en las turbiditas que la circundan (LABAUME et al., 1985).

2.4.2.9. Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 4 o de Garde-Cotefablo) (31)

Esta megacapa, de dimensiones mucho más modestas que la anterior, se reconoce también a lo largo de toda la hoja desde el valle del Aragón hasta el de Ansó. Fue denominada por LABAUME (1983), y su espesor es de 10-15 m. Las brechas basales tienen una potencia que varía entre 2 y 8 m, y están constituidas principalmente por clastos de calizas margosas y bioclásticas con abundantes *Nummulites*. Ocasionalmente se observan clastos de turbiditas terrígenas. Las calcarenitas pueden tener un espesor de 4 a 7 m, y presentan numerosas cicatrices planares. La edad de esta megacapa, al igual que las restantes que le siguen, es ya Luteciense (biozona NP15) (LABAUME et al., 1985).

2.4.2.10. Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 5 o del Roncal) (33)

Esta megacapa es nuevamente de grandes dimensiones (80-100 m), y fue estudiada como modelo por JOHNS et al. (1981), que le dieron el nombre. Se encuentra siempre al sur del cabalgamiento de Oturia. En sus afloramientos septentrionales tiene una disposición subvertical formando un crestón calizo muy espectacular de gran continuidad lateral. Se dispone allí sobre unos 200 m de turbiditas terrígenas al sur del mencionado cabalgamiento, y está constituida por un tramo de brechas de clastos calcáreos (de dimensiones centimétricas a hectométricas) en la base, seguidas por un tramo también brechoide pero con mayor proporción de material margoso (clastos y matriz), culminando la secuencia con las típicas calcarenitas gradadas y margas. Más hacia el sur, se encuentra en pequeñas unidades cabalgantes y finalmente yace directamente sobre las margas y limolitas (unidad 25) que recubren las calizas cuisienses de la Foz de Biniés. Esta disposición en onlap es semejante a la anteriormente descrita para la Megacapa de Viullanua. Así mismo, se observa como se dispone de forma erosiva sobre las referidas margas: puede reconocerse su confinamiento en una entalladura orientada SW-NE, al SE de la cual tan solo existen los téminos de calcarenitas y margas de la megacapa.

2.4.2.11. Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 6 o de Fago) (35)

Esta megacapa, al igual que las que le siguen, se encuentra localizada en la parte SW de la hoja, en el valle de Ansó. A partir de la cartografía, pensamos que puede correlacionarse con la megacapa de Fago descrita al oeste de la hoja en el barranco del mismo nombre por LABAUME et al. (1983). En la hoja puede ser estudiada en varios cortes cerca de la carretera de Ansó, donde tiene un espesor medio de unos 17 m, y está constituida por brechas con clastos de calizas y margas, calcarenitas gradadas (7 m), y margas (4 m).

2.4.2.12. Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 7 o de la Artesa) (36)

Esta megacapa, de pequeñas dimensiones, aflora de manera discontinua en la hoja de Ansó, y tan solo ha podido ser diferenciada cartográficamente en una área muy reducida (al este del barranco de Fago). En la hoja de Jaca está mejor caracterizada, y recibe su nombre del barranco de la Artesa, tributario del río Aragón Subordán, en las proximidades del cual es cortada por la carretera de Hecho y puede ser estudiada. Su potencia en la hoja de Ansó es inferior a 10 m, y por su posición estratigráfica, su edad es también Luteciense.

2.4.2.13. Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 8 o de Embún-Jaca) (37)

Esta megacapa es la más alta cartografiada en la transversal estudiada. En la hoja de Ansó aflora afectada por numerosos cabalgamientos en la sierra de Forcal, donde tiene un espesor de 30- 35 m. Puede ser estudiada con mayor facilidad en la vecina hoja de Jaca, en cuya memoria explicativa se describe con más detalle su extensión y correlaciones. En dicha hoja, en los afloramientos del S de la Foz de Biniés, está constituida por 9-10 m de brechas de clastos de calizas en la base, seguidas por 15 m de brechas con mayor proporción de material margoso, y finalmente por unos 10-15 m de calcarenitas gradadas y margas de techo. Por su posición estratigráfica puede atribuirse al

Luteciense superior (CANUDO y MOLINA, 1988).

2. 5. CUATERNARIO

2.5.1. Arcillas y arenas. Lacustre (39)

Bajo esta denominación se han agrupado depósitos de grano fino que forman el relleno de depresiones protegidas por barreras rocosas o morrénicas. Su origen en la mayoría de los casos está relacionado con la dinámica glaciar, tanto por sobreexcavación, como en el caso de la extensa depresión de Aguas Tuertas, limitada por un umbral rocoso constituido por andesitas pérmicas, como por obturación, asociada con morrenas laterales de los valles principales (p. e. vertiente este del valle de Aisa). En algún caso puede haber también influencia kárstica, como en el caso de las dolinas de la sierra de Alano.

Los depósitos son principalmente de grano fino, de origen lacustre o glacio-lacustre, aunque se encuentra una cierta modificación por parte de procesos de vertiente y fluviales.

2.5.2. Morrenas glaciares (40)

Los sedimentos glaciares de tipo morrénico corresponden a acumulaciones heterométricas de arcillas y arenas con clastos y bloques de dimensiones variables y aspecto general desorganizado. Se observan principalmente como morrenas laterales de los valles principales, como por ejemplo en Villanúa (valle del Aragón), en el valle de Aisa, en Gabardito y en Siresa (valle del río Aragón Subordán).

Algunos de estos valles conservan un perfil en U característico de la dinámica glaciar, aunque, al igual que los depósitos, están notablemente modificados por los procesos fluviales y de vertiente. En la vertiente septentrional de las Sierras Interiores es donde se conservan las formas glaciares más claras, como por ejemplo los circos de Tortiellas, de Aspe, de Olibón, etc. Así mismo, en esta zona se encuentra la espectacular acumulación de bloques de la denominada Ciudad de Piedra, en el área de Candanchú, que en gran parte corresponde a un depósito morrénico, aunque parte del material puede haber sido emplazado por deslizamientos gravitacionales.

Los principales depósitos glaciares corresponden al máximo glaciar, que actualmente se relaciona con la última glaciación (GARCIA RUIZ, 1989), aunque pueden existir así mismo acumulaciones de menor tamaño a cotas elevadas relacionadas con etapas más tardías.

2.5.3. Gravas, arenas y limos. Aluvial (41)

Estos materiales corresponden a los sedimentos de origen fluvial y poligénico que se encuentran en los fondos de los valles y en los cauces recientes de los ríos principales. Únicamente se han representado los que ocupan mayor extensión cartográfica. Las granulometrías dominantes son de tamaño grava, con menos proporción de arenas y limos.

2.5.4. Conos de deyección (42) y derrubios de ladera (43)

Estos materiales corresponden a acumulaciones de clastos y bloques de dimensiones variadas situadas en las vertientes o al pie de los principales relieves. Esencialmente están compuestos por material calcáreo derivado por gelificación de las principales formaciones competentes del Cretácico superior, Paleoceno y de las megacapas carbonáticas existentes en la serie turbidítica. En las partes más bajas, pueden existir conos de deyección bien desarrollados que conectan con los depósitos fluviales.

3. TECTÓNICA

Desde el punto de vista tectónico, la hoja de Ansó se encuentra situada en la vertiente sur del Pirineo central, zona caracterizada por estructuras alpinas de cabalgamiento y plegamiento vergentes hacia el sur (SEGURET, 1972). Su encuadre general en esta zona se muestra en el esquema cartográfico de la Fig. 4. En concreto, la hoja abarca el borde meridional de la Zona Axial pirenaica, área antiformal caracterizada por el afloramiento de rocas paleozoicas, y un área situada al sur de ella donde se encuentran materiales del Cretácico y Terciario integrantes del sector septentrional de la cuenca de Jaca.

Las rocas paleozoicas pre-pérmicas se ven afectadas por dos etapas de deformación bien diferenciadas. Por una parte se reconocen estructuras pertenecientes a la orogenia hercínica (de edad carbonífera), y por otra parte estructuras formadas en la orogenia alpina, de edad esencialmente paleógena. El Pérmico fosiliza las estructuras hercínicas, estando éste y los materiales que le siguen afectados únicamente por la orogenia alpina, que dio lugar a la cordillera Pirenaica. Cuando no existen materiales post-carboníferos, a menudo es difícil determinar cuales de las estructuras presentes en los materiales paleozoicos son hercínicas y cuales alpinas. Algunas estructuras hercínicas pudieron ser reorientadas o reactivadas durante la deformación alpina; de este modo se pueden observar pliegues hercínicos que localmente tienen un clivaje que puede ser alpino. Por este motivo la descripción de la tectónica que sigue se realiza en dos apartados, uno primero referido a la estructura (sea hercínica o alpina) de las rocas paleozoicas, y otro a continuación referente a la estructura alpina existente en las rocas post-carboníferas (Pérmico-Eoceno medio).

3. 1. ESTRUCTURA DE LAS ROCAS PALEOZOICAS

Tras los trabajos iniciales de VAN DER LINGEN (1960) y MIROUSE (1966), algunos autores precisaron la existencia de dos generaciones de pliegues en las rocas paleozoicas de esta zona (MULLER y ROGER, 1977; GALERA y BARETTINO, 1989). Recientemente, GARCIA-SANSEGUNDO (1991) describe las estructuras principales existentes y las enmarca en el contexto general del hercínico del Pirineo.

