

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SABIÑÁNIGO

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

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-12-006-9
ISBN: 978-84-7840-876-4
Depósito legal: M-34101-2012

Fotocomposición: Rugoma, S. L.
Impresión: Copsell, S. L.

La presente Hoja y memoria (Sabiánigo-177), han sido realizadas por el Instituto Geológico y Minero de España. La confección de la Hoja se completó en 1996. Posteriormente y antes de su publicación se ha actualizado la memoria con información reciente. En su elaboración ha intervenido el siguiente grupo de trabajo:

Cartografía geológica

- Inmaculada Gil Peña (IGME).
- Jesús Malagón Luesma (IGME).
- Manuel Montes Santiago (IGME). *Eoceno superior-Oligoceno en facies continentales.*

Memoria

- Inmaculada Gil Peña (IGME).
- Antonio Barnolas (IGME).
- Manuel Montes Santiago (IGME). *Eoceno superior-Oligoceno en facies continentales.*
- José María García Ruiz (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC). *Cuaternario y Geomorfología.*
- José Luis Peña Monné (Dep. de Geografía, Univ. de Zaragoza). *Cuaternario y Geomorfología.*
- Carles Martí Bono (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC). *Cuaternario y Geomorfología.*
- Amelia Gómez Villar (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC). *Cuaternario y Geomorfología.*

Dirección del proyecto y supervisión del IGME

- Antonio Barnolas Cortinas

ÍNDICE

	<u>Pag.</u>
1. INTRODUCCIÓN	8
2. ESTRATIGRAFÍA	9
2.1. CRETÁCICO SUPERIOR	10
2.1.1. Calizas bioclásticas y calizas con rudistas (1). Santoniense superior – Campaniense	11
2.1.2. Calizas arenosas y areniscas margosas (2). Areniscas de Marboré. Campaniense superior	11
2.2. TERCIARIO	12
2.2.1. Unidades en facies de plataforma carbonática	13
2.2.1.1. Dolomías y calizas (3). Formación Salarons. Dano-Montiense - Thanetiense inferior.	14
2.2.1.2. Calizas masivas blancas y calizas arenosas (4). Formación Gallinera p.p.. Thanetiense.	14
2.2.1.3. Margas, areniscas y calizas con sílex (5). Formación Gallinera p.p. .llediense inferior.	15
2.2.2. Unidades en facies turbidíticas o de talud (Grupo Hecho)	15
2.2.2.1. Margas, areniscas, debris de carbonatos y areniscas en facies turbidíticas (6) . Turbiditas inferiores. llediense medio – Luteciense inferior.....	22
2.2.2.2. Brechas calcáreas y calcarenitas (7). Megacapa 3 o de Villanúa. Luteciense inferior.	24
2.2.2.3. Lutitas y areniscas en facies turbidíticas (8). Unidades de Torla y Broto. Luteciense inferior	25
2.2.2.4. Brechas calcáreas y calcarenitas (9). Megacapa 4 o de Gerbe-Cotefablo. Luteciense inferior.....	26
2.2.2.5. Lutitas y areniscas en facies turbidíticas (10). Unidad de Cotefablo. Luteciense inferior-medio.....	26
2.2.2.6. Brechas calcáreas y calcarenitas (11). Megacapa 5 o de Roncal. Luteciense medio.....	28
2.2.2.7. Lutitas y areniscas en facies turbidíticas (12). Unidad de Fiscal inferior o Lacort. Luteciense medio.....	29

	Pag.
2.2.2.8. Areniscas en capas gruesas y lutitas (13). Facies turbidíticas. Luteciense medio-superior.	30
2.2.2.9. Brechas calcáreas y calcarenitas (14). Megacapa 8 o de Embún-Jaca. Luteciense superior.	30
2.2.2.10. Lutitas y areniscas en facies turbidíticas (15). Unidad de Fiscal superior o Santa Olaria. Luteciense superior	31
2.2.3. Unidades en facies de plataforma siliciclástica.....	32
2.2.3.1. Margas grises (16). Fm. Margas de Larrés. Luteciense superior-Bartoniense inferior.	32
2.2.3.2. Areniscas arcósicas con glauconita (17). Arenisca de Sabiñánigo. Bartoniense inferior.....	34
2.2.3.3. Margas grises (18). Margas de Pamplona. Bartoniense-Priaboniense inferior.....	35
2.2.3.4. Calizas arrecifales (19). Bartoniense superior-Priaboniense inferior	35
2.2.3.5. Areniscas y limolitas (20). Fm. Belsúe-Atarés. Bartoniense superior-Priaboniense inferior.	36
2.2.4. Unidades en facies continentales (Grupo Campodarbe)	37
2.2.4.1. Conglomerados masivos (21). Conglomerados de Santa Orosia. Priaboniense inferior	37
2.2.4.2. Lutitas rojas y niveles de conglomerados (22). Priaboniense inferior-medio.	38
2.2.4.3. Conglomerados masivos y lutitas rojas (23). Priaboniense medio.	39
2.2.4.4. Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (24). Priaboniense medio-superior.....	39
2.2.4.5. Lutitas pardas edafizadas con niveles de areniscas y de calizas con gasterópodos (25). Priaboniense inferior-medio. ...	40
2.2.4.6. Conglomerados masivos. Conglomerados de Peña Oroel (26). Priaboniense medio-superior	41
2.3. CUATERNARIO	41
2.3.1. Depósitos de origen glaciar. (27)	42
2.3.2. Glacis y Terrazas. (28, 29, 30).....	44
2.3.3. Derrubios de ladera. (31).....	47
2.3.4. Conos de deyección. (32).....	47
2.3.5. Depósitos aluviales de fondo de valle. (33).....	49
2.3.6. Depósito aluvial-coluvial. (34)	49
3. TECTÓNICA	49
3.1. LAS SIERRAS INTERIORES.....	50
3.2. CUENCA TURBIDÍTICA.....	51
3.3. EDAD DE LAS DEFORMACIONES	54

	Pag.
4. GEOMORFOLOGÍA	54
4.1. LAS FORMAS ESTRUCTURALES.....	55
4.2. LA EVOLUCIÓN DE LAS VERTIENTES	56
5. HISTORIA GEOLÓGICA	59
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	63
6.1. HIDROCARBUROS	63
6.2. YACIMIENTOS MINERALES Y ROCAS INDUSTRIALES.....	65
6.3. HIDROGEOLOGÍA.....	65
6.3.1. Hidrología	65
6.3.2. Aguas subterráneas.....	66
7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	68
8. BIBLIOGRAFÍA	69

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Sabiñánigo pertenece en su totalidad a la provincia de Huesca. Cubre una zona de media y baja montaña drenada de norte a sur por el río Gállego. Este último recibe por la derecha el barranco del Puerto, el barranco de Aso, el río Aurín (su afluente más importante en la Hoja), el río de Tulivana (que drena la Val Ancha) y el barranco de Fondanito (instalado en la Val Estrecha); por la izquierda se le incorporan el barranco de Asieso, el barranco de Sía (procedente del Cotefablo), el barranco de Lucas, o de Espierre (Valle de Barbenuta), el barranco de Oliván y una serie de torrentes menores procedentes de los relieves de Oturia. Interesa señalar que en su extremo occidental la zona de estudio drena hacia el valle del Aragón por medio del barranco de Cenarbe, el río Ijuez (valle de la Garcipollera) y el río Gas. En el extremo oriental el barranco de Otal y el barranco de La Valle drenan hacia el río Ara. A pesar de ello el eje principal de la Hoja es el Gállego, cuya cabecera, fuera de la zona de estudio, penetra hasta zonas más elevadas de la Zona Axial del Pirineo. El río Aurín, por su parte, tiene su cabecera en las Sierras Interiores, en las que nace en la falda nororiental del macizo de Collarada, pero no llega a atravesarlas. Los restantes barrancos son de menor entidad y tienen su zona de cabecera en las turbiditas del Grupo Hecho o en las margas.

La topografía de la Hoja 177 muestra pendientes relativamente fuertes excepto en la Depresión Media. No obstante, los grandes escarpes están ausentes en la mayor parte del territorio, y sólo en los bordes de Oturia-Santa Orosia el relieve se hace más abrupto de lo habitual. Las mayores altitudes se alcanzan en el tercio septentrional: Monte Bachesango (2.270 m), Monte Navariecho (2.253 m), Toronzué (2.268 m), Monte Sarasé (2.185 m) Cerro de las Canales (2.142 m), Punta de Burrumbalo (2.148 m) y Peñas de Aso (2.116 m). En el sur destaca el Pico de Oturia (1920 m), bien visible desde la Depresión Media, y las estribaciones orientales de Peña Oroel que superan por poco los 1700 m. En la Depresión Media las altitudes oscilan entre 800 y 900 m en su eje central, ascendiendo hasta 1100 m en sus límites septentrional y meridional.

Debido a su menor altitud general, esta zona recibe precipitaciones inferiores a las de los relieves más elevados del Pirineo. Así, Sabiñánigo, como representante de la Depresión Media recibe 806 mm. Pero ya en Biescas los valores de precipitación ascienden a 1200 mm, y de acuerdo con los cálculos de GARCÍA RUIZ *et al.* (1985), en las divisorias más elevadas deben registrarse no menos de 2000 mm anuales. Las precipitaciones muestran una mayor concentración durante la estación fría, si bien en enero y febrero puede haber un descenso ocasional de la actividad frontal. En verano las áreas más bajas acusan una pequeña punta de sequía, poco apreciable en general en la zona montañosa. La innivación es frecuente entre noviembre y abril, localizándose la isoterma de 0°C en torno a 1600 m, por lo que, en los relieves más elevados, existe acumulación de nieve durante el invierno, con las consiguientes repercusiones hidrológicas y geomorfológicas. Las temperaturas son propias de ambientes montañosos con inviernos fríos y veranos suaves, que tornan a frescos en las laderas y cumbres del flysch y de Oturia. En Sabiñánigo la media anual es de 10,6 °C, siendo de 1,9 °C en enero y de 20 °C en julio, mientras que en Biescas la temperatura media anual es de 10,7 °C. Valores extremos inferiores a -10° C son frecuentes en invierno.

La actividad agrícola se concentra en la Val Ancha y la Val Estrecha, donde la topografía es suave, favoreciendo la mecanización y el cultivo de cereales en alternancia con forrajes y girasol. La agricultura alcanza también notable importancia en el Valle del Gállego,

aprovechando la llanura aluvial, la terraza baja y los conos de deyección de los barrancos laterales. En este caso los cultivos forrajeros dominan de manera general para alimentar, en invierno, a una ganadería que dejó de ser trashumante varias décadas atrás.

De todas formas, el espacio cultivado se ha restringido mucho, especialmente durante el siglo XX. En períodos de mayor presión demográfica la mayor parte de las laderas solanas, situadas por debajo de 1600 m, se cultivaron con cereales en campos pendientes o, al este del Gállego, en bancales más o menos inclinados. En la actualidad esos antiguos campos de cultivo se encuentran totalmente abandonados y en diferentes fases de recolonización por el matorral.

El bosque sigue siendo importante en las umbrías y en parte ha sido restaurado artificialmente por medio de repoblaciones forestales, como las que afectan al valle de la Garcipollera y al Aurín medio. Por encima de 1750-1800 m el bosque es sustituido por pastos de aprovechamiento estival, si bien originalmente tales pastos fueron área forestal hasta el siglo X-XI, momento en el que se produjo una deforestación general y un descenso del límite del bosque, para favorecer el aprovechamiento pastoral. Este fenómeno ha tenido repercusiones importantes sobre la dinámica geomorfológica de los sectores más elevados de la Hoja.

Desde el punto de vista geológico pertenece en su integridad a la Zona Surpirenaica, que se caracteriza, por la continuidad espacial de los sedimentos preterciarios, al menos en Aragón, la vergencia sur de las estructuras y la actividad tectónica durante gran parte del Terciario, lo cual condicionó fuertemente la sedimentación. En efecto, durante el Terciario, especialmente durante el Paleógeno, se desarrolló un sistema imbricado de cabalgamientos y la Cuenca Surpirenaica quedó configurada como una cuenca de antepaís. El avance hacia el sur de la deformación, dió lugar a una migración general de los cinturones de facies en esta misma dirección. Como consecuencia de la actividad tectónica, especialmente del emplazamiento de la Unidad Surpirenaica Central, al final del Eoceno Inferior e inicios del Eoceno Medio, la Cuenca Surpirenaica quedó dividida en dos subcuencas: la cuenca de Tremp-Graus, al este, y la cuenca de Jaca-Pamplona al oeste. Es en esta última subcuenca donde se encuentra ubicada la Hoja de Sabiñánigo.

2. ESTRATIGRAFÍA

Las rocas que afloran en la Hoja de Sabiñánigo corresponden en su totalidad a rocas sedimentarias de edad comprendida entre el Cretácico Superior (Santonense Superior) y el Oligoceno. El Cretácico Superior aflora en el sector septentrional de la Hoja y está formado esencialmente por calizas y areniscas en facies de plataforma marina somera. Sobre estas formaciones mesozoicas se dispone una serie calcáreo-dolomítica de edad Paleoceno e Ilerdiense inferior que, conjuntamente con los materiales cretácicos, constituyen los relieves, predominantemente calcáreos y de color blanco, de las Sierras Interiores aragonesas. Al sur de esta alineación montañosa, los materiales rocosos del Eoceno inferior y medio del Grupo Hecho, que consisten en areniscas tabulares y margas alternantes de color gris y origen turbidítico, forman los relieves montañosos más suaves hasta la Depresión Media. Entre las series turbidíticas del Grupo Hecho destacan en el paisaje, tanto por su espesor excepcional como por el contraste litológico, los niveles calcáreos de color blanco constituidos por brechas de materiales predominantemente calcáreos, calcarenitas y margas, que

consisten en elementos de la plataforma resedimentados en el surco turbidítico. Estos niveles, denominados megacapas, constituyen referencias litoestratigráficas a lo largo de todo el surco turbidítico (Grupo Hecho) de la cuenca de Jaca-Pamplona. Mas al sur, y coincidiendo con la Depresión Media, afloran margas azules y areniscas del Eoceno medio y base del Eoceno superior. Finalmente, en el sector más meridional de la Hoja, entre los relieves montañosos de Santa Orosia y Peña Oroel, afloran los materiales terciarios más recientes, constituidos por conglomerados, areniscas y lutitas de color rojo, depositados en medios continentales durante el Eoceno superior y Oligoceno.

El espesor total de los sedimentos que afloran en la Hoja sobrepasa los 6.000 m, correspondiendo en su mayor parte a las facies turbidíticas del Grupo Hecho (Eoceno inferior - medio).

2.1. CRETÁCICO SUPERIOR

El Cretácico Superior aflora en una estrecha banda en el norte de la Hoja, en las Sierras Interiores, en el valle del río Gállego. El contacto basal del Cretácico Superior se observa en la vecina Hoja de Sallent de Gállego (145), donde se apoya directamente sobre el basamento hercínico. Hay, por lo tanto, una importante laguna estratigráfica que incluye el Triásico, el Jurásico y el Cretácico Inferior. WENSINK (1962), VAN DER VOO (1966), JEURISSEN (1968); TEEN HAFF *et al.* (1971) y RÍOS *et al.* (1989) han señalado este contacto como tectónico si bien, en áreas próximas (Aragón Subordán, VAN ELSBERG, 1968; o en la terminación occidental del a Zona Axial, TEIXELL, 1992, 1996), este contacto aparece como discordante y el cabalgamiento basal de las estructuras imbricadas en las Sierras Interiores se encuentra dentro del Cretácico Superior. Mas al Sur, en el subsuelo de la Hoja, el Triásico está presente. Así, en el sondeo Serrablo-1 (ver situación en mapa; S-1), sobre un sustrato paleozoico atravesado a 5233 m de profundidad, se cortaron 274 m de Bundsandstein y 100 m de Muschelkalk, bajo el Cretácico Superior.

En este sector de los Pirineos el Cretácico Superior fue estudiado inicialmente por VAN DER VOO (1966), SOUQUET (1967), VAN DER VELDE (1967), JEURISSEN (1968), VAN LUNSEN (1970) y TEN HAFF *et al.* (1971). En el corte del río Gállego tiene un espesor de unos 500 m (SOUQUET, 1967); de base a techo este autor reconoció la presencia de 9 tramos litológicos que han sido agrupados en la cartografía geológica a escala 1:50.000 (Hoja de Sallent de Gállego -145-, RÍOS *et al.*, 1989) en cuatro unidades cartográficas y de las que, en la Hoja de Sabiñánigo, solo afloran las dos unidades cartográficas superiores.

Los tramos litológicos definidos por SOUQUET (1967) son: a) Calizas con *Prealveolina cretacea*, *Ovalveolina*, miliólidos, fragmentos de rudistas, de edad Cenomaniense y espesor reducido (2 m); b) margocalizas dolomíticas con fragmentos de rudistas y *Prealveolina* (unos 5 m de espesor); c) calizas microcristalinas con *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Prealveolina* y fragmentos de equínidos, que indicarían una edad Turoniense, y con un espesor de unos 15 m; d) Calizas arenosas rojas con *Nummofallotia cretacea*, *Siderolites vidali*, que indicarían un Santoniense y con un espesor entre 30-35 m; e) calizas bioclásticas blancas (25-30 m) también santonienses; f) calizas arenosas de grano fino, oscuras, azoicas, con un espesor de unos 100 m y atribuidas al Campaniense; g) calizas arenosas y ferruginosas con *Orbitoides* y fragmentos de Melobesias que serían ya maastrichtienses (90 a 100 m); h) calizas bioclásticas microbrélicas con *Lepidorbitoides* (20 m); i) calizas margo-arenosas rítmicas con estratificaciones cruzadas, con *Orbitoides* y *Lepidorbitoides* del Maastrichtiense (unos 100 m).

Siguiendo el corte del río Gállego, la unidad cartográfica inferior reconocida por RÍOS *et al.* (1989), que no aflora en la Hoja de Sabiñánigo y que estos autores denominaron como “Calizas de patina gris claro”, incluiría los tramos a, b y c de SOUQUET (1967). La edad de esta primera unidad cartográfica sería Cenomaniense Superior – Turoniense. La segunda unidad cartográfica identificada por RÍOS *et al.* (1989) (Hoja de Sallent de Gállego), denominada por estos autores como “Calizas arenosas ferruginosas. Maciños”, correspondería al tramo d de SOUQUET (1967). Esta unidad cartográfica tampoco aflora en la Hoja de Sabiñánigo. La edad de esta unidad cartográfica es Santoniense y, por la fauna recogida en la vecina Hoja de Ansó (144) (TEIXELL *et al.*, 1994) que incluye *Lacazina sp.*, *Orbitoides hottingeri* y *Praesiderolites santoniensis* (determinaciones de E. CAUS, Univ. Autònoma de Barcelona) sería Santoniense Superior. Entre esta unidad cartográfica y la inferior existe una importante discontinuidad estratigráfica, situada entre los tramos c y d de SOUQUET (1967), que ya fue evidenciada por este autor. Esta discontinuidad implica la ausencia del Coniaciense y parte del Santoniense bajo las facies transgresivas del Santoniense Superior que, en este corte, se disponen directamente sobre el Turoniense. Lateralmente, el Santoniense Superior llega a superponerse directamente sobre el basamento (SOUQUET, 1967).

Las dos unidades cartográficas siguientes, identificadas en el corte del río Gállego por RÍOS *et al.* (1989) en la Hoja contigua de Sallent de Gállego, ya afloran en la Hoja de Sabiñánigo y son descritas a continuación.

2.1.1. Calizas bioclásticas y calizas con rudistas (1). Santoniense superior – Campaniense

Esta es la unidad más baja del Cretácico Superior y que aflora en la Hoja de Sabiñánigo. Corresponde a la tercera de las unidades cartográficas identificadas por RÍOS *et al.* (1989) en la Hoja de Sallent de Gállego, denominada por estos autores como “Calizas” y, en la Hoja de Sabiñánigo forma un pequeño afloramiento en ambos márgenes del río Gállego. SELZER (1934), que no reconoció la presencia de los tramos pre-santonienses en las Sierras Interiores, las denominó como Calizas de *Hippurites* y las atribuyó, por los fósiles identificados por DALLONI (1910), al Santoniense y Campaniense. Esta unidad cartográfica se corresponde con el tramo litológico e del corte de SOUQUET (1967) en el río Gállego. El espesor de esta unidad cartográfica es de unos 30 m aproximadamente.

