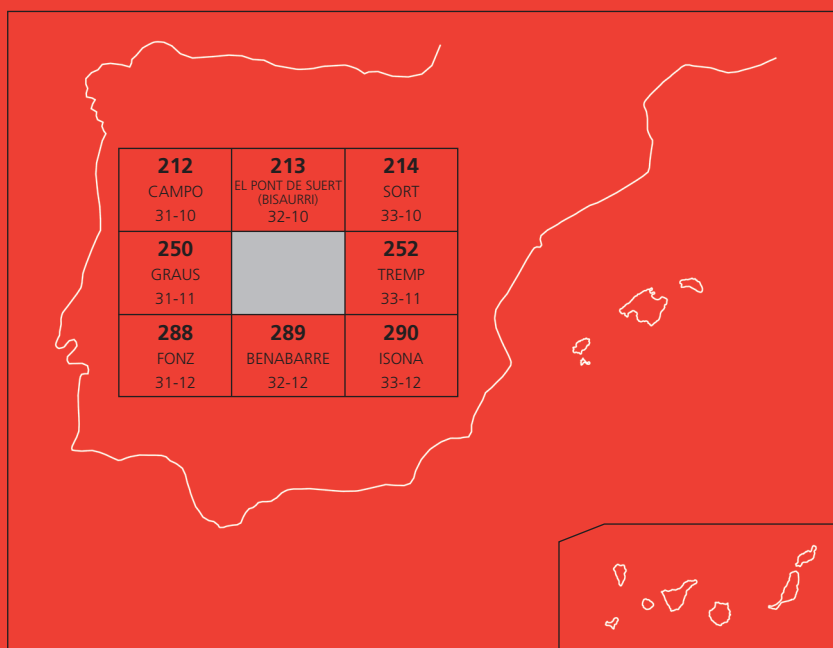




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



ARÉN

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

ARÉN

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España
Reservados todos los derechos de acuerdo a la ley

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-16-009-3
ISBN: 978-84-9138-001-6
Depósito legal: M-10.428-2016

Fotocomposición: P. Peñas
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

Las presentes Hoja y Memoria (Arén-251), ha sido realizada por Informes y Proyectos S.A. (INYPESA) durante 1995, dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

- F. López Olmedo (INYPESA). Cartografía y Memoria.
- L. Ardévol i Oró (GEOPREP). Cartografía, Sedimentología y Memoria.
- P.P. Hernaiz Huerta (INYPESA). Memoria.
- P. Cabra Gil (INYPESA). Geomorfología.
- J. Solé Pont (INYPESA). Sedimentología.
- J. Olivares. (C.G.S.). Hidrogeología.
- F. Leyva (INIMA). Minería.

Estudio de muestras

- J.P. Calvo Sorando (UCM). Petrografía.
- J. Ramírez del Pozo. Micropaleontología y microfacies.
- P. Aguilar. Nannoplancton calcáreo.

Dirección y supervisión

- A. Barnolas Cortinas (IGME).

Edición

- G. Romero Canencia (IGME).
- L.F. Miguel Cabrero (IGME).
- A. Muñoz Moreno (IGME).

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

En la página web del IGME, dentro del apartado de Cartografía Geológica: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx>, se puede consultar la información complementaria perteneciente a esta hoja en formato pdf, que incluye:

- Fichas e informes de los estudios petrológicos de las muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, álbum fotográfico, plano de situación de muestras e informes complementarios.

Todas las preparaciones: Laminas transparentes, levigados, celdillas, muestras de mano, macrofauna, etc... relacionadas en la documentación de la presente hoja, están disponibles para su consulta en el Área de Geología, Geomorfología y Cartografía Geológica previa consulta con E. Calvo García en la dirección de correo: e.calvo@igme.es

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN.....	11
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	11
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA	11
1.3. ANTECEDENTES	12
2. ESTRATIGRAFÍA.....	13
2.1. MESOZOICO	13
2.1.1. Triásico	13
2.1.1.1. Triásico medio	14
a. Calizas y dolomías grises (1). Facies Muschelkalk.....	14
2.1.1.2. Triásico superior.....	14
a. Lutitas versicolores y yesos grises (2). Facies Keuper	14
2.1.2. Cretácico	14
2.1.2.1. Albiense-Cenomaniense inferior.....	15
a. Margocalizas y margas grises. Calizas grises con Orbitolinas (3). Albiense.....	15
b. Calizas bioclásticas rojas (4) y Calizas arenosas beige, calizas grises y margas (5). "Calizas de la Sierra de Aulet". Cenomaniense inferior	16
2.1.2.2. Cenomaniense inferior-Santonienense inferior.....	17
a. Margas y margocalizas nodulosas ocre y grises (6). Margas y margocalizas con "slumps" y brechas (7). "Margas de Sopeira". Cenomaniense inferior-medio.....	17
b. Calizas masivas con Prealveolinas. "Calizas de Santa Fe" (8). Brechas calcáreas. "Brechas de Santa Fe" (9). Cenomaniense superior-Turonienense.....	18
c. Brechas, bloques, margas y margocalizas. "Brechas del Congost" (10). Calizas margosas y margas grises. "Calizas de Aguas Salenz" (11). Turonienense superior-Santonienense	19

d.	Calizas margosas y margas (12). "Margocalizas de Anserola". Coniaciense-Santoniense.....	20
2.1.2.3.	Santoniense superior-Campaniense superior. Grupo Vallcarga	21
a.	Conglomerados calcáreos, calizas, margas y margocalizas (13). Brecha basal. Santoniense	21
b.	Areniscas calcáreas y margas (14). "Turbiditas de Mascarell". Santoniense-Campaniense	22
c.	Areniscas, conglomerados, calizas margosas, margas y margocalizas (15). Nivel olistostrómico de Torre de Tamurcia. Campaniense.....	23
d.	Margas y areniscas calcáreas (16). "Turbiditas de Mascarell". Campaniense	23
2.1.2.4.	Campaniense superior-Maastrichtiense (Grupo Arén)....	24
a.	Areniscas, conglomerados, margas y margocalizas (17). "Nivel de Puigmanyons". Campaniense superior	24
b.	Margas y arcillas azules (18). "Margas de Salás". Campaniense superior-Maastrichtiense inferior	24
c.	Calizas margosas rítmicas y margas. Localmente calcarenitas y areniscas (19). Maastrichtiense	26
d.	Lutitas y margas azules con intercalaciones de areniscas (20). Maastrichtiense superior	27
e.	Areniscas y calcarenitas ocre y grises (21). Areniscas gruesas y microconglomerados (22). "Areniscas de Arén". Maastrichtiense superior	27
f.	Lutitas grises y margas (23). Fm Tremp (Facies Garumniense). Maastrichtiense superior	29
g.	Lutitas ocre, areniscas y conglomerados. A techo niveles de yesos, calizas y paleosuelos (24). Facies Garumniense. Maastrichtiense superior	30
2.2.	TERCIARIO	30
2.2.1.	Paleoceno-Eoceno medio	30
2.2.1.1.	Paleoceno. Grupo Tremp	31
a.	Lutitas rojas, conglomerados y areniscas (25). Facies Garumniense. Paleoceno	32
2.2.1.2.	Ilerdiense-Cuisiense basal. Grupo Ager	32
a.	Conglomerados calcáreos, margas ocre y lutitas rojas con yesos (26). Ilerdiense inferior	33
b.	Calizas bioclásticas y margas grises (27). "Calizas con Alveolinas". Ilerdiense inferior	34

c.	Calizas arrecifales y bioclásticas (29). Calizas bioclásticas nodulosas y margas grises (30). Arrecifes de Berganuy, Isclés y Merli. Ilerdiense medio.....	34
d.	Margas, lutitas gris-azuladas y margocalizas nodulosas (28). "Margas de Riguala". Calizas margosas y margas grises (31). "Calizas de La Puebla". Ilerdiense medio-superior	35
e.	Areniscas, conglomerados y lutitas ocre con intercalaciones de calizas, biocalcarenitas y margas (33). "Areniscas de Roda". Calizas margosas nodulosas, margas y arenas ocre (32). Alternancia de areniscas y margas grises (34). Ilerdiense superior-Cuisiense inferior	36
2.2.1.3.	Cuisiense inferior-medio. Grupo Castigaleu	37
a.	Areniscas arcólicas y conglomerados ocre con lutitas grises bioclásticas (35). Fm San Esteban. Cuisiense inferior-medio	37
b.	Areniscas y lutitas grises y ocre, ocasionalmente bioclásticas (36). Fm Castigaleu. Cuisiense inferior-medio.....	38
c.	Conglomerados calcáreos, areniscas y lutitas ocre y grises (37) y Conglomerados calcáreos (38). Fm Montllobat. Cuisiense inferior-medio.....	39
2.2.1.4.	Cuisiense medio-superior. Grupo Castissent-Campanué inferior	39
a.	Areniscas y conglomerados grises con intercalaciones de lutitas ocre y rojas (39). Lutitas ocre y rojas con niveles de areniscas (40). Fm Castissent. Cuisiense medio	40
b.	Conglomerados y areniscas con lutitas ocre y rojas (41). Cuisiense superior	40
c.	Calizas bioclásticas y margas grises (42). Areniscas y lutitas grises y ocre (43). Fm Perarrúa. Cuisiense superior	41
d.	Conglomerados, areniscas y lutitas grises y ocre (44). Cuisiense superior	41
2.2.1.5.	Luteciense inferior. Grupo Campanué superior-Capella...	42
a.	Conglomerados poligénicos masivos (45). "Conglomerados de Campanué". Cuisiense superior-Luteciense inferior	42

b.	Areniscas, conglomerados y lutitas ocre (46). Fm Capella. Cuiense superior-Luteciense inferior	42
2.2.2.	Eoceno medio-Mioceno inferior	43
2.2.2.1.	Eoceno medio-Oligoceno	43
a.	Conglomerados calcáreos y lutitas rojas de Cajigar y Espills (47). Lutitas ocre y conglomerados rojos (48). Luteciense superior-Bartoniense inferior	43
b.	Lutitas ocre y rojas, conglomerados, areniscas, calizas y margas (49). Calizas grises y margas blancas con niveles de conglomerados y lutitas en la base (50). Fm Escanilla. Luteciense superior-Bartoniense	43
c.	Conglomerados poligénicos (51). Conglomerados del Coll del Vent y del Grau de Espills. Bartoniense-Priaboniense	44
d.	Conglomerados y areniscas arcósicas blancas con lutitas y margas (52). Calizas grises, margas blancas y lutitas con intercalaciones de areniscas y conglomerados (53). Bartoniense-Priaboniense	44
e.	Conglomerados de las Sierras de Gurb y Sis (54). Priaboniense	45
f.	Conglomerados rojos de la sierra de Sis (55). Oligoceno	45
2.2.2.2.	Oligoceno-Mioceno inferior	46
a.	Conglomerados masivos (56). "Conglomerados de Graus". Oligoceno-Mioceno inferior	46
2.3.	CUATERNARIO	46
2.3.1.	Características generales	46
2.3.1.1.	Pleistoceno	46
a.	Gravas, arenas y lutitas (57). Bloques, cantos y gravas. Bloques cantos y gravas con matriz limo arcillosa en ocasiones algo cementada (58) y gravas y arenas con matriz limo arcillosa (59). Glacis	46
b.	Bloques y cantos con lutitas. Piedemontes y conos coalescentes (60)	47
2.3.1.2.	Pleistoceno-Holoceno	47
a.	Gravas poligénicas con bloques redondeados y arenas con cantos (61) y gravas poligénicas, arenas y lutitas (62). Terrazas medias y bajas	47
2.3.1.3.	Holoceno	47

a.	Bloques y cantos (63) y cantos, bloques y lutitas (65). Canchales y coluviones de bloques.	
	Coluviones	47
b.	Bloques y gravas con matriz limo arcillosa (64).	
	Conos aluviales.....	48
c.	Bloques, cantos y arcillas (66). Deslizamientos.....	48
d.	Gravas y arenas. Cantos redondeados. Arenas y limos (67). Fondos de valle. Aluvial.....	48
3.	TECTÓNICA	49
3.1.	ESTRUCTURA DEL SECTOR NORESTE (SIERRAS DE SAN GERVÁS Y AULET Y ANTICLINORIO DE TORRE DE TAMURCIA)	52
3.2.	ESTRUCTURA DEL SECTOR OCCIDENTAL Y MERIDIONAL	53
3.3.	ESTRUCTURA DE LAS SIERRAS CONGLOMERÁTICAS.....	54
4.	GEOMORFOLOGÍA	54
4.1.	SITUACIÓN FISIOGRÁFICA.....	54
4.2.	ANTECEDENTES	55
4.3.	ANÁLISIS MORFOLÓGICO	56
4.3.1.	Estudio morfoestructural	56
4.3.2.	Estudio del modelado.....	57
4.3.2.1.	Formas fluviales.....	57
4.3.2.2.	Formas de ladera.....	59
4.3.2.3.	Formas kársticas	59
4.3.2.4.	Formas poligénicas.....	60
4.4.	FORMACIONES SUPERFICIALES	61
4.5.	EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	63
4.6.	PROCESOS ACTUALES	65
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	66
6.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	67
6.1.	HIDROGEOLOGÍA.....	67
6.2.	RECURSOS MINERALES	70
7.	PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	73
7.1.	RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS	73
7.2.	TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA.....	74
8.	BIBLIOGRAFÍA	75

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja a escala 1:50.000 n.º 251 (Arén), se encuentra situada en el Prepirineo, entre las provincias de Huesca y Lérida, abarcando parte de las comarcas del Ribagorza y del Pallars Jussà. Administrativamente pertenece pues a las Comunidades Autónomas de Aragón y Cataluña.

El relieve es montañoso en general, preferentemente en su mitad septentrional, con máximas elevaciones al Norte de la Hoja entre los 1.700 y 1.800 m de altitud (sierras de San Gervás y Sis). Hacia el Sur las alturas disminuyen hasta los 600 m, pero siguen existiendo desniveles, por lo que la región presenta una peculiar orografía y paisaje singular.

La red fluvial se articula en torno a los ríos Noguera Ribagorzana (mitad oriental), Cajigar e Isábena (mitad occidental), que discurren con dirección submeridiana. Como tributarios cuentan en ambas márgenes con numerosos barrancos encajados y de gran longitud, tales como Santa Lucía, Vall de Sobrecastell, Esplugafreda, Escarlà, Espills, Tercuy, Colls y San Juan en el Noguera Ribagorzana y Garrasquero, Ceguera y Las Badias en el Isábena.

Desde el punto de vista demográfico destaca la baja densidad de población, con numerosos pueblos en regresión o abandonados, al igual que la mayoría de casas de campo. Las localidades más importantes son Arén y Sopeira en el valle del Noguera Ribagorzana, Castigaleu y Cajigar en el valle del Cajigar, y Lascuarre, Roda de Isábena, La Puebla de Roda y Serraduy, en el valle del Isábena. La casi totalidad de la población se dedica a las labores agrícolas y/o ganaderas, principales recursos de la región. El secano y en particular el cereal, es el cultivo más frecuente, y la cría de ovejas la actividad ganadera más extendida.

La infraestructura viaria dentro de la Hoja es escasa, destacando como principales vías de comunicación la N-230 entre Lérida y Viella a lo largo del valle del Noguera Ribagorzana, y la carretera que transcurre por el valle del Isábena (A-1605), de la que parte la A-2603 de acceso a Cajigar.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

La Hoja se encuentra situada en la vertiente meridional de los Pirineos centrales (Prepirineo), y geológicamente corresponde a la Unidad Surpirenaica Central (SEGURET, 1972), unidad desplazada hacia el Sur durante la estructuración de la cadena pirenaica y constituida por una secuencia sinsedimentaria imbricada de tres láminas de cabalgamiento principales orientadas de este a oeste (Fig. 1).

La zona estudiada se localiza sobre el flanco Norte del sinclinal de Tresp, que constituye la estructura situada entre la lámina cabalgante septentrional (Bóixols, Turbón) y la lámina central (Montsec). La mayor parte de la Hoja presenta pues una configuración relativamente simple, con predominio de suaves estructuras monoclinales constituidas por materiales detríticos del Cretácico terminal y Terciario inferior (cuenca de Tresp-Graus). No obstante, el cuadrante noreste de la Hoja se caracteriza por la presencia de materiales cretácicos esencialmente carbonatados afectados de una gran complejidad tectónica (sierras de San Gervás y Aulet), cuya

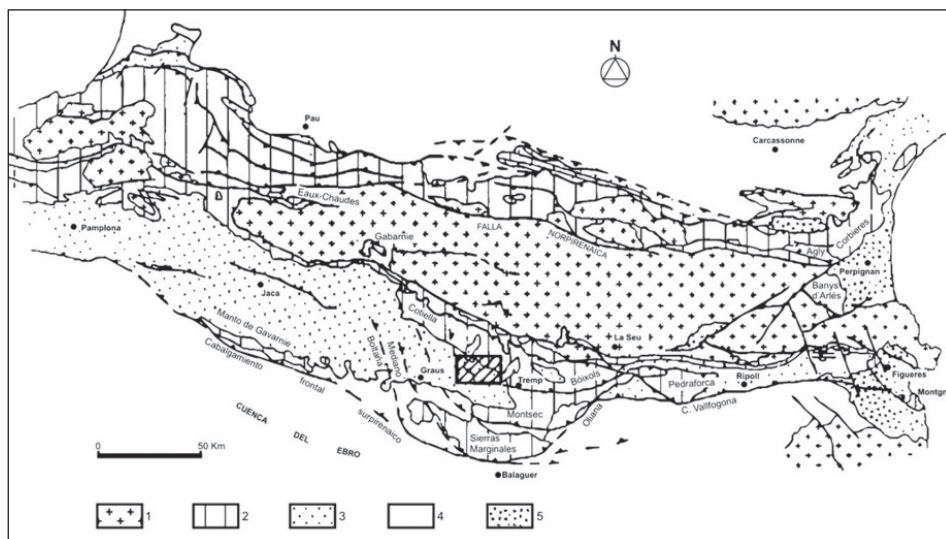


Fig. 1.—Esquema geológico del Pirineo. 1: Zócalo hercínico; 2: Mesozoico; 3: Terciario incorporado en los mantos de corrimiento; 4: Terciario de los antepaíses; Materiales post-orogénicos. Según PUIGDEFÀBREGAS y SOUQUET (1986), modificado. (Figura procedente de MUÑOZ et al., 1983).

estructuración se relaciona con el emplazamiento del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la lámina septentrional.

1.3. ANTECEDENTES

Entre los trabajos pioneros sobre la geología regional del Prepirineo cabe citar a DALLONI (1910, 1930), MISH (1934) y ALMELA y RÍOS (1952), aunque es a partir de los años sesenta cuando se sientan las bases estratigráficas y estructurales con los trabajos de ROSELL (1967), MEY *et al.* (1968), GARRIDO-MEGÍAS (1968, 1973), SEGURET (1972) y GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS (1972). El Cretácico inferior es estudiado por SCHROEDER (1973) y PEYBERNES (1976), SOUQUET (1967) y VAN HOORN (1970) tratan el Cretácico superior y MUTTI *et al.* (1972) y FERRER *et al.* (1973) el Eoceno.

A partir del desarrollo de la sedimentología se produce un nuevo paso, destacando los trabajos de GHIBAUDO *et al.* (1974) y CAUS *et al.* (1982) para el Cretácico y los de NIJMAN y NIO (1975), NIO (1976), GAEMERS (1978), NIJMAN y PUIGDEFÀBREGAS (1978), PUIGDEFÀBREGAS y VAN VLIET (1978) y FRIEND *et al.* (1981) para el Eoceno. La geología del subsuelo se da a conocer con la publicación de los datos de tres sondeos de prospección petrolífera realizados en el ámbito de la Hoja (Cajigar-1, Monesma-1 y Tamurcia-1).

La aplicación de la Estratigrafía secuencial significa otro avance, destacando las publicaciones de SIMÓ (1985, 1986, 1989) y KRAUSS (1990) para el Cretácico superior, y las de FONNESU (1984),

MUTTI *et al.* (1985), CUEVAS-GOZALO *et al.* (1985), CRUMEYROLLE (1987), EICHENSEER (1988), MARZO *et al.* (1988), MUTTI *et al.* (1988), CUEVAS-GOZALO (1989) y CUEVAS-GOZALO y DE BOER (1989) para el Eoceno. Desde el punto de vista estructural cabe citar a WILLIAMS y FISHER (1984) y CÁMARA y KLIMOWITZ (1985).

Paralelamente se realiza el perfil sísmico ECORS que permite progresar en la interpretación estructural de los Pirineos (ECORS TEAM, 1988; MUÑOZ, 1992). A partir de este periodo destacan los trabajos de PUIGDEFÀBREGAS *et al.* (1989), NIO y YANG (1991), SPECH *et al.* (1991), BARNOLAS *et al.* (1991), LUTERBACHER *et al.* (1991), PUIGDEFÀBREGAS *et al.* (1992), CRUMEYROLLE *et al.* (1992), DERAMOND *et al.* (1993), SIMÓ (1993), SERRA-KIEL *et al.* (1995), ARDEVOL *et al.* (in litt.), GARCÍA-SENZ (in litt.) y ARDEVOL y LÓPEZ-OLMEDO (in litt.), centrados tanto en el Cretácico como en el Eoceno.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Arén afloran materiales con edades comprendidas entre el Mesozoico y el Cuaternario, siendo de destacar la ausencia de Jurásico y el importante desarrollo en cuanto a espesor y número de unidades del Cretácico superior y Paleógeno.

A grandes rasgos se pueden diferenciar tres conjuntos cronoestratigráficos:

- Un Cretácico marino carbonatado-siliciclástico, que se localiza en el cuadrante noreste de la Hoja, donde da lugar a las sierras de San Gervás y Aulet y algunos relieves más meridionales (Tamurcia).
- Un Eoceno litoral y fluvio-deltaico carbonatado-detrítico, que se extiende por el resto de la Hoja formando parte del relleno de la cuenca de Tremp-Graus.
- Un Oligoceno aluvial conglomerático, que se sitúa discordante y de forma irregular por la Hoja, configurando las sierras de Sis, Gulp, Chiró y Castillo de Laguarres.

2.1. MESOZOICO

El Mesozoico aparece representado en su totalidad por el Cretácico, con excepción de escasos afloramientos triásicos. El Jurásico se localiza inmediatamente al Norte (Hoja de Pont de Suert) y se ha cortado en los sondeos de prospección petrolífera.

2.1.1. Triásico

Los materiales del Trías se localizan al Norte de la Hoja, concretamente en el embalse de Escalles, en el barranco del Riu y en el coll de Adons. Se presentan en Facies Keuper y Muschelkalk en relación con accidentes tectónicos de envergadura, por lo que la sucesión estratigráfica resulta difícil de precisar. ALMELA y RÍOS (1951) y GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS (1972) les atribuyen una edad Triásico medio-superior.

2.1.1.1. *Triásico medio*

a. Calizas y dolomías grises (1). Facies Muschelkalk

La unidad aflora entre los barrancos del Riu y Sas, asociada a materiales en Facies Keuper en un plano de cabalgamiento, por lo que el espesor de 20 a 30 m no es real aunque coincide con el citado en sectores próximos (GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS, 1972).

Está constituida por calizas y dolomías tabulares microesparíticas, grises y ocre, en disposición subvertical proporcionando una cresta discontinua. Localmente intercalan margas dolomíticas y calizas dolomíticas oscuras fétidas. Las huellas de disolución de cristales de yeso evidencian el carácter marino litoral (supramareal) de las facies. (CALVET *et al.*, 1988) precisan una edad Ladinense.

2.1.1.2. *Triásico superior*

a. Lutitas versicolores y yesos grises (2). Facies Keuper

Esta característica unidad se conoce como Fm Pont de Suert (MEY *et al.*, 1968), y está constituida por lutitas versicolores con predominio de tonos rojizos. Localmente incluyen yesos de colores grises o blancos y, en menor proporción, rojos, que se presentan en disposición caótica, en litofacies laminares y/o nodulares, en forma de yeso secundario a favor de fracturas y diaclasas, o masivos (coll de Adons). Localmente intercalan finos niveles dolomíticos y de margas ocre, así como rocas subvolcánicas (ofitas).

Dado el carácter plástico y su relación con fracturas no existe una serie representativa. GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS (1972) citan un tránsito gradual de estas facies a los materiales carbonatados del Jurásico en Pallerol (Hoja de Pont de Suert), mediante una sucesión de margas dolomíticas grises y dolomías amarillas que culminan en unas calizas de edad Rethiense. (CALVET *et al.*, 1988) precisan una edad Noriense para las Facies Keuper.

2.1.2. Cretácico

El Cretácico se reconoce a lo largo de la carretera N-230, que corta transversalmente una serie monoclin al buzante al Suroeste, desde el pantano de Escales hasta Arén. El Cretácico inferior es incompleto, representado tan solo por un Albiense marino somero. Por contra el Cretácico superior está bien caracterizado por facies y medios diversos que oscilan desde marinos relativamente profundos (talud), a someros (plataforma, litoral) y continentales.

Las formaciones del Cretácico (Fig. 2) fueron establecidas por MEY *et al.* (1968) y redefinidas por ROSELL y LLOMPART (1982). Las unidades cartográficas se incluyen en cuatro grupos litoestratigráficos informales separados por discontinuidades sedimentarias importantes, que abarcan el siguiente intervalo temporal:

- (1) Albiense-Cenomaniense inferior. Incluye tres unidades cartográficas (3-5).
- (2) Cenomaniense inferior-Santonense inferior. Engloba siete unidades (6-12).

EDAD		AUTORES	SOUQUET 1967	NADEGAAL 1972 MEY ET AL. 1968	GARRIDO 1973	SIMO 1985	HOJA DE AREN (251) UNIDADES CARTOGRAFICAS	
CRETACICO SUPERIOR	SENONIENSE	MAASTRICHTIENSE	M.A.	ARENISCAS DE AREN Fm. TREMP	RITMO IV	GARUMNIENSE	23 a 25	
						ARENISCAS DE AREN SUPERIORES	21 a 22	
		CAMPAIENSE	70	Mb. SALAS Mb. PUMANYONS Fm. VALLCARGA	RITMO III	ARENISCAS DE AREN INFERIORES	18 a 19	
						ARCILLAS DE SALAS OLISTOTROMA DE PUMANYONS	17	
		SANTONIENSE	75	Mb. MASCARELL Fm. ANSEROLA	RITMO II	CALIZAS DE TERRADETS ARCILLAS DE HERBASAVINA TURBIDITAS DE MASCARELL	14 a 16	
						RUDISTAS DE COLLADAS	13	
		CONIACIENSE	80	Fm. CONGOST	RITMO I	BRECHA CAMPO	11	
						ARENAS DE MONTESEC CALCARENITAS DE ARAMUNT CALIZAS DE MONTAUDUT	12	
		TURONIENSE	85	Fm. REQUART	RITMO I	MARGOCALIZAS DE ANSEROLA	10	
						CALCARENITAS COLLADA GASSO	9	
		CENOMANIENSE	90	Fm. SANTA FE		CALIZAS DEL CONGOST	8	
						MARGOCALIZAS DE REQUART	7	
						BRECHAS CONGOST	6	
						CALIZAS DE SANTA FE	5	

Fig. 2.- Esquema comparativo de las unidades litoestratigráficas según distintos autores para el Cretácico superior de la Cuenca Surpirenaica Central (sector Noguera Ribagorzana-Segre).

- (3) Santoniense superior-Campaniense superior (Grupo Vallcarga). Incluye cuatro unidades cartográficas (13-16).
- (4) Campaniense superior-Maastrichtiense (Grupo Arén). Abarca un total de once unidades (14-24).

2.1.2.1. Albiense-Cenomaniense inferior

Las tres unidades agrupadas en este intervalo, que son los términos más bajos del Cretácico de la Hoja, conforman la sierra de Aulet. El límite inferior del grupo no se observa ya que se halla en contacto tectónico sustractivo con materiales en Facies Keuper. El límite superior es un contacto neto con las "Margas de Sopeira".

a. Margocalizas y margas grises. Calizas grises con Orbitolinas (3). Albiense

La unidad no aflora bien ya que se halla bastante cubierta por derrubios cuaternarios, localizándose los mejores cortes en la N-230 y en el coll de Adons. Corresponde a la Fm San Martín (MEY *et al.*, 1968) y a los equivalentes laterales en facies marinas de la "Arenisca del Turbón" (SOUQUET, 1967).

En el corte de Escales se han medido unos 500 m de calizas bioclásticas, muy ricas en orbitolinas, restos de equinidos, foraminíferos, bivalvos y algas rojas, que alternan con margas y margo-calizas nodulosas oscuras. Hacia la parte superior se intercalan cuerpos tabulares de calcarenitas

ocres con estratificación cruzada, formando una macrosecuencia estratocreciente. El límite superior se ha fijado en un horizonte de 3 m de calcarenitas con matriz lutítica roja que incluye microconglomerados pisolíticos y lateríticos, localizado junto a la presa.

Las muestras contienen: *Orbitolina (Mesorbitolina) aperta*, *O. (M.) subconca*, *O. (M.) texana*, *O. (O.) duranddelgai*, *O. (O.) qatarica*, *Hensonina lenticularis*, *Flabellamina alexanderi*, *Daxia cenomana*, *Patellina subcretacea*, *Centrocythere denticulata*, *Schuleridea jonesiana*, *Dolocyttheridea bosquetiana*, *Tritaxia pyramidata*, *T. cf. macfadyeni*, *Haplopragmoides concavus*, *Gyroidinoides loetterlei*, *Gavelinella (Berthelina) intermedia*, *Cytherella ovata*, *C. parallela*, *Sigmodilina antiqua*, *Favosella washitensis*, *Centrocythere denticulata*, *Cytherelloidea stricta*, *C. ovata*, *Spiroplectammia cf. laevis*, *Tristix excavata*, *Citharina glaberrima*. Por su fauna y posición estratigráfica la unidad se atribuye al Albiense (PEYBERNES, 1976).