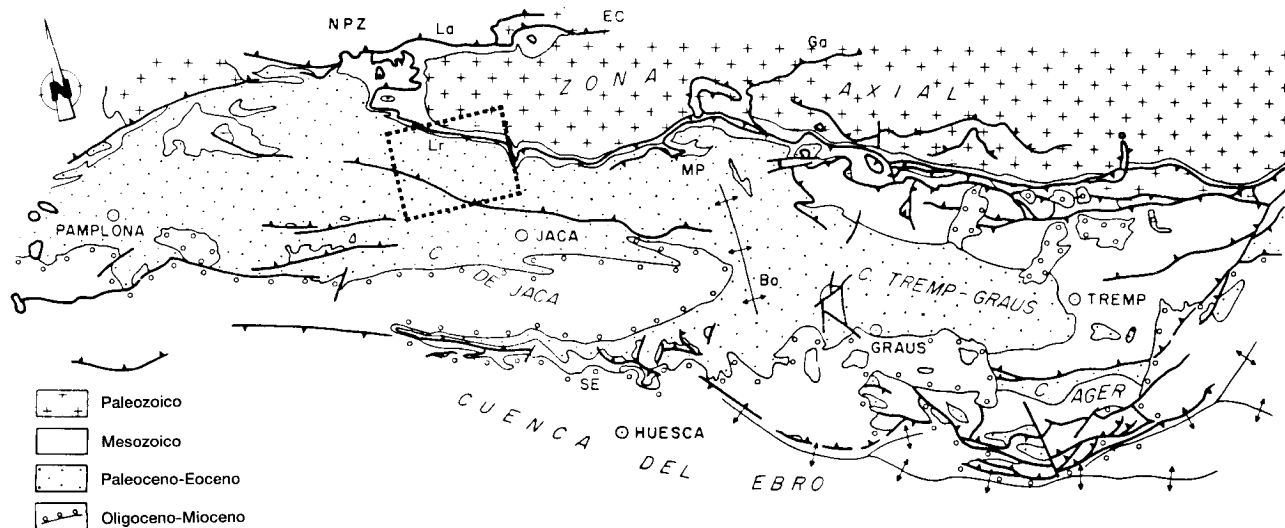


Fig. 4.- Situación de la hoja de Ansó en un mapa esquemático de la vertiente sur del Pirineo central. NPZ: Zona Norpirenaica; La: Cabalgamiento de Lakhoura; EC: Cabalgamiento de Eaux-Chaudes; Ga: Cabalgamiento de Gavarnie; Lr: Cabalgamiento de Larra; MP: Cabalgamiento de Monte Perdido; Bo: Anticlinal de Boltaña; SE: Sierras Exteriores.

A partir de criterios de superposición, se han diferenciado en estas rocas dos fases de deformación. La primera es hercínica y se caracteriza por desarrollar pliegues que son las estructuras dominantes de la zona. La segunda fase de deformación se caracteriza únicamente por el desarrollo de un clivaje, que es la foliación principal y que posiblemente es de edad alpina.

3.1.1. Estructuras de fase 1

Realizando una lectura del mapa geológico de este a oeste del sector correspondiente a la Zona Axial, las principales estructuras que afectan a rocas paleozoicas son los anticlinales del Tobazo y de Tortiellas. Otras áreas donde afloran estructuras de esta generación se sitúan al norte del puerto de Somport y en el área del Ibón de Estanes.

La dirección de estos pliegues es difícil de determinar ya que se ven deformados por estructuras posteriores. Así, a la vista del trazado axial la dirección sería entre W-E y N-S. Sin embargo, las medidas realizadas de los ejes de pliegues tienen dirección N-S. El plano axial se encuentra buzando hacia el norte o al NE. Por otra parte a partir de la asimetría de los pliegues se puede decir que la vergencia es hacia sur o SW. Estas estructuras son hercínicas, ya que no se observan afectando a rocas post-carboníferas.

En lo referente al clivaje, por lo general no se observa asociado a los pliegues salvo en el caso del anticlinal del Tobazo, al cual la foliación dominante dispone localmente en actitud de plano axial. Sin embargo, tanto en el caso del anticlinal de Tortiellas como en las estructuras hercínicas de la vecina hoja de Zuriza, se puede constatar que la foliación dominante es posterior a las estructuras principales hercínicas. Por este motivo, es factible considerar que en el caso del anticlinal del Tobazo, la foliación asociada es posterior a la formación del pliegue, ya que además se observa con la misma orientación afectando a materiales del Pérmico y del Cretácico superior.

3.1.2.- Estructuras de fase 2

En la vecina hoja de Zuriza las estructuras de segunda generación consisten en suaves pliegues a los que se asocia el clivaje dominante. En la hoja de Ansó las estructuras de fase 2 son escasas y se observan mal, siendo el clivaje regional la única estructura reconocible de esta fase. Esta foliación se encuentra cortando al anticlinal de Tortiellas; sin embargo, como se ha indicado en el epígrafe anterior, se dispone paralela al plano axial del anticlinal del Tobazo.

Como se ha apuntado, parece que el clivaje principal es alpino; sin embargo, el anticlinal del Tobazo es una estructura hercínica. Esta circunstancia puede ser explicada como debida a que el mencionado anticlinal ha sido reorientado y reaplastado durante la deformación alpina, de forma que el clivaje alpino se superimpone a él.

3. 2. ESTRUCTURA ALPINA DE LAS ROCAS POST-CARBONÍFERAS

La estructura alpina de las rocas post-carboníferas se caracteriza por varias generaciones de cabalgamientos y pliegues orientados aproximadamente WNW-ESE y vergentes hacia el sur. (VAN ELSBERG, 1968; JEURISSEN, 1968; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; TEN HAAF et al., 1971;

LABAUME, 1983; LABAUME et al., 1985; CAMARA y KLIMOWITZ, 1985, y TEIXELL, 1990 b).

El estilo estructural se halla altamente condicionado por las características litológicas de cada uno de los tramos principales que componen la sucesión estratigráfica. Esta sucesión muestra un buzamiento generalizado hacia el sur, de forma que, a pesar de las estructuras, se asciende en la serie y en el nivel estructural en esa dirección. De este modo puede adoptarse una división areal para la descripción de las estructuras, con todo y que muestran una continuidad en toda la zona abarcada por la hoja y no puede hablarse de unidades estructurales netamente delimitadas.

El sector septentrional se halla ocupado por rocas Pérmicas y del Paleozoico hercínico de la Zona Axial, afectadas en el caso del Pérmico por pliegues de escala kilométrica con clivaje bien desarrollado. Más al sur se encuentra la prominente alineación montañosa de las Sierras Interiores, formada por materiales competentes del Cretácico superior y del Paleoceno-Eoceno inferior, discordantes sobre el Paleozoico, que exhiben un espectacular conjunto de cabalgamientos imbricados y pliegues, también con presencia local de clivaje. Al sur de las Sierras, la mayor parte de la hoja está ocupada por la potente serie turbidítica del Eoceno inferior y medio, cuya compleja estructura de pliegues y cabalgamientos puede ser dilucidada gracias a los niveles guía constituidos por las megacapas carbonáticas intercaladas en la serie.

3.2.1. El sector septentrional y las Sierras Interiores

En las Sierras Interiores se reconocen dos generaciones principales de estructuras: una primera consistente en cabalgamientos imbricados de bajo ángulo y pliegues asociados, y una segunda consistente en pliegues de gran escala que deforman los cabalgamientos (CHOUKROUNE et al., 1968; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970, etc.).

Los cabalgamientos imbricados

Los cabalgamientos más antiguos forman un sistema que afecta principalmente a las areniscas de Marboré (Maastrichtiense) y a los carbonatos y turbiditas basales del Terciario (VAN ELSBERG, 1968; JEURISSEN, 1968). Estos cabalgamientos convergen en un cabalgamiento basal paralelo a la estratificación localizado en la parte superior de las margas de Zuriza o en la base de las areniscas de Marboré (LABAUME et al., 1985; denominado cabalgamiento inferior de Larra en TEIXELL, 1990 b). Este cabalgamiento inferior no causa repetición de la serie y frecuentemente es difícil de localizar en el campo, marcándose localmente por una banda de deformación, de espesor decimétrico a veces con brechificación y abundantes venas de calcita plegadas (p. e. llano de Mistresa, alto valle del río Osia donde se sitúa a techo de un nivel calcáreo intercalado en la parte superior de las Margas de Zuriza). De este modo, los materiales que se encuentran por debajo de este nivel de despegue no se encuentran afectados por cabalgamientos, salvo en algún caso local (sur de Aguas Tuertas y área del collado de Tortiellas). El contacto entre el Cretácico superior y los materiales más antiguos es de naturaleza estratigráfica y no corresponde a una superficie de despegue de importancia regional.

Los cabalgamientos de este sistema (denominado sistema de Larra) forman un apilamiento de

escamas imbricadas expuesto espectacularmente en toda la zona de escarpado relieve de las Sierras Interiores, llegándose a reconocer al menos 5 de ellas en el sector de Sierra Bernera (alto valle de Aragüés o del río Osia) (corte IV-IV'), donde pueden ser mejor estudiadas. El desplazamiento a lo largo de los cabalgamientos es hacia el SSE -como se deduce de las líneas de interrupción y de los planos axiales de los pliegues asociados- del orden de varios centenares de metros. Por lo general los cabalgamientos cortan a las areniscas de Marboré en ángulos de rampa muy bajos (10-15°), sin que se observen pliegues en estas rocas. Por el contrario, los materiales calcáreos del terciario describen espectaculares pliegues relacionados con los cabalgamientos, consistentes en anticlinales de bloque superior y sinclinales de bloque inferior bien desarrollados. Estos pliegues, de escala hectométrica, muestran los planos axiales inclinados hacia el norte y los ejes subhorizontales. Su geometría suele ser redondeada, y a veces se encuentran complicados por cabalgamientos menores. Se trata de pliegues asimétricos, con flancos traseros regulares en los cuales el espesor de las capas se conserva, y flancos delanteros ("forelimbs") invertidos y comunmente adelgazados. Estos pliegues pueden relacionarse con la propagación de los cabalgamientos ("fault-propagation folds"). En el caso del alto valle de Aragüés fueron analizados en detalle por ALONSO y TEIXELL (1991), que relacionaron la característica forma curvilínea de los flancos delanteros y su adelgazamiento progresivo hacia el plano de cabalgamiento con la superposición de cizalla simple heterogénea y cizalla pura a los procesos de plegamiento normales por cizalla flexural. Esto se produciría debido a dificultades de propagación y desplazamiento de las fallas, mayores en los carbonatos que en las areniscas de Marboré, como indica la frecuente inexistencia de tales pliegues en la formación cretácica. La deformación interna fue acomodada mediante mecanismos de presión-solución, evidenciados por venas de calcita, estilolitos, y clivaje grosero. Por lo general no existe sin embargo un clivaje penetrativo desarrollado de manera regular o regional en estos materiales competentes. Por otra parte, en las turbiditas suprayacentes, los pliegues asociados a los cabalgamientos en consideración se traducen en trenes de pliegues menores de tipo chevron, con un clivaje pizarroso de plano axial en los niveles pelíticos. Este clivaje está deformado en las proximidades de los cabalgamientos.

