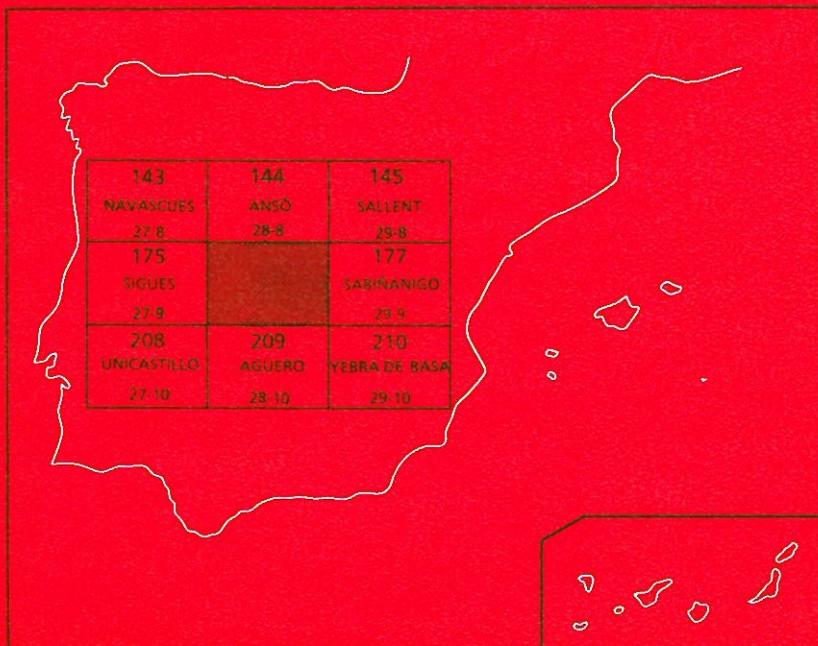




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



JACA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

JACA

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

Depósito legal: M.—16.736.—1994

I.S.B.N.: 84-7840-175-X

NIPO: 241-93-009-3

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: I. Izquierdo, S. A.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de Jaca (176) han sido realizados, durante 1992 y 1993, por la Dirección de Geología y Técnicas Básicas del ITGE, bajo normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes autores:

Mapa Geológico

A. Teixell (ITGE)

Memoria

A. Teixell (ITGE)

Han colaborado en aspectos parciales:

– Estratigrafía y sedimentología de la cuenca turbidítica

M. Zamorano (ITGE)

E. Remacha (Univ. Autónoma de Barcelona)

– Bioestratigrafía de la sucesión calcárea de la Foz de Biniés

J. M. Samsó (ITGE)

– Estratigrafía de la formación Campodarbe

M. J. Montes (ITGE)

– Dirección y supervisión del Proyecto

A. Barnolas (ITGE)

Nota:

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

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

INDICE

1.- INTRODUCCIÓN	7
1.1.- MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO	7
1.2.- ANTECEDENTES	7
2.- ESTRATIGRAFÍA	9
2.1.- TERCARIO	9
2.1.1.- Calizas bioclásticas (1)	9
2.1.2.- Calizas bioclásticas y arenosas (Calizas de la Foz de Biniés (2)	10
2.1.3.- Margas y limonitas (3)	10
2.1.4.- La serie turbidítica eocena	10
2.1.4.1.- Lutitas y areniscas en facies turbidíticas (4)	12
2.1.4.2.- Lutitas y areniscas en facies turbidíticas (6)	12
2.1.4.3.- Lutitas y areniscas en facies turbidíticas (8)	12
2.1.4.4.- Areniscas en capas gruesa y lutitas en facies turbidítica (12)	13
2.1.4.5.- Lutitas y areniscas en facies turbidíticas (14)	13
2.1.4.6.- Areniscas, conglomerados y lutitas en facies turbidítica (Complejo del Rapitán) (15)	13
2.1.5.- Las megacapas carbonáticas	14
2.1.5.1.- Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 4 o de Garde-Cotefablo) (5)	17
2.1.5.2.- Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 5 o del Roncal) (7)	17
2.1.5.3.- Brechas y margas (9)	17
2.1.5.4.- Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 6 o de Fago) (10)	18
2.1.5.5.- Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 7 o de la Artesa) (11)	18

2.1.5.6.- Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 8 o de Embún-Jaca) (13)	18
2.1.6.- La serie terrígena del Eoceno medio-Oligoceno	19
2.1.6.1.- Margas con niveles delgados de areniscas (Margas de Larrés) (16)	19
2.1.6.2.- Areniscas y limonitas (Areniscas de Sabiñá- nigo) (17)	19
2.1.6.3.- Margas azules (Margas de Pamplona) (18)	19
2.1.6.4.- Areniscas y lutitas (Formación Balsue- Atares) (19)	20
2.1.6.5.- Areniscas laminadas grises (Areniscas de Yeste-Arres) (20)	20
2.1.6.6.- Lutitas con capas conglomeráticas y arenosas (21)	21
2.1.6.7.- Lutitas con capas conglomeráticas y arenosas (22)	22
2.1.6.8.- Conglomerados con intercalaciones lutíticas (23)	22
2.1.6.9.- Conglomerados masivos (24)	22
2.2.- CUATERNARIO	23
2.2.1.- Gravas y arcillas. Glacis y terrazas altos (25)	23
2.2.2.- Morrenas glaciares (26)	23
2.2.3.- Derribos de ladera (27)	23
2.2.4.- Gravas. Niveles aluviales bajos (28)	23
3.- TECTÓNICA	24
3.1.- LOS CABALGAMIENTOS INICIALES	24
3.2.- LOS CABALGAMIENTO Y PLIEGES QUE DEFORMAN A LOS INICIALES	26
3.3.- LA FRACTURACION EN EL AREA DE LA FOZ DE BINIES	28
3.4.- EDAD DE LAS DEFORMACIONES	28
4.- HISTORIA GEOLÓGICA	31
5.-BIBLIOGRAFÍA	33

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

La hoja de Jaca se halla en el Pirineo central, en la parte occidental de la provincia de Huesca. Está caracterizada por un terreno montañoso surcado por valles de orientación meridiana en la parte septentrional y E-W en la parte sur, donde se asientan los principales núcleos de población. Las principales vías de drenaje son los ríos Aragón, Lubierre, Estarrún, Aragón Subordán y Veral. Estos ríos, de procedencia pirenaica, convergen en un amplio valle en la parte central de la hoja (Canal de Berdún) drenando hacia el oeste.

Desde el punto de vista geológico, incluye terrenos terciarios de la parte oeste de la cuenca Surpirenaica central, denominada cuenca de Jaca. Morfoestructuralmente, cabe diferenciar una parte septentrional con materiales lutítico-arenosos de la serie turbidítica eocena, que se caracteriza por relieves relativamente suaves y redondeados. En ellos destacan crestas calizas constituidas por las megacapas carbonáticas que contienen, y la profunda entalladura de la Foz de Biniés a favor del afloramiento de una serie calcárea que constituye el substrato de la serie turbidítica. Más al sur, excavada en la potente serie de margas del Eoceno medio y superior, se encuentra la referida Canal de Berdún, amplia depresión limitada a su vez al sur por relieves más abruptos desarrollados en materiales fluviales del Eoceno superior y Oligoceno. Estos culminan en macizos conglomeráticos donde se alcanzan las cotas más altas de la hoja (San Juan de la Peña, 1546 m; Peña Oroel, 1769 m).

1.2. ANTECEDENTES

Los principales trabajos referentes a la estratigrafía de la serie turbidítica en la hoja de Jaca hacen hincapié en aspectos sedimentológicos tanto de las turbiditas terrígenas (MUTTI et al., 1972; ESTRADA, 1982; REMACHA et al., 1987; REMACHA y PICART, 1991), como de las megacapas carbonáticas (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; RUPKE, 1976; JOHNS et al., 1981; LABAUME et al., 1983, 1987; etc.). Las series marinas y aluviales del Eoceno medio al Oligoceno han sido tratadas extensamente en PUIGDEFABREGAS (1975). Más recientemente se han realizado algunos trabajos más locales que tratan la sedimentología y cronoestratigrafía de algunos de los tramos de esta serie (NUÑEZ DEL PRADO, 1986; REMACHA et al., 1987; CANUDO y MOLINA, 1988; HOGAN, 1991).

En lo que respecta a la estructura, cabe destacar los cortes de la cuenca turbidítica realizados por TEN HAAF et al. (1971), LABAUME et al. (1985) y CAMARA Y KLIMOWITZ (1985), así como trabajos de carácter general como los de SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970) y PUIGDEFABREGAS (1975).

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. TERCARIO

Los materiales más antiguos representados en la hoja corresponden a una serie de calizas del Paleoceno y Eoceno inferior que afloran en la culminación anticlinal de la Foz de Biniés. Por encima de éstos yace una serie lutítico-arenosa en facies turbidíticas del Eoceno medio. Esta a su vez es sucedida por materiales margosos y arenosos del Eoceno medio y superior, que en vertical gradan a una potente serie terrígena roja, de edad Eoceno superior-Oligoceno, que culmina en facies conglomeráticas masivas.

2.1.1. Calizas bioclásticas (1)

Esta unidad, la más antigua que aflora en la hoja, está constituida por calizas grises, localmente dolomíticas, con abundantes restos de algas rodoficeas y foraminíferos. Se encuentra únicamente en un afloramiento de reducidas dimensiones en la parte central de la Foz de Biniés, en el valle del río Veral. La potencia aflorante de esta unidad es de 50 m aproximadamente. Atendiendo al contenido faunístico de estas facies pueden distinguirse dos tramos. El tramo inferior (35 m), está constituido por calcarenitas con algas rodoficeas, calizas micríticas y dolomías, con una abundante fauna de foraminíferos. Entre éstos se ha reconocido *Alveolina (Glomalveolina) primaeva*, *Periloculina slovenica*, *Fallotella alavensis* e *Idalina sinjarica* (determinaciones de J.M. Samsó), asociación que caracteriza el Paleoceno (Thanetiense). El tramo superior (15 m) está constituido por calcarenitas y calizas de tipo "grainstone" de Alvedolinas, entre las que cabe citar *Alveolina aramea*, *A. dolioliformis*, *A. cucumiformis*, y hacia la parte superior *A. triestina* (determinaciones de J.M. Samsó). Estas formas son de edad llerdiense.

