

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

BOLTAÑA

(Nº 211)

	Instituto Tecnológico Geominero de España
SERVICIO DE GEOLOGIA	
DOCUMENTO ORIGINAL PENDIENTE DE REVISION	
Fecha: 28 / 5 / 98	
Fdo.:	

INDICE

1. INTRODUCCION

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. TERCIARIO MARINO

- 2.1.1 Calcarenitas y calizas con silex (1).
- 2.1.2 Margas y areniscas (2)(miembro Margas de Yeba inferior).
- 2.1.3 Calizas y areniscas (3)(Miembro Margas de Yeba superior).
- 2.1.4 Areniscas calcáreas y calcarenitas (4)(Fm. Boltaña).
- 2.1.5 Calcarenitas y margocalizas nodulosas (5)(Fm. Boltaña).
- 2.1.6 Margas y margocalizas nodulosas (6)(Fm. Boltaña).
- 2.1.7 Margas y margocalizas (14)(Fm. Paules).
- 2.1.8 Calizas de Alveolinas y margas (15)(Fm. Paules).
- 2.1.9 Calizas con Nummulites y margas (16)(Fm. Guara).
- 2.1.10 Margas azules (17)(Margas de Jánovas).
- 2.1.11 Arenisca con glauconita (18)(Arenisca de Sabinánigo).

2.2 TERCIARIO EN FACIES DE CUENCA

- 2.2.1 Turbiditas gruesas (9)(Fm. Burgasé).
- 2.2.2 Turbiditas finas (7)(Fm. Burgasé).
- 2.2.3 Margas y areniscas (8)(Margas de Cajol, Fm. Burgasé)
- 2.2.4 Turbiditas (10)(Fm. San Vicente).
- 2.2.5 Calcarenitas y margas (11)(Fm. San Vicente).
- 2.2.6 Areniscas canalizadas (12)(Fm. San Vicente).
- 2.2.7 Margas azules (13)(Fm. San Vicente).

2.3 TERCIARIO EN FACIES DE TRANSICION

- 2.3.1 Margas azules (19)(Fm. Sobrarbe).
- 2.3.2 Areniscas (20)(Fm. Sobrarbe).
- 2.3.3 Margas y arcillas (21)(Fm. Sobrarbe).
- 2.3.4 Margas azules (22)(Fm. Belsúe).
- 2.3.5 Areniscas y margas (23)(Fm. Belsúe).
- 2.3.6 Arcillas rojas y limolitas (24)(Miembro Ligüerre, Fm. Campodarbe).

2.4 TERCIARIO CONTINENTAL

- 2.4.1 Arcillas, areniscas y conglomerados calcáreos (25) (miembro Campodarbe, Fm. Campodarbe).

- 2.4.2 Arcillas rojas y areniscas (26)(miembro Bibán, Fm. Campodarbe).
- 2.4.3 Arcillas rojas, areniscas y conglomerados (27)(miembro Bibán, Fm. Campodarbe).
- 2.4.4 Arcillas, calizas y conglomerados (28)(miembro Laguarda-Guarga, Fm. Campodarbe).
- 2.4.5 Conglomerados (29)(Miembro Canciás, Fm. Campodarbe).
- 2.4.6 Arcillas y areniscas (30)(Fm. Escanilla).

2.5 CUATERNARIO

3. TECTONICA

3.1 ANTECEDENTES

3.2 DESCRIPCION DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

- 3.2.1 Estructuras N-S
- 3.2.2 Estructuras de dirección pirenaica
- 3.2.3 Fallas N-S y N60E

3.3.EDAD E INTERPRETACION DE LAS DEFORMACIONES

4. HISTORIA GEOLOGICA

4.1 INTRODUCCION

4.2 EL ILERDIENSE

4.3 EL CUISIENSE Y EL LUTECIENSE.

4.4 EL EOCENO SUPERIOR.

4.5 EL OLIGOCENO.

5. GEOLOGIA ECONOMICA.

6. BIBLIOGRAFIA.

1. INTRODUCCION

La hoja de Boltaña (211) del Mapa Topográfico a escala 1:50.000 está comprendida entre los paralelos 42°20' y 42°30' y los meridianos 0°11' y 0°08' al Oeste y Este del meridiano de Greenwich respectivamente. Limita con las Hojas de Broto (178), Campo (212), de Basa (210) y Alquézar (249). Se encuentra comprendida dentro del Prepirineo de la provincia de Huesca. De relieve abrupto, aunque no muy elevado, está atravesada por varias alineaciones montañosas; la Sierra de Canciás, que penetra por la vecina hoja de Yebra de Basa y la recorre en dirección Este-Oeste, la Sierra de Galardón, prolongación de la anterior y la Sierra de Santa Marina que, penetrando por el Norte de la hoja la atraviesa en dirección Norte-Sur. Es recorrida por el río Ara que penetra por el Noroeste, el cual fluye hacia el Este uniéndose al río Cinca en Ainsa. A él, drenan algunos torrentes de escaso caudal. Otros cursos fluviales de menor importancia son los ríos Guarga, Alcanadre y Ena. Apenas hay núcleos urbanos de importancia destacando sólo Ainsa, Boltaña y Fiscal, centros urbanos que en ningún caso llegan al millar de habitantes.

Desde un punto de vista geológico, en el Pirineo se distinguen tradicionalmente tres zonas principales; la Zona Axial, la cual está constituida por rocas paleozoicas, la Zona Norpirenaica, situada al Norte de la Zona Axial y caracterizada por cabalgamientos con vergencia Norte, y la Zona Surpirenaica, en la que se encuentra enclavada la hoja de Boltaña. Durante gran parte del Eoceno, en la Zona Surpirenaica se desarrolló un sistema imbricado de cabalgamientos que se fue propagando de Norte a Sur. Encima, y por delante de los frentes de cabalgamiento se depositaron los sedimentos de la cuenca Surpirenaica, quedando esta conformada como una cuenca de antepais. Esta hoja, es por tanto un parte de

la cuenca de antepais Surpirenaica, en la que sólo afloran sedimentos del Paleógeno. El avance de los cabalgamientos hacia el Sur tuvo como consecuencia la migración de la cuenca en esta misma dirección. Sin embargo, las estructuras cabalgantes no siempre afloran debido a la simultaneidad entre sedimentación y tectónica, pero su influencia se deja notar en las características de los depósitos existentes.

Estructuralmente, en el ámbito de la hoja, se pueden distinguir dos zonas claramente diferentes: la primera de ellas, situada al Este, está caracterizada por pliegues de edad Eoceno con direcciones muy próximas a N-S (anticlinal de Boltaña y sinclinal de Buil) y que corresponden a estructuras laterales de cabalgamientos que se dirigen al Sur influyendo de manera decisiva sobre la sedimentación; la segunda zona, localizada al Oeste de esta hoja, se diferencia de la primera en que los ejes de los pliegues tienen direcciones próximas a N120E y son de edad Oligoceno teniendo poca o nula influencia sobre la sedimentación en el ámbito de la hoja. Como consecuencia de la simultaneidad entre sedimentación y tectónica de cabalgamientos la cuenca Surpirenaica queda dividida en dos por el cabalgamiento de Ordesa (del que el anticlinal de Boltaña no es más que la expresión superficial de una rampa lateral): la cuenca de Jaca-Pamplona situada al Oeste, y la de Ainsa al Este. La primera de ellas sigue manteniendo las características de una cuenca de antepais con sedimentación turbidítica, pero la segunda, al estar situada por detrás del margen activo de la cuenca, queda configurada como una cuenca de "piggy-back". Por tanto, las características de la sedimentación cambian de un lado a otro del anticlinal de Boltaña. La sucesión estratigráfica antes de la formación del anticlinal de Boltaña es muy similar en ambas cuencas: calizas y margas al Sur, que hacia el Norte y a techo pasan, no siempre gradualmente, a turbiditas. La separación en dos cuencas, hecho que

sucede a finales del Cuisiense y principios del Luteciense, tiene gran importancia desde un punto de vista estratigráfico: en la cuenca de Ainsa se produce un gran desarrollo de facies de talud en el que se encajan canales de carácter turbidítico, los cuales van a alimentar la sedimentación de turbiditas en la cuenca de Jaca. Existe por tanto, una zona de no deposición situada en la vertical del anticlinal de Boltaña. La serie culmina en ambas cuencas con depósitos de transición y continentales, si bien con diferentes direcciones de progradación.

Numerosos trabajos han sido realizados en la cuenca terciaria Surpirenaica, aunque pocos referidos a la hoja de Boltaña. De entre todos ellos cabe destacar, por orden cronológico las investigaciones llevadas a cabo por MALLADA (1878), DALLONI (1910), SELZER (1934), SEGURET (1972), MUTTI et al. (1975), PUIGDEFABREGAS (1975), DE FEDERICO (1981), ESTRADA (1983), REMACHA (1983), NICHOLS (1984), y CAMARA y KLIMOWITZ (1985). El primero de ellos, MALLADA, divide el Eoceno en tres tramos; el inferior, está constituido por calizas con Alveolinas y Nummulites, atribuyéndole una edad Eoceno inferior; el intermedio, consta de margas azules que pasan gradualmente al tramo inferior, y le asigna una edad Eoceno medio; el superior lo denomina maciño de Fucoides. Posteriormente DALLONI, establece en 1910, con algo más de detalle, la estratigrafía de la cuenca y el carácter alóctono de la cuenca terciaria. Este último aspecto de la cuenca es rebatido en los años treinta por la escuela alemana, que, con SELZER como miembro destacado, vuelven a las teorías autoctonistas pero ponen por primera vez de manifiesto la existencia de estructuras plegadas de dirección N-S junto a otras de dirección netamente pirenaica (N120E).