El medio sedimentario es de plataforma abierta, con desarrollo en sus términos superiores de facies someras, principalmente barras litorales con influencia siliciclástica. Se reconocen capas de tormenta en los tramos equivalentes a la "Arenisca del Turbón".

- b. Calizas bioclásticas rojas (4) y Calizas arenosas beige, calizas grises y margas (5).
"Calizas de la Sierra de Aulet". Cenomaniense inferior

Por encima de la unidad 3 se desarrolla una potente serie calcárea que al Sur de la presa de Escales proporciona un espectacular relieve en "órganos", siendo destacables los cortes de ambos márgenes del Noguera Ribagorzana. Esta serie ha sido denominada como "Calizas de la Sierra de Aulet" (SOUQUET, 1967), Fm Calizas con Orbitolinas de Aulet (MEY et al., 1968) y "Calizas de Escales" (GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS, 1972).

La serie está constituida por una monótona sucesión subvertical que alcanza los 900 m, formada por calizas rojizas, karstificadas, de aspecto masivo, que se organizan en secuencias estratocrecientes de espesor métrico a decamétrico. Hacia el Oeste esta serie se acuña drásticamente (GARRIDO-MEGÍAS, 1973).

La unidad inferior (4) consta de calizas rojas y ocres, bioclásticas, localmente arenosas con niveles de areniscas calcáreas y/o calcarenitas. Las calizas son "grainstone" o "packstone", ricas en microforaminíferos, equínidos, gasterópodos, briozoos y bivalvos, y presentan estratificación cruzada de gran escala. Localmente contiene niveles algo dolomitizados y esparitas.

La unidad superior (5), más detrítica, presenta del orden de 300 m de calizas arenosas y/o bioclásticas grises "grainstone" y "packstone", formando secuencias estratocrecientes de orden decamétrico con estratificación cruzada de gran escala hacia el Oeste. Los ciclos quedan individualizados por margocalizas beige u ocres, que confieren a la unidad un aspecto "tableado" y la diferencian de la infrayacente.

Se ha reconocido: *Orbitolina (O) duranddelgai*, *O. (Conicorbitolina) conica*, *Neoivaquia cuvillieri*, *Hensoninia lenticulares*, *Agardhiellopsis cretacea*, *Tritaxia pyramidata*, *Haplophragmium nov. sp.*, *Pseudotextulariella cretosa*, *Patellina subcretacea*, *Spiroplectammia cf. laevis*, *Marsonella oxycona*, *Marginulina cf. jonesi*, *Gavelinella baltica*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *Rotalipora*

evoluta, *Hedbergella planispira*, *H. hiltermanni*, *Cytherella ovata*, *Cythereis* sp., *Pterigocythere allinensis*, *Dolocytherydea bosquetiana*, *Cuneolina pavonia*, *Trochospira avnimelechi*, *Nezzazata* gr. *gyra*, *Peneroplis planatus* y *Tritaxia* sp. El nannoplankton se reduce a *Watznaueria barnesae*. Según SCHROEDER (1973) el conjunto pertenece prácticamente desde su base al Cenomaniense basal, sin embargo PEYBERNES (1976) cita *Planomalina buxtorfi* hacia la mitad de la unidad inferior, cuya aparición marca la base del Vraconiense (ROBASZYNSKI y CARON, 1995).

Ambas unidades se depositaron en una plataforma marina somera, desarrollada sobre un área fuertemente subsidente en la que se construyen de forma continuada barras litorales, muy bioclásticas, con influencia local del oleaje.

En el análisis estratigráfico secuencial, la unidad 3 y en parte las unidades 4 y 5, se integrarían en la secuencia Turbón-Escales (Albiense superior) de BERAESTEGUI *et al.* (1990), que en el sector del Turbón (Hoja de Pont de Suert) consiste de un complejo de "fan delta" ("Arenisca del Turbón") que verticalmente evoluciona a facies transgresivas someras de "grainstone" bio-siliciclásticos ("Calizas con Orbitolinas de Aulet"). La base es una discordancia con "onlap" costero y el techo es el "hardground" de "La Selva" (DALLONI, 1910), horizonte de condensación del Albiense superior hacia el Noroeste (SOUQUET, 1967).

2.1.2.2. *Cenomaniense inferior-Santoniense inferior*

Las unidades incluidas en este intervalo, que afloran ampliamente en la sierra de San Gervás, pertenecen a un "set" de secuencias deposicionales (SIMÓ, 1985, 1986, 1989, 1993), en las que las plataformas y rampas se desarrollan en el margen meridional de la cuenca sedimentaria pirenaica, expandiéndose hacia el Norte y Oeste, donde se localizan los afloramientos de la Hoja, en facies de talud y cuenca.

El límite inferior del grupo viene indicado por un cambio neto de las "Calizas de la Sierra de Aulet" a las "Margas de Sopeira". El techo se sitúa en una superficie de profunda erosión turbidítica.

- a. Margas y margocalizas nodulosas ocre y grises (6). Margas y margocalizas con "slumps" y brechas (7). "Margas de Sopeira". Cenomaniense inferior-medio

Ambas unidades, caracterizadas por la presencia de ammonites y fauna planctónica, corresponden a la Fm Margas del Barranco de Inglada (SOUQUET, 1967) y a la Fm Margas de Sopeira (MEY *et al.*, 1968). Afloran, muy tectonizadas, en la cabecera del barranco del Riu, pero su corte tipo se localiza en Sopeira, donde se han medido unos 200 m que disminuyen rápidamente hacia el oeste por erosión de la unidad suprayacente, divididos en dos tramos (unidades 6 y 7):

La unidad inferior (6) está formada por unos 90 m de alternancias de margocalizas nodulosas amarillentas y margas, mal organizadas en secuencias de espesor decamétrico, con presencia de glauconita, bioturbación y abundante fauna. Hacia la parte alta se aprecian niveles de "slump" que dan paso de forma gradual al tramo superior. La unidad 7 es, en líneas generales, más margosa y presenta "slumps" y cicatrices erosivas de tipo "slump-scar", si bien hacia techo se intercalan calizas "wackestone" y lateralmente brechas calcáreas.

Se han determinado: *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica*, *Tritaxia pyramidata*, *T. tricarinata*, *Spiroplectammina* cf. *laevis*, *S. elongata*, *Gaudryna* cf. *cushmani* tappan, *Proteonina* sp., *Patellina subcretacea*, *Pseudotextulariella cretosa*, *Sismoilina antiqua*, *Lenticulina* sp., *Gavelinella baltica*, *Cythereis* cf. *hirsuta*, *C. cf. paupera*, *Cytherella ovata*, *Bairdia pseudoseptentrionalis*, *Protocytheri* sp., *Paracypris* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Dorothia* sp., *Glomospira* sp., *Nezzazata* gr. *gyra*, *Trochospira avimelechi hamaqui*, *Peneroplis planatus*. Se reconocen los nannofósiles *Watznaueria barnesae*, *Eiffellithus turreseiffelli* y *Retacapsa crenulata*. BILOTTE y SOUQUET (1972) y CARRIDO-MEGÍAS (1973) citan también los planctónicos: *Praeglobotruncana stephani*, *P. delrioensis*, *Hedbergella washitensis*, *Rotalipora greenhornensis*, *R. appeninica* y *R. montsalvansis*.

Es de destacar además la presencia de ammonites, equínidos e inocerámidos. ROSELL (1967) cita: *Mantelliceras mantelli*, *Nautilus triangularis*, *Pachydiscus galicianus*, *Turrilites schenckegianus*, *Innoceramus concentricus*, *Epiaster dalloni*, *E. rousseli*, *Hemicraster aragonensis*, *H. dalloni*, *Holaster subglobosus*, *H. trecensis*. SOUQUET (1967) reconoce: *Molaster* cf. *trancensis*, *Epiaster rousseli* y *Cidaris velifera*. MARTÍNEZ (1982) precisa las zonas de ammonites *Carcitarensis*, *Mantelli*, *Dixon* y *Saxbil* del Cenomaniense inferior, y la zona *Rhotomagense* del Cenomaniense medio.

- b. Calizas masivas con Prealveolinas. "Calizas de Santa Fe" (8). Brechas calcáreas. "Brechas de Santa Fe" (9). Cenomaniense superior-Turonense

Este conjunto engloba las "Calizas con *Prealveolinas*" (SOUQUET, 1967) o Fm Calizas de Santa Fe (MEY et al., 1968), que configuran el farallón de la sierra de San Gervás (unidad 8), y los relieves de Llastarri y entorno de la presa de Sopeira (unidad 9; "Brechas de Santa Fe" de SIMÓ, 1985).

La base viene indicada por una discordancia angular de muy bajo ángulo de forma que las brechas llegan a descansar, en el ángulo nororiental de la Hoja, sobre el Albiense superior.

Las "Calizas de Santa Fe" son bioclásticas, masivas y karstificadas, de color beige claro, algo rojizas. Presentan una potencia del orden de 100 a 150 m formando una macrosecuencia estrato y granodecreciente en disposición invertida. Las bioconstrucciones de corales y rudistas son abundante, y en general presentan texturas de tipo "packstone", "redstone" y "framestone".

En el corte de la carretera afloran las "Brechas de Santa Fe", en contacto aparentemente neto sobre las "Margas de Sopeira". Se trata de 220 m de calizas grises organizadas en secuencias de tendencia negativa de orden decamétrico con un núcleo brechoide masivo, orlado por calizas de textura "wackestone-packstone" bien estratificadas. Los clastos proceden en gran medida de las "Calizas de Santa Fe" y de calizas con *Pithonellas*. Las secuencias aparecen removilizadas en masa, con abundancia de "slumps" y grandes bloques calcáreos rodeados de matriz margosa. Se intercalan niveles calcareníticos y oolíticos, frecuentemente bioturbados.

Hacia la parte alta de la unidad se reconoce un tramo de 100 m de calizas gris-blanquecinas laminadas de tipo "mudstone" con fauna planctónica de *Pithonellas*, masivas en la base, que evolucionan verticalmente a calizas estratificadas con "slumps" localizados, y a calizas margosas y margas con frecuentes removilizaciones y brechificación.

SOUQUET (1967) cita en las "Calizas de Santa Fe" *Praealveolina simplex*, *P. cretacea*, *Ovalveolina ovum* y *Cuneolina*, y BILOTTE y SOUQUET (1972) describen los ammonites *Jeanrogericeras* cf. *sorrayi*, *Eucalycoceras pentagonum* y *Calycoceras* gr. *newblodi*, que datan el Cenomaniense superior.

La unidad contiene además: *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica*, *Nezzata simplex*, *Praerhapydionina laurinensis*, *Tritaxia* cf. *pyramidata*, *Trocholina* sp., *Ophtalmidium* sp., y abundantes restos de algas calcáreas, ostrácodos, corales, rudistas, gasterópodos y equinodermos.

Las unidades 8 y 9 pertenecen a la secuencia Santa Fe-1 (SIMÓ, 1993) de edad Cenomaniense, que consta de una plataforma de tipo "rimmed" con un amplio "lagoon" ("Calizas de Santa Fe"), un estrecho margen de plataforma con construcciones bioarrecifales, brechas de talud superior ("Brechas de Santa Fe") y margas de cuenca ("Margas de Sopeira"). La base es una discordancia angular con "onlap" progresivo hacia el este y el techo una superficie de exposición subaérea y condensación. Las "Calizas con *Pithonellas*" se integran en la secuencia Santa Fe-2 (Turoniense inferior-medio), que tapiza la secuencia anterior ("drowned platform").

c. Brechas, bloques, margas y margocalizas. "Brechas del Congost" (10). Calizas margosas y margas grises. "Calizas de Aguas Salenz" (11). Turoniense superior-Santonense

Las "Brechas del Congost" (SIMÓ, 1985) y la Fm Calizas de Aguas Salenz (MEY et al., 1968) se reconocen en la vertiente meridional de la sierra de San Gervás, extendiéndose hasta el margen occidental del Noguera Ribagorzana donde se acuñan por erosión.

La unidad 10 es una brecha heterogénea y caótica, observable al sur de la presa de Sopeira (collado de Balluguera) en contacto neto sobre las "Calizas con *Pithonellas*". Está formada por dos tramos:

- Un tramo inferior de 65 m, constituido por bloques calizos y calcáreo-arenosos de dimensiones variables y "slumps" en una matriz pelítico-margosa dominante, con indicios de ciclicidad enmascarada por la deformación. Se intercalan cuerpos brechoides canalizados de espesor decimétrico y escasa continuidad lateral.
- Un tramo superior de 55 m, más calcáreo, con trazas de estratificación, con presencia de bolos en una matriz limosa, en el que destacan capas competentes de orden métrico formadas por brechas procedentes de las unidades inmediatamente infrayacentes, con abundancia de elementos con corales y rudistas.

Sobre esta unidad se desarrolla en contacto neto una serie carbonatada rítmica con fauna planctónica (unidad 11), con 260 m de espesor medido que disminuyen hacia el Este, aflorante a lo largo del barranco de Miralles. Está formada por una alternancia regular de bancos métricos de margocalizas nodulosas gris-ocres con estratificación media y nódulos de sílex, y margas arcillosas gris oscuro. Hacia la base existe alguna estructura de deformación sinsedimentaria y hacia el techo alguna discordancia intraformacional, y en la parte media la serie se someriza y presenta componentes arenosos.

Se ha determinado: *Globotruncana (Marginotruncana) coronata*, *G. (M.) sigali*, *G. (M.) marginata*, *G. (M.) pseudolinneana*, *G. (M.) schneegansi*, *G. (M.) renzi*, *G. (M.) angusticarinata*, *G. (Dicarinella) primitiva*, *G. (D.) imbricata*, *G. (Rosita) fornicata*, *Praeglobotruncana stephani*, *Quadriformina allomorphinoides*, *Gyroidinoides nitida*, *Marsonella trochus*, *Phitonella sphaerica*, *Lenticulina* sp., *Spiroplectinata jaekeli*, *Pleurostomella* sp. El nannoplancton corresponde a: *Eiffellithus turriseiffelli*, *Watznaueria barnesae*, *Lucianorhabdus malemorfis*, *Retacapsa crenulata* y *Prediscosphaera cretacea*.

Las unidades 10 y 11 se integran en la secuencia San Corneli-4 (Coniaciense-Santoniense) de SIMÓ (1993), caracterizada por una cuña de brechas cuencales ("Brechas del Congost"); una cuña transgresiva de arcillas y calcarenitas; y una potente plataforma carbonática de tipo rampa a "rimmed", desarrollada más al Este (sierra de San Corneli, Hoja de Tresp), que evoluciona a facies de talud distal y cuenca ("Calizas de Aguas Salenz"). La secuencia Congost-3 (Turo-niense terminal-Coniaciense basal) no aflora en la zona de estudio.

d. Calizas margosas y margas (12). "Margocalizas de Anserola". Coniaciense-Santoniense

Esta unidad, con pobre representación en la Hoja por estar erosionada, aflora invertida en la vertiente sur de la sierra de San Gervás, donde presenta un espesor de 200 m que se incrementa hacia el Este. Corresponde a las "Margas con Micraster" (SOUQUET, 1967) o Fm Anserola (MEY et al., 1968), y es equivalente hacia el este de las "Calizas de Aguas Salenz".

Está constituida por margocalizas y margas ocreas y/o amarillentas con estratificación media, que en su parte superior se organizan en una macrosecuencia grano y estratodecreciente de profundización, formada por secuencias básicas de orden métrico predominantemente negativas. Hacia el techo de la formación se intercalan niveles de coladas fangosas ("debris flows") y turbiditas bioclásticas.

La unidad destaca por su riqueza en equínidos (ROSELL, 1967; SOUQUET, 1967): *Micraster corbaricus*, *M. decipiens*, *M. turonensis*, *M. gibbus*, *M. coronanguinum*, *M. larteti*, *Echinocory vulgaris*, *Holaster similis*, *Globator cornuum*, *Rachiosoma lorioli*, *Phymasoma radiatum*, *Diplodetus pirenaicus*, *Cardiaster integer*. Presenta también restos de briozoos, rudistas, equinodermos y corales, y abundante fauna planctónica: *Globotruncana linnexiana*, *G. lapparenti coronata*, *G. angusticarinata*, *G. fornicata*, *G. (Dicarinella) concavata*, *G. (Marginotruncana) pseudolinneana*, *G. (M.) angusticarinata*, *G. (M.) marginata*, *G. (M.) cf. tarfayensis*, *G. linnexiana*, *Marginotruncana lapparenti*, *Heterohelix carinata*, *H. pulchra*, *Hedbergella* sp., *Pseudovalvulineria* sp., *Phitonella sphaerica*, *P. ovalis*, *Nummofallotia cretacea*, *Gublerina decoratissima*, *Archaeoglobigerina* cf. *cretacea*, *Quadriformina allomorphinoides*, *Gyroidinoides nitida*, *Marginoculina* sp., *Lenticulina* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Rotalia reicheli*. El contenido en nannoplancton es escaso: *Watznaueria barnesae*, *Prediscosphaera cretacea*, *Cribrosphaera elirensbergi* y *Retacapsa crenulata*.

Las características sedimentarias y la fauna indican un medio sedimentario de talud, y su edad se sitúa en el Coniaciense-Santoniense. SIMÓ (1993) incluye la parte inferior de la formación en la secuencia San Corneli-4.

2.1.2.3. *Santoniense superior-Campaniense superior. Grupo Vallcarga*

El Grupo Vallcarga, según la definición de FONDECAGE-WALLEZ *et al.* (1990), contiene las “Brechas de Campo” (SOUQUET, 1967), y las “Turbiditas de Mascarell” (NAGTEGAAL, 1972) de la Fm Vallcarga (MEY *et al.*, 1968).

Su límite inferior se corresponde con la discordancia intra-Santoniense de GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS (1972), y es una superficie de erosión (SIMÓ, 1985, 1989), observable a la salida sur del desfiladero de Escales, donde afecta a las sucesivas formaciones infrayacentes hasta alcanzar al Cenomaniense (sierra de Aulet). El límite superior se fija en la base del “Olistostroma de Puigmanyons”.

a. Conglomerados calcáreos, calizas, margas y margocalizas (13). Brecha basal. Santoniense

Esta unidad aflora de forma irregular y discontinua en la base de las “Turbiditas de Mascarell”, entre el barranco del Riu y el Talló de Aulet (al Suroeste de la sierra de Aulet), y en la vertiente meridional de la sierra de San Gervás, aunque estos afloramientos pueden no estar siempre genéticamente relacionados entre sí.

En el barranco del Riu consiste de unas decenas de metros en disposición invertida, aflorantes en el bloque inferior de un cabalgamiento en contacto con materiales en Facies Keuper. Está formada por un conjunto calcáreo-margoso en disposición muy caótica y brechoide, que por su posición estratigráfica puede ser asimilada a la “Brecha de Campo”.

En la vertiente meridional de la sierra de San Gervás, se reconoce, en contacto erosivo sobre las “Margocalizas de Anserola” una formación de unos 150 m, invertida como el resto de la serie en ese sector, constituida por materiales lutíticos grises con intercalaciones de margas calcáreas con estratificación fina, turbiditas con estratificación fina, esporádicamente media, y abundantes “debris flow”.

Las turbiditas suelen organizarse en secuencias grano y estratodecrecientes de orden decimétrico, excepcionalmente métrico, incluyendo niveles margosos, con buena continuidad lateral a escala de afloramiento. Los estratos más potentes constan de dos términos netos: un término inferior bioclástico de grano muy grueso a microconglomerático, y un término superior de grano fino con laminación “ripple”.

Los “debris flow” forman niveles tabulares a escala de afloramiento, de espesor decimétrico o de escasos metros, con cantos calcáreos, de tamaño variable pero uniforme dentro de una misma capa, con un diámetro máximo observado de 1 m, y sin granoclasificación. A techo son tapizados por una capa turbidítica, es decir, también presentan dos términos, disposición interpretada por SCHUPPERS y MARTINUS (1994) como el resultado de un proceso intermedio entre el “debris flow” y el “grain flow”, propio de taludes tectónicamente inestables.

Esta unidad se interpreta como un abanico de talud, con abundancia de corrientes de alta densidad y presencia esporádica de canales turbidíticos. Los pequeños ciclos positivos se relacionan

con desbordamientos asociados a los niveles de "debris flow" y a los propios canales. Por su posición estratigráfica se le asigna una edad Santoniense.

b. Areniscas calcáreas y margas (14). "Turbiditas de Mascarell". Santoniense-Campaniense

En sucesión normal a la brecha basal se desarrolla una serie turbidítica relativamente pobre en arena, formada por lutitas y margas grises que intercalan estratos amarillentos de areniscas calcáreas bioclásticas, que constituye el núcleo del anticlinorio de Torre de Tamurcia. Su espesor supera los 1000 m, si bien es difícil de evaluar con precisión debido a la existencia de repliegues y cabalgamientos internos.

Se diferencian en la serie turbidítica tres tipos principales de litofacies:

- (1) Lutitas grises con intercalaciones espaciadas de turbiditas con estratificación fina y, en menor proporción, media. Las capas presentan buena continuidad lateral y no manifiestan ciclicidad, se caracterizan por su tamaño de grano predominantemente fino y la abundancia de estructuras de escape de agua. Esta facies se reconoce sobre la brecha de base en la vertiente septentrional del barranco de Miralles.
- (2) Alternancias de turbiditas con estratificación media y lutitas grises. Las capas presentan ciclicidad variable o no manifiesta y marcadas variaciones laterales de espesor, con tendencia a desarrollar secuencias de Bouma. Un buen afloramiento se halla en el arroyo de Torogó (al Sur de Torre de Tamurcia).
- (3) Facies areniscosas masivas, distribuidas de forma irregular en la unidad, pero preferentemente hacia la base, que proporcionan un relieve en crestas. Cabe distinguir unos cuerpos masivos carbonatados de 1 a 3 m de espesor, con tamaño de grano de fino-medio a muy fino y laminación paralela a "ripple", que podrían corresponder a megaturbiditas (margen oriental del barranco del Riu, margen occidental del Noguera Ribagorçana), y unos niveles continuos de espesor decimétrico a métrico con estratificación "hummocky". Ambos tipos de depósitos estarían en relación con seísmos e inestabilidades de origen tectónico.

La fauna planctónica determinada, parcial o totalmente resedimentada, consiste en: *Globotruncana (Dicarinella) asymmetrica*, *G. (D.) concavata*, *G. (G.) linneiana*, *G. (Marginotruncana) pseudolinneana*, *G. (M.) angusticarinata*, *G. (Rosita) fornicata*, *Gluberina decoratissima*, *Heteroelix carinata*, *H. pulchra*, *Archaeoglobigerina* cf. *cretacea*, *Vernevilina limbata*, *Gyroidinoides nitida*, *Gaudryna rugosa*, *Arenobulimina dorbigny*, *Quadrimorphina allomorphinoides*, *Stensiöina praeexculpta* y *Pithonella sphaerica*. Estas asociaciones permiten caracterizar la zona de *Dicarinella asymmetrica* del Santoniense superior-Campaniense basal.

En cuanto a nannoplancton, se ha detectado: *Retacapsa crenulata*, *Watznaueria barnesae*, *Eiffellithus turriseiffelli*, *Micula decussata*, *Manivirella pemmatoidea* y *Lucianorhabdus maleformis*.

En la serie turbidítica se han diferenciado dos subunidades de entidad cartográfica que se describen a continuación.

- c. Areniscas, conglomerados, calizas margosas, margas y margocalizas (15). Nivel olistostrómico de Torre de Tamurcia. Campaniense

Esta unidad, considerada sedimentológicamente como un nivel olistostrómico, se arrastra desde la vecina Hoja de Tresp para acuñarse al oeste de Torre de Tamurcia. En la pista a Torogó aflora invertida y formada por dos términos:

- Un término inferior constituido por un nivel de 6 m de calizas margosas fosilíferas, algo arenosas, con trazas de estratificación, de color amarillento-ocre, que descansan sobre una base pelítico-margosa azulada.
- Un término superior margoso de 25 m de espesor que contiene cantos y bloques redondeados y heterométricos de calizas y margocalizas, que disminuyen en tamaño y proporción hacia techo, que pasa de forma gradual a las “Turbiditas de Mascarell”.

- d. Margas y areniscas calcáreas (16). “Turbiditas de Mascarell”. Campaniense

La parte más alta de la serie turbidítica registra generalmente, en el área estudiada, un enriquecimiento en lutitas y, localmente, margas, en relación a la unidad 14, que conducen a interpretar la unidad 16 como una serie turbidítica muy pobre en arena. No obstante, presenta intercalaciones muy esporádicas de capas turbidíticas con estratificación fina y excepcionalmente, media y gruesa, formando ciclos negativos aislados en la serie pelítica.

Esta unidad se reconoce en el flanco meridional del anticlinorio de Torre de Tamurcia, donde se han medido 230 m de serie, así como en la estructura sinclinal localizada al Sur de la sierra de Aulet. La diferenciación cartográfica se ha realizado en base a la proporción lutita/arenisca, por lo que localmente la delimitación de los contactos resulta difícil de precisar dada la escasez de afloramientos.

Los depósitos turbidíticos se consideran facies distales de sistemas fluvio-deltaicos localizados en sectores más proximales. En este sentido, ROSELL y LLOMPART (1982) relacionan las “Turbiditas de Mascarell” con las “Areniscas y conglomerados de Adrahén” (MEY *et al.*, 1968), y con las facies detríticas intra-santonienenses del Montsec y las Sierras Exteriores, al Este y al Sur respectivamente del área de estudio.

Desde el punto de vista secuencial, FONDECAVE-WALLEZ *et al.* (1990) y DERAMOND *et al.* (1993) consideran el Grupo Vallcarga compuesto de ocho secuencias divididas en tres “sets”, cuyos límites son superficies de truncación submarina en la base de grandes cuerpos turbidíticos o brechoides. SIMÓ (1993) sitúa la unidad 13 en la secuencia Vallcarga-5 (Santonienense), mientras que la serie turbidítica se reparte entre las secuencias Vallcarga-6 y Vallcarga-7 del Campaniense inferior y superior respectivamente.

2.1.2.4. *Campaniense superior-Maastrichtiense (Grupo Arén)*

Se utiliza el Grupo Arén en el sentido de FONDECAVE-WALLEZ *et al.* (1990), integrando el “Olistostroma de Puigmanyons” y las “Margas de Salás” (NAGTEGAAL, 1972) de la Fm Vallcarga (MEY *et al.*, 1968); la Fm Arenisca de Arén (MEY *et al.*, 1968), y la parte inferior de la Fm Tremp (MEY *et al.*, 1968) o Facies Garumniense. Si se incluye la parte superior de esta última formación, el grupo coincide con el Ritmo C.IV de GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS (1972).

El límite inferior se sitúa en el denominado “Olistostroma de Puigmanyons”. El límite superior es el horizonte Colmenar-Tremp de EICHENSEER (1988).

a. Areniscas, conglomerados, margas y margocalizas (17). “Nivel de Puigmanyons”. Campaniense superior

La unidad es la continuación lateral del “Olistostroma de Puigmanyons” (NAGTEGAAL, 1972) que se desarrolla en la Hoja de Tremp (Figura 1), y es, en parte, equivalente a las “Tempestitas de Esplugu de Serra” (ROSELL, 1994), acunándose progresivamente hacia el Oeste. En Aulàs presenta 130-150 m de potencia y está formada por tres tramos:

- Un tramo inferior de escasos metros, constituido por margocalizas blancas afectadas de procesos de “slumping”.
- Un tramo intermedio formado por un cuerpo tabular de base canaliforme de 5 a 10 m de espesor, relleno de capas turbidíticas amalgamadas con estratificación media y gruesa. El tamaño de grano en la base es grueso a muy grueso y microconglomerático, con presencia de cantos cuarcíticos redondeados y abundantes cantos blandos. Hacia techo la granulometría disminuye, pasando a ser de grano fino a muy fino. Localmente se aprecian estructuras de “slump”.
- Un tramo superior, esencialmente lutítico de color gris, con intercalaciones de niveles areniscosos de espesor decimétrico o métrico, con estratificación “hummocky” de media escala. El tamaño de grano dominante es grueso con presencia localizada de cantos. Puntualmente se observan bloques margo-calcáreos englobados en los niveles areniscosos.

El medio deposicional es equiparable a un abanico turbidítico de talud (“slope fan”), con presencia de cuerpos canalizados (tramo intermedio) y retrabajamiento por el oleaje de tormenta (tramo superior). La fauna pertenece a la biozona de *Globotruncanita calcarata* del Campaniense superior (CAUS y GÓMEZ-GARRIDO, 1989).

b. Margas y arcillas azules (18). “Margas de Salás”. Campaniense superior-Maastrichtiense inferior

En la Figura 3 se observa como esta unidad engloba las “Margas de Salás” (NAGTEGAAL, 1972) y los equivalentes distales de la unidad inferior de las “Areniscas de Arén” de NAGTEGAAL (1972). Se extiende ampliamente en las vertientes de los barrancos de Solá y Vall de Sobrecastell.