Esta unidad termina con una superficie ferruginizada sobre la que se encuentra un nivel de margas de 1 m de espesor. Este a su vez está sucedido por otro paquete de calizas que se describe a continuación.

2.1.2. Calizas bioclásticas y arenosas (Calizas de la Foz de Biniés) (2)

Esta unidad se dispone sobre la unidad anteriormente descrita y aflora también a favor de la culminación anticlinal de la Foz de Biniés. Está constituida por calcarenitas y calizas arenosas de plataforma somera con abundantes foraminíferos y otros bioclastos. Su espesor es de unos 275-300 m. La parte inferior (70 m), está formada por calizas limosas de color gris con fauna poco abundante de Assilinas, Discocyclinas, Operculinas y Nummulites. Hacia la parte superior predominan las calizas arenosas con cuarzo y estratificación cruzada y las calizas bioclásticas con Alveolinas. Entre estas se ha reconocido primero *A. coudurensis*, *A. fornasini*, *A. indicatrix*, *A. sicula* y *A. schwageri*, y más hacia arriba *A. rugosa*, *A. di-stefanoi*, *A. oblonga* y *A. lehneri-pinguis* (determinaciones de J.M. Samsó) formas que representan el Cuisiense.

Los últimos 40 m están formados por calizas micríticas y calcarenitas dispuestas en secuencias granocrecientes probablemente de somerización, aunque la disposición del conjunto es profundizante como sugiere la presencia de numerosas Alveolinas y escasos Nummulites en las secuencias inferiores y el predominio de Nummulites y Assilinas hacia la parte superior. El conjunto de la unidad termina con niveles de calizas margosas extremadamente ricos en Assilinas, que gradan de forma gradual rápida a las margas y limolitas de la unidad suprayacente.

2.1.3. Margas y limolitas (3)

Esta unidad se dispone sobre las Calizas de la Foz de Biniés, y está constituida por margas de color gris claro o amarillento, con intercalaciones limolíticas que definen bien la estratificación interna (planar y subhorizontal). Su potencia en el flanco sur del anticlinal de la Foz de Biniés es próxima a 80 m, y por su posición estratigráfica, su edad puede ser Cuisiense superior-Luteciense inferior. Estas facies pueden atribuirse a medios de plataforma externa o talud.

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

2.1.4. La serie turbidítica eocena

Ocupando la mitad septentrional de la hoja de Jaca se encuentra una potente serie compuesta por alternancias de areniscas y lutitas dispuestas en típicas secuencias turbidíticas. Esta serie pertenece al denominado desde antiguo "flysch eoceno surpirenaico" o Grupo de Hecho (MUTTI et al., 1972), y representa la sedimentación marina profunda de la cuenca de antepaís Surpirenaica central. En la hoja de Jaca aflora únicamente la parte superior del Grupo de Hecho, de edad Luteciense. El contexto general de la sedimentación de estos materiales, tal y como fue propuesto por los autores anteriormente citados, consistía en un surco alargado de dirección paralela a la cadena y alimentación principalmente longitudinal (hacia el oeste). De este a oeste

en la cuenca Surpirenaica se pasaría de una zona de facies turbidíticas proximales y de talud (área de Ainsa), en conexión con las plataformas deltaicas de Tremp-Graus, a una zona más extensa, al oeste del anticlinal de Boltaña, con facies de abanico turbidítico y llanura submarina (cuenca de Jaca) (MUTTI et al., 1972). Este modelo se mantiene en líneas generales para la parte inferior de la serie. En la parte superior, las paleocorrientes hacia el sur y SW registradas por varios autores (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; ESTRADA, 1982; REMACHA y PICART, 1991) sugieren la existencia de áreas fuente situadas al norte de la cuenca de Jaca.

Existen numerosos trabajos que hacen referencia a estos materiales en la cuenca de Jaca. Dichos trabajos son bien de carácter muy general (MANGIN 1959-60; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; TEN HAAF et al., 1971; MUTTI et al., 1972; MUTTI, 1984), o bien de carácter puramente sedimentológico de algunos tramos o facies que integran la serie (RUPKE, 1972; MUTTI, 1977; MUTTI y JOHNS, 1979; ESTRADA, 1982; REMACHA, 1983; REMACHA et al., 1987; REMACHA y PICART, 1991, etc.).

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

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

Por lo que respecta a las turbiditas terrígenas, las principales unidades que se han diferenciado en la cartografía corresponden principalmente a los paquetes situados entre las megacapas más importantes, aunque en algún caso muestren características litológicas similares. Así mismo se han diferenciado algunas unidades atendiendo a su proporción de material terrígeno grosero (areniscas y ocasionalmente conglomerados). De más antigua a más moderna, las unidades diferenciadas son las siguientes:

2.1.4.1. Lutitas y areniscas en facies turbidítica (4)

Esta unidad aflora en una extensión muy reducida en el extremo NE de la hoja, y está constituida por alternancias centimétricas y decimétricas de lutitas y areniscas en facies turbidítica. La fracción de esta unidad representada en la hoja de Jaca, pocos metros por debajo de la megacapa de Garde-Cotefablo, puede atribuirse al Luteciense inferior atendiendo a las determinaciones de LABAUME et al. (1985) en el valle del Roncal.

2.1.4.2. Lutitas y areniscas en facies turbidítica (6)

Este tramo se sitúa entre las megacapas de Garde-Cotefablo y del Roncal. Está constituido por alternancias de lutitas y areniscas en capas de espesores medios (5-15 cm), cuya relación arenisca/lutita es inferior algo inferior a 1 (facies de franja de abanico según MUTTI, 1977). Las secuencias turbidíticas se presentan típicamente en facies D (secuencias incompletas por la base) según la clasificación de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975). Esta unidad corresponde en parte a la denominada del Cotefablo por REMACHA (1983).

Esta unidad se encuentra dividida en dos sectores de afloramiento por el cabalgamiento de Oturia. La polaridad de la serie pasa de ser hacia el N en su bloque superior o septentrional a ser hacia el S en su bloque inferior. Al no aflorar los puntos de interrupción ("cutoffs") de las megacapas contra el cabalgamiento, no puede precisarse la alteración de la serie que éste ocasiona. A partir de los cortes geológicos, su espesor puede estimarse de manera tentativa en unos 700-900 m, valor que debe reducirse hacia el sur. Su edad, de acuerdo con su posición estratigráfica, es Luteciense inferior.

2.1.4.3. Lutitas y areniscas en facies turbidítica (8)

Esta unidad comprende la serie turbidítica situada entre la megacapa del Roncal (MC 5) en la base, y la megacapa de Embún-Jaca (MC 8) o la unidad de areniscas en capas gruesas y lutitas (12) en el techo. Está compuesta por secuencias turbidíticas en las que la fracción lutítica domina sobre la arenosa, las cuales, al igual que en la unidad anterior, son típicamente incompletas por la base. Las capas de arenisca muestran espesores generalmente inferiores a 10 cm. Las paleocorrientes en esta unidad se dirigen hacia el oeste (REMACHA y PICART, 1991).

La potencia máxima de esta unidad deducida a partir del corte geológico IV-IV' es de 950-1000 m; este espesor se reduce considerablemente hacia el sur, registrándose sólo 250 m en el flanco sur del anticlinal de la Foz de Biniés. Esta diferencia de espesor está ligada en parte a onlap sobre el substrato, pero en parte también a condensación de la serie, como puede controlarse gracias a las megacapas 6 y 8 tomadas como niveles guía. Nótese que la disposición aparente en abanico de las turbiditas entre estas megacapas es anterior al anticlinal de la Foz de Biniés (ver corte I'-I y hoja de Ansó, TEIXELL et al., en prensa).

En la parte occidental de la hoja, esta unidad contiene dos megacapas intercaladas (MC 6 o de Fago y MC 7 o de la Artesa). La cartografía de estas megacapas presenta más problemas en

el sector oriental. Por su posición estratigráfica esta unidad turbidítica puede atribuirse al Luteciense.

2.1.4.4. Areniscas en capas gruesas y lutitas en facies turbidítica (12)

Esta unidad ha sido cartografiada en el sector oriental de la hoja y se encuentra inmediatamente por debajo de la megacapa 8 o de Embún-Jaca. Su característica distintiva es su elevada proporción de arenisca, muy superior a la de lutita, que se presenta predominantemente en capas gruesas tabulares de hasta 1 m de espesor. Más al oeste, en el valle del río Aragón Subordán, se encuentran localmente por debajo de la mencionada megacapa derrubios de capas gruesas de arenisca sugiriendo que esta unidad podría estar también allí presente, pero la deficiente calidad de los afloramientos no permite su cartografía. Su espesor total es próximo a 50 m, y fue estudiada anteriormente por ESTRADA (1982), REMACHA et al. (1987) y REMACHA y PICART (1991), que la atribuyeron a facies de lóbulo turbidítico. Las paleocorrientes de dirigen predominantemente hacia el oeste (ESTRADA, 1982), y, las secuencias turbidíticas más comunes son de tipo C, y más raramente B1 y D (REMACHA y PICART, 1991).

2.1.4.5. Lutitas y areniscas en facies turbidítica (14)

Esta unidad se encuentra por encima de la megacapa de Embún-Jaca. A techo está limitada bien por las facies turbidíticas groseras del complejo del Rapitán (15), a las que es, en parte, lateralmente equivalente, o bien de manera gradual por las Margas de Larrés, representando así los últimos estadios de sedimentación turbidítica en este sector de la cuenca.