En los años 70 se vuelve con SEGURET a las ideas aloctonistas, que están en vigor hoy en día, si bien modificadas. Este autor, profundiza en la estructura

del Pirineo distinguiendo diversas unidades tectónicas; este modelo es retocado posteriormente por diversos autores. MUTTI et al., continúan el trabajo de los investigadores anteriores y llegan al establecimiento de una serie de divisiones estratigráficas con el rango de Grupo, incluyendo en cada uno de ellos formaciones con las mismas o parecidas características ambientales. Con PUIGDEFABREGAS, se inicia el estudio de las facies continentales del sinclinorio del Guarga, y DE FEDERICO es el primero en estudiar en detalle las facies de talud de la cuenca de Ainsa. ESTRADA y REMACHA, ya en los años 80 inician el estudio detallado de la cuenca turbidítica de Jaca.

NICHOLS (1984) establece un nuevo modelo estructural; este autor, establece, si bien muy someramente el carácter de sistema imbricado de cabalgamientos que presenta la cuenca Surpirenaica, y CAMARA y KLIMOWITZ (1985) ahondan en esta línea modificando y perfeccionando este modelo.

2. ESTRATIGRAFIA

En el área que cubre esta hoja se han distinguido treinta unidades litoestratigráficas que reflejan la diversidad de ambientes sedimentarios en una sucesión más o menos continua y con edades comprendidas entre el Ilerdiense y el Oligoceno inferior. Es pues una zona en la que, en un lapso de tiempo relativamente pequeño, existe una gran cantidad y variedad en la sedimentación. Esto, es en gran parte debido a la simultaneidad existente entre los procesos sedimentarios y los tectónicos. Con vistas a la descripción se han agrupado las diferentes unidades en cuatro grandes grupos:

- Terciario marino,
- Terciario en facies de cuenca,
- Terciario en facies de transición, y
- Terciario continental.

2.1. TERCIARIO MARINO

Dentro de este apartado se incluyen todas las unidades depositadas en un medio marino abierto en facies de plataforma y/o talud no relacionado con sistemas deltaicos. Estas unidades están restringidas a la zona del anticlinal de Boltaña. Cartográficamente se han distinguido las siguientes unidades litoestratigráficas:

2.1.1 Calcarenitas y calizas con sílex (1).

Esta unidad aflora en el ámbito de la hoja solamente en el núcleo del anticlinal de Boltaña, en la garganta del río Ara, estando muy bien representada en

la hoja de Broto donde alcanza gran extensión. No aflora la base por lo cual no es posible conocer las características del contacto con el infrayacente. En el sondeo Boltaña-1 situado en el anticlinal del mismo nombre se cortaron 260 m de calizas del Eoceno inferior, teniendo como infrayacente calizas y calizas arenosas del Paleoceno. Se pueden diferenciar dos tramos bien distintos. El inferior, cuya potencia mínima visible es de 100 metros, está constituido por calizas grises y calcarenitas (con textura "grainstone") con estratificación cruzada de media y gran escala, con direcciones de corriente que oscilan entre N30E y N70E con sentido Norte, y con algunos nódulos de sílex. La fauna encontrada, casi siempre orientada, está principalmente constituida por Alveolinas, miliólidos, peneróplidos y rotálidos. El tramo superior está caracterizado por bancos decimétricos de calcilutitas y calizas margosas nodulosas con abundantísimos nódulos de sílex, y niveles fuertemente bioturbados. En esta parte de la serie no se ha identificado ningún resto fósil por lo que es imposible precisar la edad. La potencia medida es de 100 metros; el contacto con el tramo inferior, si bien poco visible es muy neto. La edad deducida por la fauna presente para la parte baja de la serie es Ilerdiense inferior y parte inferior del Ilerdiense medio, estando caracterizadas las biozonas de *Alveolina cucumiformis*, *A. ellipsoidalis* y *A. moussoulensis* (aparición de *A. cucumiformis tumida*); al tramo superior le atribuimos edad Ilerdiense medio.

VAN LUNSEN (1970) correlaciona esta unidad con la Formación Metils, asignándole a estos afloramientos una edad Ilerdiense superior a Cusiense basal. Sin embargo, tanto por características litológicas, como por edad, el tramo inferior de la unidad es equivalente a la Formación Gallinera, mientras el superior de carácter noduloso corresponde a la Formación Metils, no existiendo aquí las margas de Millaris, bien desarrolladas al Norte (RIOS et al., 1982).

El tramo inferior se puede interpretar, en base a las estructuras sedimentarias y a la fauna encontrada como shoals bioclásticos desarrollados en las zonas internas de una plataforma tipo rampa (ver AHR, 1973; READ, 1982 y 1985); el oleaje además de ser un factor importante en la evolución de estos cuerpos, incorpora organismos propios de áreas protegidas, a la dinámica de la plataforma.

El tramo superior, caracterizado tanto por la ausencia de fauna reconocible como por la falta de estructuras tractivas representa una súbita subsidencia de la plataforma anterior y representa el tránsito de la rampa somera a la profunda, donde la acción del oleaje no se deja notar.

2.1.2 Margas y areniscas (2) (Miembro Margas de Yeba inferior).

Aflora en la garganta del río Ara donde está constituida por una alternancia de margas azules y margas calcáreas con una potencia aproximada de 125 metros; presenta numerosas intercalaciones de areniscas y areniscas calcáreas de grano fino, las cuales no llegan nunca a superar los 15-20 centímetros. de potencia; se caracterizan por una base y techo netos, este último en ocasiones fuertemente bioturbado; en su interior es visible laminación paralela o ligeramente ondulada con truncaciones de bajo ángulo (estratificación tipo hummocky). Esta unidad finaliza con margas calcáreas laminadas; el contacto con la unidad superior es muy neto no existiendo gradación alguna entre ambas.

Esta unidad representa el depósito en una plataforma margosa con episodios tempestíticos representados por los niveles arenosos que se intercalan en las margas.

2.1.3 Calizas y areniscas (Miembro Margas de Yeba superior):

Constituidas por calcilutitas de aspecto noduloso y areniscas calcáreas, se inicia con un nivel de 1 metro de calcarenitas grises de grano fino con fauna muy abundante, especialmente Operculinas, y pequeños Nummulites con textura "packestone" y con abundante glauconita; por encima, aparecen 10 metros de calizas grises de grano muy fino (calcilutitas) con fauna muy escasa, de miliólidos, y con una intercalación de 4 metros de calcarenitas nodulosas grises de grano muy fino con niveles centimétricos de margas alternantes, muy rica en Nummulites, Operculinas y Discocyclinas. Encima, aflora una serie de 160 metros de potencia constituida por secuencias de margas y calcilutitas bioturbadas (en secuencias de somerización) en las que el techo, muy neto habitualmente, aparece fuertemente bioturbado y/o con niveles de condensación de organismos (especialmente Operculinas); son frecuentes las intercalaciones de areniscas con estructuras de corriente de alta energía. Este tramo, es rico en Operculinas (*Operculina canalifera*) lo que permite datarlo como Ilerdiense superior. Hacia el Norte, en la vecina hoja de Broto este tramo está constituido por margas y margas calcáreas nodulosas con intercalaciones de areniscas (RIOS et al., 1982). El contacto con la unidad superior es gradual.

La edad atribuida a esta unidad en la hoja de Broto (RIOS et al., 1982) es Ilerdiense superior a Cuisiense inferior; la fauna hallada en esta unidad está constituida por *Operculina canalifera*, *Nummulites atacicus*, *N. perforatus*, *Assilina pustulosa* y *A. leymerieie*, lo que permite caracterizar el Ilerdiense medio, apareciendo a techo *Nummulites* aff. *sobramondi* y *A.* aff. *pomeroli* que podrían asimilarse al tránsito Ilerdiense-Cuisiense.

Esta unidad representa la progresiva profundización de una plataforma muy restringida inicialmente (caracterizada por la presencia del tramo inferior de calcilutitas con miliólidos) en las que las sucesivas secuencias de somerización son cada vez más profundas, invirtiéndose este proceso en la parte superior de la unidad. A base de cada una de estas secuencias de somerización, pueden aparecer niveles de areniscas con estructuras de corriente de alta energía que representan episodios catastróficos en una plataforma calcárea en hundimiento progresivo.

2.1.4 Areniscas calcáreas y calcarenitas (4) (Fm. Boltaña).

Aflora en el anticlinal de Boltaña, por encima del miembro superior de las margas de Yeba. El contacto con la unidad inferior es gradual, mientras que con la unidad superior el límite es neto. La potencia aproximada es de 350 m.

Se caracteriza por una alternancia de calcarenitas, areniscas calcáreas y margas, estas últimas siempre muy cubiertas.

La unidad se inicia con un tramo de 25 m de calcilutitas con Nummulites que constituye el tránsito a la unidad inferior. Encima aparece una potente serie de areniscas calcáreas en secuencias estrato y granocrecientes. Las estructuras sedimentarias están constituidas por estratificación cruzada planar con direcciones de corriente muy variables; los valores oscilan entre N230 al Suroeste y N35 al Noreste. El techo de estas unidades arenosas suele presentar bioturbación y/o niveles de condensación de organismos. Las intercalaciones carbonatadas están constituidas por calcarenitas de grano medio a grueso con estratificación cruzada con dirección de corriente similares a los tramos arenosos.

El tamaño de grano general de la unidad aumenta a techo al igual que la energía de las estructuras sedimentarias.

La fauna encontrada es muy variada, pero predominan Alveolinas y miliólidos sobre nummulítidos.

En la parte inferior de la serie aparece *Nummulites burdigalensis burdigalensis* y *Assilina* aff. *placentula*. El techo de la unidad está caracterizado por la presencia de Alveolínidos tales como *Alveolina oblonga*, *A.* aff. *rutimeyeri* y *A. schwageri* junto a Orbitolites, miliólidos, rotálidos, peneróplidos y algunas algas rodofíceas. Toda esta fauna caracteriza la biozona de *A. oblonga*, lo que permite datar esta unidad como Cuisiense inferior.