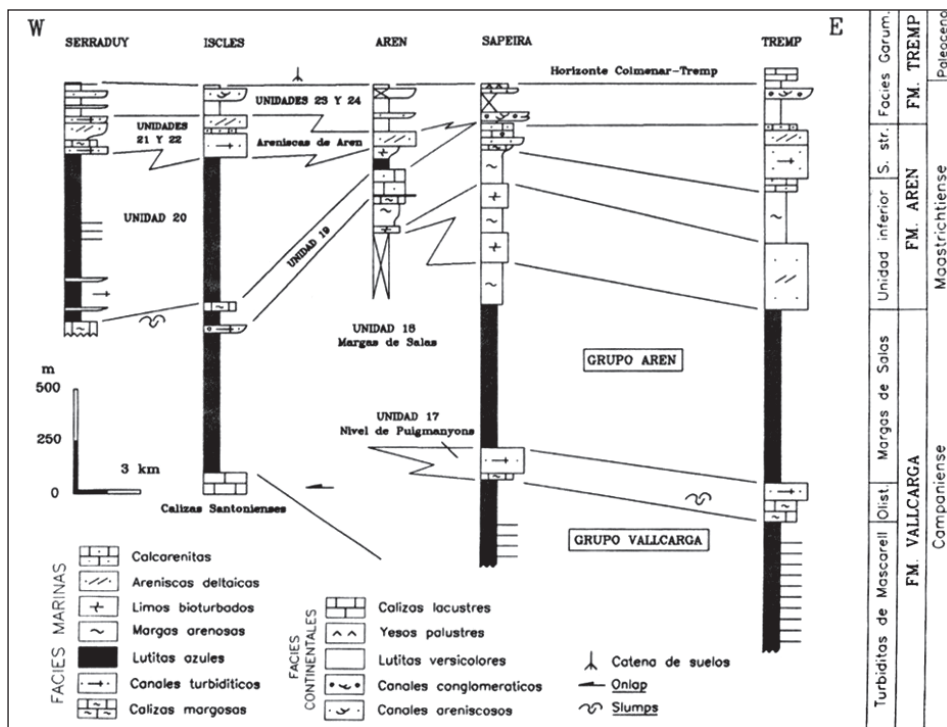


Fig. 3.- Correlación de las Unidades Cartográficas del Grupo Arém y su relación con las Formaciones definidas en la Hoja de Trempe.

Está formada por una potente y aparentemente monótona serie lutítico-margosa gris azulada. Puntualmente se observan colores rojizos (barranco del Riu) debido a la removilización submarina de materiales en Facies Keuper, aflorantes a favor de fallas sinsedimentarias.

En la mitad oriental de la Hoja, la unidad puede ser subdividida en tres tramos:

- Un tramo inferior constituido por unos 800 m de lutitas azuladas con muy esporádicas intercalaciones de turbiditas con estratificación fina;
- un tramo intermedio, de unos 600 m, lutítico-margoso con intercalaciones de bancos de orden métrico de areniscas limosas calcáreas muy bioturbadas con estratificación media;
- un tramo superior que forma una macrosecuencia estratocreciente de somerización que no sobrepasa los 100 m, constituido por margocalizas y calizas margosas nodulosas con estratificación rítmica, ricas en equinidos y con presencia de ammonites (GALLEMI, 1977), que afloran en la pista de Pont de Orrit a Torre de Tamurcia.

La presencia fósil consiste en: *Globotruncana (Globotruncanita) stuartiformis*, G. (G.) *calcarata*, *Globotruncana (Globotruncana) linneiana*, G. (G.) *bulloides*, G. (G.) *arca*, G. (G.) *ventricosa*, G. (G.) *falsostuarti*, G. (G.) *orientalis*, G. (Rosita) *fornicata*, *Archaeoglobigerina* cf. *cretacea*, *Hedbergella* sp., *Heterohelix* cf. *globulosa*, *Pseudotextularia elegans*, *Pseudovalvulineria monterelensis*, *Gaudryna rugosa*, *Reusella szajnochae*, *Lenticulina* sp., *Osangularia* sp. y *Ammodiscus* sp.

El nannoplankton es abundante: *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Prediscosphaera cretacea*, *Cribrosphaera ehrenbergii*, *Reinhardtites levis*, *Microrhabdulus decoratus*, *Micula murus*, *M. decussata*, *Watznaureria barnesae*, *Eifellithus turriseifelli*, *Retacapsa crenulata*, *Broinsinia parca*, *Quadrum gothicum*, *Q. trifidum*, *Pontosphaera bigelowi*.

Estas asociaciones y la presencia del ammonites *Neubergicus* permiten atribuir la unidad al Campaniense superior-Maastrichtiense inferior (Maastrichtiense basal a partir de la escala de ROBASZYNSKI y CARON, 1995).

ARDEVOL *et al.* (in litt.) ubican los tramos intermedio y superior del “Nivel de Puigmanyons” y la presente unidad en la secuencia deposicional Arén-1 (Campaniense superior-Maastrichtiense inferior), constituida por facies de abanico de talud (tramos mencionados); facies de prodelta (tramos a y b) y facies de plataforma distal (tramo c).

- c. Calizas margosas rítmicas y margas. Localmente calcarenitas y areniscas (19).
Maastrichtiense

Esta unidad se corresponde con la unidad inferior de la “Arenisca de Arén” de GHIBAUDO *et al.* (1974), y constituye una barra continua de 75 a 100 m de potencia máxima, que destaca en el relieve, de gran continuidad por toda la Hoja desde Sapeira hasta cerca de Soperún donde desaparece debajo de los conglomerados terciarios (Figura 4).

La forman una alternancia rítmica de calizas margosas y margocalizas grises y ocre con estratificación media, afectadas de espectaculares procesos de “slumping” desde el barranco del Riu hacia el Oeste. En dirección oriental se enriquece en componentes terrígenos, pasando a calizas arenosas, calcarenitas bioclásticas y areniscas.

La pista de Pont de Orrit a Torre de Tamurcia proporciona una excelente sección, así como a lo largo de la carretera de Rivera de Vall, que la corta dos veces. En la citada pista la unidad presenta dos tramos:

- Un tramo basal canalizado de espesor métrico de areniscas turbidíticas que engloban bloques calcáreos. Hacia el Este intercala lutitas grises y la estratificación simula ser de tipo “hummocky”. Hacia el Oeste el tramo se acuña para aparecer algunos kilómetros después en posición estratigráfica equivalente dos canales turbidíticos de espesor métrico en disposición subvertical (Puimolar), el inferior de los cuales contiene microconglomerados de cuarzo y un “lag” de cantos. Este tramo equivale a la “Arenisca de Arén *sensu stricto*” (NAGTEGAAL, 1972) del valle del Noguera Pallaresa en la Hoja de Tremp (Figura 3).

- Un tramo superior formado por una macrosecuencia estrato y granocreciente de areniscas calcáreas y calizas arenosas en secuencias estrato y granodecrecientes de orden métrico. Los interestratos son limo-margosos y/o arenosos con “ripples” de oscilación, generalmente localizados hacia techo de las secuencias. La bioturbación es generalizada pero poco intensa con cierta ocurrencia de pistas, que aumentan considerablemente en sentido distal. (MAIER-HART, 1982) interpreta estas facies como producto de corrientes de turbidez cargadas en carbonato.

Entre la microfauna se reconoce: *Lepidorbitoides socialis*, *Globotruncana* sp., *Cibicidoides* sp., *Marssonella* sp., *Pseudovalvulineria* sp., *Lenticulina* sp., *Glomospira* sp., y *Ophthalmidium* sp., así como restos de equinodermos, ostrácodos y briozoos. Entre el nannoplancton se halla: *Prediscosphaera cretacea*, *Microrhabdulus decoratus*, *Eifellithus exinius*, *Reinhardtites levis*, *Watznaueria barnesae*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula decussata*, *Ceratolithoides aculeus*, *Biscutune constans*, *Retacapsa* sp., y *Lithraphidites quadratus*.

ARDEVOL *et al.* (in litt.) asimilan la unidad a la secuencia Arén-2 (Maastrichtiense inferior), poco desarrollada en la zona de estudio, formada por facies de cañón submarino (tramo basal) y facies de plataforma externa arenosa gradando distalmente a plataforma interna mixta y talud carbonatado. Por su posición estratigráfica y correlación con sectores proximales se atribuye a la parte alta del Maastrichtiense inferior.

d. Lutitas y margas azules con intercalaciones de areniscas (20). Maastrichtiense superior

Esta unidad es una cuña arcillosa que se inicia en el paraje de La Costa, al Oeste de Sapeira, y se abre progresivamente en dirección Noroeste (Figuras 3 y 4). Destaca el afloramiento de la confluencia del barranco de la Vall de Sobrecastell con el río Noguera Ribagorzana.

Está constituida por una monótona serie pelítico-margosa azulada con intercalaciones de areniscas bioturbadas, cortadas por cuerpos areniscosos turbidíticos de orden métrico y continuidad lateral hectométrica.

Contiene el siguiente nannoplancton: *Watznaueria barnesae*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula decussata*, *Prediscosphaera cretacea*, *Microrhabdulus decoratus*, *Ceratolithoides aculeus*, *Eifellithus turriseiffelli*, *Cribosphaera ehrenbergii* y *Lithraphidites quadratus*.

La unidad se interpreta como prodelta (Figura 4). ELSEY (1982) evidencia una biozonación de foraminíferos planctónicos en forma de clinoformas progradantes hacia cuenca, que permiten atribuir la al Maastrichtiense superior.

e. Areniscas y calcarenitas ocre y grises (21). Areniscas gruesas y microconglomerados (22). “Areniscas de Arén”. Maastrichtiense superior

Las unidades 20, 21 y 22 se corresponden con la unidad superior de la “Arenisca de Arén” de GHIBAUDO *et al.* (1974). Estas dos últimas constituyen un característico resalte morfológico que atraviesa la Hoja de Este a Noroeste (Figura 3). Los afloramientos más accesibles se localizan en su localidad tipo, al Noreste de Arén y en el corte de la carretera en Serraduy.

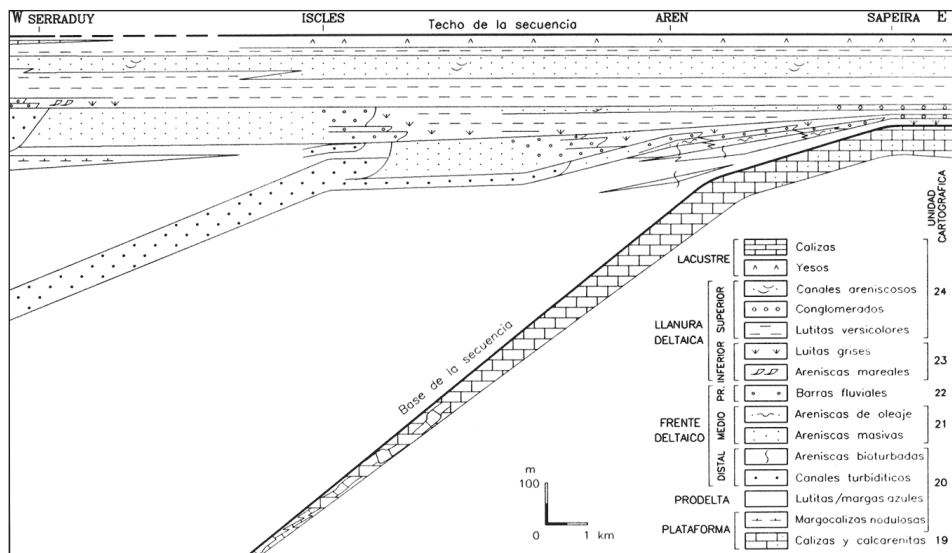


Fig. 4.- Esquema de distribución de facies de las "Areniscas de Arén" (Secuencia Arén-3. Maastrichtiense superior).

La unidad inferior (21) está formada por areniscas y calcarenitas grises de tamaño de grano medio, bien cementadas, de aspecto masivo, pero con estratificación ondulada a varias escalas producida por el oleaje. En sentido distal gradan a areniscas bioturbadas entre las que se encajan cuerpos canalizados turbidíticos, y finalmente a las lutitas de la unidad infrayacente.

Este paso lateral da lugar a una geometría progradacional, que GHIBAUDE *et al.* (1974) interpretan como un complejo regresivo de playas, que puede observarse desde el collado de Montsivells, frente a la localidad tipo. POSAMENTIER *et al.* (1992) achacan esta rápida progradación al proceso de regresión forzada.

Los cuerpos turbidíticos, interpretados como "gullies", afloran al Sur de Rivera de Vall donde forma tres cuerpos de tendencia tabular a escala de afloramiento, de potencia decamétrica, rellenos de capas turbidíticas amalgamadas con estratificación media y gruesa con abundancia de cantos blandos. Excepcionalmente la base del cuerpo inferior presenta estructuras de "flute cast" con direcciones de aporte hacia el Norte. Estos depósitos representan flujos gravitativos de elevada energía.

La unidad superior (22) contiene areniscas de cuarzo grises a ocre, de grano muy grueso y frecuentemente microconglomerático, poco cementadas. Presentan estratificación cruzada de gran escala y morfología de grandes dunas. El contacto basal es neto a escala de afloramiento y el techo muestra una costra ferruginosa bioturbada y perforada, que suele contener huesos e icnitas de dinosaurio. Hacia el Este pasan a conglomerados heterogéneos (entre La Costa y Sapeira) y se acuñan en favor de las unidades suprayacentes.

ROSELL (1965)	LIEBAU (1973)		EICHENSEER Y KRAUSS (1985)	EICHENSEER (1988)	CUEVAS (1992)		ROSELL (1993)	HOJA DE AREN (251) UNIDADES
Garumniense superior	GARUMNIENSE	Garumniense superior	Transitional marine-continental	Secuencia V	Mb. La Guixera Fm. Claret	GRUPO DE TREMP	Sistema de Claret	26
Garumniense medio			Red beds	Secuencia IV	Fm. Esplugafreda Fm. St. Salvador de Toló		Tramo de San Sebastián	25
Garumniense inferior		Canals			Perilagoonal brown marls		Mb. Tossal d'Oblà Fm. Conques Mb. Basturs	Sistema Aluvial del Talam
		Xullf	Lagoonal lignitic marls	Fm. Posa				
		Posa						
Areniscas de la Formación Arén								21 y 22

Fig. 5.– Caracterización de las Unidades Litoestratigráficas de las facies Garumniense (Maastrichtiense superior-Paleoceno) en la Zona Surpirenaica Central.

El conjunto descrito se interpreta depositado en un ambiente de frente deltaico (Figura 4) en el que las areniscas groseras representan barras proximales de origen fluvial, que van gradando distalmente a barras medias con dominancia de oleaje, y a barras distales, entre las que se encajan "gullies" turbidíticos controlados por estructuras de basamento sinsedimentarias. Por su posición estratigráfica la unidad puede datarse en el Maastrichtiense superior.

f. Lutitas grises y margas (23). Fm Tremp (Facies Garumniense). Maastrichtiense superior

Esta unidad y la siguiente (24), en continuidad sedimentaria, corresponden a la parte inferior de la Fm Tremp (MEY *et al.*, 1968), y se presentan en Facies Garumniense (Fig. 5). La unidad 23 se reconoce por su coloración gris oscuro y ocre, inmediatamente por encima de la unidad areniscosa anterior y subyacente a materiales lutíticos rojizos. Aunque normalmente está cubierta, se observa en Sapeira, Orrit, collada Blasi e Isclés.

Está formada por escasos metros de lutitas y margas grises, que ocasionalmente incluyen calizas micríticas con carofitas y gasterópodos (Sapeira), margocalizas nodulosas con fauna salobre, y canales areniscosos fluviales con estratificación sigmoidal de origen mareal (Serraduy). Son frecuentes también los restos de dinosaurios (yacimiento Arén-3).

Estos materiales se depositaron en ambientes de transición y marismas adyacentes a los frentes deltaicos de la unidad anterior, a la que pasan lateralmente hacia el Oeste, por lo que pueden ser tratados como pertenecientes a la llanura deltaica inferior (Figura 4). Por su posición estratigráfica y presencia de restos de dinosaurios, la unidad se atribuye al Maastrichtiense superior.

g. Lutitas ocre, areniscas y conglomerados. A techo niveles de yesos, calizas y paleosuelos (24). Facies Garumniense. Maastrichtiense superior

Esta unidad forma, junto a la unidad 25 tratada en el capítulo del Terciario, una característica franja roja que, al igual que las unidades infrayacentes, se extiende desde Sapeira hasta Serraduy, después de sumergirse bajo los conglomerados terciarios de la sierra de Sis. Aflora escasamente entre Arén e Isclés y en Serraduy.

Se trata de un conjunto heterogéneo de 250 m de espesor, disminuyendo sensiblemente hacia el Oeste (Figuras 3 y 4), formado por lutitas versicolores con predominio de tonos ocre y edafizaciones frecuentes, con intercalaciones de areniscas y conglomerados grises u ocre (Sapeira) de base canalizada, continuos pero de escasa entidad. Los canales areniscosos, muy bioturbados, suelen presentar superficies de acreción lateral (barras de meandro).

Estos materiales se han depositado en un medio continental fluvial de tipo meandriforme, puntualmente "braided", y constituyen parcialmente el sistema de alimentación (llanura deltaica superior) del aparato deltaico en el que se enmarca el complejo de la "Arenisca de Arén" (Figura 4).

El techo de la unidad (Fig. 5) y del Grupo Arén viene marcado por el horizonte Colmenar-Tremp, fácilmente identificable como un paleosuelo yesífero de coloración lila. En el ámbito de la Hoja este nivel coincide con el límite Cretácico-Terciario, aunque cabe la posibilidad de que los canales más altos de la unidad entraran ya en el Daniense por su correlación con la sección de Campo (ARDEVOL *et al.*, in litt.).

ARDEVOL *et al.* (in litt.) y ARDEVOL y LÓPEZ-OLMEDO (in litt.) integran las unidades 20, 21, 22, 23 y 24 en la secuencia Arén-3 (Maastrichtiense superior), constituida en el ámbito de la Hoja por un sistema fluvio-deltaico progradante (Figura 4). Como conclusión, estos autores consideran tres secuencias en el Grupo Arén, cada una formada básicamente por un término inferior fluvio-deltaico y turbidítico y un término superior calcarenítico-calcáreo de plataforma. Otras interpretaciones secuenciales pueden encontrarse en: (a) SIMÓ (1985); (b) MUTTI y SGAVETTI (1987) y SGAVETTI (1992, 1994); y (c) FONDECAVE-WALLEZ *et al.* (1990) y DERAMOND *et al.* (1993).

2.2. Terciario

Los materiales terciarios de la Hoja pertenecen a dos grandes conjuntos litoestratigráficos: Paleoceno-Eoceno medio y Eoceno superior-Mioceno inferior.

2.2.1. Paleoceno-Eoceno medio

Los sedimentos marino-carbonatados y fluvio-deltaicos del Terciario inferior se extienden a lo largo de las mitades meridional y occidental de la Hoja por lo general con una excelente calidad de afloramientos, y son los mejor conocidos de los Pirineos desde el punto de vista cronoestratigráfico, ya que pertenecen en parte al polémico piso llerdiense (MOLINA *et al.*, 1992), cuyo estratotipo se halla en la vecina Hoja de Tremp (HOTTINGER y SCHAUB, 1960).

Para la descripción de las unidades cartográficas se sigue una sistemática basada en las formaciones de GARRIDO-MEGÍAS (1968), NIJMAN y NIO (1975) y CUEVAS-GOZALO *et al.* (1985) y en los grupos informales de BARNOLAS *et al.* (1991) (Fig. 6), que son los siguientes:

- (1) Paleoceno (Grupo Tresp). Incluye la unidad 25.
- (2) Ilerdiense-Cuisiense basal (Grupo Ager). Abarca nueve unidades cartográficas (26-34).
- (3) Cuisiense inferior-medio (Grupo Castigaleu). Incluye cuatro unidades (35-38).
- (4) Cuisiense medio-superior (Grupo Castissent-Campanué inferior). Engloba un total de seis unidades cartográficas (39-44).
- (5) Luteciense inferior (Grupo Campanué superior-Capella). Contiene las unidades 45 y 46.

Para las equivalencias entre estos grupos y los grupos y formaciones introducidos por los diversos autores véase BARNOLAS *et al.* (1991).

2.2.1.1. Paleoceno. Grupo Tresp

El Grupo Tresp (PUIGDEFÀBREGAS *et al.*, 1989) está constituido por materiales continentales en Facies Garumniense (unidad 25) dispuestas por encima del horizonte Colmenar-Tresp, que es su límite inferior (Fig. 5). El techo se sitúa en la base de un nivel continuo de conglomerados ocre y hacia el Oeste, en la base de las “Calizas con Alveolinas”.

EOCENO				LUTERBACHER 1968	MUTTI ET AL 1972	NIJMAN Y NIO 1975	MUTTI ET AL 1988	MUTTI ET AL 1989	PUIGDEFÀBREGAS ET AL 1990	BARNOLAS ET AL 1991	UNIDADES CARTOGRAFICAS (NÚM DE AREN m 201)
PALEO. THAMSE IENENSE	CUISENSE SUPERIOR MEDIO INF.	1000		Fm. MONTAÑANA	GP. DEPOSICIONAL CAMPODARBE - MONTAÑANA	Fm. CAPELLA Fm. PERARRUA Fm. CASTISSENT Fm. MONTLOBAT	ALORUPO CASTIGALEU	GRUPO SANTA LIESTRA	PART. SUPERIOR Fm. PERARRUA Y Fm. CAPELLA Fm. CASTISSENT	GRUPO CAMPANUÉ INF. - CASTISSENT	UNIDADES 41 a 44
								GR. CASTISSENT			UNIDADES 39 a 40
								GRUPO CASTIGALEU	PART. INFERIOR Fm. CASTIGALEU Y Fm. MONTLOBAT	GRUPO CASTIGALEU	UNIDADES 33 a 38
											UNIDADES 31 a 32
											UNIDADES 28 a 30
E. IERDIENSE MEDIO INF.	500		Fm. AGER		GRUPO DEPOSICIONAL RODA - OROEL		ALORUPO DE FIGOLS	SEC. DEP. FIGOLS - 3	GRUPO AGER	GRUPO AGER	UNIDADES 26 a 27
						GRUPO RODA - OROEL		SEC. DEP. FIGOLS - 2			UNIDADES 23 - 25
								SEC. DEP. FIGOLS - 1			
PALEO. THAMSE IENENSE	0		Fm. TREMP		GRUPO DEPOSICIONAL AGER	GRUPO AGER	ALORUPO CALIZAS DE ALVEOLINAS	GRUPO ALVEOLINA LIMESTONE		GRUPO TREMP	UNIDADES 23 - 25

Fig. 6.– Cuadro comparativo de las distintas Unidades Litoestratigráficas según distintos autores, utilizadas para el Eoceno inferior (Ilerdiense-Cuisiense) en la Cuenca Surpirenaica Central.

a. Lutitas rojas, conglomerados y areniscas (25). Facies Garumniense. Paleoceno

La unidad aflora como una característica franja de color rojo intenso que atraviesa la Hoja en el cuadrante nororiental, desde Esplugafreda hasta Serraduy. Corresponde a la parte superior de la Fm Tremp (MEY *et al.*, 1968) o Fm Esplugafreda (CUEVAS, 1992).

El máximo espesor se alcanza al este (350-400 m) disminuyendo hacia el Noroeste. Al Oeste del Isábena pasa gradualmente a calizas marinas (Fm Navarri de GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS, 1972).

Se presenta como una unidad lutítica con inclusiones de frecuentes lentejones de conglomerados calcáreos, y, en menor proporción, niveles finos de lutitas ocre y gris-verdosas, y horizontes limolítico-calcáreos nodulosos (caliches) de espesor decimétrico a métrico. Hacia el techo aparecen bancos de yesos dispersos (Esplugafreda).

Los conglomerados, que alternan con niveles areniscos ocre, presentan clastos de calizas, areniscas y lateritas, generalmente cretácicos, base fuertemente erosiva, espesores de 1 a 6 m, escasa continuidad lateral y frecuente estratificación cruzada. Hacia la parte superior son más aislados y más tabulares, conllevando un predominio de procesos edáficos. Los paleocorrientes indican un sentido hacia el Sur y Suroeste, localmente Sureste.

En Serraduy se ha identificado fauna marina: *Alveolina (Glomalveolina) levis*, A. (G.) *primaeva*, A. aff. *avellan*, A. aff. *aramaea*, *Opertorbitolites gracilis*, *Orbitolites* sp., *Idalina* sp., *Cribrobulimina* sp., y *Miscellanea yvetteae*, que caracteriza las biozonas de *Alveolina (Glomalveolina) levis* y A. (G.) *primaeva* del Thanetiense (véase SERRA-KIEL *et al.*, 1995). EICHENSEER (1988) atribuye las "Calizas con *Microcodium*", que afloran en Serraduy por debajo del horizonte Colmenar-Tremp, al Daniense, por lo que la edad de la unidad abarcaría la parte alta del Daniense y el Thanetiense.

Estos sedimentos pertenecen a la parte distal de sistemas de abanicos aluviales retrogradantes frente a las sucesivas cuñas transgresivas marinas. LUTERBACHER *et al.* (1991) distinguen tres secuencias de edad Thanetiense.

2.2.1.2. *Ilardiense-Cuisiense basal. Grupo Ager*

El Grupo Ager (PUIGDEFÀBREGAS *et al.*, 1989) es equiparable a la Fm Ager (LUTERBACHER, 1969). MUTTI *et al.* (1988) y LUTERBACHER *et al.* (1991) y se distinguen entre cuatro y cinco secuencias de edad Ilardiense. Los límites inferior y superior se sitúan en la base de las "Calizas con Alveolinas" y "Calizas de Morillo", respectivamente.

Los estudios de índole faunística y bioestratigráfica del Ilardiense son muy exhaustivos (HOTTINGER, 1960; HOTTINGER y SCHAUB, 1960; LUTERBACHER, 1970; FERRER *et al.*, 1973; GAEMERS, 1978; SCHAUB, 1981; SAMSÓ *et al.* (1990); TOSQUELLA *et al.* (1990); MOLINA *et al.*, 1992; etc.), por lo que para establecer la cronoestratigrafía de las unidades se hace referencia al trabajo de SERRA-KIEL *et al.* (1995) (Fig. 7), que sintetiza la información disponible y con el apoyo del paleomagnetismo precisa su ubicación exacta en la escala geocronológica.



La unidad se incluye en la parte alta de la Facies Garumniense (ROSELL, 1994) y resulta equivalente en parte de la Fm Claret (CUEVAS, 1992). Es reconocible en el margen meridional del barranco de Esplugafreda, donde presenta un espesor de 50 a 60 m, aumentando hacia el Este y disminuyendo hacia el Oeste, de forma que en Arén se reduce a un nivel de conglomerados de espesor métrico o a un paleosuelo sin expresión cartográfica.

Consta de conglomerados calcáreos, claros, ocreos o grises, bien cementados, de poca potencia (2 a 5 m) pero gran continuidad lateral, y areniscas en general no muy potentes, que alternan con lutitas rojas edafizadas y margas ocreas. Hacia el Este, fuera ya de la Hoja, intercalan niveles de yesos y algunos bancos carbonatados con *Microcodium*. El medio deposicional es continental, próximo a ambientes litorales con influencia marina.

33

b. Calizas bioclásticas y margas grises (27). "Calizas con Alveolinas". llerdiense inferior

Característica unidad correspondiente al Mb. Caliza con Alveolinas de la Fm Serraduy (CUEVAS-GOZALO *et al.*, 1985), que aflora de forma excelente a lo largo de una franja que sigue la tónica de las unidades inferiores, con cortes en los barrancos de Esplugafreda y Solá, Berganuy, Isclés y Serraduy.

La unidad presenta una potencia regular de unos 70 m, si bien aumenta hacia el Noroeste y disminuye hacia el Este (20 m en Esplugafreda). Las calizas son muy bioclásticas ("grainstone" y "wackestone" con un 75-90% de alveolinas), estratificadas, nodulosas, muy bioturbadas, de color beige y gris, y se organizan en cuerpos tabulares entre 0.5 y 3.5 m, separados por margas grises con abundante fauna. Contienen gran cantidad de ostreidos, turritélidos, equinodermos, braquiópodos y corales.

Se ha determinado la asociación de *Alveolina* (*Glomalveolina*) *lepidula*, *A. (G.) subtilis*, *A. dolioliiformis*, *A. globula*, *A. aramaea* y *A. cucumiformis* que, siguiendo a SERRA-KIEL *et al.* (1995), caracteriza la parte baja del llerdiense inferior (biozona *A. cucumiformis*). La aparición de *A. pasticillata*, y *A. ellipsoidalis* permite caracterizar la parte alta (biozona de *A. ellipsoidalis*).

Se reconoce además: *Alveolina* aff. *aragonensis*, *Opertorbitolites gracilis*, *Nummulites bigurdenensis*, *N. fraasi*, *Operculina* aff. *subgranulosa*. Los levigados proporcionan: *Asterigerina bartonia*, *Cibicides lobatulus*, *C. aff. howelli*, *C. cf. beadnelli*, *Oertliella acueleata*, *Nonion commune*, *Valvulina* sp., *Pyrgo elongata*, *Triloculina* cf. *trigonula*, *Miliola* cf. *prisca*, *Rotalia trochidiformis*, *Anomalina* sp., *Vroleberis globosa*, *Schizocythere tesellata*, *Paracypris* aff. *contracta*, *Krithe rutoti*, *Bairdia* aff. *tenuis* y *Bairdopillata gliberti*. El análisis de nannoplancton evidencia *Cocolithus pelagicus*.

Las calizas se depositaron en un ambiente de plataforma interna en el sector centro-oriental y de plataforma externa de alta energía (oleaje) en el sector noroccidental. En Serraduy se observan sistemas de barras con estratificación cruzada a gran escala y sentido de progradación hacia el Sureste (EICHENSEER, 1988), que marcarían la separación de ambientes.

c. Calizas arrecifales y bioclásticas (29). Calizas bioclásticas nodulosas y margas grises (30). Arrecifes de Berganuy, Isclés y Merli. llerdiense medio

Los complejos arrecifales de Berganuy, Isclés y Merli se disponen sobre las "Calizas con Alveolinas", con una separación de unos 5 km entre cada uno de ellos, desplazándose en el tiempo de Oeste a Este. Son identificables por su morfología arrecifal característica, con espesores máximos de unos 70 m. El arrecife de Berganuy alcanza una mayor extensión areal con más de 3 km de longitud de eje mayor y 2 de eje menor.