La unidad se inicia con un tramo de calizas arenosas, areniscas calcáreas y calizas bioclásticas blancas subordinadas (este último nivel destaca mucho en afloramiento) con gran cantidad de bioclastos, especialmente fragmentos de foraminíferos y restos de equinodermos. Contiene también restos de *Hippurites*, y Lacazinas estas últimas en la mitad inferior de la unidad. La edad de esta unidad cartográfica sería Santoniense Superior – Campaniense (SOUQUET, 1967).

2.1.2. Calizas arenosas y areniscas margosas (2). Areniscas de Marboré. Campaniense superior

Sobre la unidad anterior, de calizas blancas, se disponen calizas y margas arenosas y areniscas calcáreas de grano fino a medio, en secuencias de orden métrico. Esta unidad forma escarpes de color amarillento, característicos de las Sierras Interiores y que contrastan con los colores blancos de la unidad infrayacente y de las dolomías y calizas del Paleoceno y Eoceno inferior que se le superponen. Esta unidad cartográfica se corresponde con los tramos litológicos f, g, h, i de SOUQUET (1967) descritos previamente. La unidad en su conjunto alcanza un espesor aproximado de 350 m.

La ausencia generalizada de fauna reconocible, hace difícil la datación precisa de esta unidad. SOUQUET (1967), encuentra a base de la unidad *Lepidorbitoides socialis*, *Orbitoides media* y *O. apiculata*. A techo aparece sólo *Orbitoides tissoti*. Esto, le permite establecer una edad Campaniense terminal a Maastrichtiense para el conjunto de la unidad.

Esta unidad se caracteriza por una tendencia general grano y estratocreciente, aunque se observan ciclos que representan a varios episodios de progradación siliciclástica. La intercalación de calizas bioclásticas blancas, entre estos ciclos indican cambios en las condiciones de depósito, con ausencia temporal de aportes siliciclásticos que se relacionan con eventos transgresivos.

2.2. TERCIARIO

El Terciario ocupa la casi totalidad de la Hoja de Sabiñánigo. Es parte de la Cuenca Surpirenaica Central y más concretamente de la subcuenca de Jaca – Pamplona. Esta subcuenca se caracteriza por un relleno sedimentario asimétrico formado por cuatro grupos de facies.

En la base, calizas de plataforma progresivamente más modernas hacia el Sur, que se disponen directamente sobre las Areniscas de Marboré en las Sierras Interiores o sobre facies rojas continentales del tránsito Cretácico – Terciario (facies Garumniense) en las Sierras Exteriores. En el corte del río Gállego, en las Sierras Interiores (corte de Tena), las calizas de plataforma de la base del Terciario tienen un espesor de unos 110 m con un rango cronoestratigráfico que incluye el Paleoceno y el Ilerdiense inferior. Siguiendo un corte Norte – Sur, en las Sierras Exteriores (corte del río Isuela), en la Hoja contigua de Apiés (248) (SAMSÓ *et al.*, en prensa) las calizas de plataforma de la base del Terciario tiene un espesor de unos 500 m y corresponden casi íntegramente al Luteciense.

Sobre las calizas de plataforma somera de las Sierras Interiores se disponen margas y margocalizas, areniscas y debritas de carbonatos que preceden a las turbiditas siliciclásticas con intercalaciones de megacapas de brechas de carbonatos resedimentados del Grupo Hecho. La serie turbidítica (Grupo Hecho) constituye la mayor extensión de afloramiento de la Hoja de Sabiñánigo. Su espesor ha sido estimado en unos 4.500 m en el corte del río Ara (TEN HAAF, 1966). LUTERBACHER *et al.* (1973) lo estiman entre 3.000 a 4.500 m en este sector de la cuenca. ESTRADA (1982) da un espesor superior a los 3.500 m en el corte del río Gállego. TEIXELL *et al.* (1994) estiman un espesor total acumulado entre los 4.200 y 4.400 m en las transversales del río Aragón y de Ansó, situadas al Oeste de la Hoja de Sabiñánigo. Tal y como ha sido expuesto por los autores previos (VAN LUNSEN, 1970; CARBAYO *et al.*, 1978; PUIGDEFABREGAS *et al.*, 1978; RÍOS *et al.*, 1982; LABAUME *et al.*, 1983; LABAUME *et al.*, 1985; CAMARA y KLIMOWITZ, 1985; TEIXELL *et al.*, 1994; BARNOLAS *et al.*, 2004) hay que tener en cuenta que este espesor no fue acumulado en la misma vertical dada la rápida migración del depocentro hacia el Sur. La edad de las turbiditas es esencialmente Luteciense aunque su base puede incluir parte del Cuisiense en el área geográfica de la Hoja de Sabiñánigo.

Sobre las turbiditas del Grupo Hecho y en contacto transicional rápido, se disponen margas azules de plataforma relativamente somera, que constituyen los prodeltas de los sistemas deltaicos desarrollados lateralmente y que llegan a progradar sobre las mismas. En la Hoja de Sabiñánigo se caracterizan dos sistemas mayores, el inferior formado por las denominadas Margas de Larrés sobre las que progradan las Areniscas de Sabiñánigo y el superior formado

por las Margas de Pamplona sobre las que progreda el complejo deltaico de Belsúe – Atarés, que incluye algunos arrecifes de corales y algas rojas en los tramos transgresivos de las parasecuencias que lo forman.

El cuarto y último grupo de facies corresponde a facies continentales, esencialmente terrígenas (Grupo Campodarbe) y que constituyen los afloramientos más meridionales de la Hoja. El tránsito entre las facies deltaicas de Belsúe – Atarés y las facies continentales del Grupo Campodarbe es transicional; aunque en la parte inferior del Grupo Campodarbe tiene que estar registrado el cierre de la conexión marina en la Cuenca surpireniaca y su paso a cuenca sedimentaria endorreica. Consisten en conglomerados, areniscas y lutitas rojas depositadas en medios aluviales y fluviales, con escasos horizontes de carbonatos que corresponden al desarrollo de costras carbonatadas en suelos (caliches) y, esporádicamente a calizas lacustres. El espesor de los sedimentos del Grupo Campodarbe alcanza los 5000 m en la parte occidental del Sinclinorio del Guarga, en la transversal de Jaca (PUIGDEFABREGAS, 1975).

2.2.1. Unidades en facies de plataforma carbonática

La parte basal del Terciario aflora en las Sierras Interiores. Está formado por calizas en facies de plataforma somera que se disponen directamente sobre el Cretácico Superior sin que existan facies rojas (“Garumniense”) entre ambos. Más al Sur, en el subsuelo de la Hoja, los sondeos de investigación de hidrocarburos han evidenciado la existencia de facies rojas “garumnienses” entre ambos grupos litológicos. Así, el sondeo Serrablo-1 atravesó este contacto en dos ocasiones. En el primer caso, en una lámina cabalgante inferior al cabalgamiento de Jaca, cortó 72 m aparentes (sin restitución del buzamiento) de facies atribuidas al Garumniense entre los 3440 y los 3512 m de profundidad. En el segundo caso, las facies “garumnienses” se atravesaron entre los 4671 y 4716 m, lo que hacen un total de 45 m, en una serie con continuidad hasta en basamento varisco que pertenece a las láminas cabalgantes relacionadas con las Sierras Exteriores (CAMARA y KLIMOWITZ, 1985) (Unidad del Guarga de TEIXELL, 1992).

En las Sierras Interiores VANDELVELDE (1967) distinguió y definió dos unidades litoestratigráficas. Una inferior, dolomítica, denominada Fm. Salarons, íntegramente paleocena, con un total de 40 m de espesor en el corte del río Gállego, y una superior calcárea, denominada Fm. Gallinera, que incluiría parte del Paleoceno y el llerdiense inferior. La Fm. Gallinera presenta un espesor total de 95 m en el corte del río Gállego. Estos 135 m de espesor total para el Terciario basal en facies de plataforma de la cuenca de Jaca – Pamplona de las Sierras Interiores es sensiblemente inferior al observado en el subsuelo de la Hoja, en los sondeos de investigación de hidrocarburos. Así, en el sondeo Serrablo-1 se atravesaron un total de 561 y 416 m respectivamente (sin restitución de buzamientos) en las láminas superior e inferior atravesadas. El mayor espesor aparente de la lámina superior puede ser debido a un mayor buzamiento por estar en zona de flanco de un pliegue de propagación, en la estructura del Serrablo. La notable diferencia de espesores con las Sierras Interiores hay que interpretarla como un mayor desarrollo y preservación de las plataformas eocenas bajo la truncación erosional que las separa del Grupo Hecho sin que, con los datos que tenemos actualmente, podamos precisar más en este punto.

Siguiendo el mismo criterio de la Hoja contigua (Sallent de Gállego) se han identificado tres unidades cartográficas que describimos a continuación.

2.2.1.1. Dolomías y calizas (3). Formación Salarons. Dano-Montiense - Thanetiense inferior

Esta unidad se distingue netamente de la unidad inferior por su carácter carbonatado, sobre la que se superpone con un contacto neto pero concordante. Fue definida como formación por VAN DE VELDE (1967) en el circo de Salars del valle de Ordesa. Está compuesta por dolomías y calizas micríticas, en ocasiones dolomíticas. En el corte del río Gállego (corte de Tena) se distinguen dos tramos (ROBADOR, 1990):

El tramo inferior está formado por dolomías sacaroideas fértidas, de color gris oscuro y de estratificación masiva. Constituye un nivel competente que destaca en el paisaje. Pueden observarse fantasmas de algas rojas y dasicladáceas y bioclastos, lo que sugiere que se trata de dolomías secundarias, siendo la roca original una caliza bioconstruida por algas. Su espesor es de 15 m.

El tramo superior está formado por calizas micríticas en la base, que incluyen ostrácodos y caráceas y que corresponden a depósitos lacustres. Hacia la parte superior del tramo pasan a calizas dolomíticas, que correspondían originalmente a facies de oolitos de pequeño tamaño, y a facies micríticas. Se interpretan como depósitos de una amplia área de *lagoon* en la que alternaban condiciones de depósito lacustre y marino de carácter somero. Tiene una potencia de 25 m.

La edad de esta unidad fue atribuida al Dano-Montiene por JEURISSEN (1968), aunque ROBADOR (1990) considera que podría incluir también el Thanetiense inferior.

2.2.1.2. Calizas masivas blancas y calizas arenosas (4). Formación Gallinera p.p. Thanetiense

Esta formación fue definida por VAN DE VELDE (1967) en la pared Gallinera del valle de Ordesa, incluyendo los niveles de calizas de plataforma del llerdiense inferior y que se han cartografiado separadamente.

Esta unidad cartográfica tiene una potencia total de 95 m y destaca netamente en el paisaje por su carácter competente y el color blanco de las calizas de su parte central. Se dispone sobre la anterior con un contacto neto que corresponde a una superficie de discontinuidad reconocida en el Pirineo y la cuenca Vasco-Cantábrica (ROBADOR, 1990; ROBADOR *et al.*, 1990). El mejor punto para reconocer la sucesión es el camino de acceso al fuerte de Santa Elena donde pueden observarse, de base a techo, los tres términos siguientes (ROBADOR *et al.*, 1990):

12 m de calizas grises, ligeramente arenosas que incluyen numerosos bioclastos, entre los que se han reconocido: *Operculina heberti*, *Orbitoclypeus seunesi*, ostreidos y briozoos. Se interpretan como depósitos transgresivos de plataforma externa.

45 m de calizas blancas masivas. Corresponden a facies arrecifales con algas rodofíceas (*Lithothamnium*) y corales. Los últimos 10 m están compuestos por calizas bioclásticas tableadas con una variada fauna bentónica: *Alveolina (Glomalveolina) primaeva*, *A. (G.) primaeva ludwigii*, *Fallotella alavensis*, *Periloculina slovenica*, *Idalina sinjarica*, *Fabularia donatae*, *Broeckinella arabica*, *Cribrobulimina carniolica*, característica de la biozona de *A. (G.) primaeva*.

6 m de calizas muy arenosas, de color gris oscuro. Se superpone con un contacto muy neto sobre el tramo inferior. Su base está bioturbada y el contenido terrígeno disminuye

ligeramente hacia arriba. Son muy fosilíferas, incluyendo *Assilina yvettae* y *Operculina azilensis*, que caracterizan la biozona de *A. (G.) levis* (Thanetiense terminal). Corresponden a facies de plataforma externa depositadas durante una rápida transgresión.

2.2.1.3. Margas, areniscas y calizas con sílex (5). Formación Gallinera p.p. llerdiense inferior

La parte superior de la Formación Gallinera (VAN DE VELDE, 1967) pertenece al llerdiense inferior y es equivalente a los niveles inferiores de la Formación Ager definida por LUTERBACHER (1969) en la Cuenca de Tremp-Graus. A esta unidad se la denomina frecuentemente como Calizas de alveolinas.

La base del llerdiense se sitúa en una intercalación de margas muy fosilíferas, de 2 m de potencia, que forman un tramo blando y que constituye un nivel guía en todas las Sierras Interiores. Son muy abundantes los *Nummulites*, clasificables como *Nummulites aff. minervensis* (det. J. TOSQUELLA) que indican una edad llerdiense inferior.

Sobre estas margas se disponen calizas tableadas muy bioclásticas (*packstones* de Alveolinas) con delgadas intercalaciones de calizas arenosas. Entre el contenido fósil se ha determinado: *Alveolina avellana* y *Alveolina cucumiformis* (ROBADOR *et al.* 1990). Estas calizas evolucionan verticalmente de forma rápida a calizas micríticas oscuras con nódulos de sílex. La potencia total de este tramo es de 30 m.

El techo de la unidad es una superficie neta, sobre la que se disponen margas azules – amarillentas laminadas, que corresponde a una superficie de inundación y profundización de la plataforma carbonática (BARNOLAS y TEIXELL, 1994). Entre esta superficie de inundación y el contacto erosivo que precede a las turbiditas del Grupo Hecho se reconocen una serie de unidades, con diversas litologías, que, desde un punto de vista cartográfico, se han agrupado con la primera unidad reconocida en el Grupo Hecho (turbiditas inferiores).

2.2.2. Unidades en facies turbidíticas o de talud (Grupo Hecho)

El Grupo Hecho representa la sedimentación más profunda de la Cuenca terciaria de Jaca – Pamplona. Está constituido por dos grupos de facies, uno de naturaleza predominantemente terrígena o siliciclástica y otro de naturaleza predominantemente carbonática. El primer grupo de facies está constituido por niveles de areniscas en facies turbidíticas y niveles de margas. Alternan en tramos con predominancia de areniscas y otros con predominancia de margas. El segundo grupo de facies lo constituyen carbonatos resedimentados entre los que tienen una relevancia especial las megacapas que, en algún caso, llegan a superar los 100 m de espesor. Estas megacapas contienen megabrechas en la base, calcarenitas gradadas en la parte intermedia y facies lutíticas (margas) en el techo. Estas megacapas tienen una gran continuidad lateral y representan un elemento estratigráfico de gran valor para la correlación y estudio de los diversos tramos litológicos del Grupo Hecho. El Grupo Hecho fue definido formalmente por MUTTI *et al.* (1972) y ha sido estudiado por numerosos autores.

Los trabajos previos más representativos para las turbiditas terrígenas son los de VAN LUNSEN (1970), MUTTI *et al.* (1972), MUTTI (1977), MUTTI & JOHNS (1979), ESTRADA (1982), RIOS *et al.* (1982), REMACHA (1983), MUTTI (1984), MUTTI *et al.* (1985a y b), etc. Su aportación al conocimiento de las turbiditas del Grupo Hecho se traduce en cinco aspectos fundamentales. Litoestratigrafía; modelo de facies y su interpretación; correlación con las turbiditas del flanco oriental del anticlinal de Boltaña (área de Ainsa), los taludes siliciclásticos (especialmente con

las truncaciones erosivas de L'Atiart, Charo, Formigales) y las facies de plataforma siliciclástica de la cuenca de Tremp-Graus; petrología y procesos diagenéticos; cronoestratigrafía.

VAN LUNSEN (1970) denominó a estas unidades como Fm. Burgasé al Oeste del anticlinal de Boltaña y como Fm. San Vicente al Este de dicho anticlinal. Su trabajo en la zona Oeste del anticlinal de Boltaña se limitó al valle del río Ara, que está incluido en las Hojas geológicas vecinas de Broto (178) y Boltaña (211). Distinguió cuatro miembros en la Fm. Burgasé que denominó, de base a techo, como A1a, A1b, A2a y A2b. Corresponde, por lo tanto, al primer intento de establecer una diferenciación litoestratigráfica entre los materiales del Grupo Hecho; aunque esta diferenciación, no la representó cartográficamente. El límite entre los miembros A1b y A2a se situaría en la "grande couche" de TEN HAAF (1966) que corresponde a la megacapa 4 o de Gerbe - Cotefablo.

MUTTI *et al.* (1972) definen el Grupo Hecho, término que sustituye a los anteriores, informales como "flysch eoceno", o definidos formalmente como las Formaciones (Burgasé y San Vicente) de VAN LUNSEN (1970). La denominación de Grupo Hecho ha sido ampliamente aceptada y usada en los trabajos posteriores. MUTTI *et al.* (1972) definen un modelo paleogeográfico con tres áreas diferenciadas; un área oriental, que denominan "cañon de Boltaña" y que correspondería al área de Ainsa, un área central que denominan "conoide submarino de Broto-Jaca" y que correspondería al área situada entre el anticlinal de Boltaña y el valle del río Aragón, y un área occidental, que denominan "llanura submarina de Ansó", y que corresponde a los afloramientos situados al Oeste del valle del río Aragón.

MUTTI (1977) define una serie de facies para las turbiditas del Grupo Hecho, basadas en los criterios expuestos parcialmente en un trabajo anterior (MUTTI y RICCI LUCCHI, 1974). Corresponderían a: facies de canal, con algunas subfacies asociadas, facies de lóbulo y facies de llanura de cuenca. Las facies de relleno de canal tendrían secuencias grano y estrato decrecientes mientras que las facies de lóbulo se caracterizarían por secuencias grano y estratocrecientes. Las facies distales ("Basin plain") corresponderían a capas de turbiditas delgadas, muy planoparalelas y con un bajo ratio de arena – arcilla. Paleogeográficamente la zona de Ainsa correspondería a un área con facies de canal (abanico interno) mientras que la zona situada al oeste del anticlinal de Boltaña correspondería a facies de lóbulos (abanico externo) y cuenca ("Basin plain").

MUTTI y JOHNS (1979) interpretaron las facies turbidíticas de cuenca ("basin-plain") como originadas por flujos turbidíticos de un gran volumen. Estos, infrecuentes y catastróficos, sobrepasarían las zonas de lóbulo sin depositar sedimentos ("by-pass").

En la Hoja 1:50.000 de Broto (178), RIOS *et al.* (1982) diferencian cuatro grandes tramos. En la base una serie turbidítica basal, más margosa hacia el este, con predominancia de facies turbidíticas calcáreas y que incluirían al "olistolito de Torla". Este tramo se correspondería con el miembro A1a de VAN LUNSEN (1970). El siguiente tramo, que denominan "serie turbidítica tipo Sierra de Bolave – Mondiciero" corresponde aproximadamente al miembro A1b de VAN LUNSEN (1970). El tercer tramo corresponde a turbiditas que, en el sector oriental de la Hoja de Broto tienen características parecidas al miembro inferior y que denominaron como "serie turbidítica tipo barranco de Las Pardinetas" mientras que en el sector occidental presenta facies más homogéneas con características más distales (serie turbidítica tipo barranco de Josa). Este tercer tramo se correspondería en parte al miembro A2a de VAN LUNSEN (1970) incluyendo la megacapa 4 (Gerbe – Cotefablo). Sobre este tramo diferenciaron una cuña

margosa que se adelgaza de este a oeste (Margas de Cajol). Por último, la parte superior de las turbiditas del Grupo Hecho, aflorantes en la Hoja de Broto, las denominaron como "serie turbidítica superior, tipo Bergua".