El sistema de cabalgamientos de las Sierras Interiores se halla plegado y basculado hacia el sur en el contexto del borde meridional de la Zona Axial. El deslizamiento gravitacional como mecanismo de origen para estas estructuras puede ser descartado, ya que el cabalgamiento de Larra puede continuarse al N de la hoja de Ansó alrededor de la terminación periclinal del antiforame de la Zona Axial hasta que buza hacia el norte y se entronca caudalmente con el cabalgamiento de basamento de Lakora (TEIXELL, 1990 b).

Como se ha dicho, esta primera generación de estructuras no va acompañada por el desarrollo regional de clivaje debido en parte a la naturaleza competente de la mayor parte de los materiales involucrados (a excepción de las turbiditas). El clivaje dominante en las Sierras Interiores se asocia por el contrario a una segunda generación de estructuras, que deforman a los cabalgamientos y son descritas a continuación.

Los pliegues que deforman a los cabalgamientos

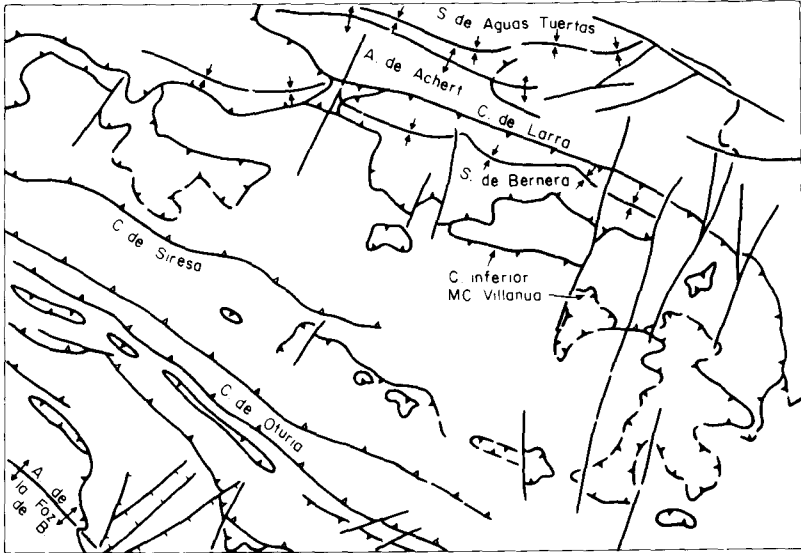
Los cabalgamientos de las Sierras Interiores están deformados por una segunda generación de

pliegues vergentes hacia el sur, que constituyen así mismo las estructuras dominantes en los materiales Pérmicos del sector septentrional de la hoja. A diferencia de los cabalgamientos mencionados, afectan a toda la sucesión estratigráfica. Estos pliegues tienen una orientación WNW-ESE, y son de escala hectométrica-kilométrica en los materiales competentes. En las margas y calizas de Zuriza la estructura de plegamiento de esta generación puede ser localmente muy intensa (área de Sierra Bernera hasta el valle de Aspe), con numerosos pliegues de orden menor. En general, se trata de pliegues inclinados o recumbentes, con flancos delanteros verticalizados o invertidos. Los planos axiales muestran una disposición variable, siempre inclinados hacia el norte, a veces muy pocos grados o subhorizontales.

A estos pliegues se asocia el clivaje dominante en esta parte de la hoja (CHOUKROUNE et al., 1968; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; LABAUME et al., 1985, etc.). Se trata de un clivaje grosero originado por mecanismos de presión-solución. De nuevo, el clivaje está bien desarrollado en las rocas pelíticas (p. e. en las lutitas del Pérmico o en las margas de Zuriza), siendo más raro o grosero en los materiales más competentes (calizas cretácicas, areniscas de Marboré, etc.). Cuando se reconoce en las areniscas de Marboré - sobre todo en su parte inferior más pelítica-corta claramente a los cabalgamientos de primera generación (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970), relación que puede observarse cuando éstos han sido plegados y basculados hacia el sur. Raramente se observa en las calizas del Paleoceno e Ilerdiense. El ángulo de buzamiento hacia el N de este clivaje es variable, al igual que los planos axiales de los pliegues con los que guarda relación. VAN ELSBERG (1968) realizó una proyección de planos de clivaje en la parte NW de la hoja y dedujo un máximo de distribución en torno a los 40°. Parece que este clivaje, de orientación similar al que se formó localmente con la primera generación de cabalgamientos, se le superpuso o originó su reaplastamiento cuando este existía o estaba favorablemente orientado. Solo muy raramente los dos clivajes coexistiendo de forma bien individualizada en una localidad han sido encontrados (ver hoja de Zuriza, TEIXELL y GARCIA-SANSEGUNDO, en prensa). El clivaje anteriormente mencionado en las rocas del Paleozoico corresponde probablemente al de esta segunda generación de estructuras.

De norte a sur, los pliegues más importantes son el sinclinal de Aguas Tuertas (MIROUSE, 1966), el anticlinal de Achert, y el sinclinal de Bernera (Fig. 5). Los dos primeros se encuentran principalmente en el Pérmico y tienen una disposición bastante derecha (plano axial y clivaje inclinados unos 50-60°). En el núcleo del sinclinal de Aguas Tuertas se encuentra el afloramiento cretácico aislado del monte Campanil, en el valle del río Aragón Subordán. El flanco septentrional invertido de este pliegue muestra una deformación interna muy notable a nivel de los conglomerados y brechas pérmicas de Baralet, afectadas por un intenso clivaje con los cantos muy aplanados; por el contrario, el flanco normal apenas presenta clivaje más que en las rocas pelíticas.

El sinclinal de Bernera se encuentra en los materiales cretácicos y terciarios de las Sierras Interiores. Muestra un aspecto variable: es fuertemente recumbente en las calizas de la parte baja del Cretácico superior y en las margas de Zuriza suprayacentes (con clivaje subhorizontal entre los valles de los Sarrios y de Aspe), mientras que es más derecho cuando afecta a las areniscas de Marboré y las Calizas terciarias imbricadas por los cabalgamientos previos. El flanco meridional del



- > Cabalgamientos iniciales de bajo ángulo
- > Cabalgamientos que deforman a los anteriores
- > Falla, Falla con indicación de hundimiento

Fig. 5.- Cabalgamientos y pliegues principales de la hoja de Anso.

sinclinal de Bernera corresponde a una zona basculada de buzamiento regular hacia el sur, observable en el corte del valle de Canfranc.

Estas estructuras fueron relacionadas con el cabalgamiento de Gavarnie por CHOUKROUNE et al. (1968). Este es un cabalgamiento de basamento vergente hacia el sur que se encontraría por debajo de los materiales aflorantes en la zona estudiada, y que aflora en una ventana tectónica conocida desde antiguo en la región de Gavarnie (BRESSON, 1902). En la hoja de Ansó, los pliegues descritos constituyen el flanco sur del antiformal de la Zona Axial, que se presenta en la transversal estudiada como una única y gran lámina cabalgante de basamento. Por su asimetría (el flanco corto es el invertido), estos pliegues pueden entenderse como formados por procesos de cizalla simple heterogénea en la zona de culminación frontal de la lámina.

Las fallas transversales

Además de las estructuras reseñadas, existen en la mitad septentrional de la hoja numerosas fallas de orientación perpendicular (es decir, NNE-SSW), descritas inicialmente por VAN ELSBERG (1968) y JEURISSEN (1968). Estas fallas afectan a toda la serie desde el Paleozoico hasta las turbiditas, aunque muestran variaciones laterales de salto muy notables en las diferentes unidades que atraviesan. Su disposición es subvertical o fuertemente inclinada, en cuyo caso muestran separaciones verticales de tipo falla normal. Sin embargo no se han observado en la hoja estrías de falla que revelen la dirección real de movimiento. Generalmente muestran las separaciones mayores en los materiales afectados por el sistema de cabalgamientos de Larra, saltos que se amortiguan bruscamente en las margas de Zuriza, donde a veces terminan. Tal y como notó JEURISSEN (1968), separan zonas con diferentes estructuras de cabalgamiento, pudiendo por tanto ser contemporáneas en parte al desplazamiento de éstas, permitiendo movimientos diferenciales (fallas de desgarre de tipo "tear fault"). No obstante, como se ha dicho, no se encuentran confinadas en el sistema de cabalgamientos, sino que cortan los materiales más antiguos. De hecho se observa incluso la preservación local de diferentes espesores de Pérmico bajo la discordancia del Cretácico superior a favor de estas fallas (área del Ibón de Estanes), de lo que se deduce que han experimentado una historia larga. Se iniciaron probablemente durante la etapa tardihercínica, después de la cual se propagaron hacia los materiales del Cretácico superior y Terciario donde actuaron como fallas de tipo "tear" con respecto a los cabalgamientos alpinos, pudiendo concluir con una reactivación tardía como fallas normales de colapso ("drop faults") laterales durante la formación de la culminación de la Zona Axial.

Existen finalmente otras fallas afectando a las rocas de Pérmico y Paleozoicas hercínicas del sector NE de la hoja (Ibón de Estanes y valle de Aspe), con disposición subvertical y orientación NE-SW y NW-SE, aunque su significado por el momento no puede ser precisado. Según LUCAS (1985), fallas con orientaciones similares controlaron la sedimentación y el vulcanismo stephano-pérmico del macizo de Ossau, al NE de la hoja de Ansó

3. 2. 2. Estructura de la cuenca turbidítica

La cuenca turbidítica se encuentra deformada por pliegues y cabalgamientos vergentes hacia

el sur que conllevan un acortamiento notable. En la parte septentrional los cabalgamientos se relacionan con los descritos en las Sierras Interiores, y tienen una cinemática compleja. Más al sur se reconoce básicamente un sistema de cabalgamientos de bajo ángulo con poca deformación interna de las láminas, que a su vez está deformado por un segundo sistema de cabalgamientos de mayor ángulo y pliegues a los que se asocia el clivaje dominante (LABAUME, 1983; LABAUME et al., 1985). La intensidad de la deformación decrece en líneas generales hacia el sur, aunque está heterogéneamente distribuida: frecuentemente está concentrada en bandas que marcan las partes delanteras de las láminas cabalgantes. Generalmente, las alternancias de areniscas y lutitas turbidíticas muestran pliegues de tipo chevron. Sobre todo en la parte septentrional, hay un cierto acortamiento acomodado por plegamiento de escala métrica no representable en los cortes geológicos. Por otra parte, las megacapas carbonáticas, más competentes, muestran pliegues de tipo "buckling" de mayor escala con geometrías redondeadas.