Presentan un aspecto masivo de tonos beige y gris claro, y están formados por calizas arrecifales y/o bioclásticas con una gran diversidad de facies (EICHENSEER, 1988): parches de algas rojas y/o corales ("boundstone"), "mudstone" y "wackestone" de algas rojas, "packstone" de alveolinas, miliólidos y orbitolites, y limos carbonatados.

A techo de los arrecifes se desarrollan con frecuencia barras bioclásticas con marcadas superficies de acreción, formadas por calizas nodulosas grises u ocre y margas muy ricas en alveolinas y nummulites, observables, por ejemplo, en el arrecife de Berganuy (Ermita de Santa Lucía). En Merli estas facies han sido diferenciadas en la cartografía (unidad 30).

La fauna es muy abundante: corales, algas, equinodermos, gasterópodos, briozoos, etc., bien en posición de vida o fragmentados. En cuanto a nannofósiles se reconoce: *Pontosphaera* sp., *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus radians*, *Chiasmolithus* sp., *Toweius* sp. aff. y *T. craticulus*. SERRA-KIEL *et al.* (1995) sitúan los arrecifes en la parte basal del Ilerdiense medio (biozona de *Alveolina moussoulensis* / *Nummulites robustiformis*).

d. Margas, lutitas gris-azuladas y margocalizas nodulosas (28). “Margas de Riguala”.

Calizas margosas y margas grises (31). “Calizas de La Puebla”. Ilerdiense medio-superior

Este conjunto equivale al miembro superior de la Fm Serraduy (“Margas de Riguala” de TOS-QUELLA, 1988) y a la Fm Calizas de La Puebla (CUEVAS-GOZALO *et al.*, 1985). Excelentes cortes se localizan en el margen meridional del barranco de Santa Lucía, entre Berganuy y el barranco de Isclés, en el coll del Vent, en Riguala y en el barranco del Congustro.

El contacto basal de las “Margas de Riguala” es neto, disponiéndose en probable “onlap” sobre la unidad infrayacente. La unidad está formada por una monótona sucesión de margas y lutitas grises o gris-azuladas, muy bioturbadas y fosilíferas, que presentan intercalaciones esporádicas de margocalizas nodulosas y niveles calcáreos bioclásticos. En la base presentan localmente un nivel bioclástico y/o arenoso de condensación, o niveles de “slumps” y conglomerados calcáreos de poco espesor.

En el sector occidental de la Hoja las margas pasan transicionalmente hacia techo a las “Calizas de La Puebla” (unidad 31), un nivel continuo reconocible en la carretera de Esdolomada que engrosa hacia el Oeste y desaparece hacia el Este en el coll del Vent, aunque podría ser equivalente a las “Calizas de Santa Lucía” de FONNESU (1984) de la Hoja de Tremp. El nivel está formado por calizas margosas, limos carbonatados, margocalizas nodulosas y margas bioclásticas. Las calizas son biomicritas y/o “grainstone” bioclásticos ricos en alveolinas, nummulites y miliólidos.

Las unidades son ricas en macroforaminíferos, algas, anélidos, radiolarios, equínidos, briozoos, turritélidos y ostreidos. Se ha determinado la siguiente fauna, que SERRA-KIEL *et al.* (1995) asocia a las biozonas de: parte alta de *Nummulites fraasi* (N. aff. *praecursor* y *Operculina* aff. *subgranulosa*) *N. robustiformis* (*N. spirectypus*, *N. roseli*, *N. mouratovi*, *Assilina arenensis*, *Operculina custugensis* y *O. ammonia ammonea*) y *N. exilis* (*N. atacicus*, *N. cf. crimensis*, *N. globulus laxiformis*, *N. aff. praelucasi*, *Operculina custugensis*, *O. canalifera*, *Assilina pustulosa* y *A. luterbacheri*). Edad: Ilerdiense medio.

Se reconoce también: *Nummulites globulus nanus*, *N. increscens*, *Operculina canalifera*, *Assilina* cf. *leymerie*, *Discocyclusa seunesi*, *Globorotalia (Morozowella) aequa*, *G. (M.) subbotinae*, *G. (M.) gracilis*, *G. (Aarinina) wilcoxensis*, *Globigerina (Subbotina) triangularis*, *G. (Acarinina) soldadoensis*, *Rotalia trochidiformis*, *R. calcariformis*, *R. aff. septifera*, *Nonion commune*, *Cibicides*

lobatulus, *C. beadnelli*, *C. aff. howelli*, *C. aff. praecursorius*, *Cibicioides propius*, *C. subspiratus*, *Planorotalites elongata*, *Asterigerina bartoniana*, *Coleites reticulosos*, *Guttulina aff. communis*, *Echinocythereis Isábena*, *Cytherella aff. consueta*, *Oertliella acuelata*, *Bairdopillata gliberti*, *Spiroplectammina adamsi*, *Oertliella acuelata*, *Karrerella fallax*, *Alabamina wilcoxensis* y *Pokornella aff. ventricosa*.

El medio deposicional es marino abierto. Las "Margas de Riguala" se depositan en régimen transgresivo que alcanza su máximo con las "Calizas de La Puebla".

- e. Areniscas, conglomerados y lutitas ocreas con intercalaciones de calizas, biocalcareniticas y margas (33). "Areniscas de Roda". Calizas margosas nodulosas, margas y arenas ocreas (32). Alternancia de areniscas y margas grises (34). Ilerdiense superior-Cuisiense inferior

Este conjunto de unidades se conoce como sistema deposicional de Suerrí (FONNESU, 1984) o Fm Roda (CUEVAS-GOZALO *et al.*, 1985) y afloran extensamente en las vertientes del Isábena y Noguera Ribagorçana y en el ángulo suroccidental de la Hoja, con buenas secciones en el barranco de Santa Lucía y en Isclés, donde se miden 250 m de serie que engrosan hasta 350 en Roda.

La unidad 33 (Mb. Arenisca de Roda *sensu stricto* de CUEVAS-GOZALO *et al.*, 1985; véase también BARNOLAS *et al.*, 1991) está formada por areniscas y conglomerados claros, lutitas, margas y calizas, bioclásticas y/o arenosas. El espesor de los cuerpos detríticos oscila entre 1 y 15 m, presentan una base erosiva muy bien marcada o tendida, y granoselección positiva con frecuentes "lags" de cantos. Pueden presentar estratificación cruzada de media y gran escala, frecuentemente sigmoidal, y estructuras de retrabajamiento por el oleaje. Destaca la presencia de cuerpos tabulares areniscos intercalados entre los sedimentos pelíticos, con estratificación oblicua unidireccional, transversales a las principales direcciones de aporte. Las arenas finas y limos se encuentran fuertemente bioturbados. Hacia la parte inferior y hacia el suroeste este conjunto de materiales progredan sobre facies margosas.

En el ángulo noroccidental de la Hoja se diferencia un conjunto detrítico-carbonatado (Mb. Esdolomada de CUEVAS-GOZALO *et al.*, 1985; unidad 34), formado por cuerpos tabulares de espesor métrico con estratificación "hummocky", intercalados en margas, que se interpretan como capas de tormenta y lóbulos de "crevasse".

La composición de las areniscas es arcósica (FONNESU, 1984): cuarzo (30-60%), feldespato (8-18%), calcita (3-39%), dolomita (1-2%) y fragmentos de roca (16-34%). En el sector suroccidental aumenta el contenido en carbonatos y disminuye el cuarzo (FONNESU, 1984), lo que ha conllevado a la diferenciación de la unidad 32, formada por 25-30 m de margas ocreas y calizas beige y gris, organizadas en secuencias estratocrecientes de 2-3 m desde margas muy bioturbadas con arenas laminadas hasta calizas margosas nodulosas, bioclásticas y bioturbadas.

La formación es rica en niveles con acumulación de macrofauna de invertebrados, principalmente moluscos (DE RENZI, 1971; MARTINIUS y MOLENAAR, 1991; MARTINIUS, 1995).

En cuanto a foraminíferos la unidad 33 ha proporcionado: *Nummulites globulus laxiformis*, *N. g. nanus*, *N. increscens*, *N. cf. praelucasi*, *N. aff. pernotus*, *Assilina aff. pomeroli*, *Discocyclina*

aff. *augustae*, *D. cf. marthae*, *Globorotalia (acarinina) wilcoxensis*, *Globigerina (Acarinina) primitiva*, *G. (A.) soldadoensis*, *G. (Eoglobigerina) linaperta*, *Astacolus paleocenicus*, *Spiroplectammina adamsi*, *Cytherella* aff. *consueta*, *Rotalia trochodiformis*, *R. calcariformis*, *Nonion commune*, *Cibicides lobatulus*, *C. beadnelli*, *C. aff. howelli*, *C. aff. praecursorius*, *Cibicoides propius*, *C. subspiratus*, *Echinocythereis aragonensis posterior*, *Krithe rutoti*, *Paracypris* aff. *contracta*, *Pokorniiella* aff. *ventricosa*, *Cytherella* aff. *consueta*, *Schizocythere tesellata*. Entre el nannoplankton: *Toweius craticulus*, *Sphenolithus radians*, *Ciclococolithus formosus*, *C. kingi*, *Cocolithus pelagicus* y *Markalius inversus*.

En la unidad 34, más carbonatada, además de algunas de las especies citadas, se reconocen: *Nummulites rotalarius*, *N. cf. subramondi*, *N. planulatus*, *Assilina placentula*, *A. leymeriei*, *Alveolina oblonga*, *Discocyclina augustae*, *Orbitolites (Opertorbitolites) sp.*, *Valvulina* aff. *triangularis*, *V. aff. germeradii*, *Clavulina columnatortilis*, *Stomatorbina torrei*, *Cuvillierina yarzai*, *Asterigerina bartoniana*, *Rotalia septifera*, *Cibicides* aff. *howelli*, *Miliola prisca*, *Pentellina pseudosaxorum*, *Qinqueloculina sp.*, *Triloculina sp.*, *Quadracythere apostolescui* y *Bairdopillata gliberti*.

SERRA-KIEL *et al.* (1995) precisan las biozonas: parte alta de *Alveolina corbarica/Nummulites exilis*, *A. trempina/N. involutus*, y parte inferior de *A. oblonga/N. planulatus* del llerdiense superior-Cuisiense inferior.

Las "Areniscas de Roda" han sido profusamente estudiadas (NIO, 1976; FONNESU, 1984; CUEVAS-GOZALO *et al.*, 1985; TOSQUELLA, 1988; MOLENAAR *et al.*, 1988; CUEVAS-GOZALO y DE BOER, 1989; MOLENNAR, 1990; MOLENAAR y MARTINIUS, 1990; NIO y YANG, 1991; BARNOLAS *et al.*, 1991; CRUMEYROLLE *et al.*, 1992; etc.). La mayoría de autores recientes coinciden en señalar un complejo deltaico progradante de procedencia septentrional, distalmente retrabajado por las mareas, que CRUMEYROLLE *et al.* (1992) tratan como "lowstand" de la secuencia Figols-2 de MUTTI *et al.* (1988).

2.2.1.3. Cuisiense inferior-medio. Grupo Castigaleu

MUTTI *et al.* (1988) introducen el grupo y lo consideran equiparable a una secuencia deposicional. La base se sitúa en un nivel de calizas con miliólidos y alveolinas (Fm Calizas de Morillo de CUEVAS-GOZALO *et al.*, 1985), reconocible en Puente de La Colomina, que se desarrolla más al Oeste de la Hoja, pero que SAMSÓ (1988) y TOSQUELLA (1988) correlacionan con el "Nivel de Eroles" en el sector suroriental, cartográficamente discordante sobre el Grupo Ager (FONNESU, 1994). El límite superior viene marcado por la base de la Fm Castissent.

- a. Areniscas arcósicas y conglomerados ocreos con lutitas grises bioclásticas (35).
Fm San Esteban. Cuisiense inferior-medio

La Fm San Esteban (CUEVAS-GOZALO *et al.*, 1985) o "Abanico de San Esteban" (NIJMAN y NIO, 1975), se localiza en la mitad occidental de la Hoja en discordancia sobre las "Areniscas de Roda". El techo aparece afectado de una intensa bioturbación y tapizado por una costra ferruginosa (La Roca).

Lateralmente se interdigita con la Fm Castigaleu, tránsito observable en los afloramientos que van de Casa Chulián a La Roca, y al Sur de Cajigar (Noguero, Latorre). Existen buenos cortes en San Esteban del Mall y en el coll de Merli, donde se han medido 850 m de una serie esencialmente arenosa de color claro, con intercalaciones de conglomerados, lutitas ocre-beige a rojizas edafizadas y lutitas grises con fauna marina. Pueden distinguirse dos tramos:

- Un tramo inferior más lutítico en el que las areniscas son de grano fino, cementadas y bioturbadas, localmente bioclásticas, y se presentan en cuerpos canalizados de 2 a 4 m de espesor con laminación cruzada o paralela y frecuentes amalgamaciones. Las lutitas, muy bioturbadas, son ricas en ostreidos y restos vegetales, e incluyen lentejones de areniscas con estratificación “wavy” y “linsen”.
- Un tramo superior más arenoso en el que los cuerpos presentan alineaciones de cantos (“lags” residuales de oleaje), con conglomerados de calizas, granito y rocas metamórficas, con estratificación cruzada, cicatrices de erosión y numerosas amalgamaciones que dan lugar a cuerpos multiepisódicos de gran continuidad lateral. Las areniscas son litarrenitas, con un 50-57% de cuarzo y fragmentos de roca carbonáticos dominantes sobre los metamórficos (TEIXELL y ZAMORANO, 1994).

En el tramo inferior se reconoce: *Operculina* sp., *Cuvillierina yarzai*, *Lenticulina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Monsmirabilia* aff. *oblonga*, *Cytherella* sp., *Pterigocythereis cornuta*, *Pokorniella* aff. *ventricosa*, *Krithe rututi*, *Novocypris eocenana* y *Eichinocythereis aragonensis posterior*, así como restos de turritélidos, briozoos y radiolas de equínidos. SERRA-KIEL et al. (1995) sitúan la formación en su área tipo en la parte superior de la biozona *Alveolina oblonga/Nummulites planulatus* (Cuisiense inferior-medio).

La Fm San Esteban se interpreta como un “fan delta” progradante de procedencia Norte (SAMSÓ, 1988), en el que tramo inferior representa ambientes de frente deltaico y llanura deltaica inferior, y el tramo superior de llanura deltaica superior.

- b. Areniscas y lutitas grises y ocre, ocasionalmente bioclásticas (36). Fm Castigaleu.
Cuisiense inferior-medio

La Fm Castigaleu (NIJMAN y NIO, 1975) se extiende ampliamente en la mitad occidental de la Hoja, entre los valles de los ríos Isábena y Cajigar, con un corte continuo entre Puente de La Colomina y La Roca. Lateralmente pasa hacia el Este a la Fm Montllobat, relación que se observa al este de Cajigar en la pista de Claravalls.

La unidad está formada por 300-350 m de areniscas gris-ocre, localmente bioclásticas, y margas de tonalidades gris-azuladas. Predominan los cuerpos detríticos canalizados de espesor métrico con frecuentes amalgamaciones, con estratificación cruzada sigmoidal, láminas muy marcadas por películas de arcilla, estructuras de tipo “herring-bone”, “ripples” de olas, y “lags” con fragmentos de fauna y cantos blandos. Frecuentemente se observan facies de desbordamiento de los canales, y de “crevasse splay”, que muestran laminaciones cruzadas a pequeña escala retrocadas por corrientes mareales. Localmente se interestratifican en la serie conglomerados calcáreos de color gris y areniscas ocre de carácter continental relacionadas con la Fm Montllobat.

Las lutitas y margas son gris-azuladas u ocre, con un alto contenido en ostreidos, turritellas y restos vegetales, que pueden convertirse en lumaquelas y en finos niveles de lutitas carbonosos poco continuos. Hacia techo aumenta el desarrollo de paleosuelos.

La edad de la formación puede precisarse por su relación lateral con las series marinas occidentales del valle del Ésera, situándose en el Cuisiense inferior-medio (SERRA-KIEL *et al.*, 1995). Su deposición tiene lugar en un contexto deltaico mareal con ambientes de bahía interdistributaria. Los aportes proceden del Este, Sureste y Noreste, de forma que la influencia mareal y marina se incrementa hacia el Oeste.

- c. Conglomerados calcáreos, areniscas y lutitas ocre y grises (37) y Conglomerados calcáreos (38). Fm Montllobat. Cuisiense inferior-medio

La Fm Montllobat (NIJMAN y NIO, 1975) denomina un conjunto de facies continentales desarrolladas en el valle del Noguera Ribagorzana, que afloran en los barrancos de Tercuy, Espills y Escarlá, en las pistas de Colls y Claramunt, entre los kilómetros 91 y 96 de la N-230, y en la carretera de Pont de Montañana a Tremp. Descansa sobre las "Areniscas de Roda", ya que es el equivalente lateral oriental de la Fm Castigaleu.

La unidad, con una potencia en torno a los 300-350 m, la forman conglomerados calcáreos grises, areniscas gris-ocres y lutitas grises y ocre o violáceas, que cuando son dominantes facilitan su identificación. Localmente se intercalan en la serie finas capas carbonatadas grises u ocre, y, sobre todo, horizontes edáficos que proporcionan tonalidades rojizas o violáceas.

Los canales conglomeráticos, muy cementados por carbonato, presentan espesores entre 3 y 8 m, gran continuidad lateral, base erosiva e irregular y frecuentes superficies de amalgamación. Los canales areniscosos, de espesor métrico, predominantes en el sector meridional de la Hoja, suelen desarrollar superficies de acreción lateral típicas de cauces meandriformes (PUIGDEFÀBREGAS y VAN VLIET, 1978), y presentan generalmente cierta influencia mareal.

El medio sedimentario de los conglomerados es fluvial "braided", con paleocorrientes de procedencia Norte, Noreste y Este, que se interdigitan con cursos meandriformes de procedencia Sureste y Este, para drenar hacia el Oeste a través de medios de transición. Por sus relaciones laterales la edad de la Fm Montllobat se sitúa en el Cuisiense inferior-medio.

2.2.1.4. Cuisiense medio-superior. Grupo Castissent-Campanué inferior

El Grupo Castissent-Campanué inferior (BARNOLAS *et al.*, 1991) está limitado a base y techo por superficies de erosión, en la base de la Fm Castissent y en mitad de la Fm Campanué respectivamente. Así definido contiene cuatro secuencias deposicionales (CRUMEYROLLE, 1987; MUTTI *et al.*, 1988).

- a. Areniscas y conglomerados grises con intercalaciones de lutitas ocre y rojas (39).
Lutitas ocre y rojas con niveles de areniscas (40). Fm Castissent. Cuiensiense medio

La Fm Castissent (NIJMAN y NIO, 1975) es una característica unidad areniscosa que aflora en el cuadrante suroccidental de la Hoja y sirve como nivel guía durante decenas de kilómetros. Destacan los afloramientos del barranco de la Almunia, Monesma y sierra de Llera (Ermita de San José) en el valle del Noguera Ribagorzana y La Roca, Güell y casa Chulián en el del Isábena.

En la Ribagorza la formación se compone de areniscas y conglomerados blanquecinos en bancos de 10 a 50 m de espesor, separados por lutitas ocre y grises. Lateralmente pasan a lutitas rojizas edafizadas con paleosuelos oscuros e intercalaciones de niveles areniscosos grises de espesor métrico (unidad 40). Hacia el Oeste la unidad aumenta en espesor e intercala lutitas grisazuladas con fauna marina litoral (ostreidos, gasterópodos).

Las areniscas son litarenitas de grano medio a grueso con alto contenido en cuarzo, abundantes fragmentos de calizas y más de un 15% de feldespatos, con cemento esparítico (NIJMAN y PUIGDEFÀBREGAS, 1978). Incluyen cantos de rocas sedimentarias y metamórficas que pueden formar niveles conglomeráticos. Los cuerpos presentan la base canalizada y reflejan variedad de estructuras de origen fluvial, como estratificación cruzada en surco o planar de media a gran escala, superficies de acreción lateral y barras de gravas. El relleno es multiepisódico, con “lags” y cantos blandos tapizando las superficies de amalgamación. A techo los canales presentan bioturbación por raíces y encostramientos ferruginosos.

La Fm Castissent ha sido objeto de numerosos estudios (NIJMAN y PUIGDEFÀBREGAS, 1978; FRIEND *et al.*, 1981; MARZO *et al.*, 1988; etc.). Estos últimos autores evidencian la superposición de tres complejos fluviales de geometría tabular, separados por tramos lutíticos de llanura de inundación y de origen salobre transicional. Cada complejo fluvial incluye cauces trenzados o meandriformes, que procedentes del Sureste, coalescen con aportes septentrionales, a la vez que migran hacia el Oeste. MUTTI *et al.* (1988) interpretan la formación como el relleno de un “incised valley” en caída relativa del nivel marino.

Los equivalentes laterales marinos de la Fm Castissent del valle del Ésera pertenecen a la parte alta de la biozona de *Nummulites praelaevigatus* del Cuiensiense medio (SAMSÓ *et al.*, 1990).

- b. Conglomerados y areniscas con lutitas ocre y rojas (41). Cuiensiense superior

Esta unidad se corresponde con la Fm Montañana superior de VAN EDEN (1970) y se sitúa en discordancia sobre las Fms. Castissent, Montllobat y Castigaleu, con un espesor máximo de 100 m. Los afloramientos se sitúan en las sierras de Llera, Palleroa, Castillo de Monesma y Chiró.

La unidad es similar a la Fm Montllobat con un mayor contenido en lutitas. Está formada por conglomerados beige y ocre, de potencia métrica y escasa continuidad lateral, cuya presencia constituye un criterio de diferenciación. Los clastos son calizas cretácicas y eocenas, cementados por carbonato. Las intercalaciones areniscosas minoritarias corresponden a facies canalizadas de petrología similar, con superficies de acreción lateral mal desarrolladas. Las lutitas son ocre

o rojizas en función del grado de edafización, e incluyen paleosuelos de espesor métrico de limos carbonatados grisáceos y violáceos.

Aunque no existe continuidad de afloramiento, la unidad 41 se considera equivalente lateral más oriental de la Fm Perarrúa por lo que se le asigna una edad Cuisiense superior.

- c. Calizas bioclásticas y margas grises (42). Areniscas y lutitas grises y ocre (43).
Fm Perarrúa. Cuisiense superior

La Fm Perarrúa (NIJMAN y NIO, 1975) se localiza en el cuadrante suroeste de la Hoja, reconociéndose en el corte del valle del Isábena y en la carretera entre Lascuarre y Castigaleu.

Está constituida por una alternancia de calizas y margas grises con fauna marina y lumaquelas de ostreidos, que intercala niveles areniscos, más frecuentes hacia la parte superior, con un espesor total de 300 a 400 m. Las calizas, grises y ocre, pueden ser detríticas y bioclásticas (ostreidos y gasterópodos). Las areniscas son grises, de tamaño de grano medio a grueso, con cantos dispersos, que cuando se localizan en la base forman el "lag" de canales. La bioturbación es muy abundante y las secuencias, en general granodecrecientes, son del orden de 5 a 10 m.

A techo se reconoce un tramo poco potente (unidad 43), de areniscas grises en bancos de espesor métrico de base erosiva y laminación cruzada planar y en surco, que interestratifican lutitas azuladas con horizontes de ostreidos o bien lutitas ocre edafizadas con paleosuelos de espesor métrico, indicadores de un cambio progresivo a un medio continental.

La unidad 42 representa ambientes de llanura deltaica, bahía interdistributaria y frente deltaico (NIJMAN y NIO, 1975). Hacia la parte superior evoluciona a ambientes fluviales a través de canales con influencia mareal (unidad 43). TEIXELL y ZAMORANO (1994) datan a la Fm Perarrúa como Cuisiense superior.

- d. Conglomerados, areniscas y lutitas grises y ocre (44). Cuisiense superior

Esta unidad trata los equivalentes laterales de la Fm Perarrúa dispuestos en el límite occidental de la Hoja (Güell, casa Peregrin, carretera del valle del Isábena).

Con una potencia superior a los 150 m, está formada por conglomerados y areniscas grises y ocre en secuencias granocrecientes de espesor métrico a decamétrico y gran continuidad lateral, con base erosiva y amalgamaciones internas, que alternan con lutitas ocre. El tamaño de grano aumenta hacia el Norte, y los cantos son poligénicos (calizas, areniscas, granitos y rocas metamórficas), presentando la fracción arena una composición de tipo arcósico o subarcósico. Hacia el Sureste las facies muestran influencia mareal.

En el valle del Isábena la unidad se sitúa en la base de la Fm Perarrúa, y pasa lateralmente hacia el Noroeste a los términos inferiores de la Fm Campanué, por lo que puede datarse en el Cuisiense superior.

2.2.1.5. *Luteciense inferior. Grupo Campanué superior-Capella*

El grupo tal como definen BARNOLAS *et al.* (1991), contiene dos secuencias (CRUMEYROLLE, 1987; MUTTI *et al.*, 1988). La base es una discordancia erosiva y el techo lo constituye también una superficie de erosión que se desarrolla fuera del ámbito de la Hoja.

- a. Conglomerados poligénicos masivos (45). “Conglomerados de Campanué”.
Cuisiense superior-Luteciense inferior

Como Fm Campanué (GARRIDO-MEGÍAS, 1968) se denomina a los conglomerados masivos de la sierra de Esdolomada que afloran parcialmente en el extremo occidental de la Hoja. Se disponen en ligera discordancia angular sobre la Fm Castissent (GARRIDO-MEGÍAS, 1968; CRUMEYROLLE, 1987) y hacia el Sur y Suroeste intercalan areniscas y lutitas que marcan su paso gradual a la Fm Capella.

Los conglomerados son masivos, de colores grises y ocre, cementados por carbonato y formados por cantos y bloques mesozoicos beige y negros, y paleozoicos (cuarzo y rocas metamórficas). Los tramos basales contienen lentejones de areniscas y lutitas ocre. Las cicatrices erosivas son frecuentes pero poco incisivas y no se observan apenas estructuras tractivas. Clásicamente se interpretan como un sistema de abanicos aluviales deltaicos (“fan delta”).

En base a la abundante información bioestratigráfica disponible TEIXELL y ZAMORANO (1994) precisan la edad de la parte inferior de la Fm Campanué de la Hoja de Graus en el Cuisiense medio-superior.

- b. Areniscas, conglomerados y lutitas ocre (46). Fm Capella. Cuisiense superior-Luteciense inferior

La Fm Capella (GARRIDO-MEGÍAS, 1968) se extiende al Suroeste de la Hoja como equivalente distal de los “Conglomerados de Campanué”. Su techo viene delimitado por una discordancia cartográfica en la base de la Fm Escanilla.

La formación está constituida por unos cientos de metros de lutitas ocre y beige o anaranjadas y rojizas, en función del grado de edafización, localmente grises, con intercalaciones frecuentes de areniscas grises y beige y conglomerados. Las areniscas son de grano grueso a medio, formadas por cuarzo, feldespato y fragmentos de caliza y rocas metamórficas, cementadas por carbonato. Los paleosuelos, de espesor métrico y gran continuidad lateral, son frecuentes en los tramos basales, así como los nódulos de caliche y yeso.

CUEVAS-GOZALO (1989) distingue tres tipos principales de facies de origen fluvial: (a) paleocanales meandriformes o “braided”: cuerpos canalizados con acreción lateral y/o vertical. (b) lóbulos de “crevasse” y deltaicos: cuerpos de geometría plano-convexa y cuneiforme, de espesor métrico y con estratificación horizontal o inclinada; y (c) depósitos de “sheet-flood”: capas tabulares de gran extensión lateral y espesor inferior al metro.

TEIXELL y ZAMORANO (1994) atribuyen la unidad al Cuisiense superior-Luteciense inferior por su correlación lateral con la Fm Perarrúa y por la documentación disponible sobre fauna de vertebrados, perteneciente en su mayoría al Luteciense inferior.

2.2.2. Eoceno medio-Mioceno inferior

Sobre un paleorelieve irregular que trunca las estructuras que afectan a todos los materiales cretácicos y terciarios previos, se sitúan en discordancia angular potentes depósitos continentales aluviales, preservados en las sierras de Sis, Gulp, Llera, Palleroa, Chiró y Castillo de Laguardes, que se desarrollan ampliamente por las Hojas vecinas. Pueden integrarse en dos grandes conjuntos:

- Eoceno medio-Oligoceno. Incluye nueve unidades cartográficas (47-55).
- Oligoceno-Mioceno inferior. Contiene la unidad 56.

2.2.2.1. Eoceno medio-Oligoceno

Este intervalo abarca la casi totalidad de materiales que aparecen en la Hoja, cuyas unidades reflejan diferentes sistemas de abanicos aluviales o diferentes ambientes de un mismo sistema.

- a. Conglomerados calcáreos y lutitas rojas de Cajigar y Espills (47). Lutitas ocreas y conglomerados rojos (48). Luteciense superior-Bartoniense inferior

Las unidades basales, con un espesor de hasta 300 m, se distribuyen irregularmente por Espills, Cajigar y sierras de Llera, Palleroa y Chiró. La unidad 47 presenta excelentes cortes entre Cajigar e Isclés y en Esplugafreda, donde da lugar a llamativos cantiles rojos. La unidad 48 se reconoce en la pista de Cajigar a Isclés. Lateralmente resultan equivalentes, en parte, de la Fm Escanilla.

La unidad 47 está formada por conglomerados y brechas (más frecuentes hacia la base), alternando con lutitas rojas y ocasionales lentejones de areniscas. Los clastos son calcáreos, cretácicos y eocenos, hacia el Norte también graníticos. La unidad 48 está constituida por lutitas rojas y ocreas que intercalan capas de potencia métrica de conglomerados y areniscas. Hacia la parte alta las lutitas son versicolores y se encuentran edafizadas, con frecuentes paleosuelos calimorfos ocreos de espesor decimétrico.

La unidad inferior refleja la parte media de un sistema de abanicos aluviales retrogradante, en el que la unidad 48, en continuidad sedimentaria, corresponde a la parte distal.