ESTRADA (1982) en su tesis doctoral establece una estratigrafía del Grupo Hecho para la zona comprendida entre el anticlinal de Boltaña y el valle del río Aragón. Considera cuatro unidades que, de base a techo, denomina como Unidad de Torla, Unidad de Broto, Unidad de La Cortada y Unidad de Fiscal. La Unidad de Torla comprendería la base del Grupo Hecho incluyendo a la Megacapa 3 (Villanúa). La Unidad de Broto se situaría sobre la anterior hasta aproximadamente la megacapa 4 (Gerbe-Cotefablo). La megacapa 5 (Roncal-Fiscal) se situaría en la base de la Unidad de Fiscal. Para ESTRADA (1982) sus unidades serían equivalentes (análogas) a los miembros definidos por VAN LUNSEN (1970) en la Fm. Burgasé (A1a equivalente a la Unidad de Torla; A1b equivalente a la Unidad de Broto; A2a equivalente a la Unidad de La Cortada y A2b equivalente a la Unidad de Fiscal).

REMACHA (1983), en su tesis doctoral realizada entre el anticlinal de Boltaña y el valle del río Aragón Subordán aproximadamente, considera cuatro unidades en el Grupo Hecho que, de base a techo, denomina: Unidad de Torla, Unidad de Broto, Unidad de Cotefablo y Unidad de Fiscal-Jaca. Para REMACHA (1983) el techo de la Unidad de Torla correspondería al techo de la megacapa 3 (Villanúa). Los límites del resto de unidades se corresponden con los de ESTRADA (1982) aunque renombra las dos superiores.

MUTTI (1984) aplica criterios de estratigrafía secuencial correlacionando los sistemas turbidíticos de la Cuenca de Jaca-Pamplona con las facies de plataforma siliciclástica de la Cuenca de Tremp-Graus. Considera cuatro secuencias deposicionales para las facies de plataforma de la Cuenca de Tremp-Graus de las que solo las dos superiores, Montañana y Santa Liestra, se corresponden con facies de canal en la zona de Ainsa. El canal de Fosado correspondería a la secuencia Montañana mientras que el resto de canales (Arro, Banastón, Ainsa, Morillo y Guaso) corresponderían a la secuencia de Santa Liestra. En la base de la secuencia de Santa Liestra estaría situado el cañón de Charo. En el flanco occidental del anticlinal de Boltaña, aunque cita a ESTRADA (1982), solo reconoce dos sistemas de lóbulos que denomina respectivamente, de base a techo, Broto y Jaca-Fiscal. Según el esquema de MUTTI (1984) estos sistemas (Broto y Jaca-Fiscal) pertenecerían a la secuencia superior. Los lóbulos de Broto serían equivalentes a los canales de Arro, Banastón y Ainsa, mientras que los lóbulos de Fiscal-Jaca serían equivalentes a los canales de Morillo y Guaso.

MUTTI *et al.* (1985a y b) modifican sensiblemente el esquema de MUTTI (1984). Hacen corresponder a la Unidad de Torla (ESTRADA, 1982) con el canal de Fosado con una posición estratigráfica incierta, por debajo de la superficie erosiva de L'Atiart (SOLER y GARRIDO, 1970). La Unidad de Broto la correlacionan con el canal de Arro que sitúan sobre la superficie erosiva de Charo. La Unidad de Cotefablo la correlacionan con el canal de Gerbe, no identificado en el trabajo anterior. La Unidad de Fiscal la identifican con el canal de Banastón que sitúan sobre la superficie de erosión de Formigales. Por último, los canales de Ainsa, Morillo y Guaso los sitúan por encima de la Unidad de Fiscal. Definen seis secuencias deposicionales, basadas en un esquema que incluye las plataformas siliciclásticas de la Cuenca de Tremp-Graus, las superficies erosivas desarrolladas en el talud, los canales turbidíticos situados en el área de Ainsa (Este del anticlinal de Boltaña) y las unidades definidas por ESTRADA (1982) y REMACHA (1983), definidas como facies de lóbulo por MUTTI (1977), al Oeste del anticlinal de Boltaña.

MUTTI *et al.* (1988) modifican el esquema anterior (MUTTI *et al.*, 1985a y b). Desde el punto de vista semántico llaman a estas unidades secuenciales como Grupo en lugar de secuencias. Los cambios más significativos son, de base a techo:

- 1) a la anterior Secuencia de Montañana la denominan Grupo Castigaleu;
- 2) relacionan claramente el sistema Torla-Fosado con la superficie erosiva de L'Atiart;
- 3) el nuevo Grupo Castisent incluye a Castisent-1, equivalente a la Secuencia Castisent, y Castisent-2, que equivale a la antigua secuencia de Charo (no representada previamente en facies de plataforma somera). El sistema turbidítico de Torla (lóbulo) estaría en la base de Castisent-1 mientras que el sistema turbidítico de Broto (lóbulos principalmente) estaría en la base de Castisent-2. El sistema turbidítico de Cotefablo (lóbulo) estaría en la base del Grupo Santa Liestra (Secuencia Santa Liestra en MUTTI *et al.*, 1985a yb);
- 4) las antiguas Secuencias de Banastón y Ainsa las incorporan en un Grupo que denominan Campodarbe (término que lleva claramente a confusión con el Grupo Campodarbe de PUIGDEFABREGAS, 1975).

REMACHA *et al.* (1998) modifican y completan el esquema de MUTTI *et al.* (1988) para la parte superior del Grupo Hecho (Grupo Campodarbe), manteniendo el esquema de estos autores para el resto de Grupos (denominados ahora como Allogrupos). Subdividen el Grupo Campodarbe en tres Allogrupos, de base a techo: Banastón, Jaca y Campodarbe. La base del Allogrupo Banastón estaría por debajo de la megacapa 5 e incluiría, además, a las megacapás 6 y 7. La base del Allogrupo de Jaca se situaría algo por debajo de la megacapa 8 e incluiría la parte alta del Grupo Hecho, las margas de Larrés, la arenisca de Sabiñánigo, las margas de Pamplona, el sistema deltaico del Belsúe – Atarés y los sedimentos continentales equivalentes.

A partir del trabajo de MUTTI (1984), la estratigrafía del Grupo Hecho propuesta por los diferentes autores a los que nos hemos referido se ha basado en criterios de estratigrafía secuencial aplicados a todo el Grupo y a sus relaciones geométricas con los depósitos de plataforma somera (Cuenca de Tremp-Graus). Sin embargo, el anticlinal de Boltaña representa un alto estructural que trunca la continuidad de afloramientos del Grupo Hecho entre el área de Ainsa y el resto de la cuenca (Jaca-Pamplona) dificultando su correlación. Al mismo tiempo, en el área de Ainsa no se reconocen como tales a las megacapás de carbonatos resedimentados que apoyarían la correlación entre ambos sectores. Las incertidumbres que todavía existen, y que se traducen en los continuos cambios en las propuestas de correlación, tal y como ha quedado expuesto, se deben en gran medida a la ausencia de una estratigrafía (bio-estratigrafía y magneto-estratigrafía esencialmente) que correlacione ambos sectores. Por este motivo, en la terminología de las unidades cartográficas se han utilizado, dentro de lo posible, términos referidos a topónimos lo más próximos posible a la Hoja intentando evitar los términos referidos a toponimia (y cuerpos sedimentarios) del área de Ainsa. Independientemente de que, en las publicaciones recientes puedan estar más en desuso.

OMS *et al.* (2003) realizan un estudio magnetoestratigráfico de la parte alta de las turbiditas del Grupo Hecho (Allogrupos de Banastón y Jaca de REMACHA *et al.*, 1998).

REMACHA y FERNANDEZ (2003) y REMACHA *et al.* (2005) estudian la transición entre las facies distales de lóbulo (sheet-like lobes) y las facies distales de cuenca (basin plain). En su esquema estratigráfico (REMACHA y FERNANDEZ, 2003) incluyen una modificación

importante sobre esquemas anteriores (ESTRADA, 1982; REMACHA, 1983). Llamen como pre-Torla a las turbiditas situadas por debajo de la Megacapa 3 y como Torla – Broto a los sistemas turbidíticos situados entre las Megacapas 3 y 4.

Además del trabajo clásico de VAN LUNSEN (1970) y sus aportaciones de carácter petrológico sobre las turbiditas del Grupo Hecho conviene destacar los trabajos recientes de VALLONI *et al.* (1984), FONTANA *et al.* (1989), DAS GUPTA y PICKERING (2008), MANSURBEG *et al.* (2009) en esta disciplina. También los de RUPKE (1976b), HEARD y PICKERING (2008) y HEARD *et al.*, (2008) sobre la bioturbación y pistas fósiles.

Los trabajos más representativos para las megacapas de carbonatos resedimentados intercaladas entre las turbiditas siliciclásticas son los de TEN HAAF (1966), TEN HAAF *et al.* (1971), RUPKE (1972), PUIGDEFABREGAS *et al.* (1975), RUPKE (1976a y b), JOHNS *et al.* (1981), LABAUME *et al.* (1983, 1985, 1987), MUTTI *et al.* (1984), SEGURET *et al.* (1984), CAMARA y KLIMOWITZ (1985), TEIXELL (1992), PAYROS *et al.* (1999).

TEN HAAF (1966) describe y representa cartográficamente la megacapa del Cotefablo (Megacapa 4) a la que denomina “grande couche” destacando el carácter resedimentado de la misma (hecho discutido en la época, como lo eran los cabalgamientos, como se manifiesta en la discusión a su ponencia). También describe los olistolitos de Torla como tales (que corresponden a la Megacapa 3) y que, en aquél momento, otros autores le discutieron (ver discusión final de su ponencia). Hay que recordar que en aquel momento era aún reciente la tesis de MANGIN (1960), presentada en 1958, y que interpretaba las megacapas en la parte occidental de Aragón y Navarra como facies de plataforma *in situ*.

TEN HAAF *et al.* (1971) representan cartográficamente varias de las megacapas carbonáticas intercaladas en el Grupo Hecho. Identifican dos tipos de megacapas; una como la del Cotefablo (“grande couche” de TEN HAAF, 1966) se caracterizaría por ser una caliza arenosa, gradada, con una base erosiva, y con abundantes fragmentos de fósiles que culminan con una capa de margas. Se trataría de una megaturbidita con un área fuente distinta de la de las turbiditas siliciclásticas ordinarias. El segundo tipo, que ejemplarizan en la megacapa que denominan “Great Wall” y que equivale a la megacapa 5 o de Roncal, corresponderían a calizas margosas con fósiles bentónicos y algas, todo ello “slumpizado”. Según estos autores correspondería a un olistostroma de roca blanda deslizado en el flysch antes de litificarse que se reconocería sin apenas cambio de aspecto y espesor, lateralmente, en decenas de kilómetros.

Los trabajos de RUPKE (1972, 1976a y b) y PUIGDEFABREGAS *et al.* (1975) representan un avance sustancial en el conocimiento e interpretación de las megacapas. RUPKE (1976a y b) identifica a un mínimo de dos megacapas en el sector oriental de la cuenca y de ocho en el sector central y occidental, hecho que atribuye a TEN HAAF *et al.* (1971). En la descripción e interpretación de RUPKE (1976a y b) se estudian con cierto detalle tres de las megacapas que presentan una continuidad lateral kilométrica (I, II, III en su terminología) y que corresponden a la megacapa 4 o de Cotefablo (I), a la megacapa 5 o de Roncal (III) y a la megacapa 8 o de Embún-Jaca (II) en la terminología de esta memoria. Para este autor existiría siempre un depósito inicial, que correspondería a un “slump” con gran continuidad lateral (“slump sheet”) (RUPKE, 1976a), seguido de una megacapa turbidítica (RUPKE, 1976b). El espesor de los “slump sheets” varía entre la escala centimétrica (inferior a 1 m) de la megacapa de Cotefablo a alcanzar más de un centenar de metros en alguna sección de la megacapa del Roncal (RUPKE, 1976a). La composición de estos “slump sheets” variaría desde material

“slumpizado” similar a las turbiditas infrayacentes (megacapas de Cotefablo y Jaca) a una brecha sinsedimentaria de calizas (megacapa de Roncal) (RUPKE, 1976a). Para establecer la paleopendiente, RUPKE (1976a), se basó en direcciones de “slump” que indicarían una dirección al SO (megacapa de Cotefablo), N y ONO (megacapa de Roncal) y ONO (megacapa de Jaca). En las megacapas turbidíticas (RUPKE, 1976b) estudiadas en las mismas secciones que el “slump sheet” infrayacente, encontró espesores hasta los 41 m como máximo (hasta 25 m de calcarenita gradada y 16 m de margas suprayacentes). Estas calcarenitas estarían formadas por fragmentos bioclásticos (fragmentos de macroforaminíferos bentónicos, algas, briozoos, corales, etc., ocasionalmente intraclastos, granos de cuarzo y presencia de filosilicatos y plagioclasa (difractometría de rayos-X). Estas calcarenitas presentan gradación positiva y, como remarcó RUPKE (1976b) siguiendo una ciclicidad repetitiva de secuencias de Bouma que indicarían una desaceleración del flujo turbidítico siguiendo ciclos sucesivos con pequeños incrementos. La interpretación de RUPKE (1976a y b) para las megacapas implicaría una desestabilización inicial del talud, producida por un terremoto de gran magnitud; estos “slumps” iniciarían corrientes turbidíticas voluminosas. Corrientes turbidíticas tributarias coincidirían en una única megacapa, como indica la ciclicidad en la gradación positiva de las calcarenitas. Por último, apunta a que estos hechos unidos al espesor significativo de las megacapas podrían indicar la existencia de paleorrelieves en la cuenca que hicieran el efecto de estanque.

JOHNS *et al.* (1981) limitan su estudio a la megacapa 5 o de Roncal a lo largo de 58 km, entre las poblaciones de Sinues (Aragón) y Ongoz (Navarra). Encuentran una variación de espesor E-O, no regular, entre 50 y 100 m y estiman una distancia representada de afloramiento, según la dirección N-S de unos 12 km con variaciones de espesor situadas entre un mínimo de 50 m en el norte y de 30 m en el sur. JOHNS *et al.* (1981) interpretan a todo el conjunto de la megacapa del Roncal como depósito de una corriente turbidítica gigante (megaturbidita), desde la brecha de la base hasta las margas del techo. Para estos autores sería el resultado de la desestabilización y colapso de la parte superior de una plataforma carbonática situada en el margen norte de la cuenca.

LABAUME *et al.* (1983) siguiendo los conceptos de JOHNS *et al.* (1981) definen un perfil típico para las megacapas (megaturbiditas carbonatadas en su terminología) con cinco términos (divisiones en JOHNS *et al.*, 1981). De base a techo, T1 (megabrecha carbonatada), T2 (megabrecha con cantos blandos), T3 (microbrecha), T4 (calcarenita), T5 (marga). Los términos inferiores (T1 y T2) corresponderían a la megabrecha (“slump sheets” de RUPKE, 1976a) mientras que los términos T3 y T4 corresponderían a la calcarenita gradada de RUPKE (1976b) y el término T5 a las margas del techo de la megaturbidita (RUPKE, 1976b). Por otra parte LABAUME *et al.* (1983) establecen una clasificación y estratigrafía de las megacapas ya muy completa que ha sido poco modificada con posterioridad. De base a techo reconocen 9 megacapas (megaturbiditas) MT 1 a MT 9. La MT 1 englobaría a brechas en términos T1 y T2 situados por debajo de la MT2 y no representarían un evento único. La el resto de megacapas reconocidas por LABAUME *et al.*, (1983) fueron denominadas: MT 2 (Isaba), MT 3 (Urdainqui – Villanua), MT 4 (Arce – Garde – Cotefablo), MT 5 (Roncal – Fiscal), MT 6 (Fago), MT 7, MT 8 (Embún) y MT 9 (Jaca). MUTTI *et al.* (1984) redundan en la interpretación de los autores anteriores atribuyendo a la sismicidad como mecanismo inductor de este tipo de depósitos que denominan como seismoturbiditas. SEGURET *et al.* (1984) hacen una estimación de volumen máximo del material resedimentado en estas megacapas que sitúan entre 50 y 200 km³. Para

movilizar a este volumen de sedimentos estiman terremotos someros de magnitud 7 a 7,5 (SEGURET *et al.*, 1984). LABAUME *et al.*, (1985) consideran a las megacapas 3, 4 y 5 como de procedencia norte (fig. 7 de estos autores) mientras que la megacapa 6 tendría procedencia sur; no obstante este trabajo tiene aportaciones muy importantes en el conocimiento de la geometría de la cuenca al reconocer, tanto el onlap de las megacapas sobre las facies de plataforma situadas en la base de la serie turbidítica, como los hiatos sedimentarios asociados a este contacto (ver fig., 8, 9, 11 y 12 de estos autores). LABAUME *et al.* (1987) sintetiza las aportaciones de los trabajos precedentes.

CAMARA y KLIMOWITZ (1985) recuperan el término de megacapa y la interpretación de RUPKE (1976a y b) con una parte inferior gravitatoria y una parte superior turbidítica. Al igual que LABAUME *et al.* (1985) exponen el onlap de las megacapas y las turbiditas del Grupo Hecho hacia el sur, sobre las calizas de plataforma (Guara) y margas (Fm. Burgui). Según el esquema de estos autores las margas de Burgui y las megacapas se canalizarían en los surcos generados por los cabalgamientos y paralelos a ellos.

TEIXELL (1992) modifica ligeramente el esquema de megacapas propuesto por LABAUME *et al.* (1983). Por una parte no considera como megacapa la MT 1 de LABAUME *et al.*, (1983), congruente con la propia descripción de estos autores, e incluye a una pequeña megacapa (10 m aprox. de espesor), reconocida en la vertiente oriental del valle de Aragués, como megacapa 1 (Circo de Aisa) para mantener la numeración de LABAUME *et al.*, (1983). Por otra parte hace equivalentes las megacapas 8 y 9 a las que denomina como megacapa 8 (Embún – Jaca).

PAYROS *et al.* (1999) reconocen 7 megacapas en la parte más occidental de la cuenca de Jaca – Pamplona como SPECM (siglas en inglés de “capas de megabrechas del Eoceno sur pirenaico”), desde la a, la inferior, a la g, la superior. La SPECM-a (Uritz) equivaldría a la megacapa 3 (Villanúa), la SPECM-b (Espotz) a la megacapa 4 (Gerbe – Cotefablo) y la SPECM-f (Zalba) a la megacapa 5 (Roncal). Según PAYROS *et al.* (1999) la estructura interna de estas megabrechas incluiría un debrita inferior (el “slump sheet” de RUPKE, 1976a) con dos términos 1a y 1b equivalentes a las divisiones I y II de JOHNS *et al.* (1981) y de LABAUME *et al.* (1983), y una turbidita (la megacapa de RUPKE 1976b) con dos términos, uno inferior 2a (rudstone – grainstone) que equivale a la calcarenita de RUPKE (1976b) y engloba a las divisiones III y IV de JOHNS *et al.* (1981) y de LABAUME *et al.* (1983), y un término superior 2b (marlstone) que equivale al definido con el mismo nombre por RUPKE (1976b) y a la división V de JOHNS *et al.* (1981) y de LABAUME *et al.* (1983).

Tanto CAMARA y KLIMOWITZ (1985) como PAYROS *et al.* (1999) han expuesto que las megacapas se encuentran en cuatro intervalos sucesivos (grupos de megacapas para CAMARA y KLIMOWITZ, 1985, clusters de megacapas para PAYROS *et al.*, 1999). Para CAMARA y KLIMOWITZ (1985) esta disposición se produciría en relación con los frentes de cabalgamiento activos y la procedencia del material carbonático resedimentado sería septentrional, por el desmantelamiento de las plataformas en el bloque cabalgante, de acuerdo con los conceptos de procedencia expuestos por JOHNS *et al.* (1981), LABAUME *et al.* (1983, 1985, 1987), MUTTI *et al.* (1984), SEGURET *et al.* (1984), ROSELL y WIECZOREK (1989). Para PAYROS *et al.* (1999) estos clusters con sedimentación de megacapas coincidirían con períodos con sedimentación siliciclástica dominante y estarían separados entre sí por períodos libres de megacapas y con sedimentación dominante de facies de grano fino ricas en carbonatos.

PAYROS *et al.* (1999) acotan cronológicamente estos intervalos mediante una biozonación con foraminíferos planctónicos. Junto con los datos de nannoplancton de LABAUME *et al.* (1985) y los de magnetoestratigrafía de OMS *et al.* (2003) permiten disponer de un buen control cronoestratigráfico del Grupo Hecho.