El clivaje, cuando está presente, afecta sobre todo a los niveles pelíticos, tanto de las turbiditas terrígenas como de las megacapas (clivaje pizarroso formado por mecanismos de presión-solución). La litología ejerce un control importante en los mecanismos de deformación y las geometrías resultantes.

De norte a sur la variación estructural puede controlarse a partir de los diferentes niveles de megacapa. Estos caracterizan bandas paralelas a la dirección estructural dominante en las que las estructuras muestran unas características homogéneas. El sector más septentrional, alrededor de la megacapa 3 o de Villanúa, muestra una estructura intrincada de cabalgamientos, tratada previamente por LABAUME et al. (1985). Como indican estos autores y se aprecia en los cortes geológicos, existen varias láminas cabalgantes limitadas por cabalgamientos subparalelos a la estratificación o de bajo ángulo. Estos cabalgamientos se disponen frecuentemente en zonas de rellano en la base de la megacapa o cerca de ella, a partir de los cuales emanan los segmentos de rampa que cortan la megacapa. Este nivel de despegue en la base de la megacapa podría constituir el cabalgamiento superior ("roof thrust") de parte de los imbricados de las Sierras Interiores. Ciertamente, puede deducirse como algunos de los cabalgamientos de las Sierras transfieren desplazamiento hacia la base de la megacapa (p. e. cabalgamiento de los Lecherines, en el corte II-II'; cabalgamiento de Gabardito, al sur del pico Agüerri, III-III'), aunque algunos pueden cortarlo en relación local fuera de secuencia ("breaching") (corte II-II', etc.). Puede ocurrir que cuando estos cabalgamientos cortan el cabalgamiento basal de la megacapa aprovechen o reactiven las rampas preexistentes del sistema de Villanúa. Así se producirían las relaciones aparentemente aberrantes de algunos cabalgamientos, que tomando como nivel de referencia de las calizas de las Sierras Interiores muestran mucho menor desplazamiento que el que producen en la megacapa de Villanúa (ver cortes II-II' y IV-IV'). Aparte de estas complicaciones locales, la tónica general es que los pliegues ligados a los cabalgamientos inferiores deformen a los superiores, con lo que la progresión de la deformación es en secuencia de bloque inferior ("piggy-back sequence"), donde cada vez niveles más profundos van siendo involucrados.

Estos cabalgamientos tienen un trazado cartográfico complejo, debido a su disposición de bajo ángulo y a su plegamiento, y son difíciles de continuar en las turbiditas terrígenas cuando no hay

megacapas. Por ello en estos casos su representación en el mapa es tentativa.

Al sur de la zona previamente descrita se encuentra un cabalgamiento de mayor inclinación y trazado más regular (cabalgamiento de Siresa, Fig. 5), bien caracterizado en la parte occidental de la hoja y que aparentemente pasa a pliegues hacia el este (p. e. zona de plegamiento intenso observable al norte de Aragüés del Puerto). Inmediatamente al sur de esta estructura, el nivel de referencia principal es la megacapa 4 o de Garde-Cotefablo, que muestra una estructura sencilla de pliegues redondeados (ver corte I-I'). Estos pliegues tienen gran continuidad lateral, con un cilindrismo notable en la parte oeste de la hoja (valles de Ansó y Hecho). A ellos se asocia el clivaje regional en esta zona, que tiene una disposición de plano axial. Existen sin embargo cabalgamientos de bajo ángulo previos, puestos en evidencia por repeticiones de la megacapa que se observan localmente. La parte trasera de estos cabalgamientos queda erosionada y desenraizada, pero puede suponerse que se relacionarían con los cabalgamientos previamente descritos afectando a la megacapa de Villanúa.

Más al SW se encuentra el cabalgamiento de Oturia, falla de gran continuidad lateral que se reconoce en gran parte de la cuenca de Jaca, pudiéndose seguir hacia el este hasta el valle del Ara (TEN HAAF et al., 1971, PUIGDEFABREGAS, 1975). Este cabalgamiento tiene en la hoja de Ansó una disposición verticalizada, y se reconoce en el campo por un cambio de flanco o polaridad de la serie separando dos sucesiones estratigráficas diferentes (incluyendo la megacapa 5 o del Roncal en su bloque inferior). Al sur de este cabalgamiento el clivaje pasa a estar menos desarrollado, y su presencia es más local. La megacapa del Roncal describe un sinclinal vergente hacia el sur cuyo flanco inverso o vertical forma un crestón calizo muy continuo y espectacular. Este sinclinal deforma así mismo una serie de repeticiones previas de la megacapa, que afloran en klippen aislados en las cotas más altas y adquieren su máxima expresión en la Sierra de Luesia, en la vecina hoja de Jaca (LABAUME, 1983; TEIXELL, en prensa).

En esta zona y la situada más al sur las estructuras adquieren una dirección NW-SE. El sinclinal mencionado es cabalgante hacia el sur mediante fallas de esta segunda generación que se observan en la margen izquierda del río Veral, en las proximidades de la localidad de Santa Lucía. Estos cabalgamientos llevan asociados anticlinales de bloque superior, localmente con clivaje de plano axial. Hacia el SE (hoja de Jaca), pasan al anticlinal de contorno ("tip line anticline") del Rapián.

Finalmente, la macroestructura principal en la parte SW de la hoja corresponde al anticlinal de la Foz de Biniés, en cuyo núcleo afloran las calizas del Cuisiense que constituyen el substrato de la serie turbidítica. El flanco norte del anticlinal buza suavemente hacia el NE mientras que el flanco meridional está verticalizado (corte I-I'). Esta estructura representa el anticlinal de bloque superior del cabalgamiento de Jaca, el cual no aflora en la hoja de Ansó, pero en la vecina hoja de Jaca marca el límite meridional de afloramiento de la cuenca turbidítica. En la parte delantera de esta lámina cabalgante, al sur de las calizas, las turbiditas muestran de nuevo un plegamiento de orden menor bastante intenso. En este sector meridional se reconoce también un sistema de cabalgamientos previos plegados, que causan repeticiones de la megacapa 8 o de Embún-Jaca en la Sierra de Forcal. A partir de la zona de culminación, donde afloran las calizas cuisienenses, el anticlinal de la

Foz de Biniés y las estructuras adyacentes experimentan una inmersión muy acusada hacia el SE (CAMARA y KLIMOWITZ, 1985), que se observa con claridad en la vecina hoja de Jaca. Esta inmersión fue atribuida por los autores citados a estructuras laterales de basamento infrayacentes. Por último, cabe señalar la existencia de fallas normales de salto hectométrico y orientación transversal a las estructuras de plegamiento, a las que cortan. Su localización en la zona de culminación de la Foz de Biniés sugiere que pueden ser estructuras de colapso ("drop faults") de carácter lateral.

3.3. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Los pliegues de primera fase descritos en las rocas paleozoicas son hercínicos, puesto que se observan fosilizados por el Pérmico o el Cretácico superior (p. e. anticlinal de Tortiellas). La deformación hercínica estaría comprendida entre el Namuriense terminal y el Stephaniense-Pérmico. Aunque el anticlinal del Tobazo se encuentra también fosilizado en parte, coincide con un anticlinal menos cerrado en las rocas post-paleozoicas, con lo que debe haber experimentado un reapretamiento durante la orogenia alpina. El clivaje descrito en el Paleozoico es posterior a los pliegues de primera fase puesto que frecuentemente los corta (p. e. anticlinal de Tortiellas, anticlinal de Acherito en la hoja de Zuriza). Este clivaje, que es el dominante en esta zona, puede considerarse como alpino puesto que está presente también en las rocas del Pérmico y del Cretácico superior. No obstante, cuando este clivaje encontró los pliegues hercínicos favorablemente orientados, pudo adquirir una disposición local de plano axial (anticlinal del Tobazo).

Con respecto a las estructuras observables en las rocas post-carboníferas, cabe señalar que hay una continuidad entre las descritas en las Sierras Interiores y las existentes en la cuenca turbidítica, que muestran el mismo tipo de deformación, aunque determinado en cada caso por los condicionantes litológicos y su posición con respecto al sistema de cabalgamientos y pliegues. A nivel local es posible y útil distinguir generaciones de estructuras a partir de criterios de superposición, aunque con ello no se implica una validez regional de las generaciones ni una deformación discontinua en el tiempo con fases tectónicas. En la hoja de Ansó no se observan relaciones sinsedimentarias de las estructuras individuales, por lo que las asignaciones de edad deben fundarse en comparaciones con áreas adyacentes.

Las estructuras iniciales reconocidas en las Sierras Interiores (sistema de cabalgamientos de Larra) pueden continuarse hacia el E de la hoja hasta el macizo de Monte Perdido, donde equivalen al cabalgamiento de Monte Perdido descrito por varios autores (SOUQUET, 1965, VAN DE VELDE, 1967, SEGURET, 1972) (Fig. 4). Aceptando que el mencionado cabalgamiento está relacionado con el anticlinal de Boltaña (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970), la edad Luteciense inferior-medio a Bartonense del crecimiento de este pliegue (como indican las discordancias progresivas existentes en el valle del Ara) puede asignarse a los cabalgamientos de la Sierras Interiores.

Si se acepta que los cabalgamientos plegados que se han observado en diferentes niveles de la serie turbidítica forman parte de un mismo sistema, el cual a su vez se relaciona caudalmente con los cabalgamientos de las Sierras, puede confirmarse para estas deformaciones la edad en parte post-Luteciense superior determinada para la megacapa de Embún-Jaca y las turbiditas circundantes,

rocas más modernas que se observan afectadas por estas estructuras.