La edad es Luteciense superior-Bartoniense inferior, deducida de la fauna de vertebrados de Capella (CRUSAFONT *et al.*, 1958; Hoja de Graus) y de su posición estratigráfica inferior al nivel lacustre de Sossís (CASANOVAS, 1975; Hoja de Tremp).

- b. Lutitas ocreas y rojas, conglomerados, areniscas, calizas y margas (49). Calizas grises y margas blancas con niveles de conglomerados y lutitas en la base (50). Fm Escanilla. Luteciense superior-Bartoniense

La Fm Escanilla (GARRIDO-MEGÍAS, 1968) aflora en el cuadrante suroriental de la Hoja, dispuesta en discordancia sobre la Fm Capella en el valle del Isábena (presentando un buen corte en el barranco de la Rivera), y sobre unidades más antiguas en la sierra de Chiró donde se dispone en sinclinal.

Está formada por unos 500 m de lutitas rojas, anaranjadas u ocre, edafizadas, que incluyen conglomerados grises (más predominantes en la sierra de Chiró), areniscas ocre, limos carbonatados, margas, calizas, arcillas carbonosas, lignitos y yesos dispersos, en sucesión de tendencia estrato y granocreciente.

En las sierras del Castillo de Laguarres y la Mellerá se ha individualizado en la base de la formación un tramo continuo más carbonatado (unidad 50), caracterizado por una alternancia constante de margas blancas y calizas micríticas grises, organizadas secuencialmente con lutitas vermiculares en la base que lateralmente se enriquecen en carbonato. Las calizas tienen espesores de 0,5 a 1 m, con brechificaciones y/o costras ferruginosas a techo. Localmente se observan pseudomorfos de yeso, nódulos estratiformes de sílex, moldes de moluscos y oogonios de carófitas.

Entre Laguarres y Capella (Hoja de Graus) se reconocen niveles lignitíferos que han proporcionado fauna de vertebrados del Luteciense terminal-Bartoniense inferior (CRUSAFONT *et al.*, 1958; CUEVAS-GOZALO, 1989), edad corroborada por datos magnetoestratigráficos (BENTHAM *et al.*, 1992).

c. Conglomerados poligénicos (51). Conglomerados del Coll del Vent y del Grau de Espills. Bartoniense-Priaboniense

La unidad conforma una gran parte de la sierra de Gorp con una potencia de unos 200 m, y hacia el Sur pasa lateralmente a la unidad 52. Los conglomerados del Grau de Espills, procedentes del Noreste, son grises y están formados por cantos y bloques de calizas y areniscas fundamentalmente cretácicas, muy cementados por carbonato.

Los conglomerados del coll del Vent, procedentes del Norte, presentan además cantos paleozoicos y un mayor contenido en materiales más finos y areniscas arcósicas.

En el valle del Isábena destaca la presencia de conglomerados masivos, formados por amalgamaciones de cuerpos laminares de espesor métrico y gran continuidad lateral, que hacia techo de la unidad disminuyen de tamaño de grano, con predominio de areniscas y lutitas ocre. La unidad se data por su posición estratigráfica suprayacente a la Fm Escanilla en el Bartoniense-Priaboniense.

d. Conglomerados y areniscas arcósicas blancas con lutitas y margas (52). Calizas grises, margas blancas y lutitas con intercalaciones de areniscas y conglomerados (53). Bartoniense-Priaboniense

Estas unidades, litológicamente similares a la Fm Escanilla, se disponen entre el coll del Vent y Cajigar donde configuran relieves en forma de "mesas". Las cárcavas proporcionan buenos cortes, que se localizan además en la pista de Isclés, en las antiguas minas de carbón y en el Cap de las Torallas.

La unidad 52 es característica por su color blanco, que le proporcionan 200-250 m de areniscas arcósicas blancas y conglomerados grises, más frecuentes hacia el Norte (Ermita del Tozal y Planel de San Pedro), que alternan con lutitas gris-blanquecinas, localmente ocre y rosas por edafización.

Hacia el Sur y hacia techo aumenta la proporción en lutitas, carbonatos, paleosuelos, arcillas carbonosas y lignitos (mina Eulalia), constituyendo la unidad 53.

Estos materiales forman secuencias granodecrecientes de 3 a 5 m de potencia desde lutitas grises y/o margas con intercalaciones de areniscas y/o conglomerados hasta margocalizas grises y blancas de espesor inferior al metro. En mitad de la serie existe un nivel conglomerático muy continuo a lo largo de la mesa de Cajigar.

El techo de la unidad 53 está constituido por una alternancia rítmica de margas y margocalizas ocre-blancuecinas con lutitas rosas y ocre, que intercalan algún banco métrico de areniscas y/o conglomerados, formando secuencias granodecrecientes de 5 a 10 m de espesor.

Las facies descritas se sitúan en un contexto de abanico aluvial distal en tránsito a ambiente fluvial y en relación a medios lacustres. Por su posición estratigráfica la edad se considera Bartoniense-Priaboniense.

e. Conglomerados de las Sierras de Gurp y Sis (54). Priaboniense

La unidad incluye dos complejos conglomeráticos en posición estratigráfica similar. El complejo oriental, de 150 m de espesor y procedencia Norte, conforma la parte alta de la sierra de Gurp. El complejo occidental, con 200 m de potencia y procedencia Noroeste, constituye los escarpados relieves de la sierra de Sis.

Se trata de conglomerados masivos, rojizos, formados por cuerpos laminares con frecuentes cicatrices de amalgamación. Los clastos son calcáreos y en menor proporción de areniscas y calizas arenosas, cretácicos y eocenos, así como paleozoicos (granitos), bien cementados por carbonato cálcico. Representan ambientes proximales de sistemas de abanicos aluviales.

ROSELL (1994) considera a los "Conglomerados de la Serra de Gurp" (Hoja de Tresp), que constituyen la prolongación oriental de la unidad, de edad Eoceno superior.

f. Conglomerados rojos de la sierra de Sis (55). Oligoceno

Estos conglomerados afloran en el límite septentrional de la Hoja, constituyendo la cota culminante de la sierra de Sis, donde muestran una morfología alomada que contrasta con los farallones de la unidad infrayacente.

Los clastos, redondeados, proceden del Paleozoico y en gran medida del Triás: areniscas (que confieren a la unidad su característico color rojizo) y cuarzos (heredados de los conglomerados de base) en Facies Buntsandstein, dolomías y ofitas. En la parte basal intercala conglomerados calcáreos procedentes de otros sistemas aluviales (Rigual).

Por sus características litológicas y posición estratigráfica la unidad se relaciona con los Mbs. Roc de Santa y Montsor (ROSELL y RIBA, 1966), atribuidos al Oligoceno (ROBLES, 1984; MELLERE y MARZO, 1992; ROSELL, 1994; etc.).

2.2.2.2. Oligoceno-Mioceno inferior

En el extremo Suroeste de la Hoja se diferencia una unidad conglomerática más moderna, que se extiende ampliamente por las vecinas Hojas de Benabarre y Graus.

a. Conglomerados masivos (56). "Conglomerados de Graus". Oligoceno-Mioceno inferior

La Fm Conglomerados de Graus (GARRIDO-MEGÍAS, 1968) se restringe a la parte alta de la sierra del Castillo de Laguarres.

Los conglomerados son masivos, con una potencia entorno a los 100 m. Los clastos son poligénicos, de áreas fuente paleozoicas y mesozoicas, de tamaño canto hasta un máximo de 50 cm, y generalmente redondeados. Se observan frecuentes cicatrices de amalgamación, niveles de areniscas intercaladas, y superficies basales de "scour" con paleocorrientes hacia el Sur.

Clásicamente se considera esta formación equivalente proximal de los sistemas fluviales de la Fm Sariñena (QUIRANTES, 1969), depositados en la Cuenca del Ebro durante el Chattiense-Aquitaniense (CRUSAFONT *et al.*, 1966).

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Características generales

Los depósitos cuaternarios son muy abundantes y frecuentes en la Hoja de Arén. Las características fisiográficas de la región y la importante representación de la red fluvial entorno a los ríos Noguera Ribagorzana e Isábena afluentes del Segre y Cinca respectivamente contribuyen a una excelente representación de distintos tipos de depósitos; fluviales, ladera, piedemonte, glaciés, etc.

En el Apartado de Geomorfología, se describen con más detalle todas las formas, procesos y génesis de los distintos tipos de depósitos, así como el modelado del relieve por lo que los siguientes apartados son una breve referencia y características de los distintos tipos de depósitos agrupados en cuanto a su génesis y con entidad cartográfica y representados en la Hoja.

2.3.1.1. Pleistoceno

a. Gravas, arenas y lutitas (57). Bloques, cantos y gravas. Bloques cantos y gravas con matriz limo arcillosa en ocasiones algo cementada (58) y gravas y arenas con matriz limo arcillosa (59). Glaciés

Se incluyen en este apartado un conjunto de depósitos de características y génesis muy similares aunque distribuidos de forma algo escalonada en el tiempo.

Se trata de depósitos poligénicos en general piedemontes y abanicos aluviales antiguos que orlan los relieves más destacados por toda la Hoja. Litológicamente están formados por gravas y arenas a veces con bloques, empastados en matriz limo-arcillosa y a veces están cementados.

El espesor, muy variable fluctúa desde los 2-3 m a los 20 m como por ejemplo se observa en las proximidades de Sapeira.

Por su posición y cota se agrupan en dos tipos: glaciares superiores e inferiores. En general muestran una cierta orientación a la distribución de la red fluvial actual.

Por sus características y posición, se consideran los depósitos cuaternarios más antiguos aflorantes e incluso son considerados por algunos autores los más antiguos, como Plio-Cuaternarios.

b. Bloques y cantos con lutitas. Piedemontes y conos coalescentes (60)

Se incluyen aquí una serie de depósitos que se localizan al pie de sierras y relieves orlándolos a lo largo de los mismos.

Están formados por una litología muy variable en función de la composición de los relieves sobre los que se emplazan. En general son grandes bloques y/o bolos así como cantos y una matriz areno-limosa, aunque a veces se encuentra lavada, proceso bastante frecuente. El espesor fluctúa entre los 4-5 m.

2.3.1.2. *Pleistoceno-Holoceno*

a. Gravas poligénicas con bloques redondeadas y arenas con cantos (61) y gravas poligénicas, arenas y lutitas (62). Terrazas medias y bajas

Se trata de importantes depósitos asociados a la red fluvial actual de los ríos Noguera Ribagorçana e Isábena. Por las características y cota han sido agrupados en terrazas medias y bajas, si bien las terrazas consideradas como medias tienen un mayor protagonismo en el río Noguera Ribagorçana.

Se reconocen tres niveles: +3-12 m, +15-25 m y +50-60 m en relación con el cauce actual. La composición y textura es muy similar, si bien la presencia de cantos de rocas graníticas es un hecho diferencial en los depósitos del Noguera Ribagorçana.

En general se trata de gravas y bloques poligénicos, con matriz arenosa bien redondeadas y desarrolladas en cuanto a espesor se refiere, con valores medios entre 2 y 3 m. Ocasionalmente han sido objeto de explotación en distintos puntos.

2.3.1.3. *Holoceno*

a. Bloques y cantos (63) y cantos, bloques y lutitas (65). Canchales y coluviones de bloques. Coluviones

Se agrupan aquí un conjunto de depósitos heterogéneos y heterométricos que con frecuencia se localizan en las laderas tanto de las sierras como en las zonas con relieves importantes de la Hoja.

Las características litológicas de estos depósitos están directamente relacionadas con el entorno sobre el que se localizan. Conglomerático al pie de las sierras de Sis y Gurp, calcáreo al pie de San Gervás, etc., y lutítico-margoso en las áreas donde aflora el Cretácico superior.

Únicamente los canchales se localizan en las zonas más septentrionales donde los relieves son más fuertes y se dan importantes desprendimientos y acumulaciones de bloques de gran y variado tamaño, con espesores muy irregulares entre 1 y 3 m.

b. Bloques y gravas con matriz limo arcillosa (64). Conos aluviales

Son muy frecuentes aunque de reducido tamaño y con espesores considerables que se localizan en las salidas de barrancos y torrenteras. Son depósitos heterométricos y heterogéneos generalmente calcáreos, frecuentemente con matriz limo-arcillosa, ocasionalmente algo margosa y con espesores medios de 2-3 m. Los cantos suelen estar poco redondeados, si no son heredados ya que el transporte suele ser muy corto.

c. Bloques, cantos y arcillas (66). Deslizamientos

Aunque escasos, llama la atención las masas deslizadas que en puntos concretos de la Hoja se reconocen, encontrándose algunos de ellos activos en la actualidad como por ejemplo los dos que se localizan uno en la carretera al valle de Arán próximos, a la localidad de Arén y el segundo cerca de Eslodsmadeu.

Se trata de procesos solifluidales en los que grandes bloques son arrastrados y/o trasladados en una matriz lutítica o margosa y empastados en agua, arrastrando a su paso la vegetación que inicialmente soportaba (árboles, arbustos, etc.).

Son formas alargadas, a veces de más de 1 km de longitud y presentan una morfología irregular que se activa en épocas de lluvias.

d. Gravas y arenas. Cantos redondeados. Arenas y limos (67). Fondos de valle. Aluvial

Se localizan estos depósitos a favor de la red fluvial actual tanto de los barrancos como de los ríos Noguera Ribagorzana e Isábena.

Los barrancos presentan una gran longitud, por lo general de varios kilómetros y una fuerte incisión y/o encajamiento siendo los depósitos de fondo de valle muy estrechos, a veces no cartografiables y de muy poco espesor de 3 a 5 m como máximo en los casos más favorables.

Mayor y mejor representación tienen los depósitos actuales de los ríos Noguera Ribagorzana e Isábena, formados por cantos y bloques heterogéneos y heterométricos organizados en barras fluviales dando lugar a cursos trenzados y a veces meandroformes, que atraviesen la Hoja de Norte a Sur tanto en el sector oriental como el occidental.

3. TECTÓNICA

Los Pirineos son una cadena alpina que se extiende de Este a Oeste al Norte de la Península Ibérica (Fig. 8), estructurada entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior como consecuencia de la colisión Norte-Sur de las placas ibérica y europea, después de una fase previa esencialmente distensiva. El perfil sísmico ECORS muestra la corteza inferior y el manto litosférico subducidos bajo la placa europea, mientras que la corteza superior se encuentra despegada y deformada por sistemas de cabalgamientos y pliegues asociados (MUÑOZ, 1992) (Fig. 9).

Los Pirineos centro-orientales muestran una sección en abanico con un apilamiento antiformal central, que involucra principalmente al basamento, flanqueado por estructuras cabalgantes vergentes al Norte y al Sur que afectan a la cobertera mesozoica y terciaria, despegadas principalmente a nivel de materiales en Facies Keuper.

La Hoja de Arén se sitúa sobre la Unidad Surpirenaica Central (SÉGURET, 1972), que forma parte de las "Láminas de cabalgamiento superiores de Cobertera" (MUÑOZ, 1992), unidad de forma trapezoidal constituida por láminas imbricadas hacia el Sur, despegadas por encima de un cabalgamiento basal que entronca hacia el Norte con el apilamiento antiformal de la Zona Axial. El sistema de rampas laterales de la falla del Segre delimita la unidad por el Este, mientras que las rampas anticlinales de Mediano y Boltaña marcan su límite Oeste.

Estas láminas son básicamente tres y se imbrican según una secuencia normal de bloque inferior ("piggy-back"), sobre un reducido Mesozoico y Paleógeno autóctonos, que se superponen directamente sobre el basamento de la cuenca del Ebro (CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985) (Fig. 10).

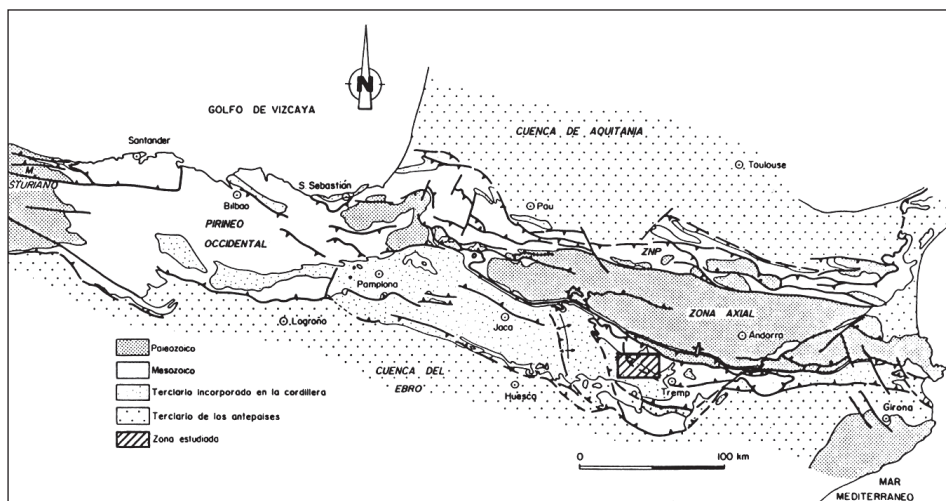


Fig. 8.— Esquema geológico de la cordillera pirenaica (según TEIXELL, 1992). (ZNP: Zona Norpirenaica) y situación de la Hoja de Arén (251).

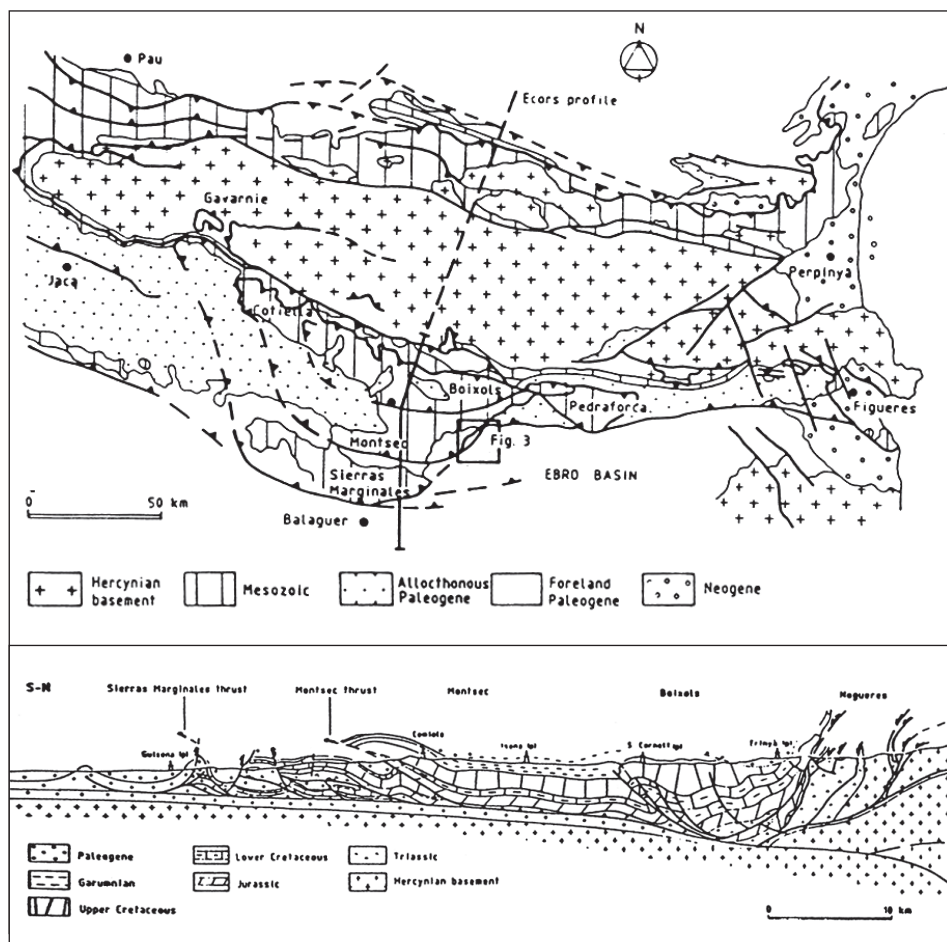


Fig. 9.— Situación y corte geológico esquemático de las unidades de cobertera surpirenaicas en la transversal del perfil ECORS (aproximadamente a lo largo del valle de la Noguera Pallaresa). Según MUÑOZ (1988) y VERGES y MUÑOZ (1990).

La lámina más septentrional (Bóixols-San Corneli), que se relaciona hacia el Oeste con las estructuras de San Gervás, Aulet y Turbón, se caracteriza por una potente serie mesozoica de plataforma aunque con importantes adelgazamientos y condensaciones hacia el Norte, inducidos probablemente por la tectónica extensional previa, evidenciada en la complicada estructura frontal de la lámina resultante de la inversión tectónica (BERASTEGUI *et al.*, 1990), claramente manifestada a partir del Santiense. En su límite Norte aflora el cabalgamiento basal de la cobertera, cuya disposición retrovergente, con fuertes buzamientos hacia el Sur, responde a una acomodación pasiva a la imbricación antiformal.

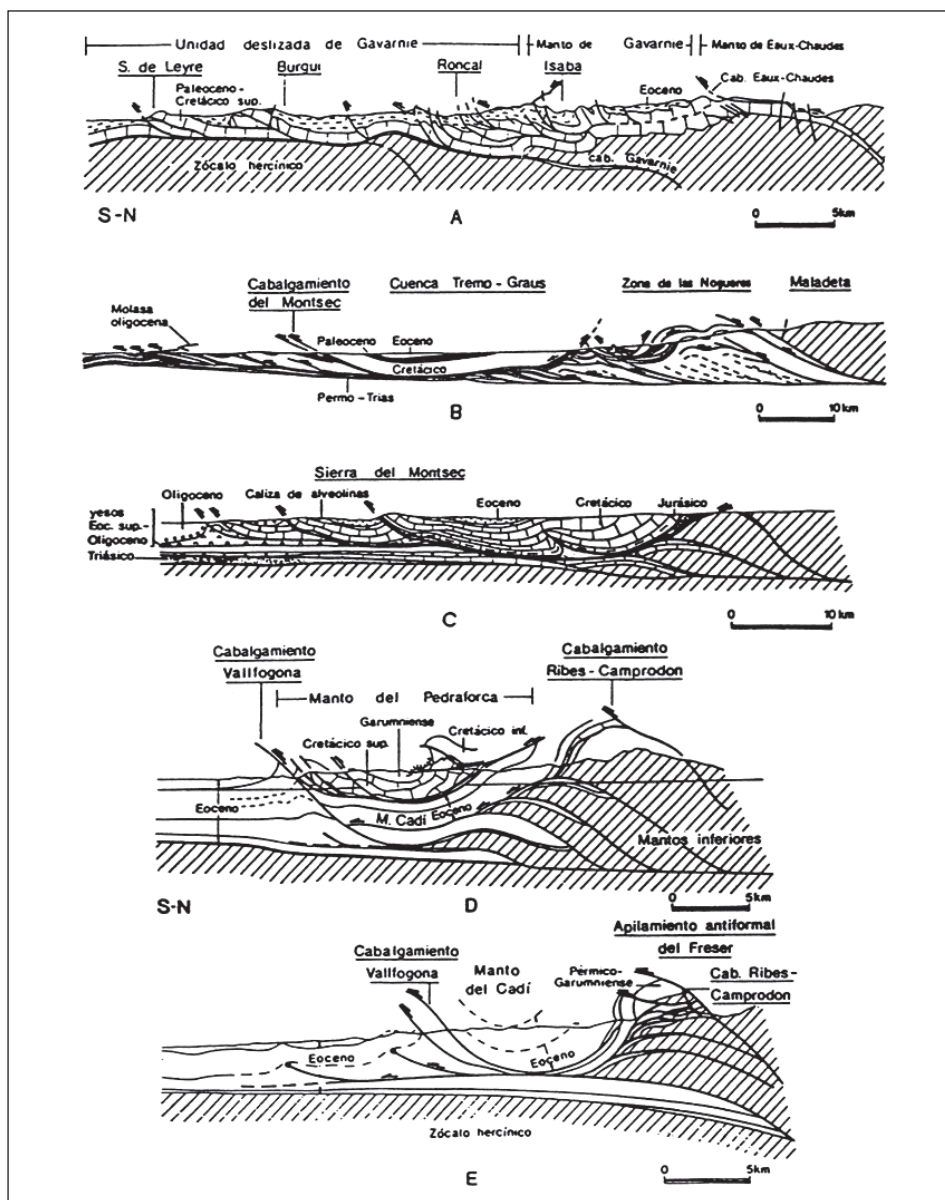


Fig. 10.- Cortes geológicos de la vertiente surpirenaica del Pirineo central (A, B y C) y del Pirineo oriental (D y E). A. LUBAUME y SEGURET (1985), simplificados; B. WILLIAMS (1985), C. CÁMARA y KLIMOWITZ (1985), D. VERGES y MARTÍNEZ, en prensa (Figura procedente de MUÑOZ et al., 1983).

La imbricación hacia el Sur de la segunda lámina (Montsec), al inicio del Paleógeno, origina una estructura en sinclinal (sinclinal de Tresp), que soporta la cuenca en "piggy-back" de Tresp-Graus (ORI y FRIEND, 1984). Hacia el Oeste, el Montsec tiene su continuación en la estructura del Cotiella, formada por dos láminas cabalgantes imbricadas (ARDEVOL *et al.*, in litt). La lámina meridional está formada por las Sierras Exteriores, que se emplazan de forma progresiva entre el Eoceno inferior y el Oligoceno.

La estructura del área cartografiada forma parte del flanco norte del sinclinal de Tresp. En el cuadrante noreste de la Hoja la estructura es compleja, con desarrollo de pliegues y cabalgamientos que afectan a los materiales cretácicos, fosilizadas por los términos bajos de la "Arenisca de Arén", que están sólo basculados. La inclinación disminuye hacia el Sur, de forma que los materiales terciarios tienen un plegamiento muy laxo.

3.1. ESTRUCTURA DEL SECTOR NORESTE (SIERRAS DE SAN GERVÁS Y AULET Y ANTICLINORIO DE TORRO DE TAMURCIA)

En la sierra de San Gervás las "Calizas de Santa Fe" se disponen invertidas con buzamiento suave al Norte que progresivamente va incrementándose. La estructura se interpreta como un gran pliegue sinclinal invertido, probablemente asociado a un anticlinal vergente hacia el Sur, cuyo núcleo, roto y extruido, y flanco normal estarían ausentes por erosión. El flanco inverso del sinclinal está afectado por fallas inversas de pequeño salto, que afectan a las "Calizas de Aguas Salenz" y a las "Turbiditas de Mascarell" (cabalgamiento de Miralles; FONDELAVE-WALLEZ *et al.*, 1990).

Hacia el Oeste, la sierra de Aulet constituye la continuación de esta estructura aunque en flanco normal con fuertes buzamientos al Sur de las "Calizas de la Sierra de Aulet", que van siendo progresivamente menores en las formaciones suprayacentes. El cambio estructural entre una y otra sierra y la confrontación de series con edades diferentes se produce a favor de la falla de Llastarri, estructura subvertical de dirección nor-noroeste a sur-sureste, cuyo último movimiento en dirección es aparentemente sinistral, a tenor de la inflexión que produce en las formaciones más modernas a las que afecta. Esta falla se puede interpretar como de transferencia que regula el movimiento diferencial de las dos sierras durante su plegamiento, movimiento que se amortiguaría en los términos inferiores de las "Calizas de Aguas Salenz".

No obstante, a lo largo de la traza de la falla de Llastarri, con una forma anastomosada típica de los desgarres, se observan criterios cinemáticos que indican sentidos de movimiento contrapuestos. En este sentido conviene indicar que la falla habría controlado la sedimentación caótica de las "Brechas de Santa Fe" a partir de un talud que favorecería la destrucción de plataformas carbonáticas previas. La geometría original de este dispositivo es poco claro al haber sido afectado por los movimientos compresivos posteriores, si bien puede tratarse de fallas normales buzantes hacia el Oeste, en cuyos bloques hundidos se acumularían los depósitos brechoides sintectónicos.

En el extremo occidental de la sierra de Aulet, las "Calizas de la Sierra de Aulet" cabalgan hacia el Oeste sobre las "Margas de Sopeira", que a su vez se disponen en la misma dirección sobre

las “Turbiditas de Mascarell”, aflorando en la base del cabalgamiento una pinza de materiales triásicos de dirección submeridiana. Estas estructuras pueden interpretarse como rampas que acomodarían lateralmente el movimiento hacia el Sur de los cabalgamientos. Su emplazamiento tiene lugar en el Cretácico terminal, como corrobora la presencia de removilizaciones de materiales triásicos en las “Margas de Salás” que las fosilizan.

Esta franja de afloramientos en Facies Keuper coincide con una importante reducción del espesor de las “Calizas de la Sierra de Aulet”, que probablemente está en relación con el margen de la cuenca extensional del Cretácico inferior. A este respecto puede señalarse que al Norte del entorno del embalse de Escalles, las cartografías existentes (p.e. GARRIDO-MEGÍAS y RÍOS, 1972; GARCÍA-SENZ, en preparación) evidencian discordancias y contactos sustractivos entre el Cretácico inferior y parte basal del Cretácico superior y el Triásico, sintomáticos de una tectónica distensiva.

Al Sur de las sierras de San Gervás y Aulet, las “Calizas de Aguas Salenz” y las “Turbiditas de Mascarell”, localmente invertidas, se pliegan en una sucesión de anticlinales y sinclinales (anticlinorio de Torre de Tamurcia), relacionables con los frentes de los cabalgamientos vergentes al Sur de Miralles y Torre de Tamurcia (GARRIDO-MEGÍAS, 1973; SIMÓ, 1985; FONDECAVE-WALLEZ *et al.*, 1990; SPECHT *et al.*, 1991). La traza del cabalgamiento de Torre de Tamurcia, de reducido desplazamiento, aflora al Sur de la localidad, amortiguándose rápidamente hacia el Oeste. Estos cabalgamientos se desarrollarían en el bloque inferior según una secuencia normal de propagación.