Tanto por la fauna hallada como por las estructuras de corriente, se puede interpretar esta unidad como una plataforma somera de carácter mixto, en condiciones de alta energía, en la que las sucesivas entradas siliciclásticas marcan variaciones en la posición relativa del nivel del mar.

En el flanco Este del anticlinal de Boltaña, la unidad tiene un grano mucho más fino, pero la fauna encontrada permite situar bien el límite superior de esta unidad.

2.1.5 Calcarenitas y margocalizas nodulosas (5) (Fm. Boltaña).

Aflora extensamente en el anticlinal de Boltaña y en la cabecera del río Balces. El contacto, con la unidad inferior es neto. Con una potencia total cercana a los 300 m se caracteriza por una alternancia de calcarenitas, calizas margosas

nodulosas y margas azules.

La unidad se inicia con calcarenitas blancas, que destacan en afloramiento. Se caracteriza este nivel por la presencia de nummulítidos orientados y Discocyclinas, representando esto un salto ambiental, respecto a la unidad anterior.

Encima aparece un tramo de 25 m de espesor constituido por areniscas calcáreas y microconglomerados, en una secuencia grano y estratocreciente. Este nivel es el último tramo de carácter siliciclástico que aparece en toda la serie calcárea de la Fm. Boltaña; se caracteriza por la aparición de miliólidos a base y estructuras de corriente (estratificación cruzada planar, y en surco hacia techo), las cuales marcan unas direcciones de corriente que oscilan entre N280 y N340 al Noroeste; este nivel finaliza bruscamente y sobre él, se sitúa una serie calcáreo-margosa en secuencias más calcáreas a techo. La parte superior de la unidad se caracteriza por la disminución del tamaño de grano de las calcarenitas hacia techo, y el aumento de la relación margas nodulosas-calizas en este mismo sentido. La fauna está constituida en gran parte por Discocyclinas con algunos nummulítidos, constatándose la total desaparición de faunas más someras (alveolínidos, miliólidos, Orbitolites...). La unidad finaliza de un modo neto, apareciendo localmente conglomerados calcáreos jalonando este contacto.

La fauna que aparece a base de la unidad está constituida por *Assilina placentula* y *A. plana* que caracterizan el Cuisiense inferior para rápidamente pasar a *Nummulites leupoldi* y *Assilina* aff. *laxispira*, *N. burdigalensis cantabricus* y *N. pustulosus* que caracterizan el Cuisiense medio.

Las características faunísticas y sedimentológicas representan condiciones de

sedimentación más profundas y menos energéticas que la unidad anterior, siendo posible interpretarla como la zona distal de la rampa somera de una plataforma tipo rampa homoclinal (AHR, 1973; READ, 1982, 1985).

En el sector Este del anticlinal de Boltaña, esta unidad está caracterizada por el predominio de secuencias de margas y margocalizas nodulosas con alguna intercalación bioclástica con *Discocyclina*; estos niveles, muy esporádicos son interpretados como producto de episodios de muy alta energía en la rampa somera, redepositados en la rampa profunda.

En la zona Sur de la hoja, en la cabecera del río Balces, esta unidad, está formada por areniscas calcáreas y calcarenitas con Nummulites y Alveolinas y estratificación cruzada en surco con una dirección en las paleocorrientes entre N90 al Este y N250 al Oeste; finaliza con un tramo con calcilutitas nodulosas y margas con nummulítidos. La fauna de *Nummulites burdigalensis cantabricus*, *N. aff. praelaevigatus*, *N. aff. rotularius* y *Assilina laxispira* permite datar estos afloramientos como Cuisiense medio. Sin embargo, la fauna de Alveolinas no ha permitido precisar la biozona.

Se interpreta la unidad en este sector como depositada en las partes internas de una plataforma tipo rampa.

2.1.6 Margas y margocalizas nodulosas (6) (Fm. Boltaña).

Afloran a ambos lados del anticlinal de Boltaña y en la zona Noreste de la hoja. Pasan lateralmente a la unidad inferior (parte superior de la Fm. Boltaña), el límite superior se establece con la aparición de las turbiditas de la Fm. San

Vicente. Esta unidad se ha incluido anteriormente en la Fm. San Vicente (DE FEDERICO, 1981, que la denominó Miembro Ascaso). La potencia, al Sur de Boltaña alcanza los 200 mts. disminuyendo al Norte.

Está constituida por margas, margocalizas y calizas margosas. A base se caracteriza por la presencia de margas con numerosas intercalaciones de margas calcáreas y calizas margosas nodulosas ricas en glauconita, que constituyen el tránsito a la unidad inferior. Por encima aparece una serie de margas y margocalizas con "slumps" y alguna intercalación arenosa con fauna resedimentada. Esta parte de la unidad disminuye de potencia hacia el Sur. La estimación de paleopendientes, realizadas en base a la medición de numerosos ejes de "slumps" reflejan un desplazamiento de estos en dirección N-S con un sentido probablemente al Norte.

La edad de estos sedimentos, es Cuisiense inferior a Luteciense inferior, por lo que la parte superior no es equivalente en edad a las calizas de la Fm. Boltaña sino a la unidad cartográficamente por encima.

La parte inferior representa la parte más distal de una plataforma tipo rampa homoclinal, en la que los numerosos niveles con glauconita y bioturbados representan niveles de condensación en la cuenca. La parte superior se caracteriza por la presencia de "slumps" lo que refleja el cambio morfológico de la plataforma con la aparición de un talud margoso bastante inestable.

2.1.7 Margas y margocalizas (14) (Fm. Paules).

Esta unidad, y la siguiente han sido incluidas por DE FEDERICO (1981)

dentro de la Fm. San Vicente, dándole la denominación de miembro Paules. Aflora en la terminación Sur del anticlinal de Boltaña; está caracterizada principalmente por su variabilidad de espesores, los cuales oscilan entre menos de 40 metros en el camino de Sarsa de Surta a Alquézar a mas de 250 metros en la zona de Paules.

Litológicamente es muy variada; se inicia con calcilutitas nodulosas y margas, las cuales se van haciendo mayoritarias hacia arriba, finalizando este tramo con un nivel de calcarenitas grises de grano medio con *Nummulites*; este nivel, desaparece al Norte, pasando a margas y margocalizas nodulosas. La potencia observada oscila alrededor de los 100-125 metros. Encima la sedimentación prosigue con margas y margocalizas con algunos niveles muy ricos en *Nummulites*, equinodermos y gasterópodos. Al Norte, estos niveles desaparecen siendo sustituidos por margas con abundantes "slumps" y fauna resedimentada. Hacia el Oeste, pasan a las calcarenitas y margas de la unidad siguiente, estando aquí reducida la unidad a 20 metros de margas calcáreas con abundante fauna. La variabilidad en la potencia es debida a dos fenómenos:

- simultaneidad entre la elevación del anticlinal de Boltaña y la sedimentación de la parte superior de la unidad, y
- el paso lateral a las margas y calcarenitas de la Fm. Paules.

La edad es Cuisiense superior a Luteciense inferior. La presencia de *Nummulites praediscorbinus*, *N. aff. verneuili*, *N. aff. praelorioli*, *Assilina spira abrardi*, y *A. aff. tenuimarginata*, a techo de la unidad revela una edad Luteciense inferior.

Representa esta unidad el depósito en la parte externa de una plataforma margosa muy inestable por la simultaneidad entre sedimentación y tectónica, pasando al Norte a facies de talud.

2.1.8 Calizas de Alveolinas y margas (15) (Fm. Paules).

De potencia muy variable, pasa al Este a la unidad anterior. Esta formada por una alternancia de margas y calcarenitas.

La serie se inicia con calcarenitas beiges constituidas en su mayor parte por miliólidos complejos (Fabularias) que a techo incorporan Alveolinas y Orbitolites, con intercalaciones margosas. Encima, aparecen calizas de Fabularias y Alveolinas con selección de tamaños de grano. aflorando a continuación un tramo de margas con algunos niveles arenosos sin estructura interna para pasar a un nivel de calcarenitas de grano medio, con Alveolinas, miliólidos y Nummulites a techo; este nivel acaba con areniscas calcáreas muy bioturbadas y con abundante glauconita; el techo de la unidad está formado por areniscas con Nummulites (con las formas microséricas concentradas a base y las macroséricas a techo), los cuales acaban con un nivel ferruginoso tapizado con algunos cantos de brechas calcáreas.

La fauna de Alveolinas encontrada permite la caracterización de la biozona de *A. stipes*, por la presencia de *A. gigantea* y *A. boscii*, pudiendo establecer una edad Luteciense inferior. Al Sur, en la cabecera del río Balces, la presencia de *Nummulites campesinus* y *Assilina* aff. *maior* ha permitido datar el Cuisiense superior; hay que añadir, que en este sector el Luteciense inferior no aflora por erosión.

Se interpreta esta unidad como un plataforma calcárea de alta energía, caracterizada por una tendencia somerizante salvo en la parte superior, donde el nivel de areniscas con glauconita y los niveles de Nummulites indican una rápida profundización de la plataforma; estos niveles son interpretados como bancos "in situ", con un "lag" residual a techo constituido por grandes Nummulites, lo que indica un retrabajamiento de estos por el oleaje.

2.1.9 Calizas de Nummulites y margas (16) (Fm. Guara).

Esta unidad aflora, con muy poca extensión, en la zona Sur de la hoja. Los límites de la unidad son claramente erosivos, tanto a techo como a base.

En el sector de las Bellostas se sitúa sobre las calcarenitas del Luteciense inferior, estando constituida por margas azuladas que rápidamente intercalan niveles de calizas grises con Nummulites desapareciendo al Norte al ser erosionadas por la Fm. Belsúe-Atarés.