Está constituida por alternancias de lutitas y areniscas turbidíticas en las que la fracción lutítica domina sobre la arenosa, sobre todo en los sectores occidentales. Las capas de arenisca son tabulares, suelen tener espesores inferiores a 10 cm, y las secuencias más comunes son de tipo D (REMACHA y PICART, 1991). La potencia máxima de esta unidad es de 850 m aproximadamente. En los afloramientos del valle del río Aragón, ESTRADA (1982) y REMACHA y PICART (1991) diferencian varias subunidades: las inferiores, más lutíticas, forman un conjunto de unos 300 m de espesor y muestran paleocorrientes hacia el oeste y SSW, mientras que las superiores, más arenosas, muestran paleocorrientes que se dirigen hacia el sur y el SW. La edad de esta unidad es Luteciense superior, de acuerdo con las dataciones de CANUDO y MOLINA (1988).

2.1.4.6. Areniscas, conglomerados y lutitas en facies turbidítica (Complejo del Rapitán) (15)

Esta unidad es equivalente lateral de la parte superior de la unidad 14 y está localizada en el área del valle del río Aragón y del monte Rapitán, al N de Jaca. Fue definida por REMACHA et al. (1987), y más recientemente estudiada en detalle por REMACHA y PICART (1991). Está constituida fundamentalmente por areniscas en capas gruesas (hasta 1 m de espesor) y lutitas, con frecuentes cantos de tamaño grava que pueden formar niveles conglomeráticos. Los cantos son principalmente silíicos, derivados de materiales paleozoicos. Las capas suelen ser tabulares a escala de afloramiento, aunque frecuentemente muestran geometrías de acuñamiento y canaliformes. Comunmente forman

secuencias granodecrescentes con acumulación de cantes en la base y frecuentes cicatrices internas. Existen así mismo niveles de arcillas con cantes (debris flows) y de slump intercalados. Las facies más abundantes pueden catalogarse como A1, B1, B2, C1 y D1 según la clasificación de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), mientras que las paleocorrientes tienen un origen septentrional (REMACHA et al., 1987; REMACHA y PICART, 1991).

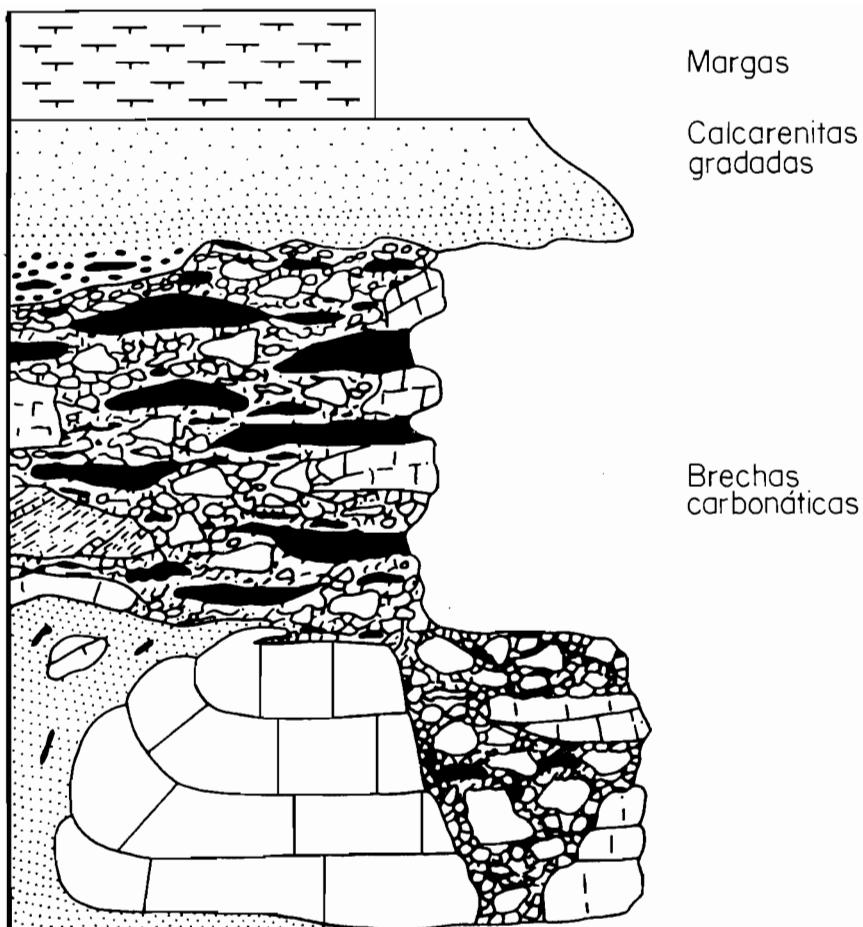
La potencia máxima de esta unidad, variable debido al rápido paso lateral a facies más finas, se sitúa en torno a los 300 m (REMACHA y PICART, 1991). Ha sido interpretada como facies de canal turbidítico por los autores citados. Su edad es Luteciense superior, de acuerdo con el hallazgo de Nummulítidos de esa edad unos 110 m por debajo del techo (SCHAUB, 1981) y las atribuciones de CANUDO y MOLINA (1988). Hacia la parte superior pasa de manera gradual a las margas con capas turbidíticas finas de Larrés.

2.1.5. Las megacapas carbonáticas

Como ya se ha apuntado, la serie turbidítica contiene intercalados unos niveles carbonáticos de grandes dimensiones y continuidad lateral. La naturaleza de estos niveles es clásica: están formados por brechas, calcarenitas y margas que se presentan en la mayoría de ellos en una sucesión vertical común que ha permitido definir una secuencia tipo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; RUPKE, 1976; JOHNS et al., 1981; LABAUME et al., 1983) (Fig. 1). La parte inferior de la megacapa suele estar constituida por megabrechas, con clastos de calizas de plataforma y de margas. En algunas de las megacapas (i.e. Roncal y Embún-Jaca), este tramo brechoide puede ser subdividido en un término inferior con predominancia de material calcáreo y otro superior con mayor proporción de material margoso (JOHNS et al., 1981; LABAUME et al., 1983). Por encima se encuentra una sucesión compuesta por calcarenitas y areniscas calcáreas en la base y margas hacia el techo, dispuestas en una secuencia granodecrescente (RUPKE, 1976; LABAUME et al., 1983). La base de las calcarenitas puede tener cantes conglomeráticos y grandes foraminíferos, que así mismo se encuentran tapizando cicatrices internas que pueden limitar secuencias menores (RUPKE, 1976).

En la transversal de las hojas de Ansó y Jaca, la distribución de las megacapas fue tratada por LABAUME et al. (1983, 1985 y 1987), que proponen la existencia de 9 megacapas principales en esta zona. La cartografía realizada por nuestra parte ha permitido la reconsideración de algunas de las correlaciones entre los diferentes afloramientos y ha conducido a la utilización de una clasificación con ligeras modificaciones sobre la de los autores citados. Con respecto a las megacapas aflorantes en la hoja de Jaca, la equivalencia entre la clasificación de LABAUME et al. (1983) y la utilizada en este trabajo se muestra en la Tabla I.

Las megacapas carbonáticas han sido interpretadas en la mayoría de los trabajos existentes como producidas por la resedimentación catastrófica en la cuenca de material de las plataformas carbonáticas adyacentes. La ubicación de estas plataformas y la procedencia del material carbonático es más controvertida: algunos autores proponen una procedencia meridional (PUIGDEFABREGAS et al., 1978; BARNOLAS et al., 1991) mientras que para otros el origen de la mayoría de las megacapas está ligado a unas hipotéticas plataformas que se situaban en láminas



1.- Secuencia estratigráfica idealizada de una megacapa carbonática (según Labaume et al., 1983). El espesor total puede ser de hasta 200 m.

Labaume et al. 1983	Este trabajo	Nomenclatura
MT4	MC 4 (5)	Mc. de Garde-Cotefablo
MT5	MC 5 (7)	Mc. del Roncal
MT6	MC 6 (10)	Mc. de Fago
MT7	MC 7 (11)	Mc. de la Artesa
MT8	MC 8 (13)	Mc. de Embún-
MT9		Jaca

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

cabalgantes del borde septentrional de la cuenca (MUTTI et al., 1972; SEGURET et al., 1984; LABAUME et al., 1985, CAMARA y KLIMOWITZ, 1985). Sin entrar en detalle aquí en la discusión de los argumentos que conducen a una u otra interpretación, la procedencia meridional de las megacapas parece más verosímil como indican hechos tales como la disminución del espesor de conjunto y tamaño de los clastos de sur a norte (i.e. megacapas de Villanúa y de Fago), las erosiones observadas en las áreas de onlap de las megacapas sobre el margen sur de la cuenca (i.e. megacapas de Villanúa y del Roncal), la presencia de "flute marks" hacia el NE en la base de las calcarenitas de la megacapa del Roncal, etc. El proceso que las generaría pudo ser el basculamiento y colapso de las plataformas carbonáticas del margen meridional de la cuenca (actualmente aflorantes en áreas tales como los anticlinales de la Foz de Biniés y Boltanya y en las Sierras Exteriores), que se produciría de forma progresiva como resultado de la migración hacia el sur del surco de antepaís provocada por el avance de los cabalgamientos del margen activo.

En la hoja de Jaca, afloran las 5 megacapas superiores de entre las 8 principales reconocidas, además de otros niveles de la misma naturaleza pero de menor entidad. De más antigua a más moderna, las características de cada una de ellas son las siguientes:

2.1.5.1. Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 4 o de Garde-Cotefablo) (5)

Esta megacapa aflora únicamente en el extremo NE de la hoja, en la vertiente oriental del valle del río Aragón. Fue denominada por LABAUME et al. (1983), y su espesor es de 10-15 m. Las brechas basales de esta megacapa están constituidas principalmente por clastos de calizas margosas y bioclásticas con abundantes Nummulites. Las calcarenitas presentan numerosas cicatrices planares. La edad de esta megacapa es Luteciense (Biozona NP 15), de acuerdo con las dataciones realizadas mediante nannoplancton calcáreo en las turbiditas que la circundan en el valle del Roncal (LABAUME et al., 1985).