3.2. ESTRUCTURA DEL SECTOR OCCIDENTAL Y MERIDIONAL

Las estructuras del sector noreste de la Hoja son fosilizadas por las calizas margosas de la unidad 19, cuya traza cartográfica continua indica que no son afectadas por las deformaciones descritas, inclinándose regularmente hacia el Sur con buzamientos que llegan hasta los 70°, con excepción de un repliegue menor de orientación este-oeste (Puig Alós), y un cabalgamiento interno en la misma dirección (al Norte de la collada de Blasi). En este sentido puede señalarse que la “Arenisca de Arén” muestra una tendencia a fosilizar progresivamente de Este a Oeste estructuras tectónicas previas (ARDEVOL *et al.*, in litt.).

A lo largo del resto de la Hoja, los materiales terciarios suprayacentes presentan buzamientos suaves al Sur y Suroeste, localmente alterados por haces de pliegues laxos de dirección noroeste-sureste a este-oeste, ligeramente vergentes al Sur y Sureste, asociados a dos sistemas de fallas normales, uno paralelo a los ejes de los pliegues y otro transversal.

En profundidad, sin embargo, la estructura no es tan simple, ya que el sondeo Cajigar-1 corta una estructura anticlinal, con superposición anormal de las “Margas de Salás” sobre calizas del Santoniense inferior, que ARDEVOL *et al.* (in litt.) relacionan con las sierras de Turbón y Serrado (Hoja de Pont de Suert), y prolongan hacia el Este como un cabalgamiento ciego hasta entroncar con la lámina de Bóixols-San Corneli. Esta nueva estructura, también fosilizada por la unidad 19, estaría controlada por el desarrollo de la secuencia de bloque inferior, de forma que una serie más completa se reconoce en el sondeo Monesma-1, situado más al Sur.

Los haces de pliegues, que se desarrollan principalmente en la zona central, pueden interpretarse como respuesta a una reactivación de la estructura de Serrado-Cajigar o simplemente, por el propio efecto de reapretamiento del sinclinal simultáneamente al desplazamiento de la lámina del Montsec.

3.3. ESTRUCTURA DE LAS SIERRAS CONGLOMERÁTICAS

Las facies conglomeráticas del Eoceno superior-Oligoceno, en discordancia sobre las formaciones infrayacentes, son subhorizontales o presentan un plegamiento muy laxo, bien hacia el Norte (sierra de Sis) o hacia el Sur (sierra del Castillo de Laguarres), pero con un marcado basculamiento y “onlap” hacia el Norte. No obstante, los términos inferiores que se adaptan a un paleorelieve previo pueden presentar pliegues más apretados, fallas inversas y discordancias progresivas y angulares, como respuesta a la reactivación tectónica del substrato.

Así, por ejemplo, en Soperún, inmediatamente al Norte del límite septentrional de la Hoja, la superficie abrupta de “onlap” de los conglomerados basales de la sierra de Sis sobre la cresta morfológica de las “Areniscas de Arén” está cortada por un sistema imbricado de cabalgamientos y pliegues asociados de escala decamétrica, vergentes al Oeste. La barra de las “Areniscas de Arén” y los conglomerados depositados sobre la “cuesta” de la barra presentan una estructura sinclinal con un flanco inverso en el bloque inferior del sistema de cabalgamientos. Los conglomerados superiores de la sierra fosilizan progresivamente la estructura.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. SITUACIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Arén (n.º 251), a escala 1:50.000, se encuentra ubicada en la vertiente Sur de los Pirineos centrales, en la zona conocida como Prepirineo. La mayor parte de la superficie de la Hoja pertenece a la provincia de Huesca y sólo el tercio oriental de la misma, limitado por el río Noguera Ribagorzana, corresponde a la provincia de Lérida. Abarca parte de las comarcas del Ribagorzana y del Pallars Jussà y administrativamente pertenece a las Comunidades Autónomas de Aragón y Cataluña.

El relieve es por lo general muy montañoso y accidentado, sobre todo en la mitad septentrional donde se localizan las mayores alturas, destacando los 1890 m del Pallá de Tallet, en la Sierra de San Gervás, y los 1740 m de Roca Cirera. Hacia el Sur disminuyen las alturas hasta los 600 m aproximadamente en el valle del Noguera Ribagorzana. Aun así, los desniveles siguen siendo importantes y el paisaje, con importantes incisiones, resulta bastante accidentado.

La distribución de los materiales, unido a la estructura geológica y la disposición de la red fluvial, da lugar a los conjuntos de Sierras de diferentes envergadura, separadas por valles y orientadas de Este a Oeste y de Noroeste a Sureste. De Norte a Sur destacan: Sierra de San Gervás, Sierra de Berganuy, Sierra de Salas, Sierra de San Marcos, Sierra Palleroa, Sierra de Chiró y, en la esquina suroccidental, las Sierras de la Melleria y del Castilla de Laguarres.

Por lo que se refiere a la red de drenaje, ésta se articula en torno a los ríos Noguera Ribagorzana, en la mitad oriental e Isábena y Cожgar en la mitad occidental, todos pertenecientes a la Cuenca del Ebro y con una dirección surmeridiana según la máxima pendiente. Los principales afluentes del Noguera Ribagorzana son los barrancos de Miralles, de Solá, de la Cornudella, de Esplugafreda, de Escarlá y de Espills por la margen izquierda y los de Sobrecastell, de Santa Lucía, de Colls y de San Juan por la derecha. Destacan a su vez, los de Cordoneras, Ceguera, Torrentillo y del Oliviadre, por la margen izquierda del Isábena y de Garrasquero, Santa Greu del Espeso y de las Badias, por la margen derecha del mismo río.

Dos embalses regulan además las aguas del Noguera Ribagorzana en el sector más septentrional de la Hoja, y son los de Escales con 821 m de cota y Sopeira con 703 m.

Desde el punto de vista climatológico este sector pertenece al dominio Mediterráneo de tipo templado con precipitaciones medias anuales comprendidas entre los 600 y 900 mm y temperaturas de 11-13°C.

Demográficamente hay que destacar la escasa densidad de población con algunos pueblos abandonados o en regresión. Los principales núcleos urbanos son Arén y Sopeira, ambos en el valle del Noguera Ribagorzana, le sigue en importancia Castigaleu y Cajigar en el valle que lleva el mismo nombre y Lascuarre, Roda de Isábena, la Puebla de Roda y Serraduy en el valle del Isábena. La mayor parte de la población está ocupada en labores agrícolas y ganaderas, que constituyen los principales ingresos de la región. Los cultivos de secano, y en particular el cereal, son los más frecuentes y en cuanto a la ganadería, la cría de ovejas resulta la actividad ganadera más extendida.

La red de comunicaciones es bastante limitada siendo las principales vías la N-230 entre Lérida y Viella, que discurre por el valle del Noguera Ribagorzana y la A-1605 que lo hace por el valle del Isábena. De esta última sale la A-2603 que proporciona acceso a la localidad de Cajigar. Existen además algunos caminos de tierra entre los dos valles principales, pero la accidentada orografía y, en ocasiones, las altas cotas hacen difícil el acceso a la totalidad de la superficie de la Hoja.

4.2. ANTECEDENTES

La bibliografía que existe de esta zona, en relación a los aspectos geomorfológicos es bastante escasa. Son, sin embargo numerosos los estudios de carácter estratigráfico, tectónico, paleontológico e incluso de geología general. Tanto el Cuaternario como la geomorfología han sido, por el contrario, olvidados no existiendo cartografías concretas y especializadas hasta el año 1983, en el que aparece la tesis doctoral de PEÑA MONNE sobre "la Cuenca del Tremp y Sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana" donde realiza un copioso y exhaustivo análisis geomorfológico. Aunque sólo incluye una pequeña parte del cuadrante sureste de la Hoja de Arén (n.º 251), ha sido el principal punto de partida para el estudio de la misma.

Anterior a este trabajo, el estudio geomorfológico más completo hay que atribuirlo a BIROT (1937) que abarca gran parte del Prepirineo axial. Este autor apunta multitud de datos de interés, aunque a veces su visión es excesivamente general son considerar aspectos de detalle.

Otros trabajos que pueden producir la atención son los de MASACHS (1948) sobre la instalación de la red fluvial o los de PANZER (1926, 1933), SOLÉ (1946, 1953 y 1964), SOLÉ y FONT (1929), SOLÉ y LLOPIS (1944 y 1946), BATALLER, MASACHS y GÁLVEZ CAÑERO (1953) sobre el Cuaternario y especialmente sobre las terrazas fluviales.

Finalmente la realización de la cartografía a escala 1:50.000 del Proyecto MAGNA, ha ido aportando en los últimos años datos sobre los depósitos más recientes así como más actualmente una cartografía geomorfológica a escala 1:50.000. Aunque la superficie cubierta con dicha cartografía es todavía escasa, su importancia ya ha sido puesta de manifiesto.

4.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

En este capítulo se desarrollan dos apartados, uno dedicado a los aspectos morfoestructurales donde se describe la configuración actual del relieve y la influencia que en ella ejercen tanto la naturaleza de los materiales que forman el sustrato geológico como la tectónica y otro, en el que se destaca la influencia de los procesos exógenos en el modelado de dicho relieve.

4.3.1. Estudio morfoestructural

La Hoja de Arén pertenece a la vertiente meridional de los Pirineos centrales o Prepirineo central. Morfoestructuralmente corresponde a la Unidad Surpirenaica central definida por SEGURET (1972) y se trata de una unidad desplazada hacia el Sur durante la estructuración de la cadena y está constituida por materiales sedimentarios que se estructuran en tres láminas de cabalgamiento imbricadas y orientadas E-O. Más concretamente la zona de estudio se sitúa entre la lámina septentrional y la central, ésta última constituida por el Montsec, sobre el flanco norte del anticlinal de Tremp.

Morfoestructuralmente la configuración es relativamente simple, observándose un predominio de estructuras monoclinales relativamente suaves, constituidas por materiales del Cretácico terminal y del Terciario inferior, representantes de la Cuenca de Tremp-Graus. No obstante la esquina noreste de la Hoja se caracteriza por la presencia de materiales cretácicos, esencialmente carbonatados y afectados por una gran complejidad tectónica como muestra la Sierra de San Gervás y el sector del Talló de Aulet.

Por lo que se refiere a las formas estructurales de detalle son muy numerosas y variadas. La alternancia de materiales de diferente competencia y el acusado grado de incisión son las causas principales de este modelado. Se han reconocido y cartografiado resaltes, replanos, escarpes, crestas y superficies, diferenciando con diferentes símbolos los desarrollados en sedimentos horizontales o subhorizontales y los pertenecientes a series monoclinales. También se han tenido en cuenta las dimensiones de los escarpes, indicando si el salto es superior o inferior a 100 m.

Los mayores escarpes y crestas se localizan en el sector noreste, sobre los cretácicos carbonatados de la Sierra de San Gervás y Talló de Aulet. El trazado de los mismos es reflejo de las principales estructuras. El desplazamiento al Oeste permite observar resaltes de capas duras, tanto en sedimentos horizontales como en series monoclinales ("chevrons"), estos últimos al Norte de la Puebla de Rodas. El sector central y suroriental están ocupados en su mayoría por escarpes

y replanos estructurales en series subhorizontales o de muy escaso buzamiento, por lo general entre 5 y 12°. Estos replanos representan la mayor resistencia a la erosión de los niveles competentes frente a los incompetentes en series con litología alternante. La acusada incisión que da lugar a estrechos valles, impide el desarrollo de dichos replanos que se limitan mayoritariamente a estrechas bandas escalonadas y paralelas a los cursos fluviales. A veces en los interfluvios, el retroceso de las laderas es tal que llegan a unirse dando lugar a aristas y, en algunos casos, cerros testigo de morfología cónica u ovalada.

En el sector suroccidental aparecen de nuevo series monoclinales con buzamientos entre 15 y 27°. Se trata del sector de Lascurarre y de las Sierras del Castillo de Lagunares y de la Mellera. En ellas es frecuente encontrar cuevas y "hog backs" de dirección NO-SE a ONE-ESE, con escarpes casi siempre inferiores a los 100 m.

4.3.2. Estudio del modelado

Se refiere este apartado fundamentalmente a la variedad de formas, tanto erosivas como sedimentarias que se producen como consecuencia de la actuación de los procesos externos sobre el sustrato geológico existente.

Por lo que respecta a la Hoja de Arén son los procesos fluviales los que dan lugar a las formas más destacadas, seguidos de los poligénicos y los de ladera, finalizando con los kársticos que sólo aparecen en la esquina noreste, sobre el Cretácico carbonatado.

4.3.2.1. Formas fluviales

Dentro del conjunto de formas fluviales de carácter sedimentario, las terrazas son las más significativas destacando las del río Noguera Ribagorzana. También aparecen en el valle del Isábena pero son muchas menos y están más escasamente desarrolladas. En cuanto a las primeras, se han diferenciado tres niveles principales a +3-12 m,, +15-25 m y +50-60 m en relación al cauce, observándose en algunos puntos un desdoblamiento de la terraza inferior. Dado el encajamiento del valle, estos depósitos forman una estrecha franja que en ningún caso dentro de la Hoja supera los dos kilómetros.

No existen datos paleontológicos en ninguno de los niveles por lo que es difícil conseguir una datación concreta y precisa. Tampoco los niveles de glaciación y conos que pueden relacionarse con las terrazas aportan nada al respecto, por lo que hay que intentar una cronología de carácter relativo. Algunos autores han propuesto algunas soluciones basándose en el curso alto de los principales ríos y su relación con las morrenas glaciares. GARCÍA SAINZ (1933), BATALLER, MASACHS y GÁLVEZ CAÑERO (1953) lo han intentado para el Noguera Pallaresa y el Noguera Ribagorzana. Ajustando sus datos a lo que sucede en la Hoja de Arén, podría asimilarse la terraza baja y la intermedia a la glaciación Würm y la más alta, es decir la de +50-60 m a la glaciación Riss, no existiendo niveles más antiguos.

Existen también trabajos como los de PANZER (1926), SOLÉ (1942, 1953 a y b), LLOPIS (1947) y MENSUA (1960) sobre los ríos Gállego y Aragón y su relación con las morrenas de Senegue y Castiello de Jaca y de SOLÉ SABARIS (1963) sobre el Llobregat, llegando todos a conclusiones

muy similares respecto a las dataciones. Pero estudios más recientes han revisado estos datos y han demostrado la desconexión cronológica de estos fenómenos a lo largo de la cadena pirenaica.

Una posibilidad de datación aparece con el hallazgo de útiles prehistóricos relacionables con las terrazas del Segre y que apoyan la cronología de las terrazas de esta zona de estudio, situándose los tres niveles entre el Pleistoceno medio y el Plioceno superior, no descartando la posibilidad de que el nivel más bajo llegue al Holoceno.

Por otra parte, y como ya se ha señalado con anterioridad, debido a la estrecha cuenca del Noguera Ribagorzana, las terrazas no alcanzan una gran extensión. Por lo general el dispositivo morfológico es el de terrazas colgadas a excepción del nivel más bajo de la terraza inferior (en el punto donde se desdobra). También en relación con la morfología, sorprende el alto grado de inclinación que sufre la terraza de +50-60 m que como indica SOLÉ SABARIS (1953b) puede inducir a errores en la subdivisión de niveles.

Los depósitos son muy similares a los de los grandes ríos vecinos como el Noguera Pallaresa puesto que gozan de la misma pendiente y circulan por tramos de litología común. Abundan las areniscas y los conglomerados aunque también aparecen litologías de otro tipo. La descripción detallada se realizará más adelante en el capítulo de las formaciones superficiales.

Los fondos de valle con similar litología a la de las terrazas se limitan al nivel más reciente de los cursos fluviales. Destacan los del Noguera Ribagorzana e Isábena. El resto son estrechísimas bandas de depósitos apenas cartografiables. Su pequeña anchura se debe al acusado encajamiento y a la estrechez de las cuencas.

Los otros depósitos fluviales a destacar son los conos de deyección que aparecen a la salida de barrancos y torrenteras cuando desaguan en otros cauces de orden superior. Son frecuentes en los valles principales y sobre todo en el del Noguera Ribagorzana, en las proximidades de Arén, donde la cercanía de las cabeceras es tal que los depósitos coalescen dando un conjunto homogéneo. También son abundantes al Sur del embalse de Sopeira.

La naturaleza de estos depósitos cambia localmente de acuerdo con la roca madre de la que procedan, pero mayoritariamente son de carácter calcáreo. Su tamaño, como ya se ha dicho, es reducido, ofreciendo una gran pendiente y acusada convexidad.

Las formas erosivas son numerosas y variadas, destacando una importante y densa red de incisión. En su máximo grado de actuación, esta red da lugar a un apretado conjunto de cárcavas con sus correspondientes cabeceras de gran espectacularidad. Los mejores ejemplos se encuentran en gran parte del cuadrante noreste y la esquina noroeste, en los barrancos de Garrasquero y Santa Creu. Los materiales afectados son las areniscas calcáreas y margas de la formación "Turbiditas de Mascarell", de edad Santoniense-Campaniense, las "Margas de Riguala" y las "Areniscas de Roda" de edad Ilendiense.

Por otra parte, esta erosión acusada provoca un rápido retroceso de las laderas que da lugar a la formación de aristas cuando dos vertientes opuestas se ponen en contacto en la divisoria.

El proceso de incisión vertical se manifiesta también en otro tipo de morfologías como son las gargantas o cañones. Son de gran belleza y espectacularidad los del río Noguera Ribagorzana, en su sector más septentrional y los barrancos de San Juan, de Coscona, de Sarnes y de la Fuente.

La erosión lateral del cauce se hace presente en el valle del Isábena en las márgenes cóncavas de las zonas de meandro. En ellas se aprecia una verticalización de la ladera lo que a veces provoca pequeñas inestabilidades. Los escarpes de terraza y la arroyada difusa vienen a completar la morfología fluvial de carácter erosivo.

4.3.2.2. Formas de ladera

Están representadas por coluviones canchales, desprendimientos y deslizamientos.

Los primeros se localizan al pie de las laderas de los valles principales y de algunos de rango inferior como el Cajigar o el de Esplugafreda. Se caracterizan por sus formas alargadas y estrechas paralelas a los cauces. Se relacionan con las terrazas bien solapándose o interdentándose con ellas. Aparecen con mayor frecuencia en el valle del Noguera Ribagorzana.

Los canchales son muy escasos, apareciendo en la esquina noroeste de la Hoja y en el sector centroseptentrional. La formación de estos depósitos está favorecida por las fuertes pendientes y probablemente por condiciones morfogenéticas frías que favorecen la fracturación de la roca original. La inestabilidad de la roca fracturada provoca su caída y desplazamiento desde las zonas más altas a cotas inferiores de la ladera. La acumulación de material se compone de grandes bloques con la práctica ausencia de finos.

Los desprendimientos son debidos a los mismos procesos pero los bloques son de dimensiones métricas y se localizan aislados en la ladera, no formando una acumulación. Se ubican al pie de los escarpes mayores destacando los parajes de La Collada y Clot de Viñe, al este del embalse de Sopeira.

Finalmente hay que mencionar los deslizamientos que, aunque muy escasos en la Hoja de Arén, es una morfología bastante frecuente en todo el dominio pirenaico. Aquí se trata de pequeños y medianos ejemplos que a veces pueden llegar a alcanzar 1 km de longitud como en Serrat del Rey, al Noreste de Arén y al Norte de Eslodomada, en la esquina noroeste de la Hoja. Son deslizamientos de tipo solifluidal en los que grandes bloques se trasladan en una masa de material fino que posee un cierto contenido en agua. Sus formas son alargadas con borde inferior redondeado y cicatriz de despegue muy difusa. Presentan un perfil longitudinal convexo y bastante rugoso.

4.3.2.3. Formas kársticas

Se limitan a la esquina noreste de la Hoja concretamente a la sierra de San Gervás, en la Alta Ribagorza y se desarrollan sobre materiales carbonatados del Cenomaniense-Turonense. Las formas esenciales son pequeñas dolinas, simas y campos de lapiaz, pero ya muy degradadas y capturadas por la red fluvial. Aunque aquí se reduce a un pequeño espacio, este proceso es

muy generalizado en la mayoría de los macizos rocosos carbonatados. Según PEÑA MONNE (1983) el inicio de estos procesos debió ser posterior a la exhumación de la cobertera terciaria discordante que recubría gran parte de estos materiales, es decir en el Terciario superior. Este autor señala que la karstificación principal debe ser del Mioceno superior o Plioceno, momento en que la fase de exhumación estaba lo suficientemente avanzada para dejar aflorando gran parte de los materiales calcáreos, aunque su funcionalidad actual está fuera de toda duda.

4.3.2.4. *Formas poligénicas*

Bajo este nombre se agrupan todas aquellas morfologías que requieren de dos o más procesos para su formación. En este caso se trata de piedemontes y glacis. De entre todos ellos, el de edad más antigua corresponde al denominado Glacis Plio-Cuaternario que aparece al Sureste de la Hoja con muy escasa representación. Se trata de pequeños retazos, muy disectados por la red fluvial y que aparecen entre los 900 y 1.000 m. y serían el equivalente a los depósitos de la Raña descritos ampliamente por PEÑA MONNE (1983). Según este autor, que lo define para todo el sector de la Cuenca de Tresp, se trata de un glacis de acumulación modelado sobre materiales blandos y con una base totalmente irregular. Su superficie constituye el nivel techo del Cuaternario sobre el que se han encajado y modelado los glacis posteriores. PEÑA MONNE señala que su clasificación como glacis Plio-Cuaternario corresponde a su situación dominante, pendiente, condiciones y características del depósito. En cuanto a su dirección, muestra una tendencia clara y general hacia el Sureste.

El resto de los glacis se han dividido por su posición, edad y características en dos grupos: los glacis superiores y los glacis inferiores. Tanto unos como otros muestran ya una clara tendencia a los cursos fluviales secundarios que les han servido de nivel de base local para su elaboración. Los primeros se hallan al pie de los principales relieves y por lo general en la mitad norte de la Hoja. Destacan los del sector oeste y noroeste del río Isábena, los de la Canaleta, Serrat dels Clots, Cornudella de Baliera y los que bordean la Sierra de Salas. Su morfología es frecuentemente alargada con bordes lobulados y pendiente variable. También están muy disectados por la red fluvial dando en casi todos los casos unos bordes netos hacia los barrancos y valles.

Los glacis inferiores aparecen en el extremo suroeste de la Hoja en relación con el río Isábena y algunos de sus afluentes como son los barrancos de la Ribera, San Antolín del Olivandre y de Sarnés. Se trata de glacis encajados que presentan a veces características similares a los conos de deyección. La pendiente suele ser inferior a los anteriores, de unos 5° aproximadamente. Por su posición respecto al cauce puede empalmar con las terrazas medias por lo que se les ha asignado una edad similar.

Finalmente se han incluido en este grupo una serie de depósitos de génesis múltiple en los que intervienen procesos fluviales de carácter torrencial, procesos de vertiente y otros. Se han denominado como piedemonte caracterizándose por aparecer al pie de las principales sierras y relieves, a modo de orla y con cierta continuidad lateral. En algunos puntos como en Las Moreras o en La Canaleta, en el sector centro-septentrional, estos depósitos parecen constituir la cabecera de los glacis superiores por lo que se han considerado contemporáneos. Este hecho también se contempla al Sur del Morrón del Güel en el borde oeste. Se trata de formas con una

gran pendiente en las que el depósito asociado lo constituyen grandes bloques y una matriz arcilloso-arenosa.

La existencia de todas estas morfologías escalonadas se debe a la repetición cíclica de los procesos de elaboración siempre que las condiciones climáticas han sido favorables para ello. Según la disposición pueden ser, por lo que a los glaciares se refiere, escalonados o encajados según DRESCH, J. (1957). El proceso de encajamiento lleva consigo, como es lógico, el desmantelamiento de los niveles anteriores con lo que se convertirían en glaciares de sustitución. PÉÑA MONNE (1983) señala que en toda esta región el glaciar Plio-Cuaternario puede considerarse como el original, mientras que los restantes niveles serían glaciares de sustitución. Este hecho da lugar en la mayoría de los casos, siempre hablando a nivel regional, una gran semejanza entre los depósitos de unos y otros.

4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

En este apartado se tienen en cuenta el conjunto de formas del relieve que llevan un depósito asociado, ya sea consolidado o no pero siempre relacionado con la evolución geomorfológica del paisaje actual. Las formaciones superficiales presentan como característica fundamental su cartografiabilidad a la escala de trabajo y son definidas por su geometría, textura, litología, potencia, tamaño, génesis y en algunos casos cronología. Como algunos de estos aspectos ya han sido considerados en el apartado anterior, se dedicará aquí atención especial a todos aquellos que no han sido tratados, como litología, textura y potencia.

Dentro de las formaciones superficiales de carácter fluvial se describen en primer lugar las terrazas, principalmente las de los ríos Noguera Ribagorçana e Isábena. Su composición y textura son muy similares pues proceden de la misma área madre, aunque el primero es de mayor desarrollo que el segundo. Se caracterizan por un predominio de gravas bien redondeadas con matriz arenosa, dominando las areniscas y los conglomerados debido a la naturaleza de los materiales que atraviesa. También se reconoce la presencia de cantos de la zona axial del Pirineo central, así como materiales calcáreos del Jurásico, Cretácico y Eoceno y pudingas permotriásicas. El alto grado de redondeamiento se debe a que los bloques, gravas y cantos son retomados de los depósitos conglomeráticos o de los glaciares de las zonas que atraviesa. También se reconocen niveles arenosos y limosos. La potencia media de las terrazas suele ser de 2-3 m, no existiendo grandes diferencias entre unos niveles y otros que permitan caracterizarlas individualmente. Sí hay que señalar que en las zonas con mayor aporte de carbonatos, algunos cantos presentan un pequeño recubrimiento carbonatado y encostramientos puntuales.

En cuanto a los fondos de valle, la litología es muy similar pero con un mayor contenido en arena. La potencia, no siempre visible en su totalidad, se calcula de unos 3-4 m, pero es posible que puedan sobrepasar los 5 m.

Los conos de deyección pese a su reducido tamaño tienen una potencia importante, dado que pertenecen a un régimen torrencial de estrechas cuencas con gran pendiente. La litología sufre variaciones locales según los materiales que sirven de alimento, siendo más abundante la de naturaleza silíceo. Al igual que en las terrazas, los pequeños cortes en los que pueden verse limpiamente los depósitos, se observan estructuras fluviales como rellenos de fondo de canal,

laminaciones cruzadas, etc. También los elementos gruesos suelen estar redondeados debido a su procedencia mayoritaria de sedimentos de Triásico, por lo general conglomeráticos. El tamaño de dichos elementos varía notablemente de la zona apical a la distal por lo que no puede darse un valor medio. La matriz es arenosa con colores que van desde el pardo amarillento al rojo. En cuanto a la potencia, sólo se puede decir que es variable, oscilando entre 2 y 3 m.

Por lo que se refiere a las formaciones superficiales de ladera hay que señalar que están representadas por coluviones, canchales y deslizamientos. Los primeros, lo mismo que ocurre con los conos de deyección, tienen su litología ligada a las características del material del cual proceden y en este sentido la composición de los elementos varía muy poco en relación a ellos. Solamente la textura y la disposición interna son dispares. La textura se define por un mayor contenido en finos y la estructura interna es bastante caótica, debido a su origen gravitatorio. Aun así se pueden diferenciar varias secuencias de aporte.

Los canchales están limitados al sector norte, más montañoso. Son característicos por la acumulación de bloques de gran tamaño con una matriz muy escasa, sobre todo superficialmente. El resultado es un depósito monométrico caótico y de gran heterometría con una potencia que puede calcularse entre 1 y 3 m.

Los deslizamientos, de carácter solifluidad, constituyen una masa de bloques y material fino de aspecto caótico. Algunos del ellos, los más importantes, se observan en la carretera que discurre por el valle del Noguera Ribagorzana. Tienen un especial interés morfoclimático pero también influye el tipo de material en el que se producen, generalmente de carácter blando o con litología alternante. Según PEÑA MONNE (1983) el proceso comenzaría, en este segundo caso, por una acentuación de la erosión diferencial, centrada en los niveles más blandos y poniendo en evidencia las capas más resistentes. La existencia de periodos lluviosos arrastraría el material más blando y produciría la caída de los estratos duros por falta de base de apoyo. Estos bloques se instalan sobre el material fino en estado solifluidal cayendo según la pendiente. La importancia de la solifluxión en el desplazamiento es muy variable aunque en general parece tener una cierta importancia, pero también estará en función de la presencia de suelos arcillosos. El aspecto final, como ya se ha señalado, es bastante caótico apareciendo la vertiente con bloques de gran tamaño.

Las formaciones superficiales de carácter poligénico están representadas por el glacis Plio-Cuaternario, los glacis superior (G_1) e inferior (G_2) y los piedemontes que se tratarán de forma conjunta a excepción de estos últimos. En general todos los glacis que aparecen en la región pueden considerarse como glacis cubiertos o de acumulación, siguiendo las clasificaciones de DRESCH (1957), BIROT y DRESCH (1966) y VIERS (1973). En ningún lugar se han observado glacis de erosión o desnudos. En general esta acumulación de materiales detríticos presenta una gran variedad litológica y textural. En los glacis de tamaños pequeños y fuerte pendiente es de destacar la heterometría, la escasa ordenación y el poco rodamiento de los cantos. Los depósitos suelen ser anárquicos y con poca estratificación. Por el contrario en los glacis que tienen una cierta longitud y por lo tanto menor pendiente, los clastos, especialmente los calcáreos, llegan a estar muy redondeados y el depósito presenta una buena estratificación y ordenación en el tamaño de los cantos. Se observan además lentejones e incluso niveles de cierta continuidad. Cuando estos glacis tienen su origen en los conglomerados terciarios, la mayoría de

los cantos se presentan perfectamente redondeados a causa de su procedencia, adoptando muchas veces características similares a los depósitos de terraza de los ríos próximos.