En el sector del río Balces, se inician con un nivel conglomerático discontinuo en ligera discordancia angular sobre las calizas del Cuisiense superior.

A continuación aparece un tramo de margas limolíticas con niveles canalizados repletos de Nummulites para pasar a calizas con Nummulites, los cuales constituyen bancos "in situ". Esta unidad, que no llega a tener 50 mts. de potencia, finaliza bajo una discordancia sobre la que se sitúa la Fm. Belsúe-Atarés.

Lateralmente, hacia el suroeste son frecuentes las intercalaciones de areniscas calcáreas y de calcarenitas con algunas Alveolinas aumentando

rápidamente de potencia.

La fauna hallada en el sector de las Bellostas, permite datar esta unidad como Luteciense medio-bajo, por la presencia de *Nummulites* aff. *aspermontis* y *N.* aff. *crassus*.

En el río Balces, la fauna recogida de *Nummulites discorbinus*, *N.* aff. *deshayesi*, permite datar la base como Luteciense medio y el techo como Luteciense medio-superior por la presencia de *N.* aff. *deshayesi*.

2.1.10 Margas azules (17) (Margas de Jánovas).

Afloran en el flanco Oeste del anticlinal de Boltaña donde su potencia varía entre 0 y más de 1.000 m.

Se sitúan directamente encima de la Fm. Boltaña, siendo este contacto muy neto y marcado localmente por la presencia de un conglomerado calcáreo heterométrico, cuyos cantos son similares a los tramos superiores de las calizas de Boltaña.

La unidad se inicia con margas con algunos "slumps" a base que son sucedidos de margas con algún nivel bioclástico con fauna de miliólidos y margas con "slump-scars"; la potencia total es de 200 m desapareciendo hacia el Sur al ser erosionada por el cuarto tramo.

Un segundo tramo de margas se inicia con margas deslizadas seguidas de unas alternancias de margas y margocalizas deslizadas acabando con un nivel de

areniscas de grano fino y base canalizada; la potencia total es de 240 mts disminuyendo rápidamente hacia el Sur, donde las capas superiores del tramo se sitúan sobre el nivel de margas deslizadas.

Los siguientes 180 metros están constituidos por margas, margocalizas y calcilutitas que son más abundantes a techo. Al igual que el anterior disminuye de potencia hacia el Sur ya que en esta dirección las capas superiores pasan de apoyarse en el tramo segundo a hacerlo sobre el nivel deslizado. Encima, con un espesor de 170 mts, aparecen margas y calcilutitas alternantes acabando este tramo con un nivel de tres secuencias de areniscas de grano fino a medio y abundante glauconita; este tramo llega a colocarse sobre las calizas de Boltaña.

El techo de la unidad está caracterizado por 20 mts de margas azules y margocalizas y 110 metros de margas y calcilutitas, las cuales pasan bruscamente a margas y areniscas con glauconita, las cuales se hacen mayoritarias a techo aumentando de tamaño de grano; estas areniscas presentan intercalaciones de margas deslizadas ("mud-flows"); este tramo, desaparece hacia el Oeste, y se llega a apoyar sobre la caliza de Boltaña al Este.

En la base de la unidad se encontraron *Anomalina flinti anomalonsis*, *Pseudohastigerina micra*, *Globorotalia pseudomayeri*, *G. broedermanni*, *G. bullbrooki*, *Globigerina boweri*, *G. yeguaensis*, *G. spinulosa* y *G. spinuloinflata*, esta fauna permite datar la base de la unidad como Luteciense inferior o incluso un poco más baja.

El techo de la unidad se caracteriza por la presencia de *Tritaxilina pupa*, *Textularia recta*, *T. speyeri*, *Valvulineria jacksonensis*, *Valvulina nummulina*,

Cibicides granosus, *C. carrascalensis*, *C. lobatulus*, *C. westi*, *Marginulina subbullata*, *Chilostomella cylindroides*, *Nodosaria soluta*, *Truncorotaloides rohri*, *Catapsydrax unicavus*, *Globigerapsis kugleri*, *Globigerina yeguaensis*, *G. linaperta*, *G. posiva* y *Pseudohastigerina micra* lo que permite asignarle una edad Luteciense superior a Biarritziense.

Por tanto, en conjunto, la unidad representa desde Luteciense inferior, probablemente el Cuisiense superior, al tránsito Luteciense-Bartoniense.

Desde la base, al metro 200 la unidad representa el depósito en el tránsito talud-plataforma externa muy inestable con resedimentación de fauna restringida (miliólidos).

El resto de la serie con características muy similares, que está depositada en la parte externa de una plataforma tipo rampa, la cual, por efectos tectónicos va variando la pendiente y dando lugar a desestabilización progresiva.

La parte superior, especialmente el tramo de areniscas con glauconita, es interpretada por REMACHA et al. (1988) como tempestitas, haciéndolas equivaler a la arenisca de Sabiñánigo. Sin embargo, siguiendo a PUIGDEFABREGAS (1975), pensamos que son facies turbidíticas en flujos canalizados, pues, junto a estructuras sedimentarias y secuencias típicas de estas facies, aparecen numerosas intercalaciones de depósitos caóticos de margas con cantos calcáreos.

Hay que hacer notar que el gran abanico de capas observadas se sitúa en gran parte entre los 200 y 800 metros de la serie, siendo los primeros 200 metros, previos a este abanico.

Esta unidad, es tanto por edad como por posición estratigráfica el equivalente distal de las Fms. Paules y Guara.

2.1.11 Areniscas con glauconita (18) (Arenisca de Sabiñánigo).

Aflora de modo claro en el anticlinal de Yebra de Basa donde alcanza una potencia de 130 metros. Se sitúa bajo la unidad de margas de la Fm. Belsúe-Atarés, y encima de las margas y margocalizas de la Fm. Jánovas.

Está constituida por una alternancia de areniscas de grano medio a fino y margas laminadas, estando ordenadas en secuencias grano y estratocrecientes. Son numerosas las superficies de amalgamación en los niveles más gruesos de areniscas, los cuales llegan a erosionar los niveles margosos infrayacentes. Estructuras frecuentes son la estratificación cruzada con ripples superimpuestos a techo de los "foresets". Los niveles de areniscas de grano fino tienen muy poco espesor (20-30 cm) y se caracterizan por la presencia de laminación paralela y ripples. Apenas se encuentra fauna reconocible salvo en la parte superior donde aparecen algunos niveles ricos en bivalvos y nummulites transportados.

En este tramo no es observable, o al menos no de un modo claro, la presencia de dos tramos arenosos separados por uno margoso, tal y como sucede hacia el Oeste.

Las direcciones de corriente observadas oscilan entre E-W al Este y N340 al Noroeste, en la parte inferior de la serie; los últimos tramos de la unidad sin embargo, presentan paleocorrientes dirigidas hacia el Sur entre N220 y N190.

La edad de esta unidad, según PUIGDEFABREGAS (1975) es Biarritziense; esta datación es confirmada posteriormente por CANUDO y MOLINA (1988) que le asignan una edad Bartonense (biozonas *Orbulinoides beckmani* y *Truncorotaloides rohri*).

La correlación de esta unidad con niveles equivalentes en el Valle del Ara no es fácil, ya que en esta zona la unidad de areniscas de Sabiñánigo está en facies de plataforma muy externa. Si atendemos a las dataciones de CANUDO y MOLINA (1988) y a las nuestras, hay de concluir que, esta unidad ha de ser casi equivalente al nivel de San Felices, ya que el Bartonense comienza en este nivel.

Interpretamos esta unidad como una plataforma siliciclástica progradante. Para PUIGDEFABREGAS (1975) esta plataforma, tiene una flecha de progradación WNW; sin embargo para REMACHA et al. (1987) la plataforma prograda hacia el Suroeste. Las direcciones de corriente medidas por nosotros confirman los datos de REMACHA et al. (1987) pero solo por la parte superior.

2.2 TERCIARIO EN FACIES DE CUENCA

Tanto en la cuenca turbidítica de Jaca, como en la de Aínsa, se han realizado desde los años 70, numerosos estudios de los sedimentos que las rellenan (VAN LUNSEN, 1970; MUTTI et al., 1972; JHONS, et al., 1981; ESTRADA, 1983; REMACHA, 1983; MUTTI et al., 1985; REMACHA et al., 1986-89).

En el ámbito de la hoja, los afloramientos de sedimentos turbidíticos están separados por el anticlinal de Boltaña en dos sectores entre los que no existe

continuidad física, la cuenca de Jaca al Oeste y la de Aínsa al Este; VAN LUNSEN (1970) llega a la conclusión tras diversas consideraciones de carácter paleogeográfico, que el relleno turbidítico fue simultáneo en ambas cuencas, pero se realizó separadamente, es decir que en el momento del depósito de las turbiditas, ambas cuencas estaban individualizadas.

En este apartado se incluyen, tanto los sedimentos originados por procesos de corrientes de turbidez, como aquellos otros asociados de tipo gravitatorio. A efectos cartográficos se ha diferenciado en los sedimentos estrictamente turbidíticos dos tipos litológicos en base a la relación arena/lutita y la ordenación interna de las capas de areniscas.

2.2.1 Turbiditas gruesas (9) (Fm. Burgasé).

Aflora esta unidad en el sector Norte de la hoja, por encima del cauce del río Ara. Se apoya sobre las margas y margocalizas de la Formación Boltaña; en la hoja, este contacto es normal, pero en la zona de Broto este contacto es erosivo (RIOS et al, 1982). Hacia el Sur, pasa de modo gradual a las margas de Cajol y a las margas de Jánovas.