2.1.5.2. Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 5 o del Roncal) (7)

Esta megacapa puede ser de grandes dimensiones (más de 100 m en la Sierra de Luesia), y fue estudiada como modelo por JOHNS et al. (1981), que le dieron el nombre. Se sitúa siempre al sur del cabalgamiento de Oturia, y forma crestones calizos de gran continuidad lateral que permiten su cartografía con facilidad. En sus afloramientos occidentales está formada por un tramo basal de brechas de clastos principalmente calcáreos, a las que sigue un tramo también brechoide pero con mayor proporción de material margoso, culminando la secuencia con las típicas calcarenitas granoclasificadas y margas. En un afloramiento de la base de las calcarenitas en la Sierra de Luesia se han encontrado "flute casts" que indican paleocorrientes hacia el NE y NNE.

En la parte oriental de la hoja no existen los términos brechoídes basales estando esta megacapa representada únicamente por los tramos de calcarenitas y margas (RUPKE, 1976).

2.1.5.3. Brechas y margas (9)

Este tramo corresponde a un afloramiento de reducidas dimensiones de brechas calcáreas y margas, existente a techo de la unidad de margas y limolitas al E de la Foz de Biniés, facies con

las cuales puede estar relacionado. Por su escasa continuidad lateral y correlación dudosa con el resto de las megacapas no ha sido incluida en la clasificación de las megacapas propuesta en este trabajo ni en los precedentes. El espesor máximo es de 13 m, y por su posición estratigráfica su edad puede ser considerada Luteciense.

2.1.5.4. Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 6 o de Fago) (10)

Esta megacapa es la más inferior de las que afloran al S de la Foz de Biniés y en el río Aragón Subordán. A partir de su cartografía en las hojas de Ansó y Jaca pensamos que puede correlacionarse con la megacapa de Fago descrita al W de las hojas por LABAUME et al. (1983). Su potencia en la hoja de Jaca es de 15-20 m, y está constituida por un tramo basal de brechas con cantos de calizas margosas, a las que siguen 5-7 m de calcarenitas granoclasificadas y unos 4-5 m de margas. En la parte oriental de la hoja su espesor y entidad es menor, por lo que no ha podido ser continuada cartográficamente. Por su posición estratigráfica, su edad es Luteciense.

2.1.5.5. Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 7 o de la Artesa) (11)

Esta megacapa ha sido también cartografiada exclusivamente en la parte occidental de la hoja, y está bien caracterizada donde el barranco de la Artesa confluye con el río Aragón Subordán, lugar de donde recibe el nombre. Está constituida por brechas arenosas con Nummulites y clastos de calizas bioclasticas, sobre las que se encuentran las calcarenitas características. La potencia del conjunto de estos dos tramos se sitúa en torno a los 8-10 m, y el tramo margoso que los recubre, que aflora mal, tiene un espesor de varios metros.

2.1.5.6. Brechas, calcarenitas y margas (Megacapa 8 o de Embún-Jaca) (13)

Esta megacapa es la más moderna de la transversal estudiada. Se presenta en dos sectores de afloramiento: uno occidental, en el que está situada por encima de una serie turbidítica con 2 megacapas que recubre las calizas y margas de la Foz de Biniés (formando la localidad de Embún), y otro oriental, en posición alóctona, en varias láminas cabalgantes desde la vertiente este del valle del río Aragón Subordán hasta el norte de Jaca. Estos afloramientos habían sido considerados en los trabajos precedentes como pertenecientes a dos megacapas diferentes (MT 8 y MT 9 de LABAUME et al., 1983), pero el reconocimiento de las estructuras cabalgantes apuntadas y de sus puntos de interrupción ("cutoffs"), así como la existencia por debajo de la megacapa de capas gruesas de arenas turbidíticas (unidad 12 en la cartografía) de aspecto similar en ambos sectores, conduce a esta nueva conclusión.

Su espesor es de 35-40 m, y en los afloramientos del sur de la Foz de Biniés, donde puede ser estudiada con detalle está constituida por brechas de clastos calcáreos en la base (9-10 m), seguidas por unos 15 m de brechas con mayor proporción de material margoso y finalmente 10-15 m de calcarenitas granoclasificadas y margas. En función de la edad de las turbiditas terrígenas que la intercalan (CANUDO y MOLINA, 1988), la megacapa de Embún-Jaca puede atribuirse al Luteciense superior.

2.1.6. La serie terrígena del Eoceno medio-Oligoceno

Esta serie corresponde a un conjunto de materiales terrígenos (lutitas, areniscas y conglomerados) de origen marino somero y continental que forman el relleno más moderno de la cuenca de Jaca. Fue estudiada en detalle inicialmente por PUIGDEFABREGAS (1975), y ha sido objeto de trabajos posteriores en los que se ha insistido en aspectos sedimentológicos y cronoestratigráficos. Con respecto a éstos últimos, los materiales marinos que forman la parte inferior de la serie han sido datados mediante foraminíferos planctónicos por CANUDO y MOLINA (1988). Los materiales continentales han sido datados recientemente mediante magnetoestratigrafía por HOGAN (1991). En la presente memoria se utilizan de manera informal los términos Bartonense inferior y superior para las biozonas P13 y P14 de BLOW (1979) respectivamente. Los términos Priabonense inferior, medio y superior hacen referencia a las biozonas P15, P16 y P17 del mencionado autor.

2.1.6.1. Margas con niveles delgados de arenisca (*Margas de Larrés*) (16)

Esta unidad se dispone de manera gradual sobre la serie turbidítica. Fue reconocida por PUIGDEFABREGAS (1975), y posteriormente estudiada por REMACHA et al. (1987), que le dieron el nombre. Está formada por margas gris-azuladas, en las que existen niveles de slumps y esporádicas capas delgadas de areniscas turbidíticas. Estos niveles son más abundantes hacia la parte inferior de la serie.

Su espesor puede estimarse en unos 750 m, a partir de los cortes geológicos. Estas facies fueron atribuidas a medios de talud por los autores anteriormente citados, y representan la colmatación del surco turbidítico en la zona cartografiada. Su edad, de acuerdo con el trabajo de CANUDO y MOLINA (1988) es Luteciense superior-Bartonense inferior (biozonas P12 y P13).

2.1.6.2. Areniscas y limolitas (*Areniscas de Sabiñánigo*) (17)

Corresponden a un nivel guía, de unos 100-150 m de espesor en la parte E de la hoja, que separa las margas de Larrés de las suprayacentes margas de Pamplona. Fue definido por PUIGDEFABREGAS (1975) y está compuesto por areniscas y limolitas grises muy bioturbadas en las que prácticamente no se reconocen estructuras sedimentarias internas. Su contacto por encima de las margas de Larrés es gradual; en algunas áreas se observa una ordenación en secuencias granocrescentes de escala decamétrica de margas-limolitas (p.e. sinclinal de Santa Orosia, etc.)

Las areniscas de Sabiñánigo pueden seguirse hasta el oeste de la localidad de Santa Engracia, y han sido interpretadas como facies de plataforma siliciclastica distal progradante hacia el SW sobre las margas de Larrés (REMACHA et al., 1987). Su edad se sitúa en la parte media del Bartonense (a caballo entre las biozonas P13 y P14) (CANUDO y MOLINA, 1988).

2.1.6.3. Margas azules (*Margas de Pamplona*) (18)

Esta formación, definida por MANGIN (1959-60), corresponde a un potente paquete de margas azules o grisáceas de litología muy homogénea. A partir de los cortes geológicos, su espesor puede cifrarse en 1500-1700 m, aumentando de E a W. Estas facies fueron interpretadas

como depósitos de talud por PUIGDEFABREGAS (1975), en relación con medios deltaicos hacia las zonas más proximales. En la parte oriental de la hoja, al no poderse continuar el nivel guía formado por las Areniscas de Sabiñánigo, son difíciles de separar con precisión de las infrayacentes margas de Larrés. Según CANUDO y MOLINA (1988) corresponden al Bartoníense superior-Priaboníense inferior.

2.1.6.4. Areniscas y Lutitas (*Formación Belsue-Atarés*) (19)

Esta formación está constituida por arenas calcáreas y lutitas gris-azuladas, y se dispone de forma gradual sobre las margas de Pamplona, a las que es en parte lateralmente equivalente. Fue definida y estudiada en detalle por PUIGDEFABREGAS (1975), que la interpretó como facies deltaicas y litorales progradantes sobre las margas. En la parte oriental de la hoja presenta secuencias granocrecientes y estratocrecientes decamétricas de margas y arenas que pueden interpretarse como secuencias de progradación de lóbulo deltaico. Más al oeste estas secuencias no son tan claras y se encuentran bancos arenosos intercalados entre margas que pueden corresponder a barras de plataforma. Son frecuentes así mismo las intercalaciones bioclásticas o pararrecifales, con corales y foraminíferos (PUIGDEFABREGAS, 1975).

La Formación Belsue-Atarés desaparece hacia el oeste por paso lateral a margas de talud en las proximidades de Santa Cilia de Jaca. Esta transición es coherente con las direcciones de progradación hacia el WNW reportadas por el autor citado. Por otra parte, esta unidad muestra variaciones de espesor notables en relación con las estructuras: existe una acumulación de sedimentos arenosos de esta formación en el sinclinal de Oroel (unos 600 m), que se reduce rápidamente hacia el sur, a favor del anticlinal de Atarés, para pasar a ser de unos 200 m (ver corte geológico III-III'). Esta variación de espesor parece deberse en gran parte a un paso lateral a margas en esa dirección condicionado por los estadios iniciales de desarrollo de estos pliegues, que en cualquier caso tienen una historia mucho más larga y continúan su crecimiento y modificación durante tiempos posteriores.