PUIGDEFABREGAS y SOUQUET (1986), BARNOLAS *et al.* (1992), BARNOLAS y TEIXELL (1992, 1994) y PAYROS *et al.* (1999) abogan por la procedencia meridional de las megacapas. Según el modelo propuesto por BARNOLAS y TEIXELL (1992, 1994) las megacapas tendrían su origen en el colapso de los márgenes de la plataforma carbonática situada en el margen de antepaís (sur) de la cuenca surpirenaica eocena. El hundimiento de la plataforma carbonática y el colapso de su margen estarían en relación con la subsidencia producida por el engrosamiento orogénico en las fases de actividad tectónica. Por el contrario, en las fases de quiescencia tectónica favorecerían la agradación de las plataformas (rampas carbonáticas) con el desarrollo de taludes deposicionales. El avance de la deformación hacia el antepaís y la sucesión escalonada de la deformación sería la responsable de la geometría retrogradacional escalonada de las plataformas carbonáticas eocenas en el antepaís. PAYROS *et al.* (1999) consideran que en las fases de mayor actividad tectónica el colapso del margen iría acompañado del levantamiento tectónico del antepaís, con la consiguiente caída relativa del nivel del mar y emersión de la plataforma. Un ejemplo de margen de plataforma carbonática colapsado lo tenemos en la terminación septentrional de la Fm. Boltaña en el flanco occidental del anticlinal de Boltaña (Hoja de Broto, 178) (VAN LUNSEN, 1970; RIOS *et al.*, 1982; BARNOLAS *et al.*, 1991). Un ejemplo de margen de plataforma deposicional lo tenemos en el margen de la plataforma de Guara, al sur del anticlinal de Boltaña (Sarsa de Surtra) (BARNOLAS *et al.*, 1992).

En el subsuelo de la Hoja de Sabiñánigo varios de los sondeos de investigación de hidrocarburos han atravesado megacapas de carbonatos resedimentados en el Grupo Hecho. DIAZ MERINO *et al.* (2005) sintetizan la geología del campo del Serrablo que fue productivo en gas y sirve actualmente de almacenamiento subterráneo (ver apartado 6.1). Se reconocen cuatro megacapas que, de base a techo, se denominan, en la literatura petrolera, como Jaca, Supra-Jaca, Aurín y Gállego. La equivalencia con las megacapas aflorantes no ha sido realizada en ninguno de los trabajos o informes que han podido ser consultados. Con los datos de superficie y por su posición estructural hemos propuesto la equivalencia (ver cortes) Jaca \equiv MC-4, Aurín \equiv MC-5 y Gállego \equiv MC-8.

2.2.2.1. *Margas, areniscas, debris de carbonatos y areniscas en facies turbidíticas (6). Turbiditas inferiores). Ilerdiense medio – Luteciense inferior*

Esta unidad cartográfica agrupa a una serie de unidades litoestratigráficas situadas entre el techo de las calizas de plataforma del Ilerdiense Inferior (Fm. Gallinera) y la megacapa 3 (Megacapa de Villanúa). Esta unidad cartográfica se correspondería, en parte, con el miembro basal (A1a) de la Fm. Burgasé de VAN LUNSEN (1970) definida algo más al Este, en el sector próximo al Parque Nacional de Ordesa, y con la Unidad de Torla en el sentido en que fue definida por ESTRADA (1982).

El tránsito entre la unidad cartográfica anterior (parte superior de la Fm. Gallinera) y esta unidad cartográfica está bien expuesto en la cabecera del barranco de San Bartolomé, en el límite oriental de la Hoja y en la vecina Hoja de Broto (178). El techo de la Fm. Gallinera está formado por calizas con silix, ligeramente slumpizadas, lo que se traduce en un contacto neto pero algo irregular. Entre este contacto y las primeras turbiditas siliciclásticas con las

facies características del Grupo Hecho se pueden distinguir, a grandes rasgos, dos tramos litológicos con características diferenciadas.

La base del tramo inferior es visible en la cabecera del barranco de Infierno (pista de San Bartolomé). Consiste en margas grises, algo amarillentas, muy laminadas, que alternan con tres intercalaciones de areniscas de grano fino, marrones, cada una de ellas con unos 3 a 5 m de espesor. Estas intercalaciones arenosas están formadas por capas de 2 a 5 cm de espesor que alternan con lutitas laminadas. Las capas de areniscas tienen laminación interna y gradación (tempestitas). El espesor de estas facies es de unos 40-50 m y la primera intercalación de areniscas se encuentra a unos 15 m de la base. Por analogía de facies y posición estratigráfica podrían corresponder a la Fm. Millaris (VAN LUNSEN, 1970) de edad llerdiense medio. Sobre estas facies, algo más al este (barranco de Artica-Gayola), se observan cuatro secuencias de margas gris oscuras y margocalizas tableadas con alguna intercalación más arenosa y un espesor total superior a los 40 m. Estas facies, que no han podido ser estudiadas con suficiente detalle, podrían ser equivalentes, aunque con reservas, a la Fm. Metils (VAN LUNSEN, 1970) de la parte superior del llerdiense medio. En el valle de Tena este tramo se halla cubierto por los aluviones cuaternarios.

El segundo tramo está formado por facies esencialmente resedimentadas. La base de este segundo tramo ha podido ser estudiada en el barranco de Artica-Gayola y se sitúa directamente sobre las facies anteriormente descritas. Se caracteriza por la presencia de alternancias de horizontes con capas turbidíticas de color marrón de unos 5 a 30 cm de espesor y capas arenosas masivas con cantos redondeados dispersos ("debris flows"). Estos "debris flows" pueden superar los 5 m de espesor y los cantos son de areniscas, limolitas y algunos de caliza con macroforaminíferos de pequeño tamaño. En el barranco del Infierno se observan alternancias de turbiditas de color marrón con capas de brechas de calizas y bioclastos en la parte alta de este tramo. En el corte del valle de Tena, junto a la fuente de Santa Elena, surgencia de la Traconera, se observan varios "debris flows" de 2 a 4 m de espesor con cantos de calizas de plataforma que alternan con margas y areniscas finas laminadas que corresponderían a este tramo. En la base parecen dominar las procedentes de la destrucción de la plataforma siliciclástica mientras que las procedentes de la destrucción de la plataforma carbonatada parecen ser más abundantes en la parte media y alta de este tramo. Estas incluyen nummulites y assilinas que alcanzan, por lo menos al Cuisiense inferior. El espesor de este segundo tramo en el barranco del Infierno es de unos 50 a 60 m.

Sobre estas facies se sitúan las primeras turbiditas con el aspecto característico del Grupo Hecho, en posición estratigráfica por debajo de la megacapa 3 y que se incluyen en esta unidad cartográfica. Se trata de capas de areniscas muy gruesas que en la base tienen hasta 1,5 m de espesor. Son capas de turbiditas arenosas con bases erosivas, granoclasificación positiva y techos planos a ondulados. Algunas de las capas tienen cantos de diversas litologías en la base de hasta los 10 cm de diámetro máximo, probablemente incorporados por la erosión de "debris flows" intercalados entre las turbiditas. En general los interbanco lutíticos entre las capas de areniscas son muy delgados. El espesor total de este tramo de turbiditas arenosas supera los 20 m y su secuencia es claramente positiva tanto por la disminución general en el espesor de las capas hacia techo como por el del tamaño de grano. Se trataría de facies turbidíticas de relleno de canal. En el corte del río Gállego estas turbiditas son algo más potentes; se reconoce un tramo inferior, de unos 40 m de espesor, formado por alternancia de bandas de unos 20 a 50 cm de espesor, formadas por lutitas y areniscas centimétricas

a decimétricas que alternan con turbiditas arenosas en capas de 15 a 40 cm de grosor. Sobre este tramo se encuentra un tramo de unos 15 m formado por turbiditas arenosas en una secuencia estratocreciente. Por los trabajos de ESTRADA (1982) y REMACHA (1983), en la Hoja estas turbiditas corresponderían a la Unidad de Torla. Sin embargo, REMACHA y FERNÁNDEZ (2003) en su esquema regional sitúan a los sistemas turbidíticos de Torla y Broto entre las Megacapas 3 y 4. En Torla, las facies turbidíticas que se observan a la salida de pueblo, en dirección a Broto se sitúan por encima de la Megacapa 3 y es probable que sean éstas las turbiditas a las que, en los trabajos clásicos, se refieren como "lóbulo de Torla" (MUTTI *et al.*, 1988).

Para VAN LUNSEN (1970) la edad de esta unidad cartográfica sería Cuisiense y para REMACHA (1983) el techo puede ser ya Luteciense inferior. LABAUME *et al.* (1985), dataron los tramos turbidíticos situados en una posición stratigráfica equivalente, en el valle del Roncal (Navarra), por medio de nannoplancton calcáreo. Estos autores reconocen, en la base de los sedimentos turbidíticos, las biozonas NP12 (*Tribrachiatius Orthostylus*), NP13 (*Discoaster lodoensis*) y NP14 (*Discoaster sublodoensis*). Para CAVELIER y POMEROL (1986), estas biozonas representan desde el Ypresiense medio hasta el Luteciense inferior.

2.2.2.2. Brechas calcáreas y calcarenitas (7). Megacapa 3 o de Villanúa. Luteciense inferior

Aflora exclusivamente en el norte de la Hoja. En la parte occidental forma el relieve conocido como Peñas de Aso. En esta zona la megacapa es muy potente con grandes bloques de calizas de plataforma de la Fm. Gallinera entre los que se reconocen las calizas con sílex, calizas de alveolinas y otros claramente thanetienses (calizas de algas). Algún bloque incluye el tránsito Thanetiense-Ilerdiense sin margas intercaladas en este tránsito. Se encuentran también grandes bloques cuisienes (Fm. Boltaña), alguno de ellos perteneciente a la parte alta de la Formación. Gran parte de los clastos de menor tamaño proceden también de la Fm. Boltaña. En el techo de esta megacapa se reconocen los téminos de la megaturbidita: en la base una calcarenita con gradación positiva a la que sigue un tramo lutítico.

Hacia el Este de las Peñas de Aso la observación de su continuidad cartográfica se ve dificultada por la inexistencia de los grandes bloques pero puede seguirse a lo largo de toda la Hoja. Al este de la Hoja se puede reconocer su continuidad hasta el valle del río Ara (Hoja de Broto), donde reaparecen los grandes bloques de plataforma (olistolito de Torla de TEN HAAF, 1966). Hacia el Oeste de la Hoja de Sabiñánigo está muy bien representada con afloramientos espectaculares en el valle del Aragón (Villanúa) y en el valle de Roncal (Urzainki).

Dentro de la Hoja, hacia el este de las Peñas de Aso, esta megacapa puede reconocerse en el corte del río Gállego. Aquí aparece como una brecha de cantos de calizas, en su mayoría cuisienes, con cantos de tamaño comprendido entre los 2 m y unos pocos centímetros. El espesor total del tramo de brechas supera los 40 m. Sobre estas brechas se encuentra una calacarenita gradada, visible en el corte de la carretera, que está erosionada a techo por las facies de canal turbidítico de la unidad siguiente.

Hacia el este del río Gállego puede reconocerse en el tramo final de la pista de San Bartolomé (barranco del Infierno) aunque, en este caso de forma incompleta. Se reconoce una brecha, muy potente, con bastante matriz y cantos entre 1 m y unos 5 cm. Los cantos son principalmente de caliza entre los que se pueden reconocer calizas con macroforaminíferos de la parte superior de la Fm. Boltaña.

La edad de emplazamiento de la megacapa 3 sería posterior o en relación con la inundación de la plataforma de Boltaña. Las brechas contienen cantos desde el Paleoceno hasta las calizas del techo de la Fm. Boltaña (Cuisiense medio) por lo que le atribuimos una edad próxima a límite Cuisiense - Luteciense. Para LABAUME *et al.* (1985) la megacapa 3 estaría dentro de la biozona de nannoplancton NP14 (Cuisiense superior). Para PAYROS *et al.* (1999) se situaría cerca del límite entre las biozonas *Morozovella aragonensis* y *Morozovella caucásica* (Cuisiense medio).

2.2.2.3. Lutitas y areniscas en facies turbidíticas (8). Unidades de Torla y Broto. Luteciense inferior

Esta unidad cartográfica se corresponde aproximadamente con la Unidad A1b de VAN LUNSEN (1970) y con la Unidad de Broto definida por ESTRADA (1982), estudiada con detalle por REMACHA (1983). Los límites que han sido considerados para la unidad cartográfica difieren ligeramente de los de la Unidad de Broto, en el sentido de ESTRADA (1982) y REMACHA (1983), puesto que se han situado entre el techo de la megacapa 3 (Villanúa) y la base de la megacapa 4 (Gerbe – Cotefablo).

REMACHA (1983) describe dos tipos fundamentales de asociación de facies. Una formada por areniscas en capas de turbiditas gruesas. La otra formada por alternancias de orden decimétrico de facies pelíticas con capas turbidíticas finas. En la parte oriental de la Hoja (área de Broto – Cotefablo) según REMACHA (1983) se reconocerían tres tramos con facies pelítico arenosas y tres tramos de facies con predominio de areniscas. Aunque el tramo basal sería pelítico arenoso, los tramos de areniscas indicarían una secuencia positiva que se continuaría con el tramo pelítico arenoso sucesivo. Hacia la parte occidental (área de Biescas – Aragués del Puerto) habría una tendencia a la homogeneización de facies con la progresiva disminución de espesor de los tramos pelítico arenosos (REMACHA, 1983).

La interpretación inicial de MUTTI (1977) para estas facies era la de lóbulos turbidíticos arenosos muy alargados que se depositarían por delante de los canales arenosos del área de Aínsa, al este del anticlinal de Boltaña. Las secuencias sedimentarias de las facies de lóbulos serían negativas por progradación de las facies arenosas de lóbulo sobre las facies pelítico arenosas más distales. REMACHA (1983) pone de manifiesto el carácter positivo de las secuencias turbidíticas de esta unidad. La base de cada secuencia sería neta y el tránsito entre las facies arenosas a las facies pelítico arenosas gradual (REMACHA, 1983). Estas secuencias REMACHA (1983) las interpreta como *Sand Tongues* según concepto introducido por JOHNS y MUTTI (1981). El carácter positivo de las secuencias sería el resultado de la migración progresiva del surco sedimentario hacia el sur por efecto de la tectónica.

Aunque en general hay una buena exposición de estas unidades, la cobertera vegetal unida a la dirección de afloramientos, en gran parte coincidente con la del surco sedimentario, no permiten reflejar suficientemente la importancia de posibles superficies erosivas internas. Como indica REMACHA (1983) la base de las secuencias positivas es neta y, el mismo autor, muestra la desaparición lateral de algunos tramos de serie en la correlación de columnas estratigráficas. Como hemos indicado en el apartado anterior, la primera secuencia turbidítica de esta unidad cartográfica erosiona parcialmente a la megacapa 3 en el corte del Gállego. No sería descartable considerar un modelo de canales turbidíticos, progresivamente más laxos hacia el oeste, como prolongación de los que se observan y están bien estudiados en el área de Aínsa.

Para LABAUME *et al.* (1985) la edad de esta unidad cartográfica sería Cuisiense superior a Luteciense inferior (NP14 en la base y NP15 en la parte superior según biozonas de nannoplanckton calcáreo). Para PAYROS *et al.* (1999), con muestras en la parte oriental de la cuenca (Navarra) sería íntegramente del Ypresiense superior (biozonas de foraminíferos planctónicos de *M. caucasica* y *S. frontosa*).

2.2.2.4. Brechas calcáreas y calcarenitas (9). Megacapa 4 o de Gerbe-Cotefablo. Luteciense inferior

Esta megacapa constituye un nivel guía excepcional en las turbiditas del Grupo Hecho, dentro de la Hoja de Sabiñánigo. Puede observarse con facilidad a lo largo de la carretera de Biescas a Broto, en las inmediaciones del puerto de Cotefablo, de donde toma su nombre. Fue descrita inicialmente por TEN HAAF (1966) que la denominó la "grande couche" y posteriormente ha sido tratada en TEN HAAF *et al.* (1971), RUPKE (1976a y b), LABAUME *et al.* (1983, 1987).

En los afloramientos de la Hoja de Sabiñánigo esta megacapa tiene un espesor relativamente discreto. En la base de la megacapa hay un tramo de unos 15 cm de facies "slumpizadas", margosas con cantos, que se dispone directamente sobre turbiditas siliciclásticas en facies finas. El material "slumpizado" es, fundamentalmente, de las propias turbiditas siliciclásticas (RUPKE, 1976a). Sobre este tramo se encuentra una calcarenita gradada cuyo espesor se sitúa en torno a los 4,5 m. El contacto basal de la calcarenita es neto y ligeramente erosivo. La calcarenita es algo grosera en la base pero pasa rápidamente a ser una calcarenita de grano relativamente fino en una secuencia general granodecreciente. Se caracteriza internamente por formar ciclos repetitivos, de unos 10 a 15 cm de espesor, de carácter granodecreciente. Esta estructura interna, ya observada y descrita por RUPKE (1976b), parece indicar una disminución cíclica del flujo turbidítico. Sobre esta calcarenita se encuentra un tramo lutítico, de unos 5 m de espesor, que representa la sedimentación de la fracción limo arcilloso removilizada durante el episodio de resedimentación.

Hacia el oeste se la reconoce en las Hojas de Jaca (176) y Ansó (144) aún con dimensiones modestas pero con un tramo basal de brechas algo más desarrollado (2 a 8 m) (TEIXELL *et al.*, 1994). Más hacia el oeste, en Navarra, en el valle del río Erro llega a alcanzar los 190 m de espesor estando formada, en este caso, exclusivamente de brechas (PAYROS *et al.*, 1999).

La edad de esta megacapa según LABAUME *et al.* (1985) sería Luteciense (biozona NP 15 de nannoplanckton calcáreo). Para PAYROS *et al.* (1999) sería Ypresiense superior (biozona de *S. frontosa* de foraminíferos planctónicos).

2.2.2.5. Lutitas y areniscas en facies turbidíticas (10). Unidad de Cotefablo. Luteciense inferior-medio

La unidad cartográfica que se describe en este apartado equivale aproximadamente a la unidad de La Cortada, definida por ESTRADA (1982) en el flanco occidental del anticlinal de Boltaña, y renombrada por REMACHA (1983) como unidad de Cotefablo. El límite inferior y superior de la unidad cartográfica se han situado en sendas megacapas de carbonatos resedimentados, la megacapa 4 o de Gerbe – Cotefablo en la base y la megacapa 5 o de Roncal en el techo. Estos límites no coinciden exactamente con los límites definidos por ESTRADA (1982) y REMACHA (1983) para las unidades equivalentes de La Cortada y Cotefablo.

Para ESTRADA (1982) la base de la Unidad de La Cortada se situaría, en el corte tipo de La Cortada (flanco occidental del anticlinal de Boltaña), en un importante *debris flow* que a su vez es discordante sobre las calizas de plataforma. ESTRADA (1982) admite no obstante y a nivel regional, a la megacapa de Gerbe-Cotefablo como límite entre las Unidades de Broto y de La Cortada. Este límite coincide con el límite propuesto por VAN LUNSEN (1970) entre los miembros A1 y A2 de la Formación Burgasé y con el límite cartográfico adoptado en la Hoja. El límite superior de la Unidad se situaría (ESTRADA, 1982) en un tramo pelítico margoso que se encuentra estratigráficamente por debajo de la megacapa 5 o de Roncal. La potencia total de la Unidad, según ESTRADA (1982) sería de unos 800 m.

Para REMACHA (1983) la base de la Unidad sería transicional con la Unidad de Broto con el paso desde facies más proximales, características de la Unidad de Broto, a facies más distales, características de la Unidad de Cotefablo. La megacapa 4 o de Gerbe – Cotefablo se encontraría intercalada en los tramos inferiores de la Unidad de Cotefablo. El límite superior de la Unidad es coincidente con el definido por ESTRADA (1982).

Las facies que presenta esta unidad varían, como es lógico, a lo largo de la Cuenca de Jaca – Pamplona. Han sido estudiadas por MUTTI (1977), MUTTI y JOHNS (1979), REMACHA y ESTRADA (1980), ESTRADA (1982) y REMACHA (1983).