Está formada por varios tramos, que destacan morfológicamente, separados por otros mas deprimidos. Cada tramo, está a su vez constituido por un conjunto de secuencias de areniscas de cemento calcáreo y buena continuidad lateral separadas por niveles margosos. Las secuencias areniscosas estan formadas por niveles de areniscas de grano medio a grueso con gran diversidad de estructuras sedimentarias. El espesor de cada nivel de areniscas es muy variable, estando en relación con la estructura interna que presentan; los niveles mas potentes, pueden

llegar a 100-150 cms. presentando un aspecto masivo, mientras los niveles finos tienen un espesor alrededor de 20-40 cm y una secuencia de BOUMA T_a , T_{a-b} y T_{a-c} . Entre los niveles de areniscas aparecen intercalaciones de margas laminadas con un espesor que nunca supera los 5-10 cm

La base de la unidad en las cercanías del anticlinal de Boltaña está jalonada por numerosos niveles de margas deslizadas con abundante fauna de plataforma y margas con cantos preterciarios muy redondeados.

Se interpreta esta unidad como depósitos de un sistema turbidítico tipo I (sensu MUTTI *et, al*, 1985).

2.2.2 Turbiditas finas (7) (Fm. Burgasé).

3. TECTONICA

3.1 ANTECEDENTES

Gran atención se ha prestado desde antiguo al estudio de la estructura de la Zona Surpirenaica. Desde DALLONI (1910), que pone de manifiesto las variaciones en las direcciones de los pliegues, se han ido proponiendo diversos modelos, tanto de carácter autóctono, como alóctono.

Dentro del primer grupo de modelos cabe destacar como principales impulsores a STILLE (1924) y SELZER (1934), los cuales propusieron una primera fase de plegamiento en el tránsito Eoceno-Oligoceno, y una segunda de menor importancia en el Oligoceno superior; estas dos fases de deformación correspondían a los plegamientos pirenaicos y los plegamientos sávicos definidos por STILLE. Posteriormente SELZER, describe detalladamente pliegues con marcada dirección N-S, y es el primero en observar la discordancia de Campodarbe (discordancia pirenaica en su trabajo), cuyo límite occidental lo sitúa en la vertical de Jaca.

En los años 50, ALMELA y RIOS, estudian las Sierras Marginales Oscenses y realizan numerosos cortes estructurales observando que la deformación se propaga de Este a Oeste, y que los anticlinales occidentales son mas laxos que los orientales; llegan incluso a datar algunas de las estructuras N-S asignándole al anticlinal de Boltaña (anticlinal de Campodarbe en sus trabajos) una edad Luteciense.

Posteriormente, VAN LUNSEN (1970) llega a la conclusión de que el

anticlinal de Boltaña se formó como resultado de procesos halocinéticos, tras observar la existencia de Trías en facies Keuper en el núcleo de los anticlinales N-S de las Sierras Marginales.

Con SEGURET (1972) se vuelve a los modelos aloctonistas, que estuvieron en boga a principios de siglo; define la Unidad Surpirenaica Central, la Unidad de Gavarnie-Monte Perdido y la Unidad de Las Nogueras. Interpreta las estructuras N-S como resultado del empuje lateral de estas unidades durante su emplazamiento.

RIOS et al. (1982) siguen el modelo propuesto por SEGURET, y proponen una nueva unidad diferenciada a la que denominan unidad de Monte Perdido no siendo el anticlinal de Boltaña mas que una estructura lateral de esta unidad.

Con NICHOLS (1984) y CAMARA y KLIMOWITZ (1985) se propone un nuevo modelo, en el que la deformación es continua durante el Eoceno y el Oligoceno. Estos autores interpretan la Zona Surpirenaica en su conjunto como una cuenca de antepais en la que durante gran parte del Paleógeno se desarrolló un sistema imbricado de cabalgamientos, representando todas las estructuras N-S rampas laterales de las estructuras cabalgantes.

Finalmente, ANASTASIO (in press), volviendo a las teorías de VAN LUNSEN (1970), propone un origen halocinético para las estructuras N-S de las Sierras Exteriores.

3.2. DESCRIPCION DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

Las estructuras aflorantes, en base a la dirección en el ámbito de la hoja y a la edad, pueden ser divididas en dos grupos: el primero está constituido por todas aquellas estructuras con direcciones N-S, y en el segundo se incluyen las que tienen la dirección "normal" de las estructuras pirenaicas, es decir, aquellas cuya dirección coincide con la general de la cadena (N120E). Esta diferenciación tiene significado no sólo geométrico, sino cronológico y sedimentario.

Las primeras, si bien muy espectaculares por la dirección casi perpendicular al eje de la cadena, van girando hacia el Oeste hasta direcciones cercanas a N120E; están situadas, en una primera aproximación al Este del anticlinal de Boltaña; las segundas, con una dirección constante de N120E, aparecen al Oeste de esta misma estructura.

Hay que señalar, que además de estos dos grupos existe un conjunto de pliegues de eje vertical en las cercanías del flanco Oeste del anticlinal de Boltaña.

Junto a todas estas estructuras de plegamiento existen fallas normales de direcciones entre N-S y N60E.

3.2.1. Estructuras N-S.

Están situadas al Este del anticlinal de Boltaña, y se caracterizan por su marcada vergencia al Oeste. Tienen un flanco Oeste, que en algunos casos llega casi a la verticalidad (80°) y un flanco Este tendido, cuyo buzamiento medio no suele sobrepasar los 30° - 35° . Las principales estructuras que afloran en esta hoja

son, de Este a Oeste, los anticlinales de Añisclo y Boltaña, separados por el sinclinal de Buil, el sinclinal de Paules y el anticlinal de Las Bellostas.

El anticlinal de Añisclo, alcanza su máximo desarrollo en la hoja de Broto; de marcada vergencia al Oeste, llegando incluso a la inversión del flanco Oeste, llega a aparecer en la hoja de Boltaña. Aquí, con flancos mas suaves que el anticlinal de Boltaña se hunde suavemente hacia el Sur desapareciendo dentro de la unidad de areniscas de la Formación San Vicente.

El sinclinal de Buil, se sitúa entre el anticlinal anterior y los de Añisclo y Mediano (situado en la hoja de Campo), desapareciendo hacia el Sur, por debajo de los depósitos continentales de la Formación Escanilla y los conglomerados marginales de la Depresión del Ebro (hoja de Alquézar); hacia el Norte, está flanqueado por los anticlinales de Añisclo al Este y Boltaña al Oeste.

El anticlinal de Boltaña alcanza una longitud de casi 30 kilómetros atravesando la hoja de Norte a Sur en su totalidad, y una amplitud de 6 kilómetros. Hacia el Norte, continúa por la hoja de Broto, mientras hacia el Sur, el eje se va hundiendo desapareciendo por debajo de la Formación Guara a la que afecta muy ligeramente. El sondeo Boltaña-1, realizado en el núcleo del anticlinal probó por un lado, la ausencia de Trías en facies Keuper y por otro, la existencia de una repetición de la serie la cual fue interpretada inicialmente por ALMELA y RIOS (1958) como un anticlinal volcado, bajo el cual aparecía un sinclinal, estando ambos separados por una falla.

El anticlinal de las Bellostas y el sinclinal de Paules son, en el ámbito de la hoja, las únicas estructuras N-S que afloran al Oeste del anticlinal de Boltaña. El

sinclinal de Paules está caracterizado por flancos apretados desarrollando una esquistosidad subvertical y con dirección N-S en el núcleo. Ambas estructuras, desaparecen bajo de la discordancia de Campodarbe, en el flanco Sur del sinclinorio del Guarga. Al Norte, en el valle del río Ara, aparecen un gran anticlinal y sinclinal asociados de eje vertical, acompañados de una serie de pliegues menores que se sitúan entre el anticlinal de Boltaña y estas dos estructuras. SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970) interpretan los pliegues menores en relación con una falla de desgarre; esta idea viene reforzada por la existencia de numerosas estrías horizontales en el tramo situado entre estos pliegues y el de Boltaña. El anticlinal de las Bellostas y el sinclinal de Paules se pueden hacer equivaler a estos dos pliegues ya que estas estructuras tienen edades similares pues están fosilizadas en sedimentos de edad equivalente.

La disposición vertical del anticlinal de Las Bellostas y el sinclinal de Paules, al Norte del sinclinorio del Guarga, se explica por un plegamiento posterior (cabalgamiento de Oturia), que no afecta al anticlinal de Boltaña por su mayor rigidez. Esto da lugar, aparezca una zona de desgarre asociado a la diferencia de comportamiento entre el anticlinal de Boltaña y las dos estructuras situadas al Oeste.

Mención aparte merecen un conjunto de anticlinales y sinclinales situados al Oeste del anticlinal de Boltaña, en la vertiente Norte del valle del río Ara. Estas estructuras, con amplitud hectométrica, se caracterizan por afectar única y exclusivamente al flysch Eoceno en las proximidades del anticlinal de Boltaña. Con direcciones N-S al principio, estos pliegues van girando hacia el Oeste conforme mas al Norte se sitúan (RIOS et al., 1982). En las cercanías del anticlinal, las primeras estructuras que aparecen, tienen planos axiales casi horizontales, o

buzando muy ligeramente al Este. A medida que la distancia al anticlinal de Boltaña se hace es mayor, los planos axiales de estos pliegues van recuperando la verticalidad. Este mismo tipo de estructuras aparecen en el flanco Oeste del anticlinal de Añisclo, si bien menos desarrolladas. Es claro por tanto, que estos pliegues en flysch son anteriores o simultáneos a la formación de estos anticlinales

Todas estas estructuras, exceptuando la zona de desgarre y los pliegues menores de eje vertical asociados que son claramente posteriores, afectan principalmente a depósitos anteriores al Bartonense, si bien en un reapretamiento posterior llegan a involucrar sedimentos de esta edad y posteriores.