En la zona estudiada esta unidad fue situada en el Priaboníense medio por CANUDO y MOLINA (1988). Su techo representa en la mayor parte de la hoja el fin de la sedimentación marina en esta transversal de la cuenca de Jaca.

2.1.6.5. Areniscas laminadas grises (*Areniscas de Yeste-Arrés*) (20)

Corresponde a un nivel de unos 80 m de espesor que se encuentra por debajo de los sedimentos fluviales de la formación Campodarbe entre Binacua y Arrés. Definido por PUIGDEFABREGAS (1975), está compuesto por arenas de grano fino que se disponen en paquetes métricos con numerosas cicatrizes internas ("scour and fill"), y estructuras internas de laminación paralela y probablemente de tipo "hummocky". Existen también ripples de oleaje.

En el área de Binacua se disponen en onlap sobre las capas arenosas y arrecifales que constituyen los últimos afloramientos de la Fm. Belsue-Atarés. Más al oeste se encuentran directamente sobre las margas de Pamplona, que en esta parte superior tienen color oscuro y

restos de ostreidos. Hacia el oeste desaparecen -aparentemente por erosión- bajo facies de canales arenosos cartografiados dentro de la formación Campodarbe (facies fluviales de Martes, PUIGDEFABREGAS, 1975).

No se han encontrado restos fósiles en esta unidad; este hecho junto con el tipo de facies que presenta, puede atribuirse a medios someros de lagoon o bahía precedentes a la sedimentación continental que caracteriza el relleno más moderno de la cuenca de Jaca. Por su posición estratigráfica, esta unidad puede atribuirse a la parte alta del Priaboniense medio.

2.1.6.6. Lutitas y areniscas rojas (Formación Campodarbe) (21)

Esta unidad corresponde a una potente serie de sedimentos fluviales rojos que ocupan gran parte del sector meridional de la hoja. Fue definida y estudiada extensamente por PUIGDEFABREGAS (1975). Se dispone de forma concordante sobre la formación Belsue-Atarés en la parte oriental de la hoja, a la que según el autor citado pasa lateralmente. En la parte más occidental de la hoja se dispone de forma erosiva sobre las Areniscas de Yeste-Arrés y las Margas de Pamplona. Su techo se ha tomado en la aparición heterócrona de los primeros niveles conglomeráticos de importancia regional que constituyen la formación Bernués de SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970).

Litológicamente, la formación Campodarbe está constituida por alternancias de lutitas rojas o anaranjadas y areniscas, éstas últimas en capas de escala decimétrica a métrica con geometría tabular o canaliforme. En el sinclinal de Oroel se encuentran unos 600 m de formación Campodarbe por debajo de los conglomerados, mientras que más al sur, en el flanco norte del sinclinal de San Juan de la Peña, se encuentran cerca de 2000 m (p.e. corte de Santa Cruz de la Serós). Esta variación puede estar en parte ligada a un paso lateral de las facies conglomeráticas de Oroel a facies más finas hacia el sur, pero en gran parte parece estar debida también al movimiento sinsedimentario del anticlinal de Atarés, acompañado de una subsidencia diferencial entre sus sinclinales septentrional y meridional. De hecho los materiales de la formación Campodarbe describen una ligera discordancia progresiva con respecto al sinclinal de San Juan de la Peña, como se deduce cartográficamente en el área de Alastuey-Bailo.

En el área de Santa Cruz de la Serós, PUIGDEFABREGAS (1975) diferenció una parte inferior de la serie constituida por lutitas con cuerpos de arenisca aislados, interpretada como facies fluvio-lacustres, y una parte superior con mayor densidad de paleocanales arenosos, que atribuyó a facies fluviales sinuosas con frecuentes barras de meandro. La separación entre ambos tipos de facies es heterócrona (p.e. en Bailo, la facies fluvio-lacustres ocupan toda la serie) y gradual, por lo que no se han diferenciado cartográficamente. Las paleocorrientes en la formación Campodarbe se dirigen hacia el WNW y hacia el sur (PUIGDEFABREGAS, 1975; HOGAN, 1991).

Con respecto a la edad de esta unidad, HOGAN (1991) ha situado mediante magnetostratigrafía el Cron 13 (36-35 Ma) en varias localidades, en concreto unos 500 m al sur de Santa Cruz de la Serós e inmediatamente al sur de Alastuey. En ambas localidades, el hallazgo de esta zona de polaridad magnética, que ocurre 1 m.a. por encima del límite Eoceno-Oligoceno, se sitúa en niveles muy altos dentro de la Formación Campodarbe. La edad de la base de la

formación puede situarse en la parte alta del Priaboniense medio o en la base del Priaboniense superior. Asumiendo tasas de sedimentación homogéneas, el límite Priaboniense-Stampiense debe situarse en la mitad superior de la serie y en las proximidades de la localidad de Santa Cruz, mucho más arriba de lo que era anteriormente asumido (línea isócrona B en el mapa geológico). El techo de la formación debe situarse dentro de la parte baja del Stampiense.

2.1.6.7. Lutitas con capas conglomeráticas y arenosas (22)

Esta unidad forma parte de un conjunto de materiales conglomeráticos que ocupan los núcleos de los sinclinales de Oroel y San Juan de la Peña (Unidades 22, 23 y 24), agrupados bajo la denominación de Formación Bernués por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970).

Está constituida principalmente por lutitas con capas de arenisca y sobre todo, a diferencia de la unidad cartográfica infrayacente, de conglomerados. Hacia posiciones más septentrionales contiene mayor proporción de conglomerados hasta que éstos devienen dominantes y son cartografiados separadamente en la unidad 23. Hacia la parte SE de la hoja (carretera de San Juan de la Peña a Bernués), estas facies contienen abundantes niveles edáficos o de calizas lacustres. Por su posición estratigráfica, esta unidad puede atribuirse al Stampiense.

2.1.6.8. Conglomerados con intercalaciones lutíticas (23)

Esta unidad cartográfica es el equivalente en facies más proximales de la unidad 22, a la que pasa lateralmente hacia el sur. Está constituida por conglomerados en bancos potentes (de escala métrica y decamétrica), con intercalaciones de materiales más finos (arcillas y limolitas). Los conglomerados están compuestos principalmente por cantos de areniscas del grupo Hecho, con menos abundantes cantos de calizas eocenas (posiblemente derivados de las megacapas carbonáticas). Los cantos están bien rodados, y la matriz es arenosa. Pueden interpretarse como facies proximales de abanicos aluviales dominadas por flujos acuosos, y sus paleocorrientes son principalmente hacia el sur (PUIGDEFABREGAS, 1975).

Esta unidad forma discordancia progresiva en el sinclinal de San Juan de la Peña. Con respecto al sinclinal de Oroel, cabe señalar que en la vertiente occidental de la Peña Oroel tal disposición no puede apreciarse con claridad, estando mejor desarrollada en la vertiente oriental de la Peña (en la vecina hoja de Yebra de Basa). Su potencia en el núcleo de ambos sinclinales es de unos 250-350 m. Por su posición, y al igual que la unidad anteriormente descrita, su edad puede considerarse Stampiense.

2.1.6.9. Conglomerados masivos (24)

Esta unidad corresponde a los niveles conglomeráticos más altos, de aspecto masivo y sin intercalaciones más finas, que forman las cotas superiores de San Juan de la Peña y de la Peña Oroel. Los conglomerados muestran características texturales y litológicas similares a los de la unidad anterior, correspondientes a ambientes sedimentarios comparables o algo más proximales. Las paleocorrientes se dirigen así mismo hacia el sur y SSW (PUIGDEFABREGAS, 1975). Su espesor

máximo preservado es de unos 250 m en el área de la Peña Oroel. A excepción de los sedimentos cuaternarios, son los materiales más modernos que afloran en la hoja de Jaca. Aunque no se dispone de elementos de datación directa, por correlación con los niveles datados por HOGAN (1991) en el sinclinal del puerto de Santa Bárbara, su edad puede corresponder a la parte media-alta del Stampiense.

2.2. CUATERNARIO

2.2.1. Gravas y arcillas. Glacis y terrazas altos (25)

Estos depósitos se localizan en la amplia depresión de la Canal de Berdún, excavada en los materiales blandos constituidos por las margas de Larrés y Pamplona. Dicha canal corresponde a un valle longitudinal a la Cadena Pirenaica por el que en la actualidad discurre el río Aragón. Estos depósitos están constituidos por gravas y materiales más finos en diferente proporción. Los glacis se originan en los relieves circundantes constituidos por los materiales turbidíticos al norte y por la formación arenosa de Belsue-Atarés en el sur. En sus partes más distales enlazan con depósitos de terraza situados generalmente unos 30-40 m sobre el cauce actual de los ríos principales.

2.2.2. Morrenas glaciares (26)

Estos materiales corresponden en la hoja de Jaca a los depósitos morrénicos existentes en el área de Castiello de Jaca (valle del Aragón), conocidos desde antiguo (DALLONI, 1910; LLOPIS LLADO, 1947; BARRERE, 1963). Están constituidos por varios arcos morrénicos frontales, integrados por arcillas y arenas con clastos de dimensiones variables formando un depósito heterométrico de aspecto desorganizado. Estos arcos enlazan con terrazas de origen fluvio-glaciar (MARTI BONO, 1973). Actualmente se opina que estos materiales corresponden a un máximo glaciar relacionado con la última glaciaciación (GARCIA RUIZ, 1989).

2.2.3. Derrubios de ladera (27)

Estos depósitos han sido cartografiados en la vertiente meridional de la Peña Oroel, al pie del escarpe rocoso constituido por los conglomerados oligocenos. Los derrubios están constituidos por material conglomerático y lutítico derivados de las series terrígenas del Eoceno superior y Oligoceno.