La matriz es arenosa o arcillosa y localmente está calcificada. Las costras calcáreas son escasas y las cimbras de cierto interés se localizan en los glacis Plio-Cuaternarios, debido probablemente a las condiciones climáticas de su formación.

El espesor observado para el glacis Plio-Cuaternario es por lo general de unos 10-12 m, pudiendo en algunos puntos superar los 20 m. En los glacis cuaternarios la potencia no suele sobrepasar los 10 m siendo más frecuente los 2-3 m. La formación de costras y la rubefacción del depósito son más característicos en el glacis Plio-Cuaternario que en el resto de los glacis donde dominan los tonos ocres y grisáceos, no apareciendo suelos rojos y siendo escasas las costras.

Por lo que se refiere a los piedemontes, las características litológicas son las mismas, pero el depósito está formado por grandes bloques o bolos con redondeamientos variables, según el material del que procedan. Lo que si hay es un predominio de los elementos mayores en detrimento de los finos muchas veces desplazados por los procesos de lavado a depósitos de cota más baja. La potencia es variable aunque habitualmente no superan los 4-5 m.

4.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

El relieve de toda la región es el resultado de una serie de procesos, tanto erosivos como constructivos, que tienen lugar sobre un sustrato geológico determinado. En este sector en concreto, estos procesos desde el plegamiento alpino, han contribuido, cada uno con sus características a la evolución geomorfológica regional finalizando con los ocurridos durante el Cuaternario, relacionados mayoritariamente con los cambios climáticos.

La formación del edificio estructural tiene lugar como señala PEÑA MONNE (1983), tras las fases premonitarias del plegamiento alpino, cuando se produce la fase mayor pirenaica, de edad fini-eocena. Supone un plegamiento general de los materiales mesozoicos y eocenos con direcciones O-E y NO-SE con algunos cabalgamientos y dos grandes mantos.

Paralelamente a la formación de la cordillera se produce el comienzo de la actividad erosiva que dará lugar a un relieve estructural de carácter selectivo con gran energía. La erosión fue capaz de producir gran cantidad de material que arrastrado por diferentes procesos dio lugar a una serie de depósitos de edad Eoceno terminal-Oligoceno y tal vez, puesto que no se ha datado la parte más alta de los materiales detríticos, parte del Mioceno. La litología de los depósitos acusa la procedencia del material, haciendo suponer una zona axial con un ascenso continuado, equilibrado por la subsidencia de la depresión del Ebro.

Aunque en la Hoja de Arén no se han detectado superficies de erosión, PEÑA MONNE (1983) en su tesis doctoral señala la presencia, en sectores próximos de superficies de erosión locales que por su relación con algunos piedemontes, podrían atribuirse al Oligoceno.

De forma brusca comienza una nueva fase de plegamiento fini-Oligoceno cuya consecuencia geomorfológica más importante es la deformación de las superficies de erosión. Esta reactivación

provoca una nueva fase erosiva en la que se inicia el gran proceso de exhumación de relieves que se mantiene durante el Mioceno, Plioceno y Cuaternario, estando inacabado en la actualidad. Este hecho de la exhumación da lugar a la formación de tres tipos de relieves distintos:

1. Relieves en materiales mesozoico-eocenos, caracterizados por cuestras, crestas, "chevrons", "hog-backs", etc. Se reconocen al Norte y Suroeste de la Hoja.
2. Relieves en materiales terciarios post-tectónicos, caracterizados por superficies y replanos estructurales.
3. Plataformas de erosión sobre materiales carbonatados y afectadas por una fuerte karstificación. Aparecen siempre fuera de la Hoja, aunque podría considerarse como una pequeña manifestación el sector de la Alta Ribagorza en la esquina noreste. La karstificación es favorecida por la importante fracturación y fisuración de estos edificios carbonatados compuestos por calizas, calizas margosas y calcarenitas del Cenomaniense-Turonense y Campaniense-Maastrichtense. La posición de estos aparatos se localiza generalmente en áreas elevadas y en divisorias apartadas de la red secundaria. La karstificación debió iniciarse después del desmantelamiento de la cobertera terciaria que cubría estas superficies erosivas y la fase principal debe ser Mioceno superior o Plioceno. Ahora bien la funcionalidad cuaternaria y actual está fuera de toda duda, aprovechando las formas existentes y retocándolas.

A finales del Terciario y comienzos del Cuaternario tienen lugar una serie de cambios morfogenéticos importantes después de la fase de exhumación del Terciario superior. El resultado son unos amplios piedemonte formados por acumulación de material detrítico en el contacto de las sierras marginales con la Depresión del Ebro. Estos piedemontes, denominados glacis Plio-Cuaternario, son el nivel primitivo sobre el que se encaja la red fluvial cuaternaria siguiendo las pautas que fija la climatología durante el Cuaternario. Aunque suelen dar grandes mantos, dentro de la Hoja de Arén, el glacis Plio-Cuaternario sólo está patente en unos pequeños retazos muy incididos en el paraje de Corral de Eroles, en el Pallars Jussà, al Sureste.

En todas las cuencas este glacis Plio-Cuaternario tendría como nivel de base la red fluvial actual y su origen estaría en los relieves circundantes por lo que el retroceso de las cornisas y el proceso de exhumación apenas han evolucionado desde entonces.

Ya en el Cuaternario remiten los procesos que caracterizan la morfogénesis terciaria y hay un predominio del modelado de detalle. La principal labor de exhumación se debe a la red de drenaje que en su progresivo encajamiento pone al descubierto depósitos enterrados en épocas anteriores. Esta red es el nivel de base para la evolución geomorfológica regional durante el Cuaternario, ampliando cabeceras, concentrando drenajes y produciendo sedimentos como terrazas, conos de deyección y glacis de variadas dimensiones.

La repercusión de los cambios climáticos del Cuaternario queda reflejada en el escalonamiento de los depósitos, glacis y terrazas, cuyas características ya han sido expuestas en apartados anteriores. Sin embargo el aspecto más destacado a tener en cuenta es la correlación entre los

depósitos de vertiente y los fluviales (PEÑA MONNE, 1983) siguiendo determinados ritmos, lo que permite el establecimiento de una cronología al menos relativa de los diferentes depósitos.

Por lo que se refiere a la actividad de los procesos glaciares no ha existido de una forma directa dada la escasa altura de la zona. Pero en las vertientes se puede apreciar una cierta influencia de las fases frías en los procesos de solifluxión, sobre todo por encima de los 700 m.

Finalmente apuntar que paralelamente al proceso de encajamiento de la red tienen lugar actividades en las laderas e interfluvios, así como procesos de disolución en los sedimentos carbonatados que poco a poco, y en conjunto van perfilando la morfología de la zona.

4.6. PROCESOS ACTUALES

Los principales procesos activos que se observan en la Hoja de Arén son los de carácter fluvial y los de vertiente.

Los primeros se manifiestan en una acusada incisión vertical favorecida por la acción antrópica que aparece como un elemento desestabilizador. La deforestación facilita la concentración del drenaje y la ampliación de torrentes y barrancos que poco a poco van consiguiendo aumentar el área de cabecera mediante acaravamientos. Este proceso está más desarrollado en los materiales menos competentes como son las areniscas calcáreas y margas de las "Turbiditas de Mascarell", de edad Santoniense-Campaniense, las "Margas de Riguala" y las "areniscas de Roda", ambas de edad Ilerdiense. Los mejores ejemplos se encuentran por tanto en gran parte del cuadrante noreste y en los barrancos de Garrasquero y Santa Creu, en la esquina noroeste.

Por otra parte los cauces de los ríos Noguera Ribagorzana e Isábena, son inundables en épocas de intensas lluvias como así lo demuestran algunas inundaciones célebres en los diez últimos años.

Los otros procesos activos son los de vertiente, aunque han perdido la importancia que tuvieron en otros momentos del Cuaternario, limitándose a mecanismos menores de erosión y transporte. Hay que destacar la gelifracción, la solifluxión y la gravedad.

La gelifracción, favorecida por el clima de montaña, colabora en la fragmentación de las cornisas rocosas, produciendo la separación y el aislamiento de los bloques. Las fuertes rupturas de pendiente dan lugar a un rápido transporte de estos elementos que se hallan en posición inestable, cayendo a posiciones más bajas dentro de la vertiente. De esta forma es como se originan los desprendimientos y algunas acumulaciones como los canchales. Hay que señalar sin embargo que la evolución de las cornisas por caída de bloques está actualmente bastante frenada, según señala PEÑA MONNE (1983) por la inexistencia de procesos evolutivos en los taludes situados a su pie que favorezcan la formación de entrantes bajo la cornisa, favoreciendo la caída.

En definitiva, casi todas las acumulaciones de importancia son fósiles y muchas ya no tienen conexión con los procesos actuales, en los que predominan los factores destructivos.

Los procesos de solifluxión son reconocibles en muchas vertientes pero pocas veces cartografiables.

Hay que citar la formación de lóbulos en aquellas vertientes margo-arcillosas que tienen surgencias o que acumulan humedad debido a su orientación. Algunos de estos lóbulos solifluidales son favorecidos por la acción antrópica que crea desniveles al construir vías de comunicación o abancalamientos. A veces estas vías de comunicación se ven afectadas por ondulaciones de cierta importancia.

Finalmente hay que señalar que aunque la tendencia futura es a un rebajamiento general del relieve por medio de los procesos fluviales y de ladera, no parece que se vayan a producir grandes modificaciones en el paisaje, al menos en su futuro inmediato.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Después de las fases de “rifting” triásica y liásica, un mar somero se establece durante el resto del Jurásico en el ámbito de la cuenca pirenaica meridional, con desarrollo de facies de plataforma carbonática relativamente estable. Al inicio del Cretácico inferior algunas áreas de la extensa cuenca jurásica se alzan y erosionan y otras experimentan fuerte subsidencia, que se relaciona con un contexto de tectónica extensional. Las facies más representativas del Cretácico inferior preservadas en áreas vecinas corresponden a arrecifes de rudistas y corales y margas de cuenca somera, indicativas de clima cálido y escaso relieve continental. Durante el Albiense-Cenomaniense el depocentro sedimentario se desplaza de Este a Oeste desde el valle del Segre hasta el del Noguera Ribagorzana, donde se instala en el sector de Aulet una cuenca muy subsidente, primero poco profunda (“Calizas de la Sierra de Aulet”) y después pelágica (“Margas de Sopeira”). Esta cuenca, limitada al Este por la falla de desgarre de LLastarri, persiste hasta el Santoniense inferior con aguas profundas y elevada pendiente deposicional, acumulando sedimentos de talud de las plataformas carbonáticas desarrolladas al Sur y al Este de la zona estudiada.

A partir del Santoniense se registra una inversión de las estructuras distensivas de forma que la cuenca surpirenaica evoluciona a una cuenca de antepais que se comporta, en una primera etapa como “foredeep” (Santoniense superior-Maastrichtiense) y en una segunda como de “piggy-back” (Paleoceno-Eoceno medio).

La cuenca de “foredeep” del Senoniense es elongada, hundiéndose hacia el Noroeste entre una plataforma meridional estable y un frente septentrional orogénico. Subsidencia y depocentros migran de Este a Oeste, en el mismo sentido del transporte de sedimento desde medios aluviales y fluviales (“Areniscas y Conglomerados de Adrahén”, Facies Garumniense) a ambientes turbidíticos (Grupo Vallcarga), a través de medios deltaicos y de transición (Grupo Arén). En el Maastrichtiense se pone de manifiesto, pues, una regresión a nivel regional relacionada con el emplazamiento progresivo del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la lámina cabalgante de Bóixols-San Corneli.

La cuenca en “piggy-back” de Tremp-Graus queda limitada al Norte por el cinturón emergido de pliegues y cabalgamientos del Cretácico superior y al Sur por la lámina cabalgante del Montsec.

El relleno de la cuenca comienza en el Paleoceno con sedimentación aluvial distal que hacia el Oeste intercala carbonatos (Grupo Tresp), que preconizan la transgresión ilerdense representada por plataformas carbonáticas y complejos arrecifales de climas tropicales, con aportes terrígenos septentrionales (Grupo Ager). La plataforma basal ("Calizas con Alveolinas") es somera y delgada pero extensa, interdigitándose al Este de la Hoja con facies de transición y continentales. Durante la etapa inicial de su hundimiento se instalan arrecifes sobre ella, progresivamente más modernos hacia el Este.

Las facies regresivas de relleno de la cuenca de Tresp-Graus están constituidas por una sucesión de sistemas aluviales y fluviales de procedencia norte drenados por sistemas fluvio-deltaicos y litorales transversales (Grupos Castigaleu, Castissent-Campanué inferior y Campanué superior-Capella). Estos sistemas desarrollan una tendencia progradante hacia el Oeste, donde gradan a los sistemas turbidíticos del Grupo Hecho. Este tránsito se verifica en el sector del valle del Ésera a favor del talud generado sobre la rampa lateral de la lámina cabalgante del Cotiella, emplazada durante el Eoceno. A grandes rasgos, los medios aluviales se localizan en el sector septentrional de la Hoja, mientras que los medios fluviales se restringen a la mitad meridional, y en sentido suroccidental evolucionan a medios de transición con predominio de influencia mareal. La naturaleza arcósica de los aportes manifiesta el emplazamiento coetáneo del apilamiento antiformal de la Zona Axial.

La tercera y última etapa en la evolución de la cuenca de antepais surpirenaica tiene lugar entre el Eoceno superior y el Mioceno inferior y es sincrónica con la estructuración final del orógeno pirenaico. Al final del Eoceno la cuenca se cierra definitivamente al mar, y como respuesta a un importante creación de relieve se desarrollan sistemas de abanicos aluviales, representados en el ámbito de la Hoja por facies esencialmente conglomeráticas, en un modelo de apilamiento retrogradante, de forma que los ápices de los abanicos se sitúan progresivamente más al Norte, próximos a la Zona Axial. Después de rellenar las depresiones los abanicos se relacionan distalmente con medios fluviales de la cuenca del Ebro.

En el Burdigaliense la cadena pirenaica queda definitivamente estructurada y se entra en una fase de levantamiento que persiste en la actualidad. Durante esta fase tiene lugar el modelado actual del relieve de la Hoja, primero bajo un régimen fuertemente erosivo con importante sedimentación fluvial (terrazas), conos de deyección, glaciares, depósitos de piedemonte y coluviones, sometidos después nuevamente a erosión con un encajamiento progresivo de la red fluvial.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

Para la redacción de este capítulo ha sido de gran utilidad la consulta del trabajo "Investigación hidrogeológica del sistema 68 en el interfluvio del Ésera-Noguera Ribagorzana (Huesca)", realizado por el IGME en 1986.

El interfluvio del Ésera-Noguera Ribagorzana se ha dividido en cuatro grandes unidades atendiendo a criterios litoestratigráficos y morfoestructurales. Son las siguientes:

- a) Zona axial
- b) Sierras interiores
- c) Cuenca de Graus-Tremp
- d) Sierras exteriores

Debido a su situación geográfica, la Hoja de Arén quedaría englobada dentro de la cuenca de Graus-Tremp y su borde nororiental participaría, en parte, de las características de las Sierras Interiores.

Las Sierras Interiores, se sitúan al Sur de la Zona Axial y están formadas por materiales secundarios, del Triásico hasta el Cretácico superior, que como consecuencia de la compartimentación y subsidencia diferencial de la Cuenca Pirenaica, presentan variedad de depósitos y facies, con cambios de carácter local. Existen numerosas formaciones geológicas constituidas por materiales carbonatados, calizas y dolomías principalmente, que presentan en superficie abundante karstificación y que están drenados por manantiales, algunos de ellos de importancia.

Los acuíferos que forman estas formaciones son multicapa, carbonatados, libres o confinados y que se alimentan de la lluvia útil o del deshielo de las nieves y a veces lateralmente desde otras del entorno. Su drenaje se realiza de manera difusa o en puntos en ríos y manantiales y que constituyen el nivel de base. La Cuenca de Graus-Tremp, se localiza en la parte central entre las Sierras Interiores y Exteriores. Está formada por una potente serie margosa que se inicia en el Garummniense continental y sigue con el flysch Eoceno.

Los materiales que constituyen la Cuenca son en general impermeables, margas o muy poco permeables, areniscas y conglomerados que dan lugar a pequeños acuíferos de carácter local. Sobre los mismos se sitúan los aluviales de los ríos que constituyen acuíferos de interés.

En los materiales terciarios, los niveles piezométricos son muy variables y discontinuos, mientras que en los aluviales y cretácicos son más constantes.

El inventario de puntos de agua dentro de los límites de la Hoja (IGME, 1986) es reducido; únicamente 20 puntos. De ellos, 10 son manantiales, tres son sondeos de investigación petrolífera y con profundidades superiores a los tres mil metros y el resto son pozos y sondeos de escasa profundidad y muy reducido caudal de explotación.

La distribución por octantes es la siguiente:

- Octante n.º 1. Cinco puntos, todos ellos manantiales de caudal comprendido entre 1 y 4 l/s y de uso mayoritario para abastecimiento urbano.
- Octante n.º 2. Dos puntos. Uno de ellos es un manantial y el otro es un sondeo de investigación petrolífera y de 3.881 m de profundidad y sin aplicaciones hidrogeológicas.
- Octante n.º 3. Tres puntos. Dos de ellos son manantiales y el tercero es un sondeo de 35 m de profundidad y caudal de explotación muy reducido.

- Octante n.º 4. Dos puntos. Sondeos ambos; uno de ellos de investigación petrolífera y 3.133 m de profundidad. El caudal de explotación es muy reducido y la calidad del agua en el sondeo petrolífero es deficiente.
- Octante n.º 5. Cinco puntos. Un sondeo de 56 m; varios pozos de profundidad entre 4 y 6 m y un manantial de muy bajo caudal.
- Octante n.º 6. Tres puntos. Dos de ellos son manantiales y el tercero es un sondeo de investigación petrolífera y de 4.750 m.

Los puntos más interesantes son:

·	32-11.	1.	001.	Manantial. Caudal 1.4 l/s
·	32-11.	1.	003.	Manantial. Caudal 3.5 l/s
·	32-11.	1.	004.	Manantial. Caudal 14 l/s
·	32-11.	1.	005.	Manantial
·	32-11.	2.	001.	Manantial. Caudal 153 l/s
·	32-11.	2.	002.	Sondeo de petróleo
·	32-11.	4.	001.	Sondeo de petróleo
·	32-11.	5.	002.	Sondeo
·	32-11.	6.	001.	Manantial
·	32-11.	6.	002.	Sondeo de petróleo

Los manantiales con numeración 32-11.1.004 y 32-11.2.001 son los más importantes. El primero de ellos está relacionado con un afloramiento de calizas con alveolinas del Paleoceno y en el mismo se han efectuado aforos con caudales comprendidos entre 15-30 l/s y localmente es conocida como Font el Congostro; el segundo de ellos es conocido como Fuente de San Cristóbal y que proporciona casi el 50% del caudal del río Isábena en algunas épocas del año. Este manantial surge a unos 20 m por encima del lecho del río y está relacionado con un paleokarst en las areniscas de la Formación Arén.

Se ha podido disponer de un total de 6 análisis químicos y distribuidos de la siguiente manera: punto n.º 32-11.1.004 dos análisis, punto n.º 32-11.2.001 tres análisis y punto n.º 32-11-5.005 un sólo análisis.

En conjunto se trata de aguas de calidad media bastante homogénea y mineralización media. Son del tipo bicarbonatadas cálcicas y la 5.002 presenta una mayor mineralización y contenido en ión sulfato. Los valores de la conductividad están comprendidos entre 300 y 800 mS/cm y

no presenta problemas por su contenido en especies nitrogenadas. El manantial de San Cristóbal con número 2.0901 presenta las menores concentraciones en elementos químicos y, a su vez, una gran homogeneidad en las tres determinaciones en distinta época del año y con diferente caudal.

En los sondeos petrolíferos hay constancia de que la calidad del agua subterránea es muy deficiente.

El borde nororiental de la Hoja de Arén está formada por relieves mesozoicos situados al Sur de la Zona Axial y formados por depósitos muy variados y con rápidos cambios de facies laterales de materiales carbonatados, calizas y dolomías principalmente, que en superficie presentan abundante karstificación y que constituyen acuíferos; además, existen otros formados por materiales detríticos, de recubrimiento, originados por acumulación de materiales procedentes de la erosión, derrubios de ladera y aluviales, principalmente.

En los acuíferos carbonatados, los cambios laterales, la estructura y las particularidades propias de estos acuíferos condicionan que estos sean multicasas del tipo kárstico, en sentido estricto, o intermedios, mixtos, de doble porosidad, pudiendo ocurrir que un mismo acuífero participe de muchos tipos; libres en general o confinados localmente.

El resto de la Hoja formaría parte de la Cuenca de Graus-Tremp. Aquí, los materiales son más bien margosos y detríticos, areniscas y conglomerados, y alteraciones, en general impermeables o poco permeables que constituyen acuíferos de mayor interés, aunque siempre dentro de un orden.

Los acuíferos aluviales presentan la particularidad de su buena interconexión con los ríos. Su alimentación proviene de las precipitaciones, lateralmente de los materiales cretácicos y principalmente terciarios, de los propios ríos y de la escorrentía superficial de barrancos y torrentes laterales, mientras que la descarga, se realiza a través de los propios ríos.

6.2. RECURSOS MINERALES

El análisis de los datos aportados por diversas fuentes de información, especialmente el "Libro de la Minería de Aragón", RODENO (Revista de Geología Aragonesa) y el inventario del P.E.S. (Plan de Exploración Sistemática), así como los datos aportados por los trabajos de campo, permite clasificar y agrupar los distintos yacimientos e indicios a la vez que posibilita una evaluación de su potencial minero.

Estos grupos son:

- a) Recursos Energéticos.
- b) Minerales Metálicos.
- c) Minerales Industriales.
- d) Rocas Industriales.

a) Recursos Energéticos

Los indicios más importantes de estos recursos se encuentran en la Formación Escanilla de edad Luticiense Superior-Bartoniense. En esta formación se tienen las minas de lignito de Laguarres y de Cajigar.

En el ámbito de las Minas de Laguarres, sólo se tiene dentro de la Hoja de Arén, dos indicios situados uno en la vertiente meridional de la Sierra del Castillo, justo en el vértice suroccidental de la Hoja, y el otro a unos 2 km al Suroeste del pueblo en el paraje del Colladet. En ambos casos se trata de capas centi a decimétricas de lignito con abundantes sulfuros.

Estas minas se encuentran al Sur de Laguarres, en la Sierra del Castillo y muy próximas al límite suroccidental de la Hoja, y el acceso a ellas se realiza por la carretera que une Laguarres con Benabarre.

En este sector, la Fm Escanilla tiene dos tramos litológicos identificables de los cuales el inferior está constituido principalmente por conglomerados a los que se asocian areniscas, margas y carbonatos en secuencias positivas. La base del tramo superior está definida por un paquete importante de conglomerados con cantos rojos de cuarcita y muy cementados sobre los que se encuentra un paquete de 2 a 3 m, con areniscas, limos, arcillas y margas que intercalan los niveles lignitíferos, el mayor de los cuales alcanza los 30 cm de espesor. Las margas contienen abundantes restos fósiles (gasterópodos) y el techo del paquete es un nivel centimétrico, blanco, carbonatado y parcialmente erosionado por la base del paquete conglomerático suprayacente.

Se puede ver en otros puntos (Barranco de la Ribera), la equivalencia lateral de este paquete lignitífero. Este consta de un tramo de unos 2 metros de espesor con alternancia de areniscas finas y arcillas rojas. Constituye una pequeña secuencia de espesor creciente a cuyo techo aparecen los conglomerados. Al techo de esta secuencia, las arcillas presentan localmente gran proporción de nódulos carbonatados, posiblemente de origen pedogenético.

Se interpretan estos depósitos carbonosos como generados en un ambiente lacustre. Estos lagos, de poca extensión lateral, se formarían en zonas poco activas de un sistema de abanicos aluviales, donde sólo llegarían aportes de materiales finos. Este sistema de abanicos aluviales podría ser el mismo que funcionó durante la Fm Capella, sólo que en una fase de mayor progradación.

Se considera que depósitos carbonosos similares a estos pueden estar presentes en otros puntos de la cuenca, en relación con los conglomerados de la Formación Escanilla. Una zona concreta favorable sería la zona de la Ternuda en la Sierra del Castillo de Laguarres, donde comienza el Barranco de la Ribera.

Los niveles carbonosos del sector de Cajigar y Santa Esteban de Mayo se estuvieron explotando como mina hasta la década de los años 60 en los grupos mineros de Santa Eulalia y Minas de la Selva, respectivamente.

Ambos grupos se encuentran actualmente inactivos y no se han conservado datos de sus planos de labores, frentes de explotación y reservas potenciales.

En el ámbito del grupo Santa Eulalia se realizó, a partir de 1981 y durante el período 1981-1982, una intensa explotación a cielo abierto dadas las características estructurales y geomorfológicas favorables del yacimiento.

De esta explotación tampoco han quedado datos verificables en cuanto al tonelaje extraído.

El grupo Santa Eulalia, se encuentra al Noreste de Cajigar a una cota de 1.180 m y con un acceso directo desde esta población por San Isidro y la Mina de la Selva se sitúa al Noreste de San Esteban de Mallo y con acceso directo desde esta población.

Estratigráficamente se encuentran también en la Formación Escanilla, y dentro de ésta, por encima de los potentes conglomerados, en un tramo con alternancia de paquetes delgados de conglomerados, areniscas, limos y margas.

En el Grupo Santa Eulalia, estos materiales presentan tan sólo un buzamiento de 4° hacia el Noreste, dando lugar a la formación de un pequeño cerro de materiales no demasiado compactos, lo que facilitó su explotación a cielo abierto.

Hasta finales de la década de los 80 se explotaron dos capas de carbón, con 80 cm de espesor la inferior y 120 cm la superior. Esta última con carbón de mayor pureza, presenta niveles de caliza intercalados, y se acuña hacia el Sur. En los pozos de las antiguas minas puede observarse la existencia, en niveles inferiores inmediatos, de otras capas de carbón de hasta 30 cm de espesor, también asociadas a niveles calcáreos. En conjunto estos paquetes carbonosos se encuentra incluidos en un tramo de limo gris con algunas intercalaciones areniscas.

Esta arenas son en general de granulometría fina y color ocre, muy similares a las de la Formación Capella.

En los niveles carbonosos aparecen abundantes restos de gasterópodos, deformados por la compactación. También se puede observar en los limos la presencia de restos vegetales en posición de vida. Estos factores nos indican que posiblemente estos carbones son depósitos primarios, que se generarían en zonas lacustres, posiblemente durante un período de mayor estabilidad tectónica.

Otros indicios de menor importancia aparente son los observables en las Badias, muy próximo al Suroeste de Monesma de Benabarre, Casa de la Matusa un kilómetro al Suroeste de Cajigar, La Morera situada a 1,5 km al Noreste de Mont de Roda con acceso directo desde dicha localidad, en el Barrio de la Carretera en Serraduy, con capas centimétricas de lignito aflorantes y las capas de igual espesor aflorantes en Casa Farreros al Sur de Güell. En todos los casos con una posición estratigráfica similar a la descrita para los grupos mineros.

Por último, es este capítulo es reseñable que el permiso de investigación para gas natural denominado "Ribagorza" con una extensión de 37.926 Ha, cuyo titular es la Compañía Tullow Oil and Gas, ocupa gran parte de los sectores centro occidentales de esta Hoja.

b) Minerales Metálicos

Los indicios de minerales metálicos se encuentran directamente relacionados con los niveles de lignito descritos.

Prácticamente en la totalidad de los casos, estos carbones muestran un porcentaje elevado de metálicos. En los análisis reflejados en publicaciones sobre dichos niveles, se define la presencia de pirita, marcasita, goethita, melanterita, calcita y yeso. En los sectores donde las capas de lignito se encuentran quemadas (Sierra del Castillo), se observa la presencia de “ocres” cuyo origen son las goethitas.

c) Minerales Industriales

En este capítulo sólo puede incluirse un pequeño indicio de yesos fibrosos rellenando diaclasas en los materiales del terciario inferior en facies Garumm, en posición ligeramente meridional a la población de Arén, son los denominados “yesos morranos” sin mayor interés económico.

d) Rocas Industriales

En la Hoja de Arén, sólo se conocen pequeñas explotaciones de arenas y gravas para consumo local en el río Isábena en su sector de la Puebla de Roda y en el río Noguera Ribagorzana en el sector de Arén y cerca de Sapeira junto al barranco de Esplugafeda.

En este capítulo, hay que reseñar la explotación que se hizo en décadas anteriores de las arcillas y margas de la Formación Castissent al Suroeste de Monesma de Banabarre y junto a la carretera que conduce a Lascuarre. Estos materiales se destinaban a la elaboración de cerámica infraestructural (Tejar) y los minerales presentes son caolinita, illita, montmorillonita, cuarzo y calcita.

Como resumen, puede concluirse que el capítulo de Geología Económica en su apartado de Minería y Canteras dentro de la Hoja de Arén los recursos energéticos son con diferencia los más significativos.

La evolución del sector energético, no parece propiciar en ningún caso una reactivación de las minas de lignito reseñadas, tanto más cuanto su contenido en sulfuros es muy elevado. Por tanto, las expectativas de futuro, en el contexto de este capítulo dentro de la Hoja, no parecen alentadoras y se restringen a la utilización de arcillas para cerámica infraestructural y de los aluviales como préstamos para la construcción.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

7.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

Dentro de la Hoja de Arén se han inventariado y catalogado los siguientes Puntos de Interés Geológico (PIG):

- Sección de Arén.
- Sección de Sopeira.