3.2.2. Estructuras de dirección pirenaica.

Están todas ellas situadas al Oeste del anticlinal de Boltaña. Las principales son el sinclinorio del Guarga, el cabalgamiento de Oturia y el anticlinal de Yebra de Basa.

El cabalgamiento de Oturia, penetra en la hoja por el Noroeste, proveniente de la hoja de Yebra de Basa. RIOS et al. (1982) estimaron una flecha de desplazamiento de un kilómetro. En el ámbito de la hoja, esta flecha es sensiblemente menor, ya que hacia el Este rápidamente se resuelve en un anticlinal vergente Sur el cual desaparece en las cercanías del anticlinal de Boltaña. Sin embargo hacia el Oeste esta flecha aumenta rápidamente, pues en la hoja de Sabiñánigo sitúa el flysch, sobre los depósitos continentales de la Formación Campodarbe. Esta estructura, pliega, como hemos visto en el apartado anterior al anticlinal de las Bellostas, viéndose imposibilitado de hacerlo igualmente con el de Boltaña.

El sinclinorio del Guarga es una estructura de gran amplitud, caracterizada por un flanco Norte buzando en algunos puntos mas de 40° al Sur, y un flanco meridional mucho mas tendido. En este flanco aparecen una serie de anticlinales y sinclinales, casi todos vergentes Sur, de muy poca amplitud (decamétrica) con un flanco Sur verticalizado y en ocasiones roto. Esporádicamente aparecen en el flanco Norte algunas estructuras menores con vergencia Norte. Hacia el Este esta estructura disminuye su amplitud hasta llegar al anticlinal de Boltaña, al que no sobrepasa, si bien lo afecta ligeramente, como puede observarse en las cercanías del pueblo de Morcat.

El anticlinal de Yebra de Basa penetra por el Oeste de la hoja. Se caracteriza por un flanco Norte tendido y uno Sur en el que los estratos están invertidos en los niveles marinos; sin embargo, tras una discordancia angular, el buzamiento de este flanco se suaviza hasta los $30-35^{\circ}$ disminuyendo rápidamente hacia el Sur, adivinándose un abanico de capas en esta zona. Hacia el Este, y subiendo en la serie, el plano axial de este anticlinal se dobla incluso hasta llegar a cambiar la vergencia en la parte superior.

Estas estructuras afectan a todos los sedimentos existentes en la hoja. Hay que hacer la salvedad de que el anticlinal de Yebra de Basa tuvo dos fases de movimiento bien distintas, una durante el tránsito Eoceno-Oligoceno, y que da lugar a la discordancia erosiva que hace desaparecer la parte inferior de la Fm. Campodarbe, y otro posterior simultáneo a las demás estructuras y que da lugar al abanico de capas en la parte superior de la Fm. Campodarbe.

3.2.3 Fallas N-S y N60E

Estas fracturas, especialmente las N60E afectan principalmente a las calizas de la Formación Boltaña. Su importancia desde el punto de vista tectosedimentario es nula en la mayoría de los casos, ya que su edad es muy posterior al emplazamiento de las estructuras cabalgantes pirenaicas. Sólo, algunas fracturas en la ladera norte de las Sierras Exteriores han sido funcionales durante la sedimentación de la Formación Belsúe-Atraes.

3.3. EDAD E INTERPRETACION DE LAS DEFORMACIONES.

Durante el Eoceno y el Oligoceno se desarrolla en las cuencas de Jaca y Tresp, un sistema imbricado de cabalgamientos que se propaga de Este a Oeste, y simultáneo al relleno de ambas cuencas. El desplazamiento hacia el Sur de los cabalgamientos y la existencia de rampas laterales dan lugar a la formación de unas estructuras Norte-Sur, como las descritas en el apartado anterior.

La evolución de este sistema de cabalgamientos es continua durante todo el Eoceno y Oligoceno, pero no es simultánea en todos los puntos de la cuenca, ya que la deformación se propaga de Este a Oeste; esto quiere decir, que un sector de la cuenca afectado por un determinado cabalgamiento, puede permanecer estable, mientras zonas mas occidentales se deforman; en el ámbito de una hoja geológica esto se manifestará como periodos de deformación separados por otros de tranquilidad tectónica, ya que aunque la deformación es continua, no afecta a toda la cuenca por igual.

La separación en estructuras N-S y estructuras N120E, realizada al inicio de

este capítulo, aparte de su carácter puramente geométrico, tiene también un significado cronológico y sedimentológico como vamos a ver a continuación.

Las estructuras N-S, como bien han puesto de manifiesto numerosos autores son mas modernas hacia el Oeste; sin embargo, en el ámbito de la hoja, y teniendo en cuenta el carácter de no simultaneidad se pueden considerar casi sincrónicas, ya que están concentradas en el sector Este (cuenca de Aínsa).

En una primera aproximación, se puede admitir que la edad de formación de los anticlinales N-S, es Eoceno inferior. El anticlinal de Añisclo, ha de ser ligeramente anterior al de Boltaña y al de las Bellostas, si consideramos ciertos los modelos de los diversos autores que han estudiado este aspecto. En efecto, se observa que los anticlinales N-S, están fosilizados en sedimentos de diversas edades, sedimentos que son mas modernos hacia el Oeste. Así, el anticlinal de Añisclo, está fosilizado en las areniscas y margas (turbiditas) de la Fm. San Vicente de edad Cuisiense a Luteciense inferior (?); por su parte, el anticlinal de Boltaña, y el de Las Bellostas lo están por sedimentos de edad Luteciense medio. Estos dos últimos anticlinales, afectan totalmente a todas las unidades prelutecienses; ambos anticlinales se formaron durante el Luteciense inferior como así lo atestiguan los abanicos de capas existentes en la Formación Paules y en las margas de Jánovas. Las unidades que se sitúan por encima, no están afectadas, o lo están muy ligeramente, por el plegamiento. El sinclinal de Buil, se forma durante esta misma época; sin embargo, sedimentos posteriores se encuentran plegados (complejo de canales Ainsa y Boltaña) y además en "onlap" sobre el anticlinal de Boltaña. Este hecho, es debido a movimientos en el sector de Mediano.

Sin embargo, fuera de la hoja, se siguen formando anticlinales Norte-Sur que son cada vez mas modernos hacia el Oeste (ALMELA y RIOS, 1950; PUIGDEFABREGAS, 1975); esta primera fase de movimientos, en la que se produce la estructuración principal de estos anticlinales, es sucedida por otra segunda de mucha menor importancia en la que se produce un ligero reapretamiento. Esto se pone claramente de manifiesto en la discordancia de Campodarbe, en el ligerísimo plegamiento de la Formación Guara en la hoja de Alquézar y en las unidades superiores del sinclinal de Buil.

Las estructuras de dirección n120E son claramente posteriores a las orientadas N-S la hoja. En primer lugar, hay que considerar que afectan claramente a sedimentos del Oligoceno, ya sea plegándolos (sinclinorio del Guarga), ya sea haciendo cabalgar sedimentos del Eoceno sobre los del Oligoceno. En segundo lugar, la terminación del sinclinorio del Guarga contra el anticlinal de Boltaña trae consigo un ligero plegamiento del eje de aquel. Además, estas estructuras de dirección pirenaica no afectan a los sedimentos situados al Este del anticlinal de Boltaña; esto, entre otras razones puede ser debido a la presencia de la zona de cizalla asociada al cabalgamiento de Oturia y a la naturaleza rígida de los sedimentos que constituyen el anticlinal mencionado.

Existe por tanto, una sucesión de "fases" que a continuación describimos:

- 1.- Formación de las estructuras N-S: se forman los anticlinales de Boltaña, Las Bellostas y Añisclo y los sinclinales de Paules y Buil; la edad de esta deformación en la hoja, es Cuiense superior, para el anticlinal de Añisclo a Luteciense inferior para el anticlinal de Boltaña; en el ámbito de la cuenca de Jaca esta deformación se desarrolla durante todo el Eoceno, como se pone de

manifiesto en los pliegues Norte-Sur de las Sierras Exteriores Oscenses.

2.-Formación de las estructuras N120E: anticlinal de Yebra de Basa, sinclinatorio del Guarga y cabalgamiento de Oturia; la edad de los primeros movimientos del anticlinal de Yebra de Basa es Eoceno superior a Oligoceno inferior; tras este movimiento, se produce una rápida erosión seguida por la segunda etapa de movimiento; la edad de esta segunda fase de movimientos y de las demás estructuras es posiblemente Oligoceno medio, pues el anticlinal de Yebra de Basa aparece amortiguado en materiales de esa edad; estas estructuras están localizadas al Oeste del anticlinal de Boltaña, de modo que la falla de desgarre sirve para compensar el movimiento diferencial que se produce hacia el Sur. Las estructuras aquí producidas llegan a plegar a las anteriores.

3.- Reapretamiento de las estructuras N-S, deformando ligeramente la terminación oriental del sinclinatorio del Guarga; la edad de este último proceso sería tránsito Oligoceno- Mioceno, coincidiendo con los últimos cabalgamientos del frente surpirenaico sobre la Depresión del Ebro.

Queda claro del trabajo de NICHOLS (1984) y CAMARA y KLIMOWITZ (1985) que las estructuras N-S, y en especial el anticlinal de Boltaña no son mas que rampas laterales de un sistema imbricado de cabalgamientos desplazándose hacia el Sur durante el Eoceno. Así, el anticlinal de Añisclo no es mas que una rampa lateral u oblicua del cabalgamiento de Monte Perdido mientras el de Boltaña lo es del cabalgamiento de Ordesa (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970). Este último, es funcional durante el Luteciense inferior, quedando amortiguado en el Flysch de esa edad (RIOS et al., 1982). La dirección de este cabalgamiento, varía

desde Norte-Sur en Boltaña, a N120E en Ordesa, por lo que la dirección de una estructura no es criterio por si sola para incluirlas dentro de uno de los dos grupos que hemos diferenciado en la hoja. Las estructuras N120E se desarrollan durante el Oligoceno, siendo por tanto claramente posteriores a las del primer grupo, pues no sólo llegan a plegarlas (caso del anticlinal de Las Bellostas), sino que las pueden llegar a cortar, siendo por tanto los cabalgamientos fuera de secuencia.