2.2.4. Gravas. Niveles aluviales bajos (28)

Bajo esta denominación se han agrupado las acumulaciones esencialmente de grava que constituyen los cauces de los ríos principales (Aragón, Aragón Subordán, Veral, etc.). Así mismo, se ha incluido en algún caso los depósitos de colmatación de pequeños valles afluentes excavados en las margas o glacis altos de la Canal de Berdún. Estos depósitos están constituidos, además de gravas, por limos arenosos.

3. TECTONICA

Desde el punto de vista tectónico, la hoja de Jaca se encuentra situada en la Zona Surpirenaica, que forma el sector meridional del Pirineo caracterizado por cabalgamientos y pliegues vergentes hacia el sur (SEGURET, 1972). Su encuadre general en esta zona se muestra en el esquema cartográfico de la Fig. 2. En concreto se halla en la parte central de la denominada cuenca de Jaca, zona formada por materiales terciarios, cuya estructura consiste a grandes rasgos en un vasto sinclinal asimétrico situado entre el apilamiento antiformal de basamento de la Zona Axial y el frente surpirenaico de las Sierras Exteriores aragonesas. La estructura de deformación existente se formó durante el paleógeno y se enmarca en la orogenia alpina que dio lugar a la cordillera Pirenaica.

El estilo estructural se halla condicionado por las características litológicas de los tramos principales que componen la sucesión estratigráfica. Esta sucesión muestra un buzamiento generalizado hacia el sur, de forma que, a pesar de las estructuras, se asciende en la serie y en el nivel estructural en esa dirección. En líneas generales, la intensidad de la deformación decrece de norte a sur, aunque se halla heterogéneamente distribuida, frecuentemente concentrada en las proximidades de los principales cabalgamientos.

Las macroestructuras reconocidas consisten en un primer sistema de cabalgamientos de bajo ángulo localizado en la serie turbidítica, al que se superpone un segundo sistema formado por cabalgamientos y pliegues de escala kilométrica. La orientación de estas estructuras es en la mayoría de los casos aproximadamente paralela a las directrices generales de la cadena, es decir WNW-ESE. En la descripción de la secuencia de deformación se empleará un orden cronológico, comenzando por las estructuras más antiguas y continuando por las más modernas.

3. 1. Los cabalgamientos iniciales

Corresponden a cabalgamientos que se disponen subparalelos a la estratificación o cortándola en ángulos bajos, que se pueden reconocer gracias a las megacapas carbonáticas intercaladas en la serie turbidítica. Estas estructuras fueron reconocidas por LABAUME (1983) en diversas áreas de la cuenca turbidítica. En la hoja de Jaca pueden observarse en la sierra de Luesia, afectando a la megacapa del Roncal, y más al SW en la cuenca hidrográfica del río Aragón Subordán, afectando principalmente a la megacapa de Embún-Jaca.

La dirección de transporte de estos cabalgamientos es hacia el sur o SSW, y pueden mostrar desplazamientos importantes: por ejemplo, uno de tales cabalgamientos en la margen izquierda del Aragón Subordán causa la repetición de la megacapa de Embún-Jaca (considerada previamente como dos megacapas diferentes), con un salto de al menos 4 km. El desplazamiento de este cabalgamiento viene transferido desde el norte por los cabalgamientos de la sierra de Luesia (ver corte II-II'). En efecto, el sistema de la sierra de Luesia forma un duplex con cabalgamientos de pequeñas dimensiones afectando a la megacapa del Roncal, cuyo desplazamiento acumulativo es del mismo orden de magnitud que el de los cabalgamientos -menores en número pero de mayor salto- que afectan en el sur a niveles estratigráficos más altos que incluyen la megacapa de Embún-Jaca.

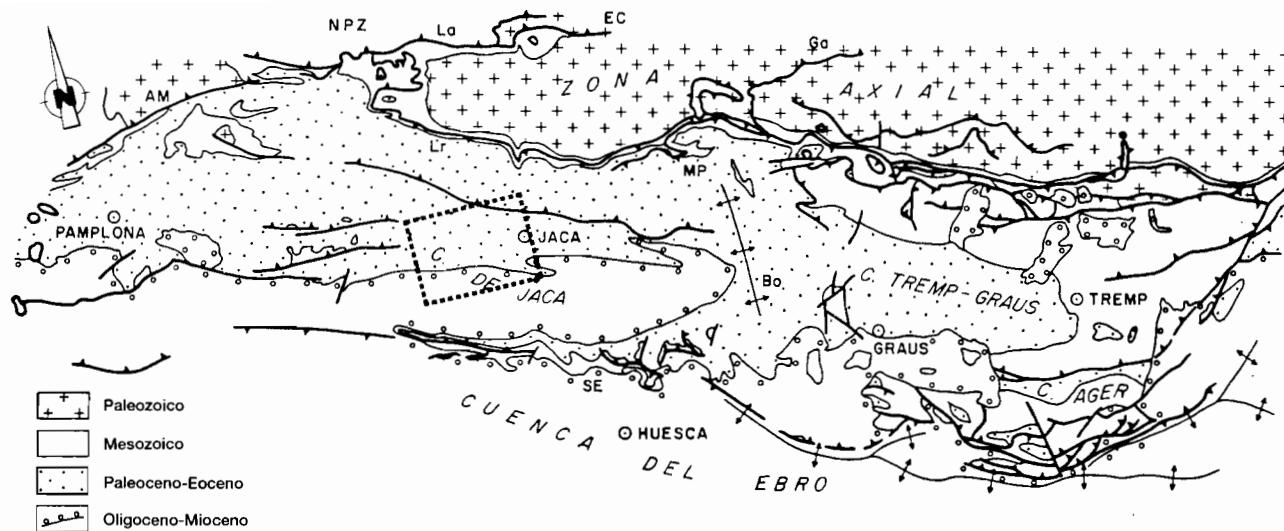


Fig. 2.- Situación de la hoja de Jaca en un mapa estructural esquemático de la vertiente sur del Pirineo Central. NPZ: Zona Norpirenaica; La: Cabalgamiento de Lakhoura; EC: Cabalgamiento de Eaux-Chaudes; Ga: Cabalgamiento de Gavarnie; Lr: Cabalgamiento de Larra; MP: Cabalgamiento de Monte Perdido; Bo: Anticlinal de Boltaña; SE: Sierras Exteriores.

En los tramos de serie turbidítica sin megacapas estas estructuras no pueden continuarse con facilidad, pudiendo reconocerse tan sólo en afloramientos de excepcional calidad (cortes de carreteras principalmente) en forma de pequeños cabalgamientos de escala métrica que se observan plegados o basculados.

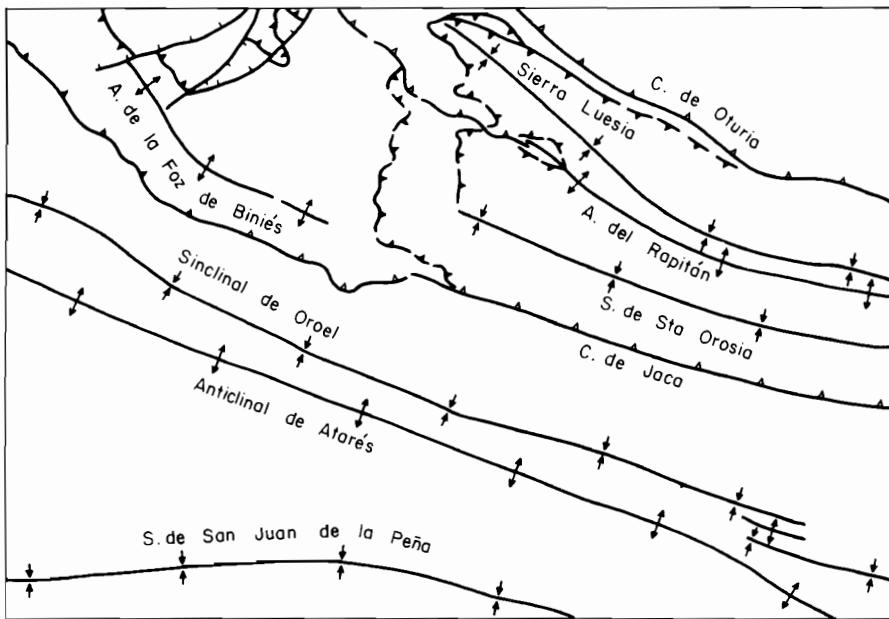
Asociado a estos cabalgamientos no se ha observado plegamiento importante ni clivaje. Por el contrario son deformados por una generación más moderna de estructuras que si conlleven pliegues de escala cartográfica con clivaje de plano axial local. Estas estructuras se describen a continuación.

3. 2. Los cabalgamientos y pliegues que deforman a los iniciales

Estas estructuras deforman a las anteriormente descritas y corresponden a las macroestructuras principales responsables del patrón de afloramiento representado en el mapa geológico. Afectan por igual a la serie turbidítica y a los materiales suprayacentes. Consisten en cabalgamientos - generalmente de alto ángulo- y pliegues vergentes hacia el sur y con flancos delanteros ("forelimbs") verticalizados o invertidos. La geometría de los pliegues es redondeada tanto en las megacapas carbonáticas como en los materiales terrígenos del Eoceno medio-Oligoceno, mientras que en las turbiditas terrígenas tienden a adoptar formas de tipo chevron. En la parte NE de la hoja, en las proximidades de los cabalgamientos mayores, se encuentra asociado un clivaje pizarroso grosero afectando a los términos pelíticos de las turbiditas.