- Sección de Isclés.
- Sección de Serraduy.
- Yacimientos de huesos e icnitas de dinosaurios de Arén (Arén 1, 2 y 3).
- Panorámica del coll del Vent.
- Arrecife de Isclés.
- Afloramientos del Eoceno de Roda de Isábena.
- Afloramientos del Eoceno del río Noguera Ribagorzana.
- Sección de La Roca (río Isábena).
- Panorámica del coll de Merli.

De todos ellos se han seleccionado y desarrollado los seis primeros, considerándose que, en general, no necesitan especial protección, excepción hecha de los yacimientos de huesos e icnitas de dinosaurio situados en las proximidades de Arén.

7.2. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA

La testificación de la metodología que se ha empleado permite afirmar que la relación de los puntos seleccionados, once en total, reflejan las características de la Hoja. En el listado adjunto se exponen los PIG inventariados atendiendo al tipo de interés principal de cada uno de ellos.

PUNTO DE INTERÉS GEOLÓGICO	INTERÉS PRINCIPAL
– Sección de Arén	Estratigráfico
– Sección de Sopeira	Estratigráfico
– Sección de Isclés	Estratigráfico
– Sección de Serraduy	Estratigráfico
– Yacimiento de icnitas de dinosaurio (Arén-1)	Paleontológico
– Yacimiento de icnitas de dinosaurio (Arén-2)	Paleontológico
– Yacimientos de huesos de dinosaurio (Arén-3)	Paleontológico
– Panorámica del coll del Vent	Estratigráfico
– Arrecife de Isclés	Sedimentológico
– Afloramientos del Eoceno de Roda de Isábena	Sedimentológico
– Afloramientos del Eoceno del río Noguera Ribagorzana	Sedimentológico
– Sección de La Roca (río Isábena)	Sedimentológico
– Panorámica del coll de Merli	Tectónico

Todo este conjunto de puntos ha sido clasificado, al margen de su contenido e interés principal, de acuerdo a su utilización (turística, didáctica, científica y económica), así como por su repercusión (local, regional, etc.).

8. BIBLIOGRAFÍA

- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1951): "Estudio geológico de la zona surpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales". *Act. I Congr. Int. Est. Pirenaicos*, t. I., secc. 2, pp. 327-350, 3 láms.
- ARDEVOL, L.; KRAUSS, S. y KLIMOWITZ, J. (En preparación): "Sequence stratigraphy of the Late Cretaceous foreland basin: thrust sheet propagation and sequence development (south-central Pyrenees, Spain)".
- BARNOLAS, A.; SAMSÓ, 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, *Libro-Guía Excursión*, n.º 1, Vic, 1991, 123 p.
- BARNOLAS, A.; TEIXELL, A.; SAMSÓ, J.M. y ZAMORANO, M. (1992): "Estructura y evolución sedimentaria del sector central de la cuenca surpirenaica". *Guía de las Excursiones Geológicas*, III Congr. Geol. de Esp. Salamanca, pp. 74-114.
- BATALLER, J.R.; MASACHS, V. y GÁLVEZ-CAÑEDO, A. (1953): "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja n.º 290 (ISONA) y Memoria Explicativa". 113 pp., XXIII láms. Fot., 7 fig. I.G.M.E. Madrid.
- BENTHAM, P.A.; BURBANK, D.W.; y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1992): "Temporal and spatial controls on the alluvial architecture of an axial drainage system: late Eocene Escanilla formation, southern Pyrenean foreland basin, Spain". *Basin Research*, 4, pp. 335-352.
- BIOT, J. (1962): "Etude micropaleontologique et stratigraphique de l'anticlinal de Mediano". Thèse 3è cycle, Univ. de Paris, 147 p.
- BIROT, P. (1937): "Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles". Thèses Univ. Paris. De. Bailliere et Fils, 315 pp., 65 figs., 6 pl. Paris.
- BIROT, P. y DRESCH, J. (1966): "Pédiments et glaciais dans l'Ouest des Etats-Unis". En *Ann. De Geogr.*, n.º 411, pp. 513-552, 4 lám. Fot. París.
- CALVET, F.; ANGLADA, E.; SOLÉ, N. y MARZO, M. (1988): "Evolution sedimentarie del Triásico de los Pirineos". Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, Abstract. P. 81.
- CÁMARA, 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.; MOLINA, E. y SUCUNZA, M.T. (1989): "Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo de la sección de Campo (paraestratotipo del Ilerdiense)". *Geogaceta* 6, pp. 82-84.
- CHOUKROUNE, P. y ECORS Team (1989): "The ECORS deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt". *Tectonics*, 8: pp. 23-39.

- CRUMEYROLLE, P. (1987): "Stratigraphie physique et sédimentologie des systèmes de dépôt de la séquence de Santa Liestra (Eocene sud-pyrénéen), Pyrénées Aragonaises. Espagne". Thèse 3è cycle., Univ. de Bordeaux, III, 216 p.
- CRUSAFONT, M. (1958): "Los mamíferos del Luteciense superior de Capella (Huesca). *Notas y Com. IGME*, 50, pp. 259-279.
- CRUSAFONT, M.; DE RENZI, M. y CLAVELL, E. (1966): "Un corte estratigráfico modelo del Garumniense-Paleoceno-Eoceno, en la cuenca preaxial del Isábena". *Acta Geol. Hisp.* 1 pp. 22-24.
- CRUSAFONT, M.; RIBA, O. y VILLENA, J. (1966): "Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (río Formiga: provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas". *Notas y Com. IGME*, 83, pp. 7-13.
- CRUSAFONT, M.; DE RENZI, M. y CLAVELL, E. (1968): "Les grands traits d'une cupure Crétacé-Paléocène-Eocène, au sud des Pyrénées (Isábena)". Extrait du *Memoire du B.R.G.M.*, 58; Colloque sur l'Eocène, pp. 591-596.
- CRUSAFONT, M. y GOLPE, J.M. (1973): "Los nuevos yacimientos de mamíferos del Eoceno español". *Bol. Geol. y Min.* LXXIX-IV, pp. 341-353.
- CRUSAFONT, M.; DONSELAAR, M.E. y NIO, S.D. (1985): "Eocene clastic tidal deposits in the Tremp-Graus basin (provs. of Lérida and Huesca)". En: M.D. Milà y J. Rosell (eds.): 6th European Regional Meeting, I.A.S., *Excursion Guidebook*, Lleida, pp. 215-266.
- CUEVAS, J.L. (1989): "La formación Talarn: estudio estratigráfico y sedimentológico de las facies de un sistema aluvial en el tránsito Mesozoico-Cenozoico de la Conca de Tremp". Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona, 107 p.
- (1992): "Estratigrafía del Garumniense de la Cuenca de Tremp. Prepirineo de Lérida". *Acta Geológica Hispánica*. V. 27, pp. 95-108.
- CUEVAS-GOZOLA, M. y DE BOER, P.L. (1989): "Tide-influenced fluvial deposits: Eocene of the southern Pyrenes". Spain. *Guidebook to excursion 3*, International Symposium on fluvial sedimentology. Sitges (Barcelona). 82 p.
- CUEVAS-GOZALO, M.; DONSELAAR, M.E. y NIO, S.D. (1985): "Eocene clastic tidal deposits in the Tremp-Graus basin (provs. of Lérida and Huesca)". Exc. N.º 6. En: M.D. Milà y J. Rosell (Eds.). 6th European Regional Meeting, *Excursion Guidebook*, pp. 215-266.
- CUEVAS, M. (1989): "Sedimentary facies and sequential architecture of tide-influenced alluvial deposits. An example from the middle Eocene Casella formation, South Central Pyrenees, Spain". *Geol. Ultraiectina*, 61, 152 p.
- DALLONI, M. (1910): "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 19, 444 p.

- DE BOER, P.L; PRAGT, J.S. y OOST, A.P. (1991): "Vertically persistent sedimentary facies boundaries along growth anticlines and climate-controlled sedimentation in the thrust-seet-top South Pyrenean Tresp-Graus Foreland Basin". *Basin Research*, 3, pp. 63-78.
- DE FEDERICO, A. (1981): "La sedimentación de talud en el sector occidental de la cuenca de Aínsa". Tesis Doct. Univ. Autònoma de Barcelona, 271 p.
- DERAMOND, J.; SOUQUET, P.; FONDECAVE-WALLEZ, M.J. y SPECHT, M. (1993): "Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain), en *Tectonics and seismic sequence stratigraphy*, Geological Society Special Publication n.º 71.
- DONSELAAR, M.E. y NIO, S.D. (1982): "An Eocene tidal inlet/washover type barrier island complex in the south Pyrenean marginal basin, Spain". *Geol. Mijnbouw*, 61 pp. 343-353.
- DRESCH, J. (1957): "Pédiments et glacia d'érosion, pédiplains et inselbergs. Documentation générale 1.ª parte". En *L'Information Geogr.*, vol. 21 (5), pp. 183-196.
- ELLIOT, T. (1974): "Interdistributary bay sequences and their genesis". *Sedimentology*, 21, pp. 611-622.
- EICHENSEER, H. (1987): "Facies geology of late Maestrichtian to early Eocene coastal to shallow marine sediments, -Tresp-Graus Basin, Northeastern Spain, Tesis doctoral, Universidad de Tübingen, Alemania, 237 p.
- EICHENSEER, H. y KRAUSS, S. (1985): "The Tresp Formation Maestrichtian-Paleogene and the lower Ager Group Paleogene of the northern flank of the Tresp-Graus Embayment" (NE Spain), abstract, 6th IAS European Regional Meeting, Lleida, pp. 149-151.
- ELSNER, W. (1982): "Quantitative biofazies-analyse in Maestricht der Südpirenen", Tesis doctoral, Universidad de Tübingen, Alemania, 212 p.
- FARRELL, S.G.; WILLIAMS, G.D. y ATKINSON, C.D. (1987): "Constraints on the age of movement of the Montsech and Cotiella thrusts, south central Pyrenees, Spain". *Jour. Geol. Soc. London*, 144, pp. 907-914.
- FERRER, J.; LE CALVEZ, Y.; LUTERBACHER, H.P. y PREMOLI SILVA, I. (1973): "Contribution à l'étude des foraminifères ilerdiens de la région de Tresp (Catalogne)". *Mémoires du Museum National d'Histoire Naturelle*, 39. 107 p.
- FERRER, J.; LUTERBACHER, H.P.; MUTTI, E. y ROSELL, J. (1971): "El Paleógeno marino de la región de Tresp". I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, sección 1. *Geología*, T. 2, pp. 813-827, 9 figs. Madrid.
- FERRER, J.; LE CALVEZ, Y.; LUTERBACHER, H. y PROMOLI, I. (1973); "Contribution a l'etude des foraminiferes ilerdiens de la région de Tresp (Catalogne)". *Mém. Mus. Nat. Hist.*, 29: pp. 1-80.

- FONDECAVE-WALLEZ, J.M.; SOUQUET, P. y GOURINARD, Y. (1988): "Synchronisme des séquences sédimentaires du comblement fini-crétacé avec les cycles eustatiques dans les Pyrénées centro-méridionales (Espagne)", *Compte Rendus de l'Academie des Sciences*, París, v. 307-II, pp. 289-293.
- (1989): "Enregistrement sédimentaire de l'eustatisme et de la tectonique dans la série turbiditique du Crétacé des Pyrénées centro-méridionales (Groupe de Vallcarga, Espagne), *Compte Rendus de l'Academie des Sciences*, París, v. 308-II, pp. 1011-1016.
- FONNESU, F. (1984): "Estratigrafía física y análisis de facies de las secuencias de Fígols entre el río Noguera Pallaresa e Isclés (provs. de Lérida y Huesca)". Tesis doctoral, Univ. Autónoma de Barcelona, 317 p.
- FRIEND, P.F.; MARZO, M.M.; NIJMAN, W. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1981): "Fluvial sedimentology in the Tertiary South Pyrenean and Ebro Basins Spain". En: *Field Guide to Modern and Ancient Fluvial Systems in Britain and Spain*. (T. Elliot Ed). Proc. Second Intern. Conference on Fluvial Sed.: Modern and Ancient Fluvial Systems: Sedimentology and Processes. Univ. of Keele.
- GAEMERS, P. (1978): "Biostratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the mainly marine Ager Formation (Upper Paleocene-Lower Eocene) in the Tremp Basin, Central South Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Meded.*, 51 (2), pp. 151-231.
- GARCÍA SENZ, J. y ZAMORANO, M. (1991): "Dinámica sedimentaria del Terciario continental en el margen norte de la cuenca del Ebro, entre los ríos Cinca y Noguera Ribagorzana". I Congreso Grupo Español del Terciario, *Comunicaciones*, Vic, pp. 147-150.
- GARRIDO-MEGÍAS, A. (1968): "Sobre la estratigrafía de los conglomerados de Campanue (Santa Liestra) y formaciones superiores del Eoceno (extremo occidental de la cuenca de Tremp-Graus, Pirineo central, provincia de Huesca). *Acta. Geol. Hispanica* 3, pp. 39-43.
- (1973): "Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida)". Tesis Doct. Univ. de Granada, 395 p.
- GARRIDO-MEGÍAS, A. y RIOS, L.M. (1972): "Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los RÍOS Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida)". *Bol. Geol. y Minero* 83, pp. 1-47.
- GHIBAUDO, G.; MUTTI, E. y ROSELL, J. (1974a): "Le spiagge fossili delle Arenarie di Arén (Cretacico superiore) nella Valle Noguera Ribagorzana (Pirenei Centro-Meridionali, provincie di Lérida e Huesca, Spagna)". *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 13, pp. 497-537.
- (1974b): "Las areniscas de Arén (Cretácico superior) en su localidad tipo", *Guía de las Excursiones del VII Congreso del Grupo Español de Sedimentología*, Bellaterra-Tremp, pp. 23-74.
- HOLL, J.E. y ANASTASIO, D.J. (1993): "Paleomagnetically derived folding rates, southern Pyrenees, Spain". *Geology*, 21, pp. 271-274.

- HOTTINGER, L. y SCAUB, H. (1960): "División en pisos del Paleoceno y del Eoceno". Traduc. J.M. Ríos, *Notas y Comunicaciones*, n.º 61, pp. 199-233, 1 fig. Madrid, 1961.
- ITGE (1986). "Investigación hidrogeológica del sistema 68 en el interfluvio del Ésera-Noguera Ribagorzana (Huesca)". Servicios Publicaciones ITGE. Madrid.
- KAPPELLOS, C. y SCHAUB, H. (1973a): "Zur correlation von Biozonierungen mit Grossforaminiferen und Nannoplankton in Paläogen der Pirenäen". *Eclog. geol. Helv.* 66, pp. 687-737.
- (1973b): "L'Ilerdien dans les Alpes, dans les Pyrénées et Crimé. Corrélation des grands foraminifères et à nannoplancton". *Bull. Soc. Géol. France* (7), XVII, pp. 148-161.
- 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.
- LLÓPIS, N. (1947): "El relieve del alto valle de Aragón". En *Pirineos*, n.º 5, pp. 81-166, 21 fig. Jaca.
- LUTERBACHER H.P. (1970): "Environmental distribution of Early Tertiary Microfossils, Tremp basin, northeastern Spain". Easo Production Research-European Laboratories, 48 p.
- (1973): "La sección tipo del Piso Ilerdiense". XIII Congreso Europeo de Micropaleontología (España), pp. 113-140.
- MALLADA, L. (1878): "Descripción física y geológica de la provincia de Huesca". *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, 15, pp. 1-439.
- MARTÍNEZ PEÑA, B. (1991): "La estructura del limite occidental de la Unidad Surpirenaica Central". Tesis Doct. Univ. de Zaragoza, 380 p.
- MARTÍNEZ PEÑA, B. y POCOVÍ, A. (1988): "El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer". *Acta Geol. Hispánica*, 23, pp. 81-94.
- MARTINIUS, A.W., y MOLENAAR, N. (1991): "A coral-mollusc (*Goniaraea*-*Crassatella*) dominated hardground community in a siliciclastic-carbonate sandstone (the Lower Eocene Roda Formation, southern Pyrenees, Spain)". *Palaos*, 6, pp. 142-155.
- MARTINIUS, A.W. (1995): "Macrofauna associations and formation of shell concentrations in the Early Eocene Roda Formation (southern Pyrenees, Spain)". *Scripta Geologica*, 108, 39 p.
- MARZO, M.; NIJMAN, W. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1988): "Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrennes, Spain". *Sedimentology*, 35, pp. 719-738.
- MASACHS, V. (1948): "Sobre la época de instalación de la red hidrográfica del Segre". En *Ilerda*, t. X-XI, pp. 175-191. Lérida.

- MENSUA, S. (1960): "La Navarra Media Oriental. Estudio geográfico". Dpto. Geogr. Apl. Inst. Juan Sebastián Elcano. Serie regional n.º 8, 186 pp., 40 graf., XXV láms. Zaragoza.
- MEY, P.H.M.; NAGTEGAAL, P.J.C.; ROBERT, K.G. y HARTEVELT, J.J.A. (1968): "Litostratigraphic subdivision of post-Hercinian deposits in the South-central Pyrenees Spain". *Leidse Geol. Mededelingen*, T. 41, pp. 221-228.
- MOLENAAR, N., y MARTINIUS, A.W. (1990): "Origin of nodules in mixed siliciclastic-carbonate sandstones, the Lower Eocene Roda Sandstone Member, southern Pyrenees, Spain". *Sedimentary Geology*, 66, pp. 277-293.
- MOLENAAR, N.; VAN DE BILT, G.P.; VAN DEN HOEK OSTENDE, E.R., y NIO, S.D. (1988): "Early diagenetic alteration of shallow-marine mixed sandstones: an example from the Lower Eocene Roda Sandstone Member, Tremp-Graus Basin, Spain". *Sedimentary Geology*, 55, pp. 295-318.
- MOLINA, E.; DE RENZI, M. y ÁLVAREZ, G. (1995): "El estratotipo del Ilerdiense y su registro fósil". *XI Jornadas de Paleontología*, Tremp. Guía de la excursión C.
- MOLINA, E.; CANUDO, J.I.; GUERNET, C.; McDUGALL, K.; ORTIZ, N.; PASCUAL, J.O.; PARES, J.M.; SAMSÓ, J.M.; SERRA-KIEL, J. y TOSQUELLA, J. (1992): "The stratotypic Ilerdian revisited: integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary". *Revue de Micropaléontologie*, 35, n.º 2, pp. 143-156.
- MUÑOZ, J.A. (1992): "Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section". En: K.R. McClay (de.), *Thrust Tectonics*, Chapman y Hall, London, pp. 235-246.
- MUÑOZ, J.A.; MARTÍNEZ, A. y VERGES, J. (1986): "Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees". *Jour. Struct. Geol.*, 8, pp. 399-405.
- MUÑOZ, J.A. (1989): "The structure of the Pyrenees". In: "Alluvial deposits of the successive foreland basin stages and their relation to the Pyrenean thrust sequences" 4th International conference on fluvial sedimentology. Edited by M. Marzo and C. Puigdefábregas. Publicacions del Servei Geològic de Catalunya, pp. 7-13.
- MUTTI, E.; LUTERBACHER, H.P.; FERRER, J. y ROSELL, J. (1972): "Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della zona centrale sudpirenaica, tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)". *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 11, pp. 391-416.
- MUTTI, E.; REMACHA, E.; SGAVETTI, M.; ROSELL, J.; VALLONI, R. y ZAMORANO, M. (1985a): "Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems. South-central pyrenees". En: M.D. Mila y J. Rosell (eds): 6th European Regional Meeting, I.A.S. *Excursion Guidebook*, Lleida, pp. 521-576.
- MUTTI, E.; ROSELL, J.; GHIBAUDO, G. y OBRADOR, A. (1975): "The Paleogene of the Ager Basin. En: Sedimentary evolution of the Paleogene South Central Pyrenean Basin". *Guide-book* of I.A.S.A. 9th International Congress, Nice, pp. 1-6.

- MUTTI, E; SEGURET, M. y SGAVETTI, M. (1988): "Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the Southern Pyrenees". *Fiel Trip Guidebook*, 7, A.A.P.G. Mediterranean Basins Conference, 169 p.
- NACSN (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature) (1983). "North American stratigraphic code" *AAPG Bulletin*, v. 67, pp. 841-875.
- NIJMAN, W. y NIO, S.D. (1975): "The Eocene Montañana delta (Trempe-Graus basin, provinces of Lérida and Huesca, southern Pyrenees, Spain)". En: *Sedimentary Evolution of the Paleogene South-Pyrenean Basin*, (J. Rosell y C. Puigdefàbregas, Eds). IX Int. Cong. int. Ass. Sediment. Nice, part B, pp. 1-20.
- NIJMAN, W. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1978): "Coarse pointbar structure in a molasse type fluvial system. Eocene Castisent sandstone formation, South Pyrenean Basin", en: A.D. Mail Ed, *Fluvial Sedimentology*, Canadian Soc. of Petroleum Geol., Mem. 5, pp. 487-510.
- (1989): "The second stage of the foreland basin". En: "Alluvial deposits of the successive foreland basin stages and their relation to the Pyrenean thrust sequences". 4th International conference on fluvial sedimentology. Edited by M. Marzo and C. Puigdefàbregas. Publicacions del Servei Geològic de Catalunya, pp. 30-62.
- NIO, S.D. y YANG, C.S. (1991): "Sea level fluctuations and the geometric variability of tide-dominated sandbodies". *Sedimentary Geology*, 70, pp. 161-193.
- PANZER, W. (1926): "Talentwicklung und Eiszeitklima in nordöstlichen Spanien", *Abh. Der Sencken. Natur. Geseelschaft*, t. 39, fac. 3. Frankfurt. (Trad. esp. de C.V.: "El desarrollo de los valles y el clima de la época Cuaternaria en el NE de España", *Est. Geogr.*, n.º 30, pp. 79-130. Madrid (1948).
- PANZER, W. (1933): "Die Entwicklung der Täler Kataloniens", *Ass. pour l'étude Géol. de la Médit. Occid.*, vol. III, n.º 21 (III partie), 36 pp., 8 fig., 4 láms. Barcelona.
- PEÑA MONNE, J.L. (1983): "La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los RÍOS Segre y Noguera Ribagorçana: Estudio geomorfológico". Inst. Est. Ilerdienses 365 pp.
- PETTUJOHN, F.J.; POTTER, P.E. y SIEVER, R. (1973): "Sand and sandstone", Springer-Verlag, Berlin, 617 p.
- PLAZIAT, J.C. (1984): "Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène". Thèse Doc. Univ. Paris. Sud, 1362 p.
- POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G.P.; JAMES, D.P. y TESSON, M. (1992): "Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance, AAPG" *Bulletin*, v. 76, pp. 1687-1709.
- PUIGDEFÀBREGAS, C. y SOUQUET, P. (1986): "Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees", *Tectonophysics*, v. 129, pp. 173-203.

- QUIRANTES, J. (1969): "Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros". Tesis Doctoral. Univ. de Granada. Ed. Dept. Sed. y Suelos Zaragoza. 1978. Inst. Fernando el Católico. Zaragoza. 200 p.
- REYNOLDS, A.D. (1987): "Tectonically controlled fluvial sedimentation in the south Pyrenean foreland basin" Ph. D. Thesis. Univ. of Liverpool, 309 p.
- RIBA, O.; REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983): "Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca Terciaria del Ebro". *Libro jubilar J.M. RÍOS, Geol. España*, T. II, pp. 131-159. IGME.
- ROBADOR, A.; SAMSÓ, J.M.; SERRA-KIEL, J. y TOSQUELLA, J. (1990): "Field Guide". Ind: Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field trip guidebook. I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos), IUGS-UNESCO, Chap. 2, pp. 131-159.
- ROBASZYNSKI, F. y CARON, M. (1995): "Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée". *Bull. Soc. Géol. France*, 166 (6), pp. 681-692.
- ROSELL, J. (1994): "Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000, Hoja 252 (Trempe)", 2.ª serie, ITGE.
- RUMPF, D. y DE BOER, P.L. (1985): "A canyon-like marl filled depression in the Eocene Perarrúa fan-delta complex, S. Pyrenees, Spain". 6th European regional meeting, I.A.S., Abstracts, pp. 661-663.
- SAMSÓ, J.M. (1988): "Estudi sedimentològic i bioestratigràfic de la Formació St. Esteve del Mall (Eocè, conca de Tremp-Graus)". Tesi de Llicenciatura. Univ. de Barcelona, 540 p.
- SAMSÓ, J.M.; SERRA-KIEL, J.; TOSQUELLA, J. y TRAVE, A. (1994): "Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca Surpirenaica". II Congreso Grupo Español del Terciario. *Comunicaciones*, pp. 205-208.
- SERRA-KIEL, J.; CANUDO, I.; DINARES, J.; MOLINA, E.; ORTÍZ, N.; PASCUAL, J.O.; SAMSÓ, J.M. y TOSQUELLA, J. (1994): "Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Tremp-Graus (Zona Central Surpirenaica)". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, vol. 7 (3-4) pp. 273-297.
- 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". Thèse Doct. Publ. USTELA. Série Géol. Struct. 2, Montpellier, 155 p.
- SENZ, J.M. y ZAMORANO, M. (1992): "Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priabonense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales", *Acta geológica hispánica*, v. 27, n.º 1-2, pp. 195-209.
- SCHAUB, H. (1981): "Nummulites et Assilines de la Tethys Paléogène. Taxonomie, phylogénèse et bioestratigraphie". *Mém. Suisses Pal.* 104, 105, 106, 236, p. 97 pl.
- SCHMIDT-KITTLER, N. (ed.) (1987): "International Symposium on Mammalian Biostratigraphy and Paleocology of the European Paleogene". Mainz. Munchner Geowiss. Abh. (1) 10, 312 p.

- SELZER, G. (1934): "Geologie der Südpyreäischen Sierren in Ober-Aragonien". *N. Jhrb. Geol. Pal. Min.* 88, Abt. B. 370-406.
- SIMÓ, A. (1985): "Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la unidad del Montsec, Pirineo (central)", Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 325 p.
- (1989): "Upper Cretaceous platform to basin depositional-sequence development, Tremp Basin, South-Central Pyrenees, Spain, en: Controls on carbonate platform and basin development", *SEPM Special Publication* 44, pp. 365-378.
 - (1993): "Cretaceous carbonate platforms and stratigraphic sequences, south-central Pyrenees, Spain", en: *Cretaceous carbonate platforms*, AAPG Memoir 56.
- SIMÓ, A. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1985): "Transition from shelf to basin on an active slope, Upper Cretaceous, Tremp area, Southern Pyrenees", en: *Excursion Guidebook IAS 6th European Regional Meeting*, Lleida, de. Por M.D. Milá y J. Rosell, pp. 63-108.
- SOLÉ SABARIS, L. (1942). "La Canal de Berdún", *Est. Geogr.*, III, n.º 7, pp. 27-318, 4 fig. Madrid.
- (1946): "Problemas morfológicos del llano de Lérida", *llerda*, n.º VI, pp. 7-22, 2 lam., 3 fig. Lérida.
 - (1953a): "Terrazas Cuaternarias deformadas del Nordeste de España", *Acta IV Congr. Int. INQUA Roma-Pisa*, pp. 3-11, 2 fig. Roma.
 - (1953b): "Terrazas deformadas en la cuenca del Ebro", *Mem. R. Ac. Ciencias y Artes Barcelona*, t. 31, n.º 7, pp. 239-259. Barcelona.
 - (1963): "Ensayo de interpretación del Cuaternario barcelonés", *Miscel. Barcin.*, t. II, pp. 8-54, 5 fig. Barcelona.
 - (1964): "Las rampas o glaciares de erosión de la península Ibérica", *Aport. Esp. XX Congr. Int. Geogr. Reino Unido 1964*, pp. 13-18.
- SOLÉ SABARIS, L. y FONT, J.M. (1929): "Las terrazas del Segre en las inmediaciones de Lérida", *Publ. Inst. Geol. y Top. Dip. Prov. Barcelona*, t. II, 7 p., 1 fig., 5 lám. Barcelona.
- SOLÉ SABARIS, L. y LLOPIS, N. (1944): "Estudios geológicos en el Alto valle del Segre", *lherda*, n.º II, fasc. 2, pp. 275-338, 9 fig., IX láms. Lérida.
- (1946): "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja n.º 360 (BELLVÍS) y Memoria Explicativa", 55 p., 8 fig., 5 lám. I.G.M.E. Madrid.
- SOLÉR, M. y GARRIDO, A. (1970): "La terminación occidental del manto de Cotiella". *Pirineos*, 98, pp. 5-12.
- SOUCQUET, P. (1967): "Le Crétacé supérieur sudpyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre". Thèse d'Etat, Univ. de Toulouse, 529 p.

- SPECH, M.; DERAMOND, J. y SOUQUET, P. (1991): "Relations tectonique-sédimentation dans les bassins d'avant-pays: utilisation des surfaces stratigraphiques isochrones comme marqueurs de la déformation", *Bulletin Société Géologique de France*, v. 162, pp. 553-562.
- TEIXELL, A. (1990b): "Structural setting" En: Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. *Field trip guidebook*. I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos), IUGS-UNESCO. Chap. 1.1, pp. 13-23.
- TOSQUELLA, J. (1988): "Estudi sedimentològic i bioestratigràfic de la Formació Gresos de Roda (Eocè, conca de Tremp-Graus)". Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona, 540 p.
- VAN EDEN, J.G. (1970): "A reconnaissance of deltaic environment in the middle Eocene of the south-central Pyrenees, Spain". *Geol. en Mijnbouw*, 42, pp. 145-157.
- VAN LUNSEN, H.A. (1970): "Geology of the Ara-Cinca region. Spanish Pyrenees, Province of Huesca". *Geol. Utraiectina*, 16, pp. 1-119.
- VIERS, G. (1973): "Elements de Geomorphologie". F. Nathan, 320 pp. París.
- ZAMORANO CACERES, M. (1993): "Los sistemas deltaicos del llerdiense superior-Cuisiense de la Cuenca de Ager (Fm Ametlla). Prepirineo de Lleida". Tesis doctoral. Universidad Autónoma de Barcelona. Facultad de Ciencias. 2 tomos 161 p.