En el sector de la Hoja de Sabiñánigo (REMACHA, 1983) se caracterizan por presentar una alternancia de capas plano-paralelas de areniscas y capas lutíticas, aproximadamente en la misma proporción, y con espesores máximos de las capas de 60 cm. Normalmente éstas son más delgadas, centimétricas a decimétricas, con un número aproximado de 15 capas por metro de promedio, y forman ciclos estratocrecientes del mismo orden.

Hacia el Este, ya fuera de la Hoja, en las proximidades del anticlinal de Boltaña (ESTRADA, 1982), presenta frecuentes intercalaciones de “debris flows” cuyos elementos groseros son esencialmente cantos y bloques de carbonatos y bioclastos procedentes de la plataforma carbonática somera. Las litofacies en las turbiditas siliciclásticas son similares a las descritas para el sector de la Hoja de Sabiñánigo, pero con mayor proporción y espesor en las capas de areniscas, y con un mayor tamaño de grano en promedio. En este sector, ESTRADA (1982) distingue tres subunidades separadas entre sí por “debris flows” carbonáticos. Se observa un sucesivo incremento en el grosor promedio de las capas de areniscas en cada una de las subunidades. El techo de la unidad viene caracterizado por una cuña de material turbidítico pero con un gran predominio de las facies lutíticas (Margas de Cajol, de RIOS *et al.*, 1982) que se adelgazan rápidamente hacia el Oeste.

Hacia el Oeste del río Aragón las facies de esta unidad evolucionan lateralmente a facies más finas, con predominancia de las facies pelíticas, con menor espesor y tamaño de grano de las areniscas y por difuminarse progresivamente la ciclicidad.

Las facies de esta unidad cartográfica se interpretaron como facies de franja de abanico (MUTTI, 1977; MUTTI y JOHNS, 1979; REMACHA y ESTRADA, 1980; ESTRADA, 1982; REMACHA, 1983) que evolucionarían hacia el Oeste, ya fuera de la Hoja de Sabiñánigo, a facies de llanura submarina (REMACHA, 1983).

Según LABAUME *et al.* (1985) esta unidad sería Luteciense (NP 15 según biozonas de nannoplankton calcáreo). Para PAYROS *et al.* (1999) sería Luteciense inferior a base de Luteciense medio (biozonas de *T. praetopilensis* y de *Gth. subconglobata* de foraminíferos planctónicos).

2.2.2.6. Brechas calcáreas y calcarenitas (11). Megacapa 5 o de Roncal. Luteciense medio

Aflora ampliamente al este del Gállego, al sur de Otal, en la zona conocida como Sobrepuerto, así como también en el límite occidental de la Hoja (al norte de Baraguas y de Ipás).

Las características de esta megacapa en afloramiento son muy parecidas a las que presenta la megacapa 4. En los afloramientos situados al este del río Gállego, alrededor del alto del Sobrepuerto, la brecha basal es inexistente o muy reducida. En el sector más occidental de esta zona de afloramiento, en una pista hacia el pueblo abandonado de Ainielle desde Olibán, se observa una megacapa, sin brecha basal, con unos 7 m de calcarenita gradada y unos 8 m de lutitas a techo. En la calcarenita se reconocen dos tramos, uno inferior, de unos 3,5 m de espesor, formado por una calcarenita gradada que presenta ciclos que a techo tienen "ripples" de gran longitud de onda. La parte superior de la calcarenita, también con 3,5 m de espesor, aparece como una limolita calcárea, de aspecto algo noduloso. Aparentemente son ciclos parecidos a los de la parte inferior de la calcarenita, cada vez con granulometrías más finas, pero afectados ligeramente por deformación hidroplástica ("slump").

En la carretera de Olibán a Lárrede se corta esta megacapa en flanco inverso. Sobre turbiditas siliciclásticas en capas de 5 a 10 cm de espesor, esporádicamente hasta 40 cm, se dispone directamente una calcarenita gradada de unos 6,5 m de espesor. En este punto tampoco se observa brecha basal. Sobre la calcarenita hay un mínimo de 5 m de lutitas de aspecto masivo (no se observa el techo por estar cubierto). La calcarenita, algo grosera en la base sin llegar a brecha, está formada por dos tramos; el inferior, de unos 4 m de espesor, se caracteriza por ciclos muy laminados de 5 a 15 cm de grosor. El superior, de 2,5 m, está formado por una brecha intraformacional de calcarenitas idénticas al tramo inferior (deformación hidroplástica, "slump").

En los afloramientos más occidentales de la Hoja de Sabiñánigo esta megacapa se puede observar en la pista que, desde el pueblo de Baraguas se dirige al sondeo Jaca-8. En este sector la megacapa aflora en flanco inverso en dos láminas estructurales sucesivas. En la lámina inferior se observa el tramo basal que está formado por margocalizas nodulosas "slumpizadas", muy margosas, con algún canto de areniscas (turbiditas). La calcarenita tiene unos 3 m de espesor con una parte inferior más grosera, de 1 m aproximadamente, que contiene miliólidos, fragmentos de alveolina, *Fabularia*, etc. Se trata de facies someras de la Fm. Guara resedimentadas. Sobre este tramo gradado se disponen ciclos decimétricos de bases de aspecto masivo y techos laminados formando "ripples" de gran longitud de onda. La lutita de techo está parcialmente cubierta (solo se observa 1 m). En la lámina superior, también invertida, con facies y características similares, el tramo lutítico tiene 4 m. En la pista de Ipás hacia la Garcipollera se corta esta megacapa después de la megacapa 8. En este caso, sobre turbiditas siliciclásticas en facies distales (capas de 2 a 10 cm de espesor), se disponen unos 2,5 m de margocalizas "slumpizadas". Sobre este tramo se dispone directamente la calcarenita gradada. Esta tiene la base neta, con un tramo inferior de 1,2 m de facies algo groseras con las mismas características que han sido descritas en la pista de Baraguas. Sobre este tramo se encuentra un tramo superior, de unos 4,9 m de espesor, formado por ciclos de características idénticas a las descritas en los cortes de la pista de Baraguas. En este corte las lutitas de techo de la megacapa tienen un espesor de 5,4 m.

Hacia el oeste, en los valles del Aragón y de Lubierre mantiene las mismas características descritas, sin los términos basales de brechas (TEIXELL, 1992). Más hacia el oeste, en el valle

del río Aragón Subordán (valle de Hecho) esta megacapa presenta ya todos los términos característicos y un espesor considerable, unos 85 m de los cuales los 60 basales corresponden a brechas. En el valle de Anso, su espesor alcanza ya los 120 m (LABAUME *et al.*, 1985). En el valle de Roncal el espesor se mantiene en términos parecidos disminuyendo muy ligeramente hacia el oeste donde mantiene espesores superiores a los 90 m (valle del río Erro, PAYROS *et al.*, 1999: Megabrecha de Zalba, SPECM-f, en la terminología de estos autores).

La edad de este megacapa, según LABAUME *et al.* (1985) sería Luteciense (NP 15 en las biozonas de nanoplankton calcáreo). Según PAYROS *et al.* (1999) su edad sería Luteciense medio (biozona de *Gth. subconglobata* de foraminíferos planctónicos). Para OMS *et al.* (2003) se situaría en la parte alta del chron C20r que correspondería al Luteciense medio.

2.2.2.7. *Lutitas y areniscas en facies turbidíticas (12). Unidad de Fiscal inferior o Lacort. Luteciense medio*

Esta unidad cartográfica corresponde a las facies turbidíticas siliciclásticas que se encuentran entre la megacapa de Roncal (MC-5) y la megacapa de Jaca (MC-8), con la excepción de las facies turbidíticas en capas gruesas, situadas inmediatamente por debajo de la megacapa de Jaca (MC-8), y que se han separado cartográficamente (unidad 13). En cuanto a equivalencias con las unidades que han sido descritas previamente se correspondería aproximadamente con la subunidad de Lacort, de la parte inferior de la unidad de Fiscal, definida por ESTRADA (1982) en el valle del río Ara. Correspondería también a las subunidades A, B y C, de la unidad de Jaca, definidas por ESTRADA (1982) en el valle del río Aragón, entre Castiello de Jaca y Jaca. Se corresponde aproximadamente con la unidad de Banastón (REMACHA *et al.*, 1998; REMACHA y FERNANDEZ, 2003; REMACHA *et al.*, 2005) excluyendo a la secuencia inferior de estos autores (Banastón-1).

REMACHA *et al.* (1998) identifican, en esta unidad cartográfica, tres sistemas de cuñas turbidíticas, que denominan respectivamente y de base a techo, Babastón-2, 3 y 4, separados por facies margosas de talud. Hacia el este, en las proximidades del anticlinal de Boltaña, identifican cuñas de depósitos carbonáticos a techo de cada secuencia.

Litológicamente está constituida por grandes paquetes de arenisca separados por otros de carácter margoso. Estos últimos, están formados por una alternancia de margas y arenisca de grano muy fino. Los paquetes de areniscas se caracterizan por presentar secuencias de orden métrico grano y estratocreciente, que se hacen mas evidentes y potentes hacia techo. Algunas de estas secuencias, incluyen en su parte superior niveles de areniscas cuya base es fuertemente erosiva, y algunos "debris-flows", que se encajan en las secuencias inferiores. De base a techo, en cada secuencia métrica, las estructuras que aparecen corresponden a las siguientes secuencias de Bouma: Tc-d, Tb-c, y Ta-b, Ta. Se interpretan como facies de lóbulos turbidítico. Lateralmente, y hacia el oeste cambia a facies mas finas.

Hacia el Oeste pasan gradualmente a una alternancia, bastante regular de areniscas y margas. Los niveles de areniscas, se caracterizan por un grano fino y un espesor bastante uniforme (entre 5 y 10 cm) y secuencias de Bouma Tc-d, Tb-d. Intercalados existen estratos de areniscas mas gruesa, areniscas de grano medio a muy grueso, con espesores mayores de 20-25 cm y secuencias de Bouma truncadas a techo (Ta, Ta-b, y Ta-c). Estos niveles se disponen intercalados con los anteriores, con cierta regularidad (aparecen cada 3 o 4 m). Los niveles de margas que afloran entre las areniscas están habitualmente muy bioturbados; sin embargo,

existen localmente, afloramientos margosos con una estructura caótica y con abundante fauna de plataforma. La relación arena lutita, nunca sobrepasa la unidad. Estas facies se interpretan como sedimentos de franja de lóbulo.

Según LABAUME *et al.* (1985) esta unidad sería Luteciense (NP 15 en las biozonas de nanoplancton calcáreo). Para PAYROS *et al.* (1999) sería Luteciense medio (biozona de *Gth. subconglobata* de foraminíferos planctónicos). Para OMS *et al.* (2003) incluiría desde la parte más alta del chron C20r, el CC20n y el inicio del chron C19r (Luteciense medio a superior).

2.2.2.8. Areniscas en capas gruesas y lutitas (13). Facies turbidíticas. Luteciense medio-superior

En la parte superior de la unidad anterior y por debajo estratigráficamente de la megacapa 8 de Embún-Jaca, se identifican facies turbidíticas más groseras que hemos separado cartográficamente en continuidad con la Hoja colindante de Jaca.

Está constituida por areniscas y margas formando capas gruesas (espesor medio de 25 cm en las areniscas, ESTRADA, 1982). Las facies finas, en capas delgadas de areniscas y margas están presentes en mucha menor proporción. El espesor total de la unidad es de unos 40 m. Las paleocorrientes observadas en esta unidad son al OSO (ESTRADA; 1982). ESTRADA (1982) denominó Unidad de Jaca a las turbiditas situadas sobre la megacapa 5 (de Roncal) hasta la base de las margas de Pamplona, por encima de la megacapa 8 (de Embún – Jaca). En el esquema estratigráfico de ESTRADA (1982) esta unidad cartográfica se correspondería con la subunidad C de la Unidad de Jaca. Para REMACHA *et al.* (1987) esta unidad cartográfica sería la base de la “secuencia de Jaca”.

ESTRADA (1982) interpreta a esta unidad como facies de lóbulo o franja de lóbulo. REMACHA *et al.* (1987) las denominan “sand sheets”, término que hacen equivalente a las facies anteriores. Para ESTRADA (1982) estas facies corresponderían a facies relativamente externas de abanico escasamente canalizadas. Para REMACHA *et al.* (1987) corresponderían a turbiditas de tipo I, en el sentido de MUTTI (1985), que corresponderían a las turbiditas de *lowstand*, de nivel del mar relativamente bajo. Para REMACHA y PICART (1991) y REMACHA *et al.* (1998) la base de esta unidad sería una discontinuidad estratigráfica (*unconformity*) que delimitaría la base de la secuencia deposicional de Jaca. La parte inferior de esta secuencia estaría formada por tres cuñas turbidíticas separadas por discontinuidades; cada una de estas cuñas estaría formada por un cituron de facies desde facies de transición entre canal y cuenca a facies arenosas de cuenca. La unidad cartográfica aquí considerada correspondería a las facies arenosas de cuenca (J1) de la más inferior de estas cuñas turbidíticas.

Según CANUDO y MOLINA (1988) esta unidad sería Luteciense superior (biozona de *M. lehnneri* de foraminíferos planctónicos). Para PAYROS *et al.* (1999) habría que situarla en el Luteciense medio (biozona de *Gth. subconglobata* de foraminíferos planctónicos). Según OMS *et al.* (2003) se situaría en la parte alta del chron 20n que correspondería al Luteciense superior.

2.2.2.9. Brechas calcáreas y calcarenitas (14). Megacapa 8 o de Embún-Jaca. Luteciense superior

Esta megacapa es la más moderna de la Hoja de Sabiñánigo. Aflora al norte de Jaca y, dentro de la Hoja de Sabiñánigo, puede observarse al norte y NO de Ipás. Los cortes más accesibles

próximos se encuentran en la vecina Hoja de Jaca, en el valle del río Aragón, a la altura del puente de Terriños, y en el valle del río Estarrún, cerca de Las Tiesas. Tanto en la Hoja como en el puente de Terriños aflora en flanco inverso. En Las Tiesas adquiere una posición subvertical.

Fue estudiada inicialmente por RUPKE (1976a y b) y posteriormente por LABAUME (1983), LABAUME *et al.* (1983, 1985), TEIXELL (1992) y TEIXELL *et al.* (1994).

Se trata de una megacapa relativamente potente. En la parte basal se reconoce una debrita que, en el corte de Las Tiesas (Hoja de Jaca) presenta un espesor ligeramente superior a los 50 m. Esta debrita está formada por un conglomerado en la base, de poco más de 1 m de espesor, con cantos redondeados de caliza y limolita en una matriz de la misma litología con abundantes macroforaminíferos (“debris flow”). Sobre el mismo aparecen facies de margocalizas nodulosas, inicialmente poco deformadas (bloque), pero posteriormente claramente deformadas (“slump”). Sobre este tramo con facies resedimentadas de rampa distal, de unos 26 m, se encuentran brechas de cantos heterométricos de calizas y limolitas clasto soportados y en una matriz rica en macroforaminíferos resedimentados. Hacia techo los cantos aumentan de tamaño (hasta 2 m³) incluyendo cantos blandos y cantos de turbiditas. El espesor total de este tramo de brechas es de unos 24 m. Sobre la debrita se encuentra un tramo de calcarenita gradada con 6 m de espesor y su techo está cubierto por lo que no conocemos el espesor del tramo lutítico. Más al este, en el corte del río Aragón, el espesor de la megacapa se ha reducido sensiblemente (42 m según ESTRADA, 1982). La base está formada por una debrita con una parte inferior “slumpizada” (margocalcárea) y una brecha en la parte superior. El espesor de la debrita es de unos 34 m. Sobre ella se reconoce una calcarenita, con espesor bastante similar a la que presenta en Las Tiesas, y un tramo lutítico parcialmente cubierto. En los afloramientos de la Hoja, al norte de Ipás, las características de la megacapa son bastante similares a las que pueden observarse en la Hoja de Jaca.

Para LABAUME *et al.* (1985) la edad sería Luteciense (biozona NP 15 de nannoplancton). Para CANUDO y MOLINA (1988), la megacapa de Embún-Jaca estaría en la biozona de *Morozovella lehnari* de foraminíferos planctónicos (Luteciense superior). PAYROS *et al.* (1999) sitúan a esta megacapa en el Luteciense medio (biozona de *Gth. subconglobata* de foraminíferos planctónicos). OMS *et al.* (2003) sitúan a esta megacapa en la parte inferior del chron C19r (Luteciense superior).

2.2.2.10. *Lutitas y areniscas en facies turbidíticas (15). Unidad de Fiscal superior o Santa Olaria. Luteciense superior*

Esta unidad cartográfica corresponde a la parte superior de las turbiditas del Grupo Hecho, por encima de la megacapa 8, de Embún – Jaca. La base de la unidad es un contacto neto mientras que el techo tiene un carácter transicional con las margas de Larrés. El tránsito entre las turbiditas y las margas es progresivamente más moderno en dirección a cuenca (ONO) debido a la aparición progresiva de canales laxos de areniscas turbidíticas. Estos canales turbidíticos están en relación con los ciclos (secuencias) de progradación – retrogradación del sistema deltaico de Sabiñánigo (areniscas de Sabiñánigo y margas de Larrés).

ESTRADA (1982) denominó como Unidad de Fiscal, Basarán o Jaca, a las turbiditas del Grupo Hecho situadas por encima de la megacapa 5 (Roncal), según la zona de afloramiento estudiada (la base de la unidad litoestratigráfica se sitúa algo por debajo de la megacapa

de Roncal). Para ESTRADA (1982), en la parte superior de la Unidad de Fiscal, por encima de la megacapa 8 (Embún – Jaca), se reconocerían dos tramos con turbiditas gruesas, que interpreta como facies de lóbulo a franja de lóbulo, y que denomina Santa Olaria inferior y superior, respectivamente. ESTRADA (1982) hace equivalente lateral del Santa Olaria inferior a la primera unidad turbidítica en facies gruesas situada por encima de la megacapa de Jaca (MC-8) (su subunidad E en la Unidad de Jaca); para (REMACHA *et al.* 1987) esta equivalencia habría que establecerla con el tramo superior (Santa Olaria superior) de ESTRADA (1982). Por otra parte, REMACHA *et al.* (1987) establecen una unidad secuencial que denominan Secuencia deposicional de Jaca que incluiría desde las turbiditas groseras que se encuentran estratigráficamente por debajo de la megacapa 8 (Embún – Jaca), que corresponden a la unidad cartográfica 13 de esta Hoja, hasta el sistema deltaico – arrecifal de Belsúe – Atarés. Dentro del esquema de REMACHA *et al.* (1987) la unidad cartográfica que describimos en este apartado corresponde, en parte, al que denomina sistema deposicional de Jaca (el situado por encima de la megacapa 8, Embún – Jaca) y al complejo de canales del Rapi tán. En el esquema de REMACHA *et al.* (1998) esta unidad cartográfica se corresponde con las subunidades J2, J3 y J4 por ellos definidas.

Según REMACHA *et al.* (1998) las dos subunidades inferiores (J2 y J3) corresponderían a cuñas turbidíticas separadas por discontinuidades (“unconformity”) mientras que la unidad superior correspondería al sistema de canales turbidíticos del Rapi tán descritos previamente (REMACHA *et al.*, 1995). De estos sistemas de canales las facies de relleno de canal aflorarán en la vecina Hoja de Jaca y en la Hoja de Sabiñánigo solo están representadas las facies finas de desbordamiento de canal.

El espesor de la unidad cartográfica se sitúa alrededor de los 700 m. La edad de esta unidad, según CANUDO y MOLINA (1988) sería Luteciense superior (biozona de *Morozovella lehnneri* de foraminíferos planctónicos). Para OMS *et al.* (2003) la parte baja de la unidad correspondería al chron 19r mientras que la parte alta de la unidad se situaría ya en el chron 18r (Luteciense superior a Bartoniense inferior).

2.2.3. Unidades en facies de plataforma siliciclástica

2.2.3.1. *Margas grises (16). Fm. Margas de Larrés. Luteciense superior-Bartoniense inferior*

Ocupa un extenso afloramiento de dirección E-O, a lo largo de la zona central de la Hoja, y que se prolonga hacia el oeste en la vecina Hoja de Jaca. PUIGDEFABREGAS (1975) identificó cartográficamente a estas margas (Formación de Arro), aunque formando parte de una unidad más amplia que incluía facies margosas del Grupo Hecho. Como tal (margas de Larrés) fue definida por REMACHA *et al.* (1987). Su límite inferior lo constituyen las turbiditas del Grupo Hecho mientras que su límite superior lo constituye la arenisca de Sabiñánigo. Ambos límites son transicionales.