La orientación predominante de estas estructuras es WNW-ESE, aunque en la parte noroccidental de la hoja describen una inflexión y muestran una orientación NW-SE. De norte a sur las estructuras más importantes son las de Oturia, del Rapitán y de Jaca (Fig. 3). El cabalgamiento de Oturia tiene una disposición de alto ángulo, y se reconoce en el campo por un cambio de flanco o polaridad de la serie separando dos sucesiones estratigráficas diferenciadas. Al sur de él se sitúa un sinclinal cuyo flanco inverso muestra más de 2000 m de serie invertida aflorante de manera espectacular en el corte del río Aragón (TEN HAAF et al., 1971) (ver corte IV-IV'). La próxima estructura corresponde a un cabalgamiento en el sector occidental que hacia el este y niveles estratigráficos más altos deviene ciego y pasa a un anticlinal de contorno bien desarrollado (anticlinal del Rapitán, TEN HAAF et al., 1971). Al sur del anticlinal del Rapitán se sitúa un amplio sinclinal (sinclinal de Santa Orosia, PUIGDEFABREGAS, 1975) que termina periclinalmente hacia el oeste y cuyo flanco sur corresponde a la elevación estructural causada por el cabalgamiento de Jaca. El cabalgamiento de Jaca surca la hoja de este a oeste y constituye el límite meridional de afloramiento de la serie turbidítica. Superpone esta serie sobre los materiales margosos del Luteciense superior-Bartonense. Este cabalgamiento tiene una disposición verticalizada en la transversal de Jaca, mientras que es más tendido hacia el oeste, en niveles más profundos (30° en los cortes del río Aragón Subordán y Veral). En la parte occidental de la hoja, al cabalgamiento de Jaca se asocia el anticlinal de bloque superior de la Foz de Biniés, en cuyo núcleo afloran las calizas del Paleoceno-Eoceno inferior que forman el substrato de la serie turbidítica.

En la parte meridional de la hoja de Jaca se encuentran el sinclinal de Oroel, el anticlinal de Atarés y el sinclinal de San Juan de la Peña, afectando a los materiales más modernos que afloran en la hoja (PUIGDEFABREGAS, 1975) (Fig. 3). No se observan en el área cartografiada



- Cabalgamientos iniciales de bajo ángulo
- Cabalgamientos que deforman a los iniciales
- Follas normales

Fig. 3.- Cabalgamientos y pliegues principales de la hoja de Jaca.

cabalgamientos asociados a estos pliegues.

Todas estas estructuras muestran una inmersión muy marcada hacia el este, como se deduce de la inspección del mapa geológico. Este hecho queda patente también teniendo en cuenta la transición desde el área de la Foz de Biniés, donde las calizas cuisienses están expuestas en superficie, hasta el área de Jaca, donde se atravesaron a 3575 m de profundidad en el sondeo de Jaca-21. La información disponible de este sondeo, representado en el corte IV-IV', se ha utilizado exclusivamente para situar la profundidad de las calizas en el corte. La causa de esta bajada estructural tan notable hacia el E fue relacionada con estructuras de basamento subyacentes por CAMARA y KLIMOWITZ (1985).

3. 3. La fracturación en el área de la Foz de Biniés

En esta área se encuentran unas fallas normales de salto hectométrico que afectan a las calizas del Paleoceno-Eoceno inferior y a la serie turbidítica. Estas fallas cortan a las estructuras de plegamiento y tienen una orientación transversal a ellas, es decir NE-SW. Su localización en la culminación de la Foz de Biniés sugiere que pueden ser estructuras de colapso ("drop faults") de carácter lateral.

3. 4. Edad de las deformaciones

Poco puede precisarse sobre la edad de los cabalgamientos iniciales de bajo ángulo, al no encontrarse relaciones sinsedimentarias de éstos con materiales aflorantes en la zona. Su periodo de formación debe ser posterior al Luteciense superior asignado a la megacapa de Embún-Jaca y turbiditas circundantes, que son los materiales más modernos que se encuentran afectados.

Por otra parte, sí se observan relaciones de edad claras con respecto a la generación de cabalgamientos y pliegues posteriores. El cabalgamiento de Oturia se observa al oeste de la hoja de Jaca cortando a materiales Priabonienses (área de Santa Orosia, TEN HAAF et al., 1971; PUIGDEFABREGAS, 1975). Del mismo modo, el cabalgamiento de Jaca pasa al oeste de la hoja al anticlinal de contorno del Basa (PUIGDEFABREGAS, 1975), al cual se asocian una discordancia angular de edad probable Priaboniense medio y discordancias progresivas en materiales del Priaboniense medio-Oligoceno basal (MONTES, com. pers.).

Con respecto a los sinclinales de Oroel y San Juan de la Peña (y por extensión al anticlinal intermedio de Atarés) cabe remarcar que, tal y como se ha apuntado en el capítulo de estratigrafía, muestran relaciones sinsedimentarias ya dentro de la hoja de Jaca (cambios de facies y discordancias progresivas). Estas relaciones se observan en los materiales del Priaboniense medio al Stampiense (formaciones de Belsue-Atarés, Campodarbe y conglomerática de Bernués, ésta última mostrando los abanicos de capas más acentuados y espectaculares).

A partir de todo ello puede generalizarse que la generación de estructuras de cabalgamientos de alto ángulo y pliegues que deforman a las iniciales tiene una historia larga que va desde la base del Priaboniense medio al Stampiense (tal vez incluyendo los últimos estadios del Priaboniense

inferior). Esto permite acotar algo más la cronología de las estructuras iniciales anteriormente comentadas, cuya edad podría situarse entre el Luteciense superior alto y el Bartoniense.

4. HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica registrada por los materiales aflorantes en la hoja de Jaca es relativamente corta, al ser éstos únicamente de edad paleógena y cuaternaria. Como se ha dicho, estos materiales forman parte del relleno sedimentario de la cuenca de Jaca.

La compresión alpina en el dominio surpirenaico comenzó al final del Cretácico superior, edad de los sedimentos sinorogénicos más antiguos (PAPON, 1969; GARRIDO-MEIJAS, 1973; SIMO y PUIGDEFABREGAS, 1985). A partir del Paleoceno se individualizó con claridad la cuenca Surpirenaica, correspondiente a un surco de antepaís de dirección aproximadamente paralela a la cadena, que de forma progresiva iba siendo incorporado en las láminas cabalgantes pirenaicas. Esta cuenca estaba delimitada por un margen septentrional cabalgante (actuales Zona Axial y parte sur de la Zona Norpirenaica) y un margen distal en el sur, experimentando una migración progresiva hacia el antepaís. En la transversal estudiada, correspondiente a la parte más occidental de la cuenca, la paleogeografía del Eoceno inferior y medio corresponde a un surco turbidítico de alimentación axial, flanqueado en su margen meridional por plataformas carbonáticas (cuenca de Jaca).

Refiriéndose al área de la hoja de Jaca en concreto, los niveles más antiguos aflorantes, de edad Paleocena e llerdiense, testifican medios de plataforma carbonática somera de gran extensión. Estas plataformas se extendían hacia el norte hasta el área de las Sierras Interiores, al menos por lo que concierne al intervalo Paleoceno-llerdiense inferior. Al norte de esa zona gradaban a facies resedimentadas en medios de mayor profundidad (taludes carbonáticos), coherentemente con su ubicación en el margen meridional de la cuenca. La sedimentación de plataforma marina continúa en el área de la hoja durante el Cuisiense, aunque en este intervalo el margen de plataforma se situaba más al sur que en el caso anterior, en el marco del retroceso general ("backstepping") que experimentan las plataformas del referido borde meridional de la cuenca (PUIGDEFABREGAS y SOUQUET, 1986, BARNOLAS et al., 1991). En áreas situadas al norte de la hoja se depositaban sedimentos turbidíticos ocupando en fondo del surco, con paleocorrientes en general en sentido longitudinal a la cuenca, es decir hacia el oeste. La subsidencia de la cuenca puede relacionarse en gran parte con la inversión estructural de la cuenca cretácica Norpirenaica (emplazamiento de las láminas cabalgantes de Lakora y Eaux-Chaudes, LABAUME et al., 1985, TEIXELL, 1990).

Durante el Cuisiense superior la plataforma carbonática experimentó un hundimiento ("drowning") en el área ocupada por la hoja, dando paso a la sedimentación de facies margosas de mayor profundidad. Este proceso debió causar la ubicación de las plataformas someras en áreas más meridionales, no representadas ya en la zona estudiada (p. e. Sierras Exteriores). Sobre

las margas mencionadas se dispusieron materiales turbidíticos en onlap hacia el sur reflejando la migración del surco hacia el antepaís. Estas turbiditas muestran aún paleocorrientes hacia el oeste en las áreas occidentales y en los niveles inferiores, mientras que los niveles superiores y en la parte oriental de la hoja tienen una procedencia septentrional directa, como indica su carácter proximal y sus paleocorrientes (complejo del Rapitán, REMACHA y PICART, 1991). El basculamiento de las plataformas del margen meridional o distal de la cuenca asociado con la migración del depocentro causaría su desestabilización y resedimentación parcial en el surco en forma de flujos gravitativos (megacapas carbonáticas).

La somerización de la cuenca que acompañó al fin de la sedimentación turbidítica en la hoja de Jaca tuvo lugar a partir del Luteciense superior alto. A partir de este tiempo y hasta el Priaboniense medio la sedimentación en la parte meridional de la hoja tuvo carácter deltaico y de plataforma externa/talud, con aportes terrígenos de procedencia este y NE. Durante los estadios tempranos de este intervalo se formaron los cabalgamientos de primera generación que se reconocen afectando a los niveles superiores de la cuenca turbidítica. En Priaboniense inferior (?)-medio comenzaron a formarse estructuras enraizadas en niveles más profundos dentro del área ocupada por la hoja, deformando a las estructuras anteriores, más superficiales.

A partir del Priaboniense superior, coincidiendo con una progradación importante de los sistemas aluviales y la retirada definitiva del mar del dominio surpirenaico, la sedimentación se produjo en condiciones continentales, con carácter terrígeno molásico (PUIGDEFABREGAS, 1975). Estas condiciones prevalecen durante el Stampiense, y los sedimentos acumulados registran el desarrollo continuado de los pliegues y cabalgamientos de segunda generación, que causan subsidencias diferenciales y discordancias progresivas locales. La sedimentación tiene primero carácter fluvial, con aportes longitudinales (hacia el oeste), mientras que a partir del Stampiense inferior-medio se depositaron importantes masas de conglomerados de procedencia septentrional, localizadas en los abanicos aluviales de la Peña Oroel y de San Juan de la Peña. Estos materiales reflejan actividad tectónica y elevación importante del área de la cuenca turbidítica en la transversal estudiada, que es fuertemente erosionada constituyendo por primera vez una área fuente importante de sedimentos.