Los pliegues de segunda generación que se encuentran en la Sierras Interiores son posteriores, puesto que deforman a todo el sistema de cabalgamientos, incluyendo el cabalgamiento inferior de Larra. El clivaje asociado a estos pliegues puede corresponder al observado más al norte en las rocas paleozoicas. Esta deformación podría expresarse más al sur por los cabalgamientos de alto ángulo descritos (Oturia, Jaca, etc.), que representarían parte de la emergencia de cabalgamientos de basamento como el de Gavarnie. Los pliegues relacionados con estos cabalgamientos de alto ángulo, muestran relaciones sinsedimentarias al sur de la hoja de Ansó con los materiales terrígenos del Priabonense inferior (?)-medio al Stampiense de la cuenca de Jaca (ver hoja de Jaca, TEIXELL, en prensa, y PUIGDEFABREGAS, 1975).

4. ROCAS ÍGNEAS

4.1. Andesitas (1)

En la hoja de Ansó existen varios cuerpos de rocas ígneas de geometría estratiforme, que se encuentran hospedados tanto por el Paleozoico hercínico (afloramientos del Tobazo y Tortiellas, éste último no representado en el mapa debido a sus reducidas dimensiones), como por las series pérmicas (afloramiento de Aguas Tuestas-Guarrinza). La naturaleza andesítica de estas rocas fue reconocida ya por DALLONI (1910).

El cuerpo de Aguas Tuestas se dispone subparalelo a la estratificación del Pérmico entre las Brechas de Baralet y las areniscas y lutitas infrayacentes. Su espesor es de 25-30 m en el escarpe de Aguas Tuestas y próximo a 15 m en su parte occidental. La roca que lo forma tiene un color gris-verdoso en estado fresco, y una textura porfídica. La matriz está constituida predominantemente por microlitos de plagioclasa con textura fluidal y frecuentes opacos. Los fenocristales más abundantes son de clinopiroxenos subidiomórficos, de tipo augita. Existen también escasos fenocristales de plagioclasa. En muestras alteradas, los piroxenos están epidotizados o reemplazados por agregados de cuarzo-calcita y opacos, y las plagioclasas sericitizadas. La observación del techo de este cuerpo muestra que localmente trunca la estratificación de la serie suprayacente, que está fuertemente decolorada y alterada, existiendo según SCHWARZ (1962) un cierto metamorfismo de contacto con una zona de vitrificación de 0,5 m. Estas características apuntan a considerar este cuerpo como un sill, de acuerdo con SCHWARZ (1962) y ASO (1987). Los afloramientos del Tobazo y Tortiellas, de naturaleza litológica comparable, consisten asimismo en sills ubicados en las calizas del Carbonífero, y su espesor es inferior a 1 m. La roca está muy alterada en ellos.

BIXEL (1984) clasificó estas rocas como andesitas calco-alcalinas con tendencia alcalina, y las

relaciona con las existentes en el macizo de Anayet, formando parte del cuarto episodio de volcanismo stephano-pérmico pirenaico, de edad Saxoniense.

5. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica registrada en las rocas aflorantes en la hoja de Ansó comienza en el Devónico inferior, tiempo en el que se depositaban sedimentos terrígenos compuestos por areniscas y lutitas correspondientes a medios marinos (Capas de Atxerito). Estos medios evolucionaron a ambientes de plataforma carbonática somera, de carácter arrecifal, que caracterizan la sedimentación durante el Givetense-Frasniense inferior. Dentro del Frasniense, esta plataforma terminó por un hundimiento generalizado que dio paso a la sedimentación más lutítica, en la que el material carbonático tenía un origen resedimentado procedente de áreas más someras. No existe registro devónico posterior al Frasniense en la hoja de Ansó, debido a que a finales del Devónico o a inicios del Carbonífero se produjo una interrupción de la sedimentación acompañada de basculamiento generalizado y erosión de los materiales previamente depositados. El primer registro del Carbonífero comienza con la sedimentación de calizas nodulosas con cefalópodos que testifican medios marinos de cierta profundidad, con todo y que se disponen en discordancia angular sobre diferentes niveles de la serie devónica (MIROUSE, 1966). Dentro del Namuriense basal, la sedimentación carbonática evoluciona a condiciones más someras en el área de la hoja de Ansó, con la formación de calizas laminadas, a veces brechoides, pobres en fauna. La sedimentación carbonática que representa la parte inferior del Carbonífero, termina de manera rápida por un nuevo hundimiento marcado de las áreas de plataforma y la instauración de un detritismo importante, hechos que llevan a la sedimentación de una potente serie arenoso-pelítica de carácter turbidítico (facies "Culm"). Esta serie refleja un incremento importante de la subsidencia, relacionado probablemente con estadios tempranos de la orogenia hercínica. Las dataciones efectuadas en estos materiales los sitúan en el Namuriense B-C, y corresponden a las rocas más modernas afectadas por la deformación hercínica. Esta deformación tuvo lugar por tanto en el sector estudiado entre el Namuriense B-C y el Stephaniense, cuyos materiales en el macizo de Ossau, al NE de la hoja, se disponen fosilizando las estructuras hercínicas. En otras áreas de la Península Ibérica, la deformación hercínica tiene carácter polifásico e historia tectonometamórfica compleja, mientras que en la ocupada por la hoja y sectores adyacentes se manifiesta aparentemente por una única generación de pliegues en condiciones poco metamórficas, a los que no se asocia clivaje importante. En comparación con el Paleozoico observado en otras áreas de la Zona Axial pirenaica, representaría una zona relativamente externa de la Cordillera Hercínica.

La sedimentación del Pérmico postdata la orogenia hercínica, y se realiza en medios continentales áridos que han sido interpretados como cuencas intramontañosas relacionadas con fallas

activas (BIXEL y LUCAS, 1983). Estos materiales se depositaban en abanicos aluviales que contribuyeron al desmantelamiento de la Cordillera Hercínica, en un contexto tectónico probablemente de tipo extensional acompañado por volcanismo calcoalcalino. Las unidades inferiores pérmicas se disponen solapantes sobre el basamento hacia el sur (serie de Somport) (Fig. 1). Este contacto basal, que actualmente puede corresponder a un cabalgamiento (cabalgamiento de Izas en la vecina hoja de Sallent, VAN DER LINGEN, 1960, RIOS et al., 1990), resulta claramente de la reactivación de una superficie de onlap previa, sea una falla normal de bajo ángulo o un paleorrelieve basculado, contemporánea a la sedimentación del Pérmico. La sedimentación del Pérmico medio-superior registra por otra parte una reactivación del relieve (terrigenos groseros de Baralet), al tiempo que la sedimentación se hace expansiva hacia el sur de forma abrupta. Estos materiales se disponen discordantes sobre el basamento sellando un paleokarst local. La sucesión registra una disminución de componentes terrigenos groseros hacia la parte superior del Pérmico, asociada probablemente a una retrogradación de los sistemas aluviales.

En la hoja de Ansó y sectores adyacentes existe una laguna estratigráfica que abarca desde el Trias hasta la base del Cretácico superior. Con los datos existentes no puede precisarse si esta laguna se debe enteramente a erosión o a no sedimentación, aunque, por comparación con otras áreas del Pirineo puede adoptarse una situación intermedia. Así, pudo haber habido sedimentación durante el Triásico y el Jurásico, cuyo registro pudo ser erosionado durante la etapa extensional del Cretácico inferior. A esta etapa se asoció una importante generación de relieve, tal y como se deduce en otras áreas.

El inicio de la sedimentación del Cretácico superior refleja una importante transgresión de edad Cenomaniense, que es característica en gran parte de la Península Ibérica. Cabe resaltar la deposición de estos materiales sobre una superficie de erosión con aplanamiento (caracterizada como discordancia post-rift donde se conservan cuencas del Cretácico inferior, BERASTEGUI et al., 1990). Las rocas cenomanienses registran ambientes de plataforma carbonática de gran extensión, con una notable uniformidad de facies. La plataforma de esta edad termina con una superficie de exposición subaérea con erosión y karstificación local, sobre la que se disponen directamente materiales del Coniaciense superior. Además de erosión puede observarse localmente una marcada discordancia angular entre estos dos paquetes, testificando basculamientos locales. No puede precisarse si la aparente falta de Turoniense y Coniaciense inferior, que no han podido ser determinados en la zona estudiada, se debe a la erosión o a una no deposición de materiales de esa edad. El Coniaciense superior-Santoniense inferior forma un nuevo ciclo que representa medios de plataforma marina somera muy homogénea, en este caso con actividad biológica bien desarrollada (rudistas, foraminíferos, corales, etc.).

Los materiales cretácicos descritos hasta ahora indican subsidencias moderadas y homogéneas, coherentes con regímenes de subsidencia térmica subsecuentes al periodo extensional del Cretácico inferior. No obstante, a partir del Santoniense superior el substrato experimentó un basculamiento muy marcado, que produjo emersión y karstificación local en la parte SE de las Sierras Interiores, mientras que hacia el norte (área de la Pierre-Saint-Martin, en la hoja de Zuriza, TEIXELL y GARCÍA-SANSEGUNDO, en prensa) causó un hundimiento y profundización de la

plataforma. Tras la emersión, en el área de la hoja de Ansó se produjo una nueva transgresión, formando la base de un ciclo sedimentario de edad Santoniense superior-Campaniense medio, con la sedimentación de calcarenitas ferruginosas en medios someros de alta energía. La deposición de estas facies es sucedida por una profundización progresiva pero rápida, que da lugar a la instalación de medios de plataforma externa y talud con sedimentación margocalcárea acompañada por foraminíferos planctónicos y bentónicos de aguas profundas. Sobre estas margas progradan hacia el NW facies arenosas más proximales de edad Campaniense medio (areniscas de la Tuca Blanca). Estas son sucedidas por una nueva profundización, que reinstaura la sedimentación margosa, y que da pie a un nuevo ciclo culminado con la progradación de las areniscas de Marboré, en un dispositivo similar al del ciclo o secuencia anterior (Fig. 2).