En el corte del río Aragón, REMACHA *et al.* (1987, 1991) y REMACHA y PICART (1991) sitúan el límite inferior de las margas de Larrés en el techo de las facies turbidíticas del canal del Rapi tán. En el esquema de REMACHA *et al.* (1991) el canal del Rapi tán, la parte inferior de las margas de Larrés y la base de las areniscas de Sabiñánigo formarían tres elementos deposicionales sucesivos del cortejo sedimentario de nivel del mar bajo de la Secuencia Jaca-4. Para REMACHA *et al.* (1995) estas tres unidades, anteriormente mencionadas, conformarían

la cuarta secuencia del complejo de Jaca. En este esquema (REMACHA *et al.*, 1995) la parte media y superior de las margas de Larrés, en cambio lateral de las areniscas superiores de Sabiñánigo, corresponderían a la siguiente secuencia deposicional.

La unidad se inicia con margas grises masivas, en las que se reconocen numerosos niveles deslizados ("slumps"), y esporádicas capas delgadas de turbidíticas arenosas de grano fino. Por encima y de forma gradual, desaparecen los niveles de arenisca y los "slumps", observándose una serie muy monótona de margas grises y margocalizas, que hacia techo van aumentando su contenido en limo y arena. La unidad se interdigita con la Arenisca de Sabiñánigo y, por lo menos en su parte superior, son equivalente lateral de esta formación. En esta formación son frecuentes y características las concreciones dolomíticas. Estas tienen formas predominantemente esféricas, de diámetros inferiores al metro, pero también se observan formas alargadas, aprovechando planos de estratificación, que pueden alcanzar los 20 m de longitud y 50 cm de grosor (MARTI y PLANA, 1996). Estos nódulos están formados por dolomías empobrecidas en magnesio y contienen sulfatos (baritina, celestina), comúnmente rellenando fracturas y asociados a calcita (MARTI y PLANA, 1996). Estos nódulos se interpretan como diagenéticos tempranos (REMACHA *et al.*, 1991b; MARTI y PLANA, 1996) y, según REMACHA *et al.* (1991b) se habrían visto involucrados en procesos de resedimentación con posterioridad a su génesis.

En la pista de Olibán a Larrede, en el bloque inferior del cabalgamiento de Oturia, se observa un corte de unos 110 m de facies de esta formación con abundantes "slumps", capas turbidíticas, y tramos de margas y limolitas laminadas. En este corte los "slumps", que corresponden aproximadamente al 50% de la sección, son predominantemente margosos, con espesores métricos (algunos de ellos con espesores entre 5 y 15 m), aunque también se observan en algún caso capas turbidíticas "slumpizadas". Las intercalaciones turbidíticas tienen espesores entre los pocos decímetros (0,4 m) hasta los 13 m de espesor (dominando los tramos con 3 a 7 m de espesor). Los tramos de margas y limolitas laminados, que pueden intercalar alguna turbidita fina, son poco abundantes, con un espesor máximo de 4 m, y solo las hemos observado en la parte más baja del perfil. Observando el perfil en su conjunto, las capas turbidíticas tienden a ser cada vez más groseras y más potentes hacia la parte superior del perfil, a la vez que incorporan progresivamente más cantos blandos y poseen bases más canaliformes (amalgamaciones). Observando exclusivamente las intercalaciones turbidíticas es frecuente ver en ellas ciclos positivos, con aumento hacia la parte superior de los ciclos de las intercalaciones lutíticas y la consiguiente disminución de las capas turbidíticas.

En la parte alta de la formación las intercalaciones de capas turbidíticas desaparecen y la formación pasa a estar constituida por margas y limolitas que evolucionan hacia techo a las facies deltaicas de la arenisca de Sabiñánigo.

Las margas de Larrés significan la colmatación del surco turbidítico y su tránsito a los deltas progradacionales. En su parte inferior coexisten aún algunas turbiditas, con paleocorrientes del norte y clastos abundantes de la Zona Axial, con abundantes "slumps" margosos que indican la destrucción del talud. La progradación sobre estas facies de margas de prodelta (parte superior de las Margas de Larrés) y lóbulos deltaicos (arenisca de Sabiñánigo) indica la somerización y colmatación del surco turbidítico con un desplazamiento hacia el sur (antepais) del depocentro.

La edad de las margas de Larrés, según CANUDO y MOLINA (1988) sería Luteciense superior

(biozona de *M. lehneri* de foraminíferos planctónicos), en la base, a Bartonense inferior (biozona de *Truncorotaloides rohri*) en su parte superior. Para OMS *et al.* (1993) sería Bartonense inferior (chron 18 r).

2.2.3.2. Areniscas arcóicas con glauconita (17). Arenisca de Sabiñánigo. Bartonense inferior

Afloran en el tercio meridional de la Hoja por encima de la unidad margosa anterior (Margas de Larrés). El contacto entre las margas de Larrés y la arenisca de Sabiñánigo es, como se ha indicado antes, transicional. El límite superior de la unidad es un contacto neto, transgresivo, con las margas azules suprayacentes (Margas de Pamplona). La Arenisca de Sabiñánigo fue definida y estudiada con cierto detalle por PUIGDEFÁBREGAS (1975). Más recientemente ha sido estudiada por REMACHA *et al.* (1987), REMACHA y PICART (1991), REMACHA *et al.* (1991b; 1998). El hecho de ser una unidad de areniscas entre dos unidades margosas, hace que se trate de un excelente nivel guía de destacado valor morfológico, cuya continuidad en el paisaje es patente desde el Valle de Basa (al este) hasta la vecina Hoja de Jaca (oeste). Su espesor máximo es de unos 180 m, disminuyendo progresivamente hacia el oeste.

En el sinclinal de Santa Orosia-Cancias, la unidad está constituía por dos bancos de arenisca separados por un tramo margoso. En este sector, la unidad se inicia con 15-20 m de facies transicionales de la unidad infrayacente, en el que empiezan a aparecer niveles delgados de areniscas de grano fino o muy fino. Por encima aflora el primer paquete de areniscas, que presenta una secuencia general granocreciente, con un espesor de 20 m. Las estructuras sedimentarias mas corrientes son los "ripples", junto a marcas de corrientes en los muros de los estratos y deformación por carga. Hacia techo, dominan las cicatrices internas y la estratificación cruzada junto a cantos blandos. La fauna está constituida por restos fragmentados de bivalvos principalmente, y algunos restos vegetales. El tramo margoso está constituido por 75 m de margas y margocalizas arenosas con algunos *Nummulites* y lamelibranchios. El segundo banco tiene 60 m de potencia, y en él pueden observarse secuencias grano y estratocrecientes de areniscas con intercalaciones de margas con areniscas bioturbadas de grano muy fino. La unidad termina con la aparición de un nivel margoso muy rico en ostreidos y gasterópodos. Hacia el norte, ambos bancos de arenisca, van aumentando su tamaño de grano, adquiriendo su máximo en las proximidades del cabalgamiento de Oturia.

Entre Sabiñánigo y la Hoja de Jaca, es patente en la cartografía como la parte inferior de la presente unidad se interdigita con las Margas de Larrés. En este sector y hacia el oeste, aumenta el grado de bioturbación, hasta el punto de no reconocerse las estructuras sedimentarias internas. Este hecho, así como la disminución de tamaño de grano, origina que la unidad vaya perdiendo progresivamente su valor morfológico. Asimismo, en esta zona, la glauconita es muy abundante en toda la unidad.

Esta unidad se interpreta como facies de plataforma siliciclástica distal progradante sobre las Margas de Larrés, con diferentes secuencias de profundización-somerización, culminadas en último término por el episodio transgresivo de las Margas de Pamplona (REMACHA y PICART, 1991). La flecha de progradación es ONO para PUIGDEFÁBREGAS (1975) y SO para REMACHA *et al.* (1987) y REMACHA y PICART, (1991). Esta última flecha de progradación, coincide, para la parte superior de la unidad con los datos que se obtienen en otras áreas más al Este, y con la estimación de paleopendientes realizadas en base a los "slumps".

CANUDO y MOLINA (1988) y CANUDO (1990) datan a esta unidad como Bartonienese (biozona Pomeroli). Para OMS *et al.* (2003) la unidad se encontraría situada en el parte más alta del chron 18 inverso y en la parte baja del chron 18 normal (Bartonienese).

2.2.3.3. *Margas grises (18). Margas de Pamplona. Bartonienese-Priabonienese inferior*

Esta formación fué definida por MANGIN (1960) y sus límites estratigráficos fueron precisados por PUIGDEFABREGAS (1975). Corresponde a un potente paquete de margas grises, que aflora en el tercio sur de la Hoja y situado estratigraficamente por encima de la arenisca de Sabiñánigo. Hacia el techo pasa de forma transicional a las areniscas y limolitas deltaicas de la Formación Belsúe-Atarés. El espesor de las margas de Pamplona oscila entre 600 y 1000 m, con tendencia al aumento de espesor hacia el oeste. Su expresión morfológica es una zona deprimida entre la Arenisca de Sabiñánigo infrayacente y las areniscas y limolitas de la Fm. Belsúe-Atarés, suprayacentes.

Dentro de la Hoja de Sabiñánigo, la parte inferior de la unidad presenta facies margosas bastante homogéneas, algo cíclicas, y con ausencia de macrofauna. Hacia el oeste, a partir de las proximidades de la cerrada del embalse de Yesa, la base de esta unidad presenta intercalaciones de areniscas en capas de origen turbidítico (areniscas de Yesa) (PUIGDEFABREGAS, 1975). La parte superior de la unidad presenta intercalaciones de limolitas y areniscas y también de calizas margosas con abundante macrofauna, en tránsito a la formación suprayacente.

Las margas de la parte inferior de la unidad se interpretan como sedimentos de prodelta y talud deltaico. Los niveles turbidíticos (areniscas de Yesa) de la base de las margas, situados en zonas más distales se interpretan como el relleno de canales en los episodios de nivel del mar relativamente bajo. Las intercalaciones de calizas biogénicas de la parte superior se relacionarían con episodios transgresivos y las intercalaciones de limolitas y areniscas con la progradación de las facies deltaicas de la Formación suprayacente (Belsúe – Atarés).

Por la presencia de *Nummulites* del grupo *striatus*, *N. biedai* y *N. biedai complanatus* (determinaciones de E. CLAVELL en PUIGDEFABREGAS, 1975) indicarían una edad Bartonienese superior a Priabonienese inferior (biozonas SBZ17 y SBZ18 de SERRA-KIEL *et al.*, 1998). CANUDO y MOLINA (1988) y CANUDO (1990) dan una edad Bartonienese y Priabonienese (biozonas Pomeroli, Semiinvoluta y Tropicalis de foraminíferos planctónicos). Según HOGAN (1991) y HOGAN y BURBANK (1996) la base de la unidad se situaría en la parte inferior del Chron 18n mientras que el tránsito gradual a la Fm. Belsúe – Atarés se situaría dentro del chron 17n (Bartonienese a Priabonienese inferior). COSTA *et al.* (2010) sitúan este límite superior en el chron 16n.

2.2.3.4. *Calizas arrecifales (19). Bartonienese superior-Priabonienese inferior*

Bajo este epígrafe se engloban dos niveles de calizas arrecifales intercalados en la parte superior de las Margas de Pamplona, en tránsito a la Fm. Belsúe – Atarés. Los dos niveles dan resalte en la topografía y afloran en el borde sur de la Hoja, en las proximidades de la localidad de Sabiñánigo. Estos niveles fueron descritos por HEHUWAT (1970) y PUIGDEFABREGAS (1975) y forman parte de un sistema deposicional mixto, que convina la progradación deltaica (Margas de Pamplona – Fm. Belsúe-Atarés) con episodios con desarrollo de carbonatos arrecifales. Este sistema está bien expuesto a lo largo de los flancos norte y sur del sinclinorio de Guarga. Las

facies arrecifales han sido estudiadas recientemente por ALTUNA *et al.* (2007) y por MORSILLI *et al.* (2012).

Consisten en calizas bioclásticas, principalmente compuestas por facies ricas en corales y algas rojas que pueden encontrarse en posición de vida o fragmentados. En la base son frecuentes los niveles bioclásticos ricos en macroforaminíferos así como alguna intercalación más margosa. Los niveles representados en la Hoja tienen entre 15-30 m de espesor pero, lateralmente, hacia el oeste, se encuentran biohermos con más de 50 m de espesor. Según MORSILLI *et al.* (2012) los cuerpos arrecifales aparecen como elementos aislados o amalgamados en edificios arrecifales. En el primer caso tiene poco espesor (1 a 8 m) y extensión lateral (centenares de metros). En los cuerpos con espesores mayores, como los representados en la cartografía, se trata de elementos amalgamados. Los niveles cartografiados pueden seguirse, hacia el sur, en la vecina Hoja de Yebra de Basa, sin embargo hacia el NO se pierden dentro de las Margas de Pamplona.

Estos niveles de carbonatos en gran parte bioconstruidos, intercalados en una secuencia general de progradación deltaica, están relacionados con episodios transgresivos que conllevan el hundimiento de la llanura deltaica, la retrogradación de las zonas de desembocadura y disminución de los aportes terrígenos. Estos ciclos secuenciales, fueron denominados como secuencias "offlap-onlap" por HEHUWAT (1970).

De acuerdo con PUIGDEFABREGAS (1975), CANUDO (1990) y HOGAN y BURBANK (1996) estos niveles se encuentran en el Bartonense superior y Priabonense inferior.

2.2.3.5. Areniscas y limolitas (20). Fm. Belsúe-Atarés. Bartonense superior-Priabonense inferior

Esta unidad cartográfica engloba las facies de transición entre las Margas de Pamplona y las facies continentales de la Fm. Campodarbe de PUIGDEFABREGAS (1975). Constituyen un complejo progradacional deltaico, estudiado por HEHUWAT (1970) y definido como Fm. Belsúe – Atarés por PUIGDEFABREGAS (1975) que engloba, además de las facies deltaicas, horizontes de margas fosilíferas y de calizas arrecifales intercalados. Aflora en la zona suroeste de la Hoja, por encima estratigráficamente de la Fm. Margas de Pamplona a las que pasa lateralmente en su parte inferior. Morfológicamente representa un resalte entre la unidad margosa infrayacente y las unidades detríticas rojas situadas a techo. El espesor de esta unidad es muy variable lateralmente debido a la geometría de la progradación deltaica. HEHUWAT (1970) da espesores situados entre los 125 m mínimos, en Alastruey, y los 736 m máximos en las proximidades de Peña Oroel. Al sur de Sabiñánigo da un espesor de 350 m.

El límite inferior de la unidad es gradual, en transición desde las margas azules de la unidad infrayacente, y escalonado, por el efecto de la progradación cíclica del sistema deltaico. La ciclicidad se observa en la propia secuencialidad que presentan las rocas sedimentarias (litología, estructuras sedimentarias, contenido faunístico). Tal y como ya describió HEHUWAT (1970) se reconocen un gran número de secuencias granocrecientes, que se inician con margas y margas limolíticas que evolucionan verticalmente a limolitas y areniscas en la parte superior de las secuencias. El espesor de estas secuencias varía manteniéndose en valores medios de 20 a 30 m. El paso desde las facies de margas y limolitas a las areniscas puede ser transicional, presentando tramos muy bioturbados junto con otros donde existe laminación preservada. Intercaladas entre estas facies más finas se encuentran algunos niveles de 3 a

5 cm (excepcionalmente hasta 15 cm) de areniscas con estructura turbidítica (tempestitas). En algunos casos, el tránsito entre las facies finas y las areniscas se produce a través de un contacto neto e incluso erosivo. Las areniscas tienen tramos de "ripples" y estructuras de "flaser" y "linsen" preservadas, que pueden ser de corriente o de oscilación, especialmente en la parte superior. También se observan estratificación cruzada, planar y de surco y tramos bioturbados, siempre con una tendencia general de aumento de los espesores de las capas y del tamaño de grano. El techo de las areniscas y, en consecuencia de las secuencias, suele estar bioturbado. Este tramo superior puede presentar o no un "lag" basal, una secuencia granodecreciente, y un contenido bioclástico muy abundante con foraminíferos, moluscos, etc. En este caso se interpretan como la base transgresiva ("onlap", en el sentido de HEHUWAT, 1970) del ciclo superior granocreciente ("offlap").

El límite superior de la formación Belsúe - Atarés es también transicional y escalonado con la Formación de Campodarbe (PUIGDEFABREGAS, 1975), por las mismas circunstancias expuestas para el límite inferior, situándose con la aparición de los primeros sedimentos detríticos de color rojo.

A lo largo de la terminación periclinal del sinclinal de Santa Orosia-Cancias, en el sector suroriental de la Hoja y estratigráficamente por debajo de los conglomerados masivos de Santa Orosia, esta unidad está influenciada por este abanico deltaico. En este sector, la unidad se inicia con potentes paquetes de margas en las que se intercalan niveles de areniscas en secuencias granocrecientes. Gradualmente, hacia techo, en las secuencias granocrecientes, los niveles de areniscas van siendo más abundantes en relación con las margas y empiezan a aparecer los primeros niveles conglomeráticos. Estos, que pueden alcanzar espesores superiores a los 10 m y percentiles de hasta 10 cm, se hacen mayoritarios a techo, disminuyendo notablemente los intervalos margosos, mayoritarios en la base de la unidad. El techo de la unidad se sitúa con la desaparición de los tramos margosos y la entrada de los paquetes de conglomerados masivos de Santa Orosia, que dan paso a una sedimentación claramente continental. Hacia el norte, esta unidad acaba bajo el cabalgamiento de Oturia. Hacia el sureste, en la vecina Hoja de Yebra de Basa (210), los niveles de conglomerados cambian lateralmente a areniscas.

En la zona estudiada, CANUDO y MOLINA (1988) sitúan esta unidad en el Priabonense inferior. Para COSTA *et al.* (2010), reinterpretando los datos de HOGAN y BURBANK (1996) sitúan esta unidad en el chron 16n (Priabonense).

2.2.4. Unidades en facies continentales (Grupo Campodarbe)

2.2.4.1. Conglomerados masivos (21). Conglomerados de Santa Orosia. Priabonense inferior

Aflora en el sector suroeste de la Hoja (sinclinal de Santa Orosia-Cancias), conformando un relieve montañoso que caracteriza el paisaje en las proximidades de Sabiñánigo. Estratigráficamente se sitúa encima de la Fm. Belsúe-Atarés, que en esta zona se caracteriza por contener niveles de conglomerado intercalados entre las margas. Su potencia es de 350 m.

La unidad está constituida por una serie de paquetes de conglomerado masivos amalgamados con morfologías lenticulares, y relativamente extensos, separados entre sí por pequeños tramos limosos de coloraciones amarillentas. Los paquetes de conglomerados son de orden métrico en la parte inferior con percentiles de 12 cm y decamétrico hacia el techo con cantos de 60 cm de tamaño máximo, conformando secuencias estratocrecientes y granocrecientes

perfectamente observables. Dentro de los cuerpos de conglomerados se observan gran cantidad de cicatrices internas de diverso orden y magnitud. Los cantos principalmente son de arenisca (resedimentados de la serie turbidítica) y de forma subordinada de caliza. Las paleocorrientes, medidas en *scours* en la base de los paquetes y en imbricaciones de cantos, están dirigidas hacia el sureste. Hacia el techo de algunos cuerpos conglomeráticos, son localmente muy abundantes los oncolitos y las construcciones algales, dispersos entre el material terrígeno. La unidad finaliza con un último paquete de conglomerados que bruscamente da paso a las lutitas rojas de la unidad suprayacente.

Hacia el norte la unidad desaparece bajo el cabalgamiento de Oturia. Hacia el sureste, (Hoja de Yebra de Basa), esta unidad cambia de facies con adelgazamiento de espesores a la vez que los conglomerados pasan a areniscas. El cambio litológico brusco a techo de los conglomerados, define el límite superior de la *secuencia deposicional de Santa Orosia* (MONTES, 1992). Su continuidad correlativa es la línea de capa cronoestratigráfica A que se sigue bien a lo largo de ambos flancos del anticlinal de Basa (Hoja de Yebra de Basa) y aparece al suroeste de la presente Hoja.