DOCUMENTO PROVISIONAL

4. HISTORIA GEOLOGICA

4.1 INTRODUCCION

La historia de la hoja geológica de Boltaña, así como todas las del Prepirineo es complicada ya que se entrelazan diversos procesos. En primer lugar hay que considerar la gran variedad de ambientes sedimentarios que coexisten; en segundo lugar, el desarrollo y la situación de estos ambientes están fuertemente controlados por procesos tales como variaciones de nivel del mar, tasa de sedimentación y tectónica de cabalgamientos.

La cuenca surpirenaica es considerada como una cuenca de antepais por la mayoría de los autores, aunque otros la consideran como una cuenca de "piggyback" (ORI y FRIEND, 1984).

En la hoja se pueden diferenciar un serie de fases evolutivas ligadas a los procesos antes reseñados. Durante gran parte del Ilerdiense, en la zona estudiada, la cuenca se caracteriza por la sedimentación de una conjunto de plataformas calcáreas, de modo que se puede decir que existe uniformidad de facies; estas plataformas afloran con gran extensión al Norte de la hoja (zona de Ordesa y Sierras Interiores) sin grandes cambios en cuanto a sus características litológicas. A partir del Ilerdiense superior, y hasta el Luteciense superior o Bartonense, se diversifican los medios sedimentarios; esta diversificación es debida en gran parte a que la sedimentación se encuentra fuertemente controlada por el emplazamiento sucesivo de los diferentes cabalgamientos en la cuenca surpirenaica; se produce en esta época la diferenciación entre las cuencas de Jaca-Pamplona y Ainsa-Tremp. A partir del Eoceno superior y Oligoceno inferior, las características de la cuenca

cambian, tanto por el carácter de los sedimentos, como por la situación tectónica que se establece en ella. Finalmente desde el Oligoceno medio hasta bien entrado el Mioceno, el levantamiento general de la cadena da lugar a un cambio en los patrones de drenaje que existían hasta entonces.

4.2 EL ILERDIENSE

La sedimentación en el margen Sur de la cuenca surpirenaica durante gran parte del Ilerdiense es predominantemente carbonatada. El depósito de estos carbonatos, se realiza en medios someros de plataforma. Esta monotonía de facies es debida a la estabilidad tectónica reinante en este sector de la cuenca, ya que primeros cabalgamientos, que van a condicionar los procesos sedimentarios están situados muy al Este. La uniformidad litológica, es rota sin embargo por las variaciones del nivel del mar. Durante el Ilerdiense (Ypresiense inferior) HAQ et al. (1987) encuentran tres límites secuenciales debidos a este proceso, que en el área estudiada corresponden a los límites de las Formaciones Gallinera, Metils y Yeba-1. La extensión hacia el Sur de las facies marinas calcáreas del Ilerdiense es desconocida, pero en cualquier caso no llegan a las Sierras Exteriores Oscenses. Hacia el Norte, si alcanzaron gran desarrollo aunque fueron posteriormente erosionadas en el Luteciense (VAN LUNSEN, 1970; RIOS et al., 1982).

4.3 EL CUISIENSE Y EL LUTECIENSE

En el Ilerdiense superior tras la última bajada del nivel del mar, se inicia el movimiento del cabalgamiento de Cotiella, lo que da a esta cuenca la configuración de una cuenca de antepais. En el margen pasivo, situado al Sur del cabalgamiento, se establece una plataforma margoso calcárea en secuencias somerizantes que

finaliza con una invasión de sedimentos de carácter mixto, con la que se inicia la sedimentación de la Fm. Boltaña (base del Cuisiense). Esta plataforma mantiene a lo largo de su evolución condiciones muy someras, las cuales se van acentuando hacia techo, como se deduce de la fauna y estructuras presentes. El carácter fuertemente subsidente, como consecuencia del avance del manto de Cotiella, es compensado sin embargo por la alta tasa de sedimentación y la ligera bajada del nivel del mar durante el Cuisiense. Esto, da lugar a una secuencia que a gran escala es grano y estratocreciente. La acentuación de la subsidencia, o bien la disminución de los otros dos factores que controlan las características de la plataforma provoca un rapidísimo hundimiento. Las facies arenosas quedan restringidas al S (zona de Sierras Exteriores, hoja de Alquézar) . Al N, donde estaba situada la plataforma mixta, la sedimentación se realiza en facies de plataforma externa, con secuencias somerizantes cada vez de mayor profundidad. Como consecuencia del avance de un nuevo cabalgamiento (cabalgamiento de Monte Perdido), la plataforma calcárea sita en Boltaña se hunde bruscamente con lo que finaliza el depósito de carbonatos en este sector. Esto sucede en el Cuisiense medio. Entre la plataforma Cuisiense, situada en el margen pasivo, y el frente cabalgante (margen activo) se rellena el surco turbidítico. VAN LUNSEN (1970) llega a encontrar fauna Cuisiense en las turbiditas. PUIGDEFABREGAS (1975) igualmente reconoce que existe cierta equivalencia entre los sedimentos de plataforma y las turbiditas. Estas, tienen su origen en los relieves creados al E (fuera de la hoja) y en los sistemas siliciclásticos adosados al margen activo de la cuenca.

Durante el Cuisiense por tanto, empiezan a tener influencia los procesos tectónicos sobre la sedimentación. Estos procesos, pueden ser de tal magnitud, que las variaciones del nivel del mar, no son más que ligeros retardos en una cuenca

muy subsidente.

Con el emplazamiento de la unidad de Monte Perdido el margen pasivo sufre un súbito desplazamiento al S. Se inicia entonces el depósito de los depósitos de la Fm. Paúles en facies de plataforma externa y talud, estos sedimentos, pasan al N a turbiditas.

Con el inicio del cabalgamiento de Ordesa (VAN DE VELDE, 1967)(cabalgamiento de Monte Perdido, RIOS et al., 1982; cabalgamiento de Boltaña, CAMARA y KLIMOWITZ, 1986), se produce un cambio radical en la cuenca. Se empieza a formar el anticlinal de Boltaña, lo que va a dar lugar a la división de la cuenca en dos: la cuenca de Jaca y la cuenca de Ainsa. Ambas, van a seguir caminos paralelos hacia la colmatación pero las características de la sedimentación, en cuanto a las facies turbidíticas se refiere van a ser muy distintas. La formación del anticlinal de Boltaña es simultánea al depósito de la parte superior de la Fm. Paúles, en las cuales aparece un gran abanico de capas amortiguando ese pliegue. Asimismo en el flanco Oeste, se produce otro gran abanico de capas, el de Casas de Aguilar (descrito por PUIGDEFABREGAS, 1975). La edad de estos abanicos es Luteciense inferior, en el caso del abanico de Paúles, siendo más problemático el establecimiento exacto de la edad del de Aguilar.

La sedimentación en la cuenca, que desde el Ilerdiense, momento en el que se forma el surco hasta el Luteciense inferior incluido es de carácter turbidítico se ve también afectada por los cambios sufridos. Se producen erosiones intraturbidíticas de probable edad Luteciense que afectan a las turbiditas del Cuisiense e incluso a la parte baja de la Fm. Boltaña. Esta erosión de la Fm. Boltaña fue puesta de manifiesto por VAN LUNSEN (1970). Posteriormente

RIOS et al. (1982) llega a concluir que entre las turbiditas de cuenca y la plataforma Cuisiense existía un talud erosional. Por su parte PUIGDEFABREGAS (1975) reconoce una cierta equivalencia entre las facies de plataforma y las turbiditas. Sin embargo, en nuestra opinión esta erosión solo afectaría a la parte inferior de la Fm. Boltaña estando localizadas las posibles erosiones dentro de las turbiditas, y como consecuencia de la migración de la cuenca al Sur.

Una vez finalizada la formación del anticlinal de Boltaña la separación en dos cuencas es un hecho. Al Este se ha formado la cuenca de Ainsa, una cuenca de "piggy-back" situada por detrás del frente activo de la cuenca de antepais (cuenca de Jaca). En el margen Sur de esta última, continúa la sedimentación calcárea representada por el depósito de la Fm. Guara, mientras que el depocentro de la cuenca se ha desplazado al Sur, y la sedimentación sigue siendo de turbiditas. En la cuenca de Ainsa, por su parte desde el Luteciense medio desaparece la sedimentación de turbiditas en facies de cuenca, siendo sustituidas por canales turbidíticos (complejos de canales de Ainsa y Boltaña principalmente), los cuales van a alimentar a las turbiditas de la cuenca de Jaca.

4.4 EL EOCENO SUPERIOR

Al inicio del Bartonense, continúa la formación de anticlinales N-S en las Sierras Exteriores. La sedimentación, en lo que se refiere a facies de plataforma varía radicalmente. Se inicia el depósito de una plataforma siliciclástica (Arenisca de Sabiñánigo) situada sobre las facies calcáreas de la plataforma de Guara. Este cambio brusco en el tipo de sedimentación puede venir dado por la emplazamiento del cabalgamiento de Biniés-Guara. El mayor desarrollo de la arenisca de Sabiñánigo coincide aproximadamente con la traza del cabalgamiento propuesta por

CAMARA y KLIMOWITZ (1986).