Los cambios que como se ve ocurrieron en el Santoniense superior indican que, tras un basculamiento inicial, la cuenca deviene expansiva hacia el sur y subsidente, así como registra una influencia terrígena mucho mayor. Las plataformas experimentan un retroceso hacia el sur (Fig. 2). Estos cambios en la cuenca se registran de forma parecida en otras áreas de la vertiente sur del Pirineo central (ver SIMO, 1989), y coinciden con los estadios iniciales de la compresión alpina en el dominio surpirenaico. En concreto coinciden con el inicio del emplazamiento de la lámina cabalgante de Boixols-Turbón, registrado por discordancias progresivas existentes en los anticlinales del macizo del Turbón (PAPON, 1969). Consecuentemente, este nuevo período podría reflejar en la zona estudiada los primeros indicios de flexión litosférica asociada a cabalgamientos.

La sedimentación a partir de ese período pasó a estar en gran parte controlada por la evolución tectónica del orógeno pirenaico. A partir del Paleoceno, la sedimentación tuvo lugar en la denominada cuenca Surpirenaica, bien individualizada como un surco de antepaís de dirección aproximadamente paralela a la cordillera, el cual de forma progresiva iba siendo incorporado en las láminas cabalgantes. Estaba delimitado por un margen septentrional cabalgante (actuales Zona Axial y parte sur de la Zona Norpirenaica) y un margen distal en el sur, experimentando una migración progresiva hacia el antepaís. En la transversal estudiada, correspondiente a la parte más occidental de la cuenca, la paleogeografía corresponde a un surco turbidítico de alimentación axial flanqueado en su margen meridional por plataformas carbonáticas (cuenca de Jaca).

En el área comprendida en la hoja, el Paleoceno se caracteriza por la sedimentación de carbonatos de plataforma somera de gran extensión. Durante el llerdiense inferior prosiguió la sedimentación de plataforma carbonática, aunque gradaba hacia el N a zonas más profundas de talud margoso con resedimentación de carbonatos, como se observa en el extremo NW de la hoja. En el área de las Sierras Interiores, la plataforma del llerdiense inferior terminó con un hundimiento generalizado ("drowning"), dando paso también en vertical a la sedimentación margosa y brechoide de mayor profundidad. Este proceso causó la ubicación de las plataformas someras en áreas situadas más al sur, como por ejemplo en la zona de la Foz de Biniés.

Por encima de los materiales referidos (lherdiense inferior y medio ?), se dispusieron facies turbidíticas del fondo de la cuenca en onlap hacia el sur, reflejando la migración progresiva del surco hacia el antepaís (PUIGDEFABREGAS et al., 1978; LABAUME et al., 1985, etc.). La migración del surco hacia el sur estaba acompañada por el ya apuntado retroceso de las plataformas carbonáticas

en esa dirección ("backstepping", PUIGDEFABREGAS y SOUQUET, 1986), que iban siendo hundidas y constituyendo el substrato deposicional de las turbiditas terrígenas. Al sur de la plataforma del llerdiense inferior, el anticlinal de la Foz de Biniés permite observar la plataforma del Cuisiense, hundida y recubierta por margas y turbiditas en un dispositivo muy similar. El basculamiento que experimentarían las plataformas del margen meridional de la cuenca como resultado de la migración del surco y de su hundimiento, causaría ocasionalmente su desestabilización y resedimentación parcial en el surco en forma de flujos gravitativos (megacapas carbonáticas).

La sedimentación turbidítica prosigue hasta el Luteciense superior, nivel terciario más alto representado en la hoja de Ansó. La alimentación principalmente axial del surco está indicada por las paleocorrientes aproximadamente hacia el oeste que predominan en toda la hoja. A partir de cierto momento en el Luteciense superior, se asistió a la colmatación de la cuenca turbidítica y se pasó a la sedimentación de materiales terrígenos de origen marino más somero y continentales, aunque éstos no se hallan representados en la hoja.

Las estructuras compresivas alpinas observables en la parte septentrional de la hoja comenzaron a formarse probablemente a partir del Luteciense, aunque no puede determinarse la edad precisa de su inicio; únicamente puede señalarse que hasta pasada cierta fracción del Luteciense superior no se propagaron al sector meridional de la hoja, ya que afectan a las turbiditas más modernas que afloran allí. La deformación correspondería inicialmente a estructuras de cabalgamiento de bajo ángulo, cuyo desarrollo proseguiría durante el Bartonense (p. e. Larra, cabalgamientos plegados de la cuenca turbidítica, etc.). En el Priabonense inferior (?) -medio se formaron estructuras enraizadas en niveles más profundos dentro del área ocupada por la hoja, deformando a las anteriores, más superficiales (cabalgamientos de alto ángulo y pliegues, p. e. Siresa, Oturia, Foz de Biniés, etc.). Su desarrollo continuó durante el Stampiense. A partir de esa edad la cuenca de Jaca debió ser sometida a erosión generalizada.

Durante el Cuaternario tuvo lugar la sobreexcavación de valles glaciares perpendiculares a la cordillera, que produjeron depósitos morrénicos y lacustres relacionados en varios sectores de la hoja. La retirada progresiva de los glaciares dio paso a la modificación de la topografía por modelado periglacial y fluvial causado por la red de drenaje observada en la actualidad.

6.- HIDROGEOLOGÍA

La definición de niveles acuíferos tiene en la zona correspondiente a la Hoja de Anso como principal elemento determinante el factor litológico. La mayor parte de la dinámica hidrogeológica se encuentra relacionada con procesos de carstificación desarrollados sobre distintos horizontes estratigráficos. La presencia de materiales con permeabilidad debida a alteración superficial o a

permeabilidad de carácter intergranular constituye un fenómeno local, restringido generalmente a los valles de los principales cauces y cuencas subsidiarias.

Los sistemas cársticos de mayor entidad se localizan en la parte N y NE de la hoja, instalados en tres niveles estratigráficos:

- A) Devónico Superior.
- B) Cretácico Superior-Paleoceno.
- C) Eoceno.

6.1.- ACUÍFERO DEVÓNICO MEDIO Y SUPERIOR CARBONÍFERO INFERIOR

Localizado en el extremo NE de la hoja, sus afloramientos constituyen el único vestigio del substrato paleozoico entre las localidades de Candanchú y Les Forges d'Abel (Francia). Los grupos litológicos implicados son la "Caliza del Tobazo", las "Capas de Lazerque", "Caliza Griotte" (capas de Rioseta) y la "Caliza Laminada de Chourique". De todas ellas, son las Calizas del Tobazo las que presentan en superficie un desarrollo cárstico más espectacular, que incluyen lapiares estructurales y campos de dolinas, visibles en las inmediaciones del Tobazo y Collado de Tortiellas.

El comportamiento hidrogeológico de este conjunto carbonatado es complejo. La información que se desprende de los datos de inventario indica un Acuífero fuertemente compartimentado por una red de fracturas directas (de componente NNE-SSO). Las escasas captaciones emplazadas en estos materiales presentan cotas piezométricas desconectadas entre sí. En alguna ocasión existe un importante confinamiento de dichos niveles calcáreos; como se pone de manifiesto con el sondeo surgente perforado en las Calizas del Tobazo. (Acuartelamiento de Rioseta).

Tradicionalmente se admite -CUCHI J. A. y SANCHO C. (1990)- que el drenaje de los materiales se realiza por la vertiente francesa del Valle del Aspe. La salida natural más importante en España del Acuífero carbonatado paleozoico la constituyen las surgencias de Candanchú a cota 1610 m.s.n.m. (Collado de Causiat). Los caudales medios en períodos de aguas altas pueden ser del orden de 6 l/s. El único punto de explotación propiamente dicho lo constituye un sondeo de 220 metros de profundidad, emplazado en las Calizas del Tobazo, que permite la extracción puntual de 10 l/s; es utilizado por la estación de esquí de Candanchú para innivación artificial.

6.2.- ACUÍFERO CRETÁCICO-PALEOCENO

Es, sin lugar a dudas, el acuífero carbonatado de mayor entidad tanto por espesor de sus formaciones como por su continuidad estructural. Los materiales implicados abarcan desde las calizas con prealveolinas del Cenomaniense hasta las calizas de la Foz de Binies de edad llerdense - Cuisiense. A estas últimas se les superpone el conjunto de facies turbidíticas eocenas de litologías lutítica y margosa.

El sistema cárstico desarrollado se ha estudiado desde el punto de vista geomorfológico e

hidrogeológico por varios autores: LÓPEZ J. (1986), CUCHI, J.A. y SANCHO, C. (1990). TEIXELL (1992) lleva a cabo un detallado análisis estructural y estratigráfico tanto de los tramos calcáreos como de las facies turbidíticas. Son también de gran interés las publicaciones de periodicidad anual aportadas en este sector por el Centro de Espeleología de Aragón.

Las direcciones de flujo dentro de dichos materiales quedan determinadas por dos condicionantes estructurales: La vergencia Sur de las estructuras tectónicas; generalizada para todo el conjunto Cretácico-Paleoceno desde el Valle del Veral hasta el río Aragón, y la red de fracturas NNE-SSO transversales a la dirección general del conjunto Cretácico-Paleoceno.

El sistema acuífero constituido presenta entidad regional y puede considerarse como una prolongación del carst de Larra y La Pierre - Saint Martin.

El drenaje de estos materiales da lugar a importantes surgencias localizadas en los fondos de los principales valles. Las principales son:

* Manantiales de "La Cueva del Castillo" y "San Juan de Dios" en la cabecera del Aragón Subordán. Emergen a cotas de 1120 y 1080 m.s.n.m. respectivamente. No se puede precisar su caudal de forma individualizada ya que constituyen surgencias difusas al cauce del río.

* Manantial de "Santa Ana". Es una espectacular surgencia directa al río Aragón Subordán a cota 920 m.s.n.m., al que vierte un caudal medio próximo 800 l/seg.

* Manantial de la Torreta o "Los Guarris". Constituye un importante punto de emergencia en el cauce del Aragón, a partir del cual el río da lugar a un cauce continuo. La cota de salida se localiza a 1100 m.s.n.m. Su caudal es variable entre 50 y 300 l/seg.