Esta unidad se interpreta como sedimentos de abanico aluvial proximal, donde el transporte se realizaría de una manera periódica y episódica, como lo sugieren los crecimientos estromatolíticos intercalados que conllevaría periodos más o menos prolongados de inactividad sedimentaria. Las cicatrices internas sugieren un depósito mediante procesos de transporte turbulento de tipo arroyada en manto ("sheet flood"). La disposición general estratocreciente del conjunto, implica un progresivo incremento en la actividad tectónica del área fuente, probablemente debido al emplazamiento de la lámina de Oturia.

La edad de la unidad sería Priaboniense inferior (CANUDO y MOLINA, 1988)

2.2.4.2. Lutitas rojas y niveles de conglomerados (22). Priaboniense inferior-medio

En el sector SE de la Hoja, aflora por encima de los conglomerados de Santa Orosia, cuyo ultimo paquete genera una superficie estructural ("hog back"), de gran expresión morfológica y donde se sitúa la Ermita de Santa Orosia. En este sector, la unidad está dividida por un conjunto de capas de conglomerado con las mismas características de la unidad anterior. En la zona suroeste, aflora sobre la Fm. Belsúe-Atarés, a la que pasa lateralmente en su parte inferior. Su espesor en este sector alcanza los 900 m.

En general está constituida por lutitas y limolitas rojas con abundante bioturbación ("burrows"), que presentan numerosas intercalaciones de capas de areniscas, en ocasiones microconglomerática, de espesor decimétrico y mal clasificadas. En el sinclinal de Santa Orosia-Cancias, presenta además algunas capas de conglomerado con bases erosivas. Asimismo, son frecuentes algunos tramos lutíticos con coloraciones grisáceas y amarillentas donde aparecen niveles centimétricos con restos orgánicos y gasterópodos.

En el sector suroccidental, la parte inferior de la unidad por debajo de la línea de capa cronoestratigráfica A, representa el cambio lateral de facies de los conglomerados de Santa Orosia, puesto que dicha línea de capa, es la continuidad correlativa del techo de dichos conglomerados. En este sentido, la capa de conglomerado (unidad 21) cartografiada dentro de esta unidad en dicho sector por debajo de la capa A, puede seguirse hacia el SE en la Hoja de Yebra de Basa hasta indentarse con los conglomerados equivalentes a los de Santa Orosia en el flanco sur del anticlinal de Basa. La parte superior de la unidad por encima de la línea de

capa cronoestratigráfica A, constituye de forma esencial la *secuencia deposicional de Bailín* (MONTES, 1992).

Se interpreta como los depósitos marginales del abanico aluvial de Santa Orosia, donde se sedimentarían los materiales más finos. En la zona suroriental, representaría una retrogradación de los aportes de dicho abanico, motivada probablemente, por una disminución en la velocidad del emplazamiento de la lámina de Oturia.

La edad de la unidad es Priaboniense inferior-medio (CANUDO y MOLINA, 1988)

2.2.4.3. *Conglomerados masivos y lutitas rojas (23). Priaboniense medio*

Esta unidad forma parte del conjunto de materiales conglomeráticos que constituyen el relieve montañoso de Peña Oroel y que ocupan el núcleo del sinclinal de Oroel en la esquina suroeste de la Hoja. Asimismo, la cobertura de la Hoja ofrece un pequeño afloramiento de esta unidad en la zona suroriental cerca del cabalgamiento de Oturia. Estratigráficamente, se sitúa de forma brusca sobre las facies de lutitas rojas de la unidad 22. El espesor medido en Peña Oroel es de 300 m.

Está constituida por bancos de conglomerados decamétricos con intercalaciones métricas de lutitas y limolitas rojas. Los bancos de conglomerado poseen bases erosivas marcadas con numerosos *scours*, donde se han medido paleocorrientes que se dirigen hacia el sur y suroeste. Internamente se observan numerosas cicatrices erosivas y laminación cruzada marcadas por hiladas de cantos imbricados. Los cantos están bien redondeados dentro de una matriz arenosa y su composición es principalmente de arenisca (serie turbidítica), y en menor de caliza (posiblemente derivados de las megacapas carbonáticas). En el pequeño afloramiento de la zona suroriental de la Hoja, además, aparecen algunos bancos de caliza micrítica de escala métrica con numerosos moldes y conchas de gasterópodos y caráceas.

Hacia el suroeste y sureste, se interdigita con la unidad 24, con un adelgazamiento de los bancos de conglomerado a la vez que los tramos lutíticos aumentan progresivamente de espesor. La brusca entrada de esta unidad de conglomerados sobre la unidad lutítica inferior, delimita las *secuencias deposicionales de Bailín* (infrayacente) y *Lagarta* (suprayacente), de acuerdo con los trabajos de MONTES, (1992) y MONTES, (2009). Su continuidad correlativa es la línea de capa cronoestratigráfica B, que en el flanco norte del sinclinal de Oroel coincide con el contacto entre las unidades 22 y 25 y en el flanco sur, se sigue dentro de esta última unidad. Este límite de secuencia, en la terminación oriental del anticlinal de Basa, (sector occidental de la Hoja de Boltaña), es la base de una discordancia angular (discordancia de Guilué).

La unidad puede interpretarse como facies proximales de abanicos aluviales dominados por flujos acuosos turbulentos ("sheet flood"). El rápido cambio de facies que experimentan hacia facies lutíticas, sugiere un alto gradiente para los abanicos, con una relativamente acusada pendiente deposicional.

Por su posición estratigráfica la unidad se data como Priaboniense medio.

2.2.4.4. *Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (24). Priaboniense medio-superior*

Aflora en el extremo oriental de la Peña Oroel, al suroeste de la Hoja. Su potencia puede cifrarse en 250 m.

Consiste en una alternancia de conglomerados, areniscas y lutitas. Los niveles de conglomerados poseen base erosiva, con "scours" que dan paleocorrientes hacia el sur y suroeste. Hacia el techo, estos niveles pasan transicionalmente a las limolitas rojas pasando por un tramo de escala métrica de areniscas de grano grueso con "ripples" de corriente.

Representa el cambio lateral de facies hacia el sur y sureste de las unidades con predominio de conglomerados masivos de la Peña Oroel (unidades 23 y 26). A su vez, esta unidad hacia el sureste, cambia lateralmente a las facies de lutitas y areniscas de la unidad 25.

Se interpretan como depósitos de ambientes intermedios entre las facies proximales de abanicos aluviales (unidades 23 y 26) y el sistema fluvial de la unidad 24 que redistribuye dichos aportes hacia el oeste y noroeste.

Por su posición estratigráfica la edad puede considerarse Priaboniense medio-superior.

2.2.4.5. *Lutitas pardas edafizadas con niveles de areniscas y de calizas con gasterópodos (25).*

Priaboniense inferior-medio

La unidad aflora en la esquina suroeste de la Hoja en ambos flancos del sinclinal de Oroel. En el flanco norte del sinclinal, se sitúa estratigráficamente por encima de la unidad anterior (22), mientras que en el flanco sur, se localiza transicionalmente a techo de la Fm. Belsúe-Atarés, (unidad 20), del que la cobertura de la Hoja ofrece un reducido afloramiento. La potencia máxima de la unidad es de 300 m.

Consiste en una alternancia de lutitas de colores pardo-amarillentos y capas de arenisca, siendo más importantes en proporción los tramos lutíticos sobre las intercalaciones arenosas. En los tramos lutíticos es frecuente observar rasgos de edafización manifestado por una mayor intensificación del color rojizo en las lutitas así como abundancia de bioturbación ("burrows"). Las areniscas suelen ser de grano fino y contienen estructuras de "ripples" de corriente y estratificación cruzada de pequeña escala. La ordenación interna es granodecreciente y presentan a veces una ligera morfología canaliforme. Las direcciones de las paleocorrientes medidas en las areniscas apuntan hacia el oeste y noroeste. De forma esporádica, pueden observarse también algunos niveles de escala centimétrica de caliza micrítica grisácea con restos de conchas y moldes de gasterópodos.

Como se observa en la cartografía, la base de esta unidad es heterócrona respecto a ambos flancos del sinclinal de Oroel. Esto implica un cambio lateral de su parte inferior hacia el norte, a través del núcleo del sinclinal, a las facies lutíticas rojas de la unidad 22. Asimismo, la parte superior, cambia lateralmente hacia el oeste, a las diversas facies conglomeráticas de la Peña Oroel.

Esta unidad se interpreta como depósitos fluviales distales con cauces inestables y frecuentes desbordamientos con el consiguiente dominio de la sedimentación lutítica de la llanura de inundación en la que se desarrollarían ocasionalmente niveles de caliza lacustre. Las paleocorrientes hacia el oeste y noroeste, sugieren que dicho sistema fluvial sería el colector de los aportes conglomeráticos de la Peña Oroel de procedencia Norte, redistribuyéndolos hacia zonas más distales (deltaicas o lacustres).

Por su posición estratigráfica y equivalencias laterales, la edad de esta unidad sería Priaboniense inferior-medio.

2.2.4.6. Conglomerados masivos. Conglomerados de Peña Oroel (26). Priaboniense medio-superior

Corresponde a los niveles conglomeráticos más altos que forman las cotas superiores de Peña Oroel. Su espesor máximo preservado es de unos 250 m.

Las características litológicas y texturales son semejantes a los de la unidad 23 descrita anteriormente. Se diferencian en que en esta unidad no se observan lutitas intercaladas, lo que le confiere un aspecto más masivo. A excepción de los sedimentos cuaternarios, son los materiales más modernos que afloran en la Hoja de Sabiñánigo.

Hacia el sur y sureste, cambia lateralmente a los conglomerados y lutitas de la unidad 24. Este cambio lateral, se pone de manifiesto al sur de la Peña, en forma de dos paquetes de conglomerados masivos intercalados entre lutitas, notablemente apreciables en el paisaje. El depósito de estos conglomerados de carácter más masivo sobre la unidad infrayacente de conglomerados y lutitas (23), así como la entrada de los primeros conglomerados masivos en la Sierra de Cancias (Hoja de Boltaña), definen el límite superior e inferior de las secuencias deposicionales de Laguarda y Cancias respectivamente. La continuidad correlativa de esta límite es la línea de capa cronoestratigráfica C, que puede seguirse dentro de las unidades 24 y 25 y que se cierra alrededor del alto topográfico que representa la Peña Oroel. Así mismo, la base de esta unidad da inicio a una discordancia progresiva perfectamente visible en la vertiente oriental de la Peña Oroel.

Esta unidad tiene una interpretación semejante a la unidad 23, solo que en este caso corresponderían a depósitos de zonas más proximales en el abanico (ápice), donde de forma exclusiva se sedimentarían conglomerados con ausencia de depósitos lutíticos.

Aunque no se disponen de elementos de datación directa, por su posición estratigráfica, la edad de la unidad puede corresponder al Priaboniense medio-superior.

Es destacable la similitud en cuanto a la disposición estructural que ofrecen los grandes afloramientos de conglomerados en el ámbito del Sinclinorio del Guarga, hecho ya observado por PUIGDEFÁBREGAS (1975). De este a oeste, tanto en la Sierra de Cancias (Hoja de Boltaña), Santo Orosia y Peña Oroel (Hojas de Sabiñánigo y Jaca) y San Juan de la Peña (Hoja de Jaca), la geometría de las capas y las direcciones de paleocorrientes sugieren un aporte lateral a unas depresiones subsidentes (sinclinales de Santa Orosia-Cancias, Oroel y San Juan de la Peña). En todos los casos estas depresiones están limitadas hacia el sur por altos estructurales (anticlinales de Basa, Atarés y Botaya) de modo que los materiales van rellenando sucesivamente a los sinclinales subsidentes hasta que los colmatan y se dispersan hacia el sur. Esto, junto con la progresiva actividad tectónica debido al emplazamiento de las láminas cabalgantes situadas más al norte (Oturia y Javierregay), provocan que existan importantes discordancias progresivas o angulares tanto al norte como al sur de dichas masas conglomeráticas, como son la discordancia angular de Guilué (Hoja de Boltaña) y las discordancias progresivas de Peña Oroel (Hoja de Sabiñánigo) y San Juan de la Peña (Hoja de Jaca).

2.3. CUATERNARIO

Durante el Cuaternario, la Val Ancha ha funcionado como una cuenca erosiva-acumulativa, sucediéndose etapas de agradación con fases de incisión, determinando un relieve

predominante de glaciares-terrazas escalonados. La disposición de los niveles cuaternarios muestra que la configuración disimétrica actualmente observable se ha mantenido de forma similar durante su evolución, debido a la mayor capacidad dinámica de los afluentes septentrionales, que desplazan al curso principal, el Tuliviana, hacia el margen meridional. Por otra parte, los aportes claramente dominantes se caracterizan por su procedencia norte, tanto en la red principal (Aurín y Gállego) como en todo el resto de los tributarios, descendentes de las sierras del flysch. Solamente existen depósitos de procedencia meridional en el extremo oeste, donde desaparece la cresta limitante con la Val Estrecha y los abanicos penetran en la Val Ancha (Navasa, Ulle), y en la parte oriental, por las laderas y glaciares descendentes de la Sierra de Santa Orosia-Oturia hacia el Gállego. Por su parte, la Val Estrecha es también disimétrica, situándose las acumulaciones cuaternarias más antiguas en la parte meridional, mientras que el sector norte está ocupado por el valle holoceno.

2.3.1. Depósitos de origen glaciar. (27)

A pesar de la baja altitud general de la Hoja de Sabiñánigo, el valle del Gállego cuenta con excelentes ejemplos de formas y depósitos de origen glaciar, constituyendo uno de los conjuntos geomorfológicos de mayor interés del glaciarismo surpirenaico. Además existen restos glaciares en el valle del Aurín, y en los barrancos procedentes de la vertiente meridional de las Sierras Interiores (barrancos del Infierno y del Puerto).

El valle del Gállego forma una gran artesa glaciar después del paso de Santa Elena, al abandonar las calizas y areniscas cretácicas de las Sierras Interiores y penetrar en la serie flysch, más fácilmente erosionable. Diferencias litológicas dentro de ésta (mayor proporción de niveles de arenisca) dan origen, entre Santa Elena y Biescas, a un fondo de valle accidentado por siete barras transversales (umbrales glaciares debidos a la erosión diferencial). El ensanchamiento más marcado del valle se produce entre Biescas y Sabiñánigo, donde se ubicaba la cubeta terminal del glaciar del Gállego, en una litología de flysch y margas eocenas. En este sector el valle es ancho, de paredes todavía pendientes y fondo muy llano, ocupado en la actualidad por los ya citados abanicos aluviales y por materiales transportados por el río Gállego.

Ahora bien, lo que destaca del valle del Gállego es la importancia de los depósitos abandonados por el glaciar. Desde que el valle sale de las Sierras Interiores y penetra en el flysch aparece flanqueado por una serie de cordones morrénicos muy voluminosos (morrenas laterales) que descienden progresivamente en altitud hasta llegar a la zona terminal, localizada inmediatamente aguas arriba del núcleo de Sabiñánigo. Estas morrenas marcan la altura alcanzada por el hielo, que sería de unos 400 m poco antes de Biescas. Aunque muestran una continuidad muy clara a lo largo del valle, su entidad es muy superior en la confluencia con los valles tributarios, donde se han podido conservar mucho mejor debido a la mayor estabilidad de las vertientes.

Aunque en la cubeta de Búbal se distinguen claramente tres cordones morrénicos laterales, correspondientes a tres períodos de estabilización durante una misma fase glaciar, aguas abajo de las Sierras Interiores se identifican sólo dos de ellos, aunque es probable la existencia de un tercero difuminado en plaquetas menores. Su presencia es bien evidente en la confluencia con el barranco de Aso, donde forma dos cordones escalonados a distinta altura. También se aprecia muy bien en la confluencia con el barranco de Sía, con un cordón a la altura de Gavin y otro más alto que llega hasta el barranco de San Bartolomé. En el valle de Barbenuta y, más aún, en el barranco de Olivan estos cordones están asimismo muy marcados. Aguas abajo de

la confluencia con el barranco de Oliván, la entidad de estos cordones es cada vez menor y no llegan a formar volúmenes importantes de sedimentos. Es interesante constatar que después de Lárrede una pequeña lengua ascendía por encima de las cuestras de Javierre del Obispo, penetrando 1 km en el barranco de Vallés, donde terminaba a 850 m de altitud.

En la zona terminal del glaciar existen restos de varios episodios de estabilización del frente glaciar. El mejor definido está representado por el arco frontal de Senegué, a 830 m de altitud, en forma de media luna transversal al valle. Sin embargo, diversos restos demuestran que la máxima expansión del hielo llegó hasta Sabiñánigo. Una morrena sobre terraza en la confluencia de los ríos Aurín y Gállego, numerosos bloques de origen glaciar en las laderas de la orilla izquierda del Gállego, a más de 60 m sobre el río, un pequeño arco en la orilla izquierda del Aurín (claro por su forma, dudoso por sus sedimentos), 1 km aguas arriba del anterior, los bloques de Pío Retuno, son datos suficientes para afirmar la extensión del glaciar del Gállego más al sur de Senegué, lo cual ya fue citado por PANZER (1926).

Otro aspecto muy interesante es que coincidiendo con el máximo glaciar y a veces en fases posteriores, las morrenas bloquearon de manera más o menos prolongada la circulación de las aguas de los barrancos tributarios, formando lagos que se rellenaron de sedimentos. Los mejores ejemplos están en los barrancos de Aso, y de Escuer, aunque también pueden encontrarse en la Sía, los Forcos, Cuchiecho y Barbenuta. En el caso del barranco de Aso se formó un doble lago en el momento del máximo, uno en el valle de Aso propiamente dicho y otro en el barranco de Betés, bloqueados ambos por la morrena más alta. Posteriormente en una fase de contracción del hielo se formó la morrena de Yosa de Sobremonte, a un nivel más bajo, dando lugar a un nuevo lago. Un fenómeno parecido sucedió en el barranco de La Sía, con dos lagos escalonados a diferentes altitudes en función de la altura de la morrena lateral, pero con muy escasos sedimentos visibles.

Las características de cada lago (tamaño, persistencia de la obturación, cursos torrenciales afluentes, pendiente de las laderas), determinan el tipo de sedimentación (GARCIA RUIZ y MARTI BONO, 1994; MARTÍ BONO y GARCÍA RUIZ, 1995). En los lagos de mayores dimensiones predominan en la base del depósito los sedimentos arcillosos, con alternancias arenosas de aportes de avenida. En lagos de obturación de menores dimensiones los depósitos laterales y conos de torrentes podían penetrar hacia el interior del lago, llegando a ser los responsables principales de su relleno. Es muy frecuente encontrar en este tipo de lagos arcillas lacustres en la base y materiales locales en la parte superior (Escuer, La Sía, Aso de Sobremonte).

Trabajos más recientes, posteriores a la ejecución de esta Hoja, han aportado importante información cronológica sobre los depósitos de origen glaciar y fluvio-glaciar en el río Gállego (SANCHO *et al.*, 2004; PEÑA *et al.*, 2004 y LEWIS *et al.*, 2009). De acuerdo con SANCHO *et al.* (2004) y PEÑA *et al.*, (2004) se diferenciarían los depósitos de tres fases glaciares sucesivas en el valle del río Gállego, entre Senegüé y Sabiñánigo que PEÑA *et al.* (2004) denominan como fase Sabiñánigo, Aurín y Senegué respectivamente.

La más externa (fase Sabiñánigo) correspondería a los restos morrénicos de Latas, no identificados cartográficamente en la Hoja como tales, al umbral de Sabiñánigo, que corresponde al relieve morfológico de la arenisca de Sabiñánigo al ser atravesada por el río y que conserva, en parte, la morfología de la erosión glaciar, y la terraza fluvio-glaciar situada al sur de este umbral (PEÑA *et al.*, 2004) y cartografiada con el epígrafe 28. La edad de este

sistema, por dataciones OSL en los depósitos fluvio-glaciares (terracea con epígrafe 28 situada al este de Sabinánigo e inmediatamente al sur de la arenisca de Sabinánigo, en la margen derecha del río) sería de 155 ± 24 y 156 ± 7 ka (ver, LEWIS *et al.*, 2009).