Finalmente, en el Priaboniense termina la formación de las estructuras N-S de las Sierras Exteriores lo que coincide con el reapretamiento de estructuras previas como el anticlinal de Boltaña, en cuyo flanco Oeste, se produce una abanico de capas que culmina con la discordancia de Campodarbe. Este hecho, da lugar a que la cuenca surpirenaica quede configurada como una gran cuenca de "piggy-back" (ORI y FRIEND, 1984). Se inicia la sedimentación fluviodeltaica que continúa hasta el Oligoceno inferior con una flecha de progradación general hacia el WNW.

En la cuenca de Ainsa, los sedimentos fluviodeltaicos, si bien de características similares a los de la cuenca de Jaca, presentan direcciones de progradación al N.

4.5 EL OLIGOCENO

A partir del Oligoceno inferior, y coincidiendo con el final del movimiento del sistema imbricado de cabalgamientos propuesto por CAMARA y KLIMOWITZ (1986), las características de la cuenca varían. Por una lado ya no existe sedimentación en medio marino. Por otro lado, las redes fluviales típicas del Oligoceno inferior son sustituidas por otras de características parecidas pero dirigidas hacia el Sur. Esto, es consecuencia del emplazamiento de cabalgamientos fuera de secuencia como el de Oturia, ligados a la unidad de Gavarnie.

En resumen, hay que señalar, que tras la estabilidad del Ilerdiense, se inicia un periodo muy inestable durante el Cuisiense Luteciense, coincidente con el

emplazamiento, del sistema imbricado de cabalgamientos. La cuenca se puede calificar como de antepais, que se va desplazando hacia el Sur. La formación del anticlinal de Boltaña la divide en dos y la cuenca de Ainsa se perfila como una cuenca de "piggy-back". Con el fin de la actividad tectónica " en secuencia" la cuenca surpirenaica queda conformada en su totalidad como una cuenca de "piggy-back", en la que se emplazan algunos cabalgamientos que van a provocar un brusco cambio paleogeográfico.

DOCUMENTO PROVISIONAL

5. GEOLOGIA ECONOMICA

Pocos aspectos hay que reseñar en esta zona como objetivos de interés económico.

No existe ninguna explotación minera, aunque se ha realizado algún estudio al respecto.

La única cantería que existe es totalmente artesanal y dedicada a la explotación de las areniscas de los canales turbidíticos de la cuenca de Ainsa y destinadas a la construcción.

Si se han realizado algunas investigaciones petrolíferas en esta Hoja. Como hecho mas importante cabe destacar la realización del sondeo BOLTAÑA-1, iniciado en agosto del año 1952 y finalizado en junio del año 1954, alcanzando una profundidad de 2.125 m. Este sondeo, del que no se obtuvieron resultados positivos, si puso por primera vez de manifiesto la repetición en profundidad de las series calcáreas del Paleógeno y Cretácico. Este hecho, fue interpretado como un pliegue tumbado por ALMELA y RIOS (1958), si bien posteriormente se ha correlacionado con diversos cabalgamientos.

Desde el punto de vista hidrogeológico, cabe destacar los importantes caudales superficiales aportados por el río Ara, procedentes de la fuerte pluviosidad de las zonas mas elevadas del Pirineo así como del deshielo. Sin embargo, a pesar de que las calizas son muy abundantes, su alternancia con sedimentos margosos muy impermeables, impide que los procesos de disolución en las calizas sean importantes. La ausencia de karstificación y la presencia

generalizada de alternancias de lutitas y areniscas, permite sólo la existencia de manantiales de muy poco caudal (inferior siempre a 1l/min) en zonas donde los niveles arenosos son lo suficientemente extensos y potentes. Estos pequeños niveles acuíferos se ven recargados muy lentamente por las arcillas en las que están embebidos.

La respuesta de los ríos y de los torrentes a las lluvias es muy rápida, ya que la infiltración es siempre muy pequeña. Esto, sumado a la deforestación que ha sufrido esta zona desde antiguo, da lugar a fuertes abarrancamientos y pérdida de suelos por erosión.

DOCUMENTO PROVISIONAL

6. BIBLIOGRAFIA

- AHR, W.M. (1973).- The carbonate ramp: an alternative to shelf model. *Trans. Gulf. Coast. Ass. Geol. Soc.*, XXIII, 221-225.
- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1951).- Estudio geológico de la zona Subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales. *Actas I Congr. Int. Est. Pir., Rev. Pirineos*.
- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1958).- Mapa geológico Nacional 1:50.000 Hoja 3010 (Boltaña). *I.G.M.E.*
- ANASTASIO, D.A. (in press).- Thrusting, Halotectonics and Sedimentation in the Spanish Pyrenees.
- CAMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1986).- Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. *Estudios Geológicos*, nº 41.
- CANUDO, J.J. y MOLINA, E. (1988).- Biocronología con foraminíferos planctónicos de la secuencia deposicional de Jaca (Pirineo Aragonés): Eoceno medio y superior. *Congr. Geol. de España. Libro Comunicaciones*, vol. A.
- DALLONI, M. (1910).- Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Mem. des Ann. Fac. Sci. Marseille*, nº 19, 144 p.
- ESTRADA, R. (1983).- *Lóbulos deposicionales de la parte superior del Grupo Hecho entre el anticlinal de Boltaña y el río Aragón*. Tesis doctoral, Universidad

Autónoma de Barcelona.

- FARRELL, S.G. (1984).- A dislocation model applied to slump structures, Ainsa Basin, South Central Pyrenees. *J. of Structural Geology*. vol. 6, nº 6, pp 727-736.

- FEDERICO, A. De (1981).- La sedimentación de talud en el sector occidental de la cuenca paleógena de Ainsa. Tesis, Universidad autónoma de Barcelona, *Public. de Geología*, nº 12.

- HAAF, Ten E. (1971).- Le flysch sud-pyrénéen le long du Rio Ara (Huesca). *Actas V Congr. Int. Est. Pir. Jaca-Pamplona, 1966, Rev. Pirineos*, 81-82.

- HAQ, B.M.; HARDENBOL, J. y VAIL, P.R. (1987).- Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, vol. 235, p. 1156-1166.

- JOHNS, D.; MUTTI, E.; ROSELL, J. y SEGURET, M. (1981).- Origin of a thick, redeposited carbonate bed in Eocene turbidites of Hecho Group, South Central Pyrenees, Spain. *Geology*, nº 9, 160-164.

- LUNSEN, H.A. Van (1970).- Geology of the Ara-Cinca Region, Spanish Pyrenees, province of Huesca. *Geol. Utraiectina*, nº 16, 119 p.

- MUTTI, E. (1985).- Turbidite systems and their relations to depositional Sequences. In: Reading provenance from arenites (G.G. Zufta, ed.), *NATO-ASI Series*.

-MUTTI, E.; LUTERBACHER, H.P.; FERRER, J. y ROSELL, S. (1972).-

Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della zona centrale subpirenaica tra Tresp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, XI, 15-22.

- MUTTI, E.; REMACHA, E.; SGAVETTI, M.; ROSSEL, J.; VALLONI, R. & ZAMORANO, M. (1985).- Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems, south-central Pyrenees. *6th Eur. Reg. Meeting of Sed., I.A.S.*, Lleida, 1985, Exc. n° 12.

- NICHOLS, G.J. (1984).- *Thrust tectonics and alluvial sedimentation, Aragon, Spain*. Tesis, Univ. Cambridge.

- ORI, G.G. & FRIEND, P. (1984).- Sedimentary basins formed and carried piggy back on active thrust sheets. *Geology*, vol. 12, p. 475-478.

- PUIGDEFABREGAS TOMAS, C. (1975).- La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos*, n° 104, 153 pp.

- READ, J.F. (1982).- Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: Types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, n° 81.

- READ, J.F. (1985).- Carbonate platform facies models. *A.A.P.G. Bull.*, vol. 69, n° 1.

- REMACHA, E. (1983).- "*Sand tongues*" de la unidad de Broto (Grupo Hecho) entre el anticlinal de Boltaña y el río Osia. Tesis doctoral, Universidad Autónoma de Barcelona.

- REMACHA, E.; ARBUES, P. y CARRERAS, M. (1987).- Precisiones sobre los límites de la secuencia deposicional de Jaca. Evolución de las facies desde la base de la secuencia hasta el techo de la arenisca de Sabinánigo. *Bol. Geol. y Min.*, T. XCVIII-I, 40-48.

- REMACHA, E.; MONTANER ROVIRAS, J. y SOLA SUBIRANAS, J. (1988).- Las secuencias deposicionales de Banastón I, II y Jaca en el valle del río Ara (prov. de Huesca). *Cong. Geológico de España*, Libro de Comunicaciones, vol. 1.

- RIOS, L.M.; LANAJA, J.M. y FRUTOS, E. (1982).- *Mapa Geológico de España 1:50.000, segunda serie, primera edición, Hoja 30-9 (Broto)*. I.G.M.E.

- SEGURET, M. (1970).- Etude tectonique des nappes et des séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Tesis doctoral, Universidad de Montpellier, *Publ. Ustela, Série Géol. Struc.*, nº 2, 1-1160.

- SELZER, G. (1934).- Geología de las Sierras sur-pirenaicas del Alto Aragón. *Public. extranjeras sobre Geología de España*, T. V, p. 185-227.

- SOLER-SAMPERE, M. y PUIGDEFABREGAS, C. (1970).- Líneas generales de la geología del Alto Aragón occidental. *Rev. Pirineos*, nº 96, 5-20.

- STILLE, H. (1924).- Nota sobre los plegamientos perimeséticos y su parte surpirenaica y baleárica. *Public. Alem. sobre Geología de España* (1942).

- VAN DE VELDE, E. (1967).- Geology of the Ordesa overthrust mass, Spanish Pyrenees, province of Huesca. *Estudios Geológicos*, nº 23, p. 163-201.

DOCUMENTO PROVISIONAL