6.3.- ACUÍFERO EOCENO

Se instala en la potente sucesión turbidítica del Cuisiense -Luteciense, concretamente en los niveles carbonáticos resedimentados que aparecen intercalados con gran continuidad lateral entre las turbiditas terrígenas. De muro a techo se distinguen 8 niveles carbonatados o megacapas, de las cuales presentan mayor interés aquellas que por su proximidad estratigráfica o estructural puedan estar conectados con el acuífero regional Cretácico- Paleoceno. Los caudales drenados a través de estos materiales, relativamente altos en relación con la superficie aflorante, puede ser consecuencia de conexiones locales (de origen tectónico) a favor de las cuales emergen conjuntamente los recursos todavía no drenados del conjunto Cretácico -Paleoceno y los propios de las "Megacapas".

Destacan los niveles carbonáticos de Aisa (nº 1), Magdalena (nº2), Villanúa (nº4) y Roncal (nº5). Las principales emergencias cársticas se localizan en el sector central y occidental de la Hoja de Ansó. Son las siguientes.

* **Manantiales de Villanúa:** Son una serie de puntos de emergencia a favor de un complejo sistema de cavidades con un importante desarrollo de espeleotemas (algunas de ellas incluso

han sido explotadas con fines turísticos) desarrolladas a favor de la "Megacapa nº3" de Villanúa fracturadas según direcciones NNE-SSO. Afloran diversas surgencias permanentes o intermitentes, tipo "Trop Plein", que bien vierten directamente al río o están canalizadas para atender regadíos y abastecimiento de la localidad de Villanúa. Considerados en su totalidad, son el punto con mayor volumen de drenajes de la Hoja de Ansó.

* **Manantial de Rigüelo:** Da lugar al nacimiento del río Estarrún, y se localiza en el contacto entre las facies flyschoides del Eoceno y la "Megacapa" nº2 de la Magdalena. Aguas abajo de dicho punto continúan produciéndose diversas salidas de agua en favor de una fractura NNE-SSO que condiciona claramente la dirección del valle en cabecera. La totalidad de los drenajes puede ser de 140 l/s en períodos de estiaje.

* **Manantiales de los Corralones:** Constituyen el nacimiento del río Osía y Barranco de los Cambones, que a partir de estas surgencias difusas (en torno a los 1400 m.s.n.m.) presentan un caudal continuo. Si bien los puntos de surgencia pueden estar directamente relacionados con la "Megacapa" nº3 de Villanúa, es probable que la zona de recarga se localice en el aparato cárstico espectacularmente desarrollado a favor del macizo cretácico de Bernera. Los caudales subterráneos aportados durante el estiaje invernal a lo largo de la cabecera del río son del orden de 290 l/s.

Al margen de las manifestaciones hidrogeológicas ligadas a la dinámica endocárstica, la existencia de niveles acuíferos desarrollados a favor de la permeabilidad intergranular, la fracturación y la alteración superficial, tienen un carácter marcadamente local, aunque con cierto interés por su aptitud para satisfacer demandas en sectores alejados de los principales ejes fluviales. En este sentido, merecen especial interés los siguientes puntos acuíferos:

* **Manantiales de Siresa.** Constituyen la surgencia de carácter continuo más importante dentro de los materiales turbidíticos de naturaleza detrítica o margosa. Tienen un claro control estructural originado por una fractura cabalgante de dirección ONO-ESE y vergencia Sur, puesta de manifiesto desde la Sierra de Maito hasta el extremo Oeste de la Hoja 144. El caudal aportado por las dos surgencias principales (del orden de 10-15 l/sg) permite el abastecimiento a Siresa y el regadío con los recursos excedentes.

* **Manantiales del Puntal de Cotín.** Dentro del término municipal de Jaca. Su origen se debe a la circulación de agua meteórica por el contacto entre la roca fresca y suelos autóctonos o la propia roca alterada. Afloran entre las cotas 1400 y 1540 m.s.n.m. y sus caudales, que no superan en ningún caso 1 l/s, son utilizados por el abastecimiento de dicha localidad.

* **Manantial de Romansiete.** Constituye una surgencia ligada al aluvial del río Romansiete. Su caudal, del orden de 2 l/s, es captado en su totalidad para el abastecimiento de Urdúes.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, L. y TEIXELL, A. (1991).- "Forelimb deformation in some natural examples of fault-propagation folds". In: K. R. McClay (ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, pp. 175-180.

- ASO, E.J. (1987).- "Estudio Geológico del Stephaniense-Pérmico en el Alto Aragón: La región de Oza y su correlación con el Macizo del Anayet". Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza, 137 p.

- ASTRE, G. (1955).- "Hippurites du Pic d'Aspe et du Visaurin". *C. R. somm. Soc. géol. France*, pp. 109-110.

- BARNOLAS, A.; SAMSO, J.M.; TEIXELL, A.; TOSQUELLA, J. y ZAMORANO, M. (1991).- "Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona". I Congreso Grupo Español del Terciario, Vic, 1191, Libro-Guía Excursión nº 1, 123 p.

- BERASTEGUI, X.; GARCIA-SENZ, J.M. & LOSANTOS, M. (1990).- "Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous". *Bull. Soc. géol. France*, (8), 6: 251-264.

- BIXEL, F. (1984).- "Le volcanisme stephano-permien des Pyrénées". Thèse d'Etat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 637 p.

- BIXEL, F. et LUCAS, C. (1983).- "Magmatisme, Tectonique et sédimentation dans les fosées Stephano-Pérmiennes des Pyrénées occidentales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 24 (4), pp. 329-342.

- BRESSON, A. (1902).- "La nappe de recouvrement des environs de Gavarnie et de Gèdre. Comparaisons des bassins crétacés d'Eaux-Chaudes, de Gèdre et de Gavarnie". *C. R. Acad. Sci., Paris*, CXXXIV, pp. 63-66.

- BRESSON, A. (1906).- "Feuille d'Urdos. C. R. Coll. campagne 1905". *Bull. Carte Géol. France*, t. XVI, nº 110, pp. 107-144.

- CAMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985).- "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp)". *Est. Geol.*, 41, pp. 391-404.

- CANUDO, J.I. y MOLINA, E. (1988).- "Biocronología con foraminíferos planctónicos de la secuencia deposicional de Jaca (Pirineo aragonés): Eoceno medio y superior". *Congr. Geol. de España, Comunicaciones*, 1, pp. 273-276.

- CARBAYO, A.; LEON, L. y PUIGDEFABREGAS, C. (1978).- "Mapa Geológico de España, E. 1/

50.000, 2ª ser., nº 117: OCHAGAVIA". I.G.M.E..

- CHOUKROUNE, P.; MARTINEZ, C.; SEGURET, M. y MATTAUER, M. (1968).- "Sur l'extension, le style et l'âge de mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales)". *C. R. Acad. Sci., Paris*, 260, pp. 1360-1363.

- DALLONI, M. (1910).- "Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 19, 444 p. - DELVOLVE, J.J. y LAVEINE, J.P. (1985).- "Sur quelques flores du Carbonifère des Pyrénées Béarnaises". *Geobios*, 18, pp. 281-304.

- DELVOLVE, J.J. y PERRET, M.F. (1987).- "Foraminifères, algues et conodontes bashkiriens du Culm des Pyrénées Béarnaises". *Geobios*, 20, pp. 193-213.

- ESTRADA, M.R. (1982).- "Lóbulos deposicionales de la parte superior del Grupo de Hecho entre los anticlinales de Boltaña y el río Aragón (Huesca)". Tesis Doct., Univ. Autónoma de Barcelona, 164 p.

- FOURNIER, E. (1905).- "Études géologiques sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive". *Bull. Soc. géol. France*, (4), 5, pp. 699-723.

- GALERA, J.M. y BARETTINO, D. (1989).- "El Paleozoico Prehercínico de la cabecera del río Aragón-Subordán (Provincia de Huesca)". *Bol. Geol. Min., Madrid*, C-1, pp. 3-12.

- GARCIA RUIZ, J.M. (1989).- "Mapa Geomorfológico de Sallent (M.T.N. 145), Huesca, E. 1:50.000". Geofoma ediciones, Logroño.

- GARCIA-SANSEGUNDO, J. (1991).- "Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Aran y de la Alta Ribagorça". Tesis Doct., Univ. de Oviedo, 340 p.

- JEURISSEN, G.F.J. (1968).- "Geology of the upper Cretaceous and part of the lower Tertiary between the Rio Aragon Subordan and the Rio Gallego (Spanish Pyrenees, province of Huesca)". *Geol. Ultraiectina*, 10-II, 71 p.

- JOHNS, D.R.; MUTTI, E.; ROSELL, J. y SEGURET, M. (1981).- "Origin of a thick, redeposited carbonate bed in the Eocene turbidites of the Hecho Group, South-Central Pyrenees, Spain". *Geology*, 9, pp. 161-164.

- JOSEPH, J.; BRICE, D. & MOURAVIEFF, N. (1980).- "Données Paléontologiques nouvelles sur le Frasnien des Pyrénées centrales et occidentales: implications paléogéographiques". *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, 116, pp. 16-41.

- JOSEPH, J.; MIROUSE, R. y PERRET, M.F. (1984).- "Calcaires dévoniens et carbonifères du Monte Tobazo (Pyrénées aragonaises, Huesca, Espagne)". *Acta Geológica Hispánica*, 19, pp. 149-166.

- KULLMANN, J. y DELVOLLE, J.J. (1985).- "Goniatites du Namurien des Pyrénées occidentales françaises. Implications stratigraphiques et paléogéographiques". *Geobios*, 18, pp. 47-67.

- LABAUME, P. (1983).- "Evolution tectono-sédimentaire et mégaturbidites du bassin turbiditique eocène sud-pyrénéen (entre les transversales Col du Somport-Jaca et Pic d'Orhy-Sierra de Leyre)". Thèse 3ème cycle, USTL, Montpellier, 170 p.

- LABAUME, P.; MUTTI, M.; SEGURET, M. y ROSELL, J. (1983).- "Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen". *Bull. Soc. Géol. France*, (6), 25, pp. 927-941.