No se encuentran materiales del Stampiense más alto o posteriores, hecho que podría significar que a partir de esa edad la cuenca de Jaca fue elevada en conjunto y sometida a erosión, pasando el lugar principal de sedimentación a situarse al sur del frente cabalgante de las Sierras Exteriores (cuenca del Ebro). Durante el cuaternario tuvo lugar la sobreexcavación de valles glaciares de orientación perpendicular a la cordillera. La retirada progresiva de los glaciares dio lugar a la deposición de varios cordones morrénicos terminales (p. e. valle del Aragón), y a la modificación de la topografía por modelado periglacial y fluvial causado por la red de drenaje observable en la actualidad.

5. BIBLIOGRAFIA

- BARRERE, P. (1963).- "La période glaciaire dans l'ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles". *Bull. Soc. géol. France*, 7 (5), pp. 516-526.
- BARNOLAS, A.; SAMSO, J.M.; TEIXELL, A.; TOSQUELLA, J. y ZAMORANO, M. (1991).- "Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona". I Congreso Grupo Español del Terciario, Vic, 1191, Libro-Guía Excursión nº 1, 123 p.
- BLOW, W. H. (1979).- "The Cainozoic Globigerinida". 3 vol., Brill Edit., Leiden, 1413 p.
- CAMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985).- "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuenca de Jaca-Tremp)". *Est. Geol.*, 41, pp. 391-404.
- CANUDO, J.I. y MOLINA, E. (1988).- "Biocronología con foraminíferos planctónicos de la secuencia deposicional de Jaca (Pirineo aragonés): Eoceno medio y superior". Congr. Geol. de España, Comunicaciones, 1, pp. 273-276.
- CARBAYO, A.; LEON, L. y PUIGDEFABREGAS, C. (1978).- "Mapa Geológico de España, E. 1/50.000, 2^a ser., nº 117: OCHAGAVIA". I.G.M.E..
- DALLONI, M. (1910).- "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 19, 444 p.
- ESTRADA, M.R. (1982).- "Lóbulos deposicionales de la parte superior del Grupo de Hecho entre los anticlinales de Boltaña y el río Aragón (Huesca)". Tesis Doct., Univ. Autónoma de Barcelona, 164 p.
- GARCIA RUIZ, J.M. (1989).- "Mapa Geomorfológico de Sallent (M.T.N. 145), Huesca, E. 1:50.000". Geoforma ediciones, Logroño.
- GARRIDO-MEGIAS, A. (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.

- HOGAN, Ph.J. (1991).- "Geochronologic, Tectonic, and Stratigraphic Evolution of the Southwest Pyrenean Foreland Basin, Northern Spain". Ph. D. Thesis, Univ. of Southern California, 208 pp.
- JOHNS, D.R.; MUTTI, E.; ROSELL, J. y SEGURET, M. (1981).- "Origin of a thick, redeposited carbonate bed in the Eocene turbidites of the Hecho Group, South-Central Pyrenees, Spain". *Geology*, 9, pp. 161-164.
- LABAUME, P. (1983).- "Evolution tectono-sédimentaire et mégaturbidites du bassin turbiditique eocene sud-pyrénéen (entre les transversales Col du Somport-Jaca et Pic d'Orhy-Sierra de Leyre)". Thèse 3ème cycle, USTL, Montpellier, 170 p.
- LABAUME, P.; MUTTI, M.; SEGURET, M. y ROSELL, J. (1983).- "Mégaturbidites carbonatées du basin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen". *Bull. Soc. Géol. France*, (6), 25, pp. 927-941.
- LABAUME, P.; MUTTI, M. y SEGURET, M. (1987).- "Megaturbidites: A Depositional Model From the Eocene of the SW-Pyrenean Foreland Basin, Spain". *Geo-Marine Letters*, 7, pp. 91-101.
- LABAUME, P.; SEGURET, M. y SEYVE, C. (1985).- "Evolution of a turbiditic foreland basin an analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin". *Tectonics*, 4, pp. 661-685.
- LLOPIS LLADO, N. (1947).- "El relieve del Alto valle del Aragón". *Pirineos*, 3, pp. 81-166.
- MANGIN, J.Ph. (1959-60).- "Le nummulitique sud-pyrénéen à l'ouest de l'Aragon". *Pirineos*, 51-58, pp. 1-631.
- MARTI BONO, C.E. (1973).- "Nota sobre los sedimentos morrénicos del río Aragón". *Pirineos*, 107, pp. 39-46.
- MUTTI, E. (1977).- "Distinctive thin-bedded turbidite facies and related environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrenees, Spain)". *Sedimentology*, 24, pp. 107-131.
- MUTTI, E. (1984).- "The Hecho Eocene Submarine Fan System, South-Central Pyrenees, Spain". *Geo-Marine Letters*, 3, pp. 199-202.
- MUTTI, E. y JOHNS, D.R. (1979).- "The role of sedimentary by-passing in the genesis of fan fringe and basin plain turbidites in the Hecho Group System (South-Central Pyrenees)". *Mem. Soc. Geol. Italia*, 18, pp. 15-22.
- MUTTI, E.; LUTERBACHER, H.; FERRER, J. y ROSELL, J. (1972).- "Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogeno Marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)". *Mem. Soc. Geol. Italia*, 11, pp. 391-416.

- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F. (1975).- "Turbidite facies and facies associations". In: Examples of turbidite facies and facies association from selected formations of the northern Appennines. Field trip Guidebook, IX Int. Congr. Sediment., A 11, pp. 21-36.
- NUÑEZ DEL PRADO, H. (1986).- "Systèmes de dépôts et évolution sédimentaire des séries de transition marin-continental dans le synclinorium de Guarga (Bassin sud-pyrénéen) (Province de Huesca, N-Espagne)". Thèse 3ème Cycle, Univ. de Pau, 358 p.
- PAPON, J.P. (1969).- "Etude de la Zone Sud-Pyrénénne dans le Massif du Turbón (Province de Huesca-Espagne)". Thèse 3ème Cycle, Univ. de Toulouse, 99 p.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975).- "La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca". *Pirineos*, 104, 188 p.
- PUIGDEFABREGAS, C.; DEL VALLE, J. y SANCHEZ CARPINTERO, I. (1978).- "Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 143: NAVASCUES". I.G.M.E.
- PUIGDEFABREGAS, C. y SOUQUET, P. (1986).- "Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees". *Tectonophysics*, 129, pp. 173-203.
- REMACHA, E. (1983).- "Sand tongues de la Unidad de Broto (Grupo de Hecho) entre el anticinal de Boltaña y el Rio Osia (Prov. de Huesca)". Tesis Doct., Univ. Autónoma de Barcelona, 163 p.
- 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 Sabiñánigo". *Bol. Geol. y Min.*, 98, pp. 40-48.
- REMACHA, E. y PICART, J. (1991).- "El complejo turbidítico de Jaca y el delta de la arenisca de Sabiñánigo. Estratigrafía. Facies y su relación con la tectónica". I Congreso del Grupo Español del Terciario, Vic 1991, Libro-Guía, excursión nº 8, 116 p.
- RIOS, L.M.; LANAJA, J.M. y FRUTOS, E. (1982).- "Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 178, BROTO". I.G.M.E.
- RUPKE, N.A. (1972).- "Geologic studies of an Early and Middle Eocene flysch formation, south-western Pyrenees, Spain". Ph. D. Thesis, Princeton University, 208 p.
- RUPKE, N.A. (1976).- "Sedimentology of very thick calcarenite-marlstone beds in a flysch succession, southwestern Pyrenees". *Sedimentology*, 23, pp. 43-65.
- SCHAUB, H. (1981).- "Nummulites et Assilines de la Tethys Paleogène. Taxonomie, phylogénèse et biostratigraphie". *Mém. suisses Paléont.*, 104-105-106, pp. 1-236.

- SEGURET, M. (1972).- "Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité". Publ. USTELA. Série Géol. struct. 2, Montpellier, 155 p.
- SEGURET, M.; LABAUME, P. y MADARIAGA, R. (1984).- "Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites in the South-Pyrenean Basin (North Spain)". *Mar. Geol.*, 55, pp. 117-131.
- SIMO, A. y PUIGDEFABREGAS, C. (1985).- "Transition from shelf to basin on an active slope, Upper Cretaceous, Tremp Area, Southern Pyrenees". *Excursion Guidebook 6th European Reg. Meeting of Sediment.*, pp. 63-108.
- SOLER, M. y PUIGDEFABREGAS, C. (1970).- "Lineas generales de la geología del Alto Aragón occidental". *Pirineos*, 96, pp. 5-19.
- TEN HAAF, E. (1966).- "Le flysch sud-pyrénéen le long du rio Ara (Huesca)". *Pirineos*, 81-82, pp. 143-150.
- TEN HAAF, E.; VAN DER VOO, R. y WENSINK, H. (1971).- "The S-external Pyrenees of Huesca". *Geol. Rundschau*, 60, pp. 996-1009.
- TEIXELL, A. (1990 a).- "El Cretácico superior en la terminación occidental de la Zona Axial Pirenaica". *Geogaceta*, 8, pp. 84-86.
- TEIXELL, A. (1990 b).- "Alpine thrusts at the western termination of the pyrenean Axial Zone". *Bull. Soc. Geol. France*, (8), 6, pp. 241-249.
- VAN LUNSEN, H.A. (1970).- "Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees, Province of Huesca". *Geol. Utrechtina*, 16, pp. 1-119.