- LABAUME, P.; MUTTI, M. y SEGURET, M. (1987).- "Megaturbidites: A Depositional Model From the Eocene of the SW-Pyrenean Foreland Basin, Spain". *Geo-Marine Letters*, 7, pp. 91-101.

- LABAUME, P.; SEGURET, M. y SEYVE, C. (1985).- "Evolution of a turbiditic foreland basin an analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin". *Tectonics*, 4, pp. 661-685.

- LUCAS, C. (1985).- "Le Gres Rouge du versant nord des Pyrénées. Essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias". Thèse d'Etat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 267 p.

- LUCAS, C. et GISBERT, J. (1981).- "Elements nouveaux pour l'évolution des paysages du Gres Rouge Pyrénéen, du Permien au Trias. C. R. 106ème Congr. Nat. Soc. Sav., Perpignan, Bibl. Nat. Paris, t. III, pp. 351-362.

- MANGIN, J.Ph. (1959-60).- "Le nummulitique sud-pyrénéen à l'ouest de l'Aragon". *Pirineos*, 51-58, pp. 1-631.

- MEY, P.H.W.; NAGTEGAAL, P.J.C.; ROBERT, K.J. y HARTEVELT, J.J.A. (1968).- "Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Meded.*, 41, pp. 221-228.

- MIROUSE, R. (1959).- "Extension et relation des séries permiennes sur la feuille d'Urdo au 80.000e". *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LVI, 257, pp. 209-218.

- MIROUSE, R. (1966).- "Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées". *Mem. Serv. Carte Géol. France*, 451 p.

- MULLER, J. y ROGER, P. (1977).- "L'Evolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine". *Géol. Alpine*, 53, pp. 149-191.

- MUTTI, E. (1977).- "Distinctive thin-bedded turbidite facies and related environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrenees, Spain)". *Sedimentology*, 24, pp. 107-131.

- MUTTI, E. (1984).- "The Hecho Eocene Submarine Fan System, South-Central Pyrenees, Spain". *Geo-Marine Letters*, 3, pp. 199-202.
- MUTTI, E. y JOHNS, D.R. (1979).- "The role of sedimentary by-passing in the genesis of fan fringe and basin plain turbidites in the Hecho Group System (South-Central Pyrenees)". *Mem. Soc. Geol. Italia*, 18, pp. 15-22.
- MUTTI, E.; LUTERBACHER, H.; FERRER, J. y ROSELL, J. (1972).- "Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogeno Marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)". *Mem. Soc. Geol. Italia*, 11, pp. 391-416.
- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F. (1975).- "Turbidite facies and facies associations". In: Examples of turbidite facies and facies association from selected formations of the northern Appennines. Field trip Guidebook, IX Int. Congr. Sediment., A 11, pp. 21-36.
- PAPON, J.P. (1969).- "Etude de la Zone Sud-Pyrénéenne dans le Massif du Turbón (Province de Huesca-Espagne)". Thèse 3ème Cycle, Univ. de Toulouse, 99 p.
- PERRET, M.F. (1983).- "La limite Mississippien-Pennsylvanien dans les Pyrénées françaises". Congr. Int. Strat. Geol. Carbonifero, X, 4, pp. 359-369.
- PERRET, M.F. y DELVOLLE, J.J. (1988).- "Calcaires de plate-forme resédimentées dans le Culm Carbonifère du bassin méditerranéen". *Strata*, sér. 1, V. 4, pp. 143-147.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975).- "La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca". *Pirineos*, 104, 188 p.
- PUIGDEFABREGAS, C.; DELVALLE, J. y SANCHEZ CARPINTERO, I. (1978).- "Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 143: NAVASCUES". I.G.M.E.
- PUIGDEFABREGAS, C.; RUPKE, N.A. y SOLE SEDO, J. (1975).- "The sedimentary evolution of the Jaca Basin". In: J. Rosell y C. Puigdefábregas (eds.): "The Sedimentary Evolution of the South Pyrenean Basin". Exc. Guidebook, I.A.S. 9th International Congress, Nice, part C, 33 p.
- PUIGDEFABREGAS, C. y SOUQUET, P. (1986).- "Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees". *Tectonophysics*, 129, pp. 173-203.
- REMACHA, E. (1983).- "Sand tongues de la Unidad de Broto (Grupo de Hecho) entre el anticlinal de Boltaña y el Río Osia (Prov. de Huesca)". Tesis Doct., Univ. Autónoma de Barcelona, 163 p.
- REMACHA, E.; ARBUÉS, P. y CARRERAS, M. (1987).- "Precisiones sobre los límites de la secuencia deposicional de Jaca. Evolución de las facies desde la base de la secuencia hasta el techo de la arenisca de Sabiánigo". *Bol. Geol. y Min.*, 98, pp. 40-48.

- REMACHA, E. y PICART, J. (1991).- "El complejo turbidítico de Jaca y el delta de la arenisca de Sabiñanigo. Estratigrafía. Facies y su relación con la tectónica". I Congreso del Grupo Español del Terciario, Vic 1991, Libro-Guía, excursión nº 8, 116 p.

- RIBIS, R. (1965).- "Contribution à l'étude géologique du Crétacé supérieur de la Haute-Chaîne dans la région de la Pierre-Saint-Martin (Basses-Pyrénées)". Thèse 3ème Cycle, Univ. de Paris, 200 p.

- RIOS, L.M.; GALERA, J.M. y BARETTINO, D. (1990).- "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 145: SALLENT". I.T.G.E.

- RIOS, L.M.; LANAJA, J.M. y FRUTOS, E. (1982).- "Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 178, BROTO". I.G.M.E.

- ROBADOR, A. (1990).- "Early Paleogene Stratigraphy". In: "Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field trip guidebook". I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos), IUGS-UNESCO, Cap. 2, pp. 41-87.

- ROBADOR, A.; SAMSO, J.M.; SERRA-KIEL, J. y TOSQUELLA, J. (1990).- "Field Trip Guidebook". In: "Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field Trip Guidebook". I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos), IUGS-UNESCO, Cap. 4, pp. 131-159.

- RUPKE, N.A. (1972).- "Geologic studies of an Early and Middle Eocene flysch formation, southwestern Pyrenees, Spain". Ph. D. Thesis, Princeton University, 208 p.

- RUPKE, N.A. (1976).- "Sedimentology of very thick calcarenite-marlstone beds in a flysch succession, southwestern Pyrenees". *Sedimentology*, 23, pp. 43-65.

- SCHWARZ, E.J. (1962).- "Geology and paleomagnetism of the valley of the Rio Aragón Subordan, north and east of Oza, Spanish Pyrenees, Province of Huesca". *Est. geol.*, 18, pp. 193-240.

- SEGURET, M. (1972).- "Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité". Publ. USTELA. Série Géol. struct. 2, Montpellier, 155 p.

- SEGURET, M.; LABAUME, P. y MADARIAGA, R. (1984).- "Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites in the South-Pyrenean Basin (North Spain)". *Mar. Geol.*, 55, pp. 117-131.

- SEUNES, J. (1893).- "Note sur la géologie de la haute vallée d'Aspe (Basses-Pyrénées)". *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, IV, nº 34, 20 p.

- SIMO, A. (1989).- "Upper Cretaceous platform-to-basin depositional sequence development, Tremp basin, south-central Pyrenees". In: P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg y J. F. Read (eds.), Controls on carbonate platform and basin development, S.E.P.M. Spec. Publ., 44, pp. 365-378.

- SOLER, M. y PUIGDEFABREGAS, C. (1970).- "Lineas generales de la geología del Alto Aragón occidental". *Pirineos*, 96, pp. 5-19.
- SOUQUET, P. (1965).- "Structure du massif du Mont-Perdú; ses relations avec la nappe de recouvrement de Gavarnie (Pyrénées)". *C. R. Acad. Sci., Paris*, 260, pp. 4358-4361.
- SOUQUET, P. (1967).- "Le Crétacé supérieur sudpyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre". Thèse d'Etat, Univ. de Toulouse, 529 p.
- TEN HAAF, E. (1966).- "Le flysch sud-pyrénéen le long du rio Ara (Huesca)". *Pirineos*, 81-82, pp. 143-150.
- TEN HAAF, E.; VAN DER VOO, R. y WENSINK, H. (1971).- "The S-external Pyrenees of Huesca". *Geol. Rundschau*, 60, pp. 996-1009.
- TEIXELL, A. (1990 a).- "El Cretácico superior en la terminación occidental de la Zona Axial Pirenaica". *Geogaceta*, 8, pp. 84-86.
- TEIXELL, A. (1990 b).- "Alpine thrusts at the western termination of the pyrenean Axial Zone". *Bull. Soc. Geol. France.* (8), 6, pp. 241-249.
- TEIXELL, A. (en prensa).- "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 176: JACA". I.T.G.E.
- VACHARD, D.; PERRET, M.F. y DELVOLLE, J.J. (1989).- "Algues, Pseudo-Algues et Foraminifères des niveaux Bachkiriens dans les secteurs d'Escarra et Aragon Subordan (Pyrénées Aragonaises, Espagne)". *Geobios*, 22, pp. 697-723.
- VALERO, B. (1986).- "El marco geológico del Stephaniense-Pérmico del Alto Aragón y Alto Gállego (Pirineo de Huesca)". Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza, 248 p.
- VAN DER LINGEN, G.J. (1960).- "Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc, Huesca province". *Est. Geol.*, 16, pp. 205-242.
- VAN DE VELDE, E. (1967).- "Geology of the Ordesa overthrust mass, spanish Pyrenees, province of Huesca". *Est. Geol.*, 26, pp. 163-201.
- VAN ELSBERG, J.N. (1968).- "Geology of the upper Cretaceous and part of the lower Tertiary, North of Hecho and Aragüés del Puerto (Spanish Pyrenees, province of Huesca)". *Est. Geol.*, 24, pp. 39-77.
- VAN LUNSEN, H.A. (1970).- "Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees, Province of Huesca". *Geol. Utraiectina*, 16, pp. 1-119.
- VON HILLEBRANDT, A. (1962).- "Das Alttertiär im Mont Perdu-Gebiet (Spanische Zentralpyrenäen)". *Eclog. Geol. Helv.*, 55, pp. 285-295.