El segundo sistema correspondería a la fase Aurín (PEÑA *et al.*, 2004). Los depósitos que la representan corresponden a los depósitos morrénicos residuales de Aurín, no representados en la cartografía (se sitúan aproximadamente a 500 m – 1 km al noroeste de Aurín, en la margen izquierda del río) y a los depósitos fluvio-glaciares situados inmediatamente al sur (epígrafe 33 al sur de Aurín). La edad obtenida por OSL para la tillita de Aurín es de 85 ± 5 ka; para los depósitos fluvio-glaciares situados inmediatamente al sur son de 69 ± 8 ka y 66 ± 4 ka, esta última en Ipiés, ya en la vecina Hoja de Yebra de Basa (SANCHO *et al.*, 2004; PEÑA *et al.*, 2004).

El tercer sistema correspondería a la fase Senegüé (PEÑA *et al.*, 2004). A este sistema pertenece la morrena de Senegüé, bien preservada y representada en la cartografía (epígrafe 27 junto al pueblo de Senegüé). La edad de esta morrena, por dataciones OSL es de 35 ± 3 y 36 ± 2 ka (SANCHO *et al.*, 2004; PEÑA *et al.*, 2004; LEWIS *et al.*, 2009).

2.3.2. Glacis y Terrazas. (28, 29, 30)

Se han diferenciado varias generaciones de glacis-terrazas, cuya morfología y depósitos convergen en las zonas cercanas a los cursos fluviales, siendo a veces difícil separar ambas formaciones, ya que es habitual que las terrazas estén fosilizadas por glacis y conos de procedencia lateral. Por otra parte, los depósitos de terraza del río Gállego al sur de Senegüé y del bajo Aurín podrían ser considerados como de tipo fluvio-glaciar, aunque la existencia de morrenas únicamente del último máximo glaciar no permite asegurar este calificativo para los niveles antiguos, sino solamente para la terraza baja. Por otra parte, los glacis existentes de la Val Ancha se caracterizan por presentar elevadas pendientes en su zona de raíz, en la que se genera una concavidad perfecta que se prolonga a modo de ladera sobre los niveles duros de las sierras que marginan la parte norte de la cuenca. SOLÉ SABARÍS (1964) clasifica este conjunto cuaternario como "glacis de tipo subárido o de terraza", siendo rampas que adquieren un alta pendiente en su raíz, pasando a verdaderas "vertientes de empalme" o "glacis-vertiente".

- El nivel cuaternario más antiguo está escasamente conservado. Constituye cerros residuales alargados u ovalados, en posición exenta y formando parte de divisorias estrechas entre valles. El retazo más conocido es el de Santa Lucía, al norte de Cartirana, que SOLÉ SABARÍS (1942) sitúa a 120 m de altura relativa sobre el Gállego. BARRERE (1966) establece su cota en 100 m sobre el río y lo hace equivalente a otros cerros aislados ("coronas") existentes en la parte oriental (Satué, Javierre del Obispo, Isún), atribución con la que coincidimos en parte de nuestra cartografía. Sin embargo, aunque su altura sobre el Tulivana ronda los 110 m y los 130 m sobre el Gállego, creemos que la altura relativa a la que debe situarse este nivel es 80-90 m, basándonos en la prolongación de sus perfiles hacia el río Gállego y Aurín manteniendo su pendiente media de 2,5 %. En la parte occidental, entre los glacis que descienden hacia el río Gas al oeste de Navasa, se localiza un pequeño retazo cuya altura relativa se corresponde con este mismo nivel. La pendiente de estos glacis-terrazas residuales depende del tramo conservado respecto a su nivel de base y al área fuente, siendo máxima en los niveles del piedemonte de Santa Orosia y menor en Santa Lucía. El espesor del depósito es muy variable, sobrepasándose los 3 m de materiales detríticos, con rubefacción y

cementación desigual, aunque suficiente para mantenerse sobre las litologías margosas de la depresión. Este nivel antiguo, es considerado de variadas edades según los autores: Para SOLÉ SABARÍS (1942, 1964) sería de edad Mindel, BARRERE (1975) considera las coronas más altas como Villafranquiense; MARTÍ BONO (1978), tras asignarle una edad Mindel al nivel de 50-60 m, necesariamente considera que estos restos acumulativos antiguos deben ser pre-Mindel.

SOLÉ SABARÍS (1942) sitúa en esta fase el momento en que el río Gállego mantenía su curso ligado al Aragón a través de la Val Ancha. Sin embargo, como él mismo constató, no existen restos de terrazas a lo largo de la Val; tampoco se han observado diferencias entre las terrazas antiguas y recientes de ambos ríos, anteriores y posteriores a la teórica captura. Además, el nivel de terraza de Santa Lucía que utiliza SOLÉ SABARÍS (1942) como depósito de referencia del paso del Gállego, pertenece al río Aurín, como ya fue indicado por MARTÍ BONO y SOLÉ SABARÍS (1971). Finalmente, el río Gállego, en su recorrido meridional, presenta un sistema de terrazas bien desarrollado, sin diferencias litológicas en la composición entre los diferentes niveles anteriores y posteriores a la supuesta captura. Todo parece indicar que a pesar del llamativo surco abierto en las margas, el río Gállego nunca llegó a ocuparlo a lo largo de la evolución cuaternaria y que su morfología es consecuencia principalmente de la evolución de los glaciares y el retroceso de laderas.

- El segundo nivel acumulativo se ubica a 50-60 m de altura relativa sobre los cauces fluviales. BARRERE (1966, 1975) denomina a este nivel "glacis principal" por la gran superficie que ocupa, aunque hay tres áreas principales de buena conservación: en ambas márgenes del río Aurín, en los afluentes del río Gas, tanto provenientes del flysch como del sinclinorio meridional, y en el pie de Santa Orosia-Oturia, al este del Gállego.

Los niveles de Cartirana y del norte de Sabiñánigo son terrazas del río Aurín, dispuestas en forma de abanico, con una pendiente media de 1,7 %, parecida a la del actual cauce de dicho río. Los únicos restos de terraza del Gállego pertenecientes a esta etapa acumulativa se reducen a cerros dispersos al sur de Sabiñánigo. En la parte occidental de la Val Ancha, el predominio general corresponde a los extensos conos cuya pendiente se orienta hacia el río Aragón y su afluente el río Gas, con incisiones de valles de fondo plano de poca amplitud que generan formas digitadas alargadas de NNE a SSO (Baraguás, Ipas, Banaguás). La morfología original del nivel se reconstruye perfectamente como la de una amplia vallonada de la que emergerían únicamente algunos relieves estructurales ya mencionados. Al sur del río Gas se conserva mejor la morfología en abanico, en los conos de Ulle y Navasa. Este último presenta pendiente hacia el río Gas y hacia la red del Gállego (Abate Fondanito) al mismo tiempo, lo que complica su asignación a un nivel determinado. Las pendientes medias de estos niveles oscilan entre 4 y 8 %.

Entre las terrazas del Aurín y los abanicos occidentales queda un amplio espacio en el que el nivel de 50-60 m ha sido desmantelado, conservándose únicamente algunas laderas de empalme y varios cerros aislados en el sector de Batés que atestiguan la presencia anterior de estas acumulaciones. Finalmente, al pie del relieve estructural de Santa Orosia, existen algunos glacis laterales (Isún, San Román, Sardas, Latas), de fuerte pendiente y relativamente bien conservados a pesar de las profundas incisiones y el importante retroceso de las cabeceras de "badlands" abiertas en la Fm. margas de Pamplona. Asimismo aparecen algunas "coronas" aisladas en la zona de Satué y Javierre. También pertenece a esta etapa el glacis conservado al norte de Senegué, con pendiente media de 6,5 %.

Como ya hizo notar BARRERE (1966), la pendiente de estos conos y glaciares aumenta considerablemente hacia su raíz, conformándose ápices cónicos, que en realidad no son originalmente ápices de abanicos sino dispositivos erosivos que aprovechan la zona de raíz por el menor espesor sedimentario generando un estrechamiento del nivel. La potencia de esta acumulación no es regular; por una parte, existe una base erosiva excavada en las margas que hace variar notablemente los espesores acumulados, pero además existe un progresivo engrosamiento de raíz a playa, pasando en algunos casos de ser prácticamente un glacis erosivo o rocoso a presentar depósitos de más de 8 m de potencia. Para BARRERE (1975), se formarían en condiciones climáticas secas, con fuerte irregularidad de precipitaciones y gran actividad en las laderas, a pesar de que por su perfecta correlación con la terraza de 50-60 m cabría pensar, sobre todo si se admite su carácter fluvio-glaciar, en condiciones frías, lo que también parece deducirse del propio depósito.

La composición granulométrica es variable, desde las terrazas del Aurín y Gállego con gravas rodadas de diferentes tamaños y litologías hasta niveles de clastos angulosos de flysch y abundante material limoso de los glaciares y conos laterales, o la presencia de cantos rodados retomados de conglomerados terciarios en el pie de los relieves de Santa Orosia.

Existen variadas opiniones acerca del origen fluvio-glaciar de las terrazas del Aragón y Gállego pertenecientes a esta etapa, aunque hay bastantes probabilidades de que lo sea efectivamente (MARTÍ BONO, 1978), correspondiendo a una etapa glacial anterior al máximo rissense, por lo que se le asignaría una edad Mindel. Otro distintivo importante es el aspecto rubefactado que presenta este nivel de terraza, con intensa alteración de los cantos (VIDAL, 1989) y con suelos rojos bien desarrollados, características que son extensivas también a otros depósitos de esta etapa del ámbito pirenaico (VIDAL y SÁNCHEZ, 1990).

- Sobre el nivel de 50-60 m proseguiría el encajamiento de la red fluvial, generándose sucesivos valles con nuevas acumulaciones detríticas de conos y terrazas del Pleistoceno medio-superior. Se distinguen niveles a 40, 20-25 y 7-10 m sobre el cauce actual, que ocupan extensiones mucho menores que el nivel de 50-60 m ó "glacis principal".

La terraza de 40 m del río Gállego presenta escasos afloramientos, concretamente uno en la margen izquierda, frente a Sabiñánigo, sin embargo hay algunos glaciares laterales que pueden ser asignados a esta etapa, como los existentes en Satué, formando "coronas" alineadas, o en Las Llenas de Javierre, todos ellos en posición más baja que el nivel de 60 m. En la Val Ancha no se ha localizado ningún resto de este nivel, aunque sí en la Val Estrecha en forma de laderas enlazando con retazos de glacis. Estos restos junto con una presencia más importante en el valle del río Basa (Hoja 210) permite asimilarlo como un nivel evolutivo seguro, tal como ya dedujeron GARCÍA RUIZ y CREUS (1974) a partir de afluentes del Gállego. Por otra parte, BENITO (1989) señala un nivel de 34-48 m en el curso medio y bajo de este río que corresponde sin duda a esta misma etapa.

El nivel de 20 m aparece como terraza fluvio-glaciar al sur de Senegué, en ambas orillas del valle y en el río Aurín. Para MARTÍ BONO (1973), este nivel no presenta dudas acerca de su origen fluvio-glaciar, como demostró a partir de los minerales pesados y la morfometría de cantos, siendo un depósito de un curso torrencial que enlaza con el frente morrénico del glaciar del Gállego. Por otra parte, este nivel aparece en el sector central de la Val Ancha, formando niveles de glacis relativamente bien conservados, como las amplias llanadas de la zona de Martillué o los de ambas márgenes del barranco de Asuar. Es además el nivel más importante de la val Estrecha, con laderas y glaciares intensamente incididos por la red de

barrancos, formando estrechos retazos orientados de sur a norte. Por último, en la parte occidental, entre los abanicos de Navasa, Ulle y Barós, ocupando una posición deprimida unos 20 m respecto a los mismos, nos encontramos este nivel configurando el relleno de sendas depresiones interconos. La edad de este nivel debe relacionarse directamente con el máximo glaciario, sin embargo éste mismo plantea problemas. Para PANZER (1926) su edad sería Wurm, lo cual es admitido igualmente por SOLÉ SABARÍS (1942) y LLOPIS LLADO (1947) y en ALIMEN *et al.* (1957). Sin embargo, BARRERE (1966, 1975) sitúa este máximo en el Riss, al igual que MARTÍ BONO (1978).

El nivel de 7-10 m alcanza una gran extensión, configurado como terraza fluvial de los ríos Gállego y Aurín. Parece evidente que este nivel es posterior al máximo glaciario (BARRERE, 1964, 1975) y resulta de un aluvionamiento que ocupa los fondos de los valles, con gravas y bloques procedentes de la erosión de las morrenas y de la terraza anterior, sin restos de rubefacción ni alteración interna. Presenta una cubierta limosa superior muy característica que también se hace patente en la Val Ancha, donde los limos ocupan los fondos de valle y las amplias cuencas excavadas entre los niveles de glaciario. Estas acumulaciones limosas ya son citadas por BARRERE (1975) y MARTÍ-BONO y GONZÁLEZ (1979), que las consideran de una etapa semiárida de finales del último período glaciario, aunque creemos que puede asignárseles una edad ya claramente holocena. Si bien la incisión de los ríos principales alcanzan a profundizar 7-10 m, los pequeños cursos de la red del Tulivana, Abate Fondanito y Gas, normalmente presentan valles de fondo plano, en los que la incisión se reduce a un estrecho surco de 2-3 m como máximo de profundidad, mostrando una base de gravas angulosas y un amplio paquete de limos superiores, con lentejones de gravas.

2.3.3. Derrubios de ladera. (31)

Las vertientes que enlazan los diferentes niveles entre sí y con el fondo holoceno presentan acumulaciones de ladera de no excesivo espesor, en las que pueden llegar a diferenciarse al menos dos etapas claramente holocenas. Esta cubierta detrítica, retomada de los niveles pleistocenos que forman la parte alta de la vertiente genera una regularización general protegida por la existencia de un manto herbáceo. Sin embargo, la acción antrópica, sobre todo el sobrepastoreo, y la aridez del clima actual ha favorecido la incisión de cárcavas profundas, que aprovechan el sustrato margoso, tras ser degradada la cubierta vegetal. Abundan las formas triangulares de divisoria entre los gullies o barrancos, del tipo flatiron, que conservan residualmente las etapas de clima más frío que favorecieron la regularización. Destaca por la densidad de las "badlands" y arroyamiento concentrado la vertiente occidental del nivel de 60 m del Aurín sobre el río Asuar, el entorno de los relieves estructurales residuales de la Val Ancha y el sector del piedemonte de Santa Orosia, donde la fuerte pendiente favorece aún más la generación de estas morfologías.

2.3.4. Conos de deyección. (32)

Además de glaciario y terrazas se hace necesaria una referencia a los conos de deyección que empaстан buena parte del valle del Gállego. De hecho, la observación del mapa geomorfológico llama la atención por la presencia de grandes abanicos aluviales, casi conectados entre sí lateralmente, formados por algunos de los afluentes más importantes del Gállego a su paso por el flysch eoceno. Destacan sobre todo los abanicos del barranco de Aso y del barranco de Escuer en la margen derecha y los abanicos del barranco de Sía, del barranco Dos Lucas y del barranco de Oliván en la margen izquierda.

Todos los abanicos aluviales o conos de deyección del valle del Gállego son claramente postglaciares porque ocupan el fondo de la artesa glaciaria una vez que esta fue desocupada por los hielos de la última glaciación. Por otra parte, los materiales acumulados en los abanicos son una mezcla de areniscas procedentes del flysch y de cantos de origen indudablemente morrénico por su composición litológica, su tamaño y sus características de rodamiento. Y es que los torrentes que forman estos conos atraviesan, poco antes de llegar a la artesa del Gállego los potentes cordones morrénicos laterales abandonados por el glaciar principal. Los conos mayores han sido formados por una mezcla de coladas de piedras (bien visibles en las proximidades del ápice) y procesos fluviales, que explican la redistribución de los sedimentos y las grandes dimensiones de los abanicos. En la actualidad son escasamente funcionales, si bien un pequeño sector de los mismos mantiene rasgos de notable funcionalidad: ausencia de vegetación, aspecto fresco de los sedimentos, canales trenzados muy inestables. De todas formas, la mayor parte de los mismos se encuentran ya cultivados u ocupados por matorrales densos e incluso árboles, prueba de que la actividad erosiva y sedimentaria de estas formaciones se encuentra muy limitada espacialmente.

Con posterioridad a la elaboración original de esta cartografía y memoria, diversas publicaciones se han interesado por la dinámica sedimentaria de estos conos de deyección. Algunos de estos estudios (GÓMEZ-VILLAR, 1996; ITGE-DGA, 1996) son previos a la catástrofe del camping de Biescas (7 de agosto de 1996), situado sobre el abanico del barranco de Arás, que se cobró 87 vidas humanas; otros muchos han surgido como consecuencia de esta avenida catastrófica (BATALLA y SALA; 1996; GARCÍA-RUIZ *et al.*, 1996; WHITE *et al.*, 1997; BENITO *et al.*, 1998; GUTIERREZ *et al.*, 1998; WHITE y GARCÍA-RUIZ, 1998; ALCOVERRO *et al.*, 1999; BATALLA *et al.*, 1999; GARCÍA-RUIZ *et al.*, 2000; RICO *et al.*, 2001).

GÓMEZ-VILLAR (1996) se centró en el estudio de tres conos aluviales del valle del Gállego (Oliván, Escuer y Orós), todos ellos dentro de la Hoja y con características similares, es decir, barrancos laterales del río Gállego, incididos en las turbiditas del Grupo Hecho, con abundante disponibilidad de material de origen morrénico en su cuenca de drenaje (morrenas laterales del Gállego), y situados entre el cordón morrénico de Senegué y el de Búbal. Estos abanicos aluviales se habrían iniciado tras la deglaciación del valle del Gállego que, aguas abajo de Paúl de Búbal (Hoja de Sallent de Gállego, 145) tuvo lugar antes de 21.000 años BP (MONTERRAT, 1992). GÓMEZ-VILLAR (1996) aporta información importante relativa a la geomorfología y tipología de sus depósitos así como a la influencia de los factores antrópicos en su evolución reciente. Desde el punto de vista de tipología de depósitos GÓMEZ-VILLAR (1996) distingue la presencia de lóbulos de coladas de piedras ricas en matriz en su parte apical, que serían producto de flujos densos tipo "debris flow", y barras de rocas desprovistas de matriz en su parte media, que evolucionan a depósitos fluviales más finos en la parte distal (flujos newtonianos). La morfología de los cauces fluvio-torrenciales de los abanicos es de tipo trenzado y, sobre la misma se encajarían los cauces funcionales recientes. Este encajamiento se debe a factores antrópicos recientes por efecto de la disminución del sedimento disponible, retenido en un sistema de presas construidas en los años 40, aguas arriba de los abanicos, con esta finalidad y, en menor medida, por el aumento de la cobertura vegetal debido a la menor utilización agrícola de las laderas.

En la inundación catastrófica del 7 de agosto de 1996 en el abanico aluvial del barranco de Arás, llama la atención la ausencia de cicatrices de deslizamientos o "debris flows" significativos en la cuenca de drenaje por lo que el sedimento movilizado procedía casi

enteramente del lecho de los cauces y zonas adyacentes al pie de sus márgenes (BATALLA *et al.*, 1999). El sedimento movilizado por la destrucción de las 22 presas de retención de sedimentos (31 según RICO *et al.*, 2001) y por la modificación del cauce fue cifrado en unos 68.000 m³ (GARCIA-RUIZ *et al.*, 1996). De acuerdo con GARCIA-RUIZ *et al.* (1996) estas presas se habrían colmatado en poco más de una década a tenor de la edad de los árboles que se habían desarrollado en su superficie. Los cálculos de caudal en la zona apical del abanico varían según se hayan estimado por métodos de lluvia-esorrentía (217 m³ s⁻¹) (RICO *et al.*, 2001) o según estimaciones hidráulicas (≥ 430 m³ s⁻¹) (BENITO *et al.*, 1998). Esta variación debe interpretarse por el importante volumen de carga sólida transportada. De acuerdo con la secuencia de facies observada en los depósitos acumulados en el abanico de Arás tras la inundación del 7 de agosto de 1996 (GARCIA-RUIZ *et al.*, 1996; RICO *et al.*, 2001), la corriente tuvo un flujo multifásico debido a la incorporación, como “debris flows” de la carga sedimentaria de las presas.

2.3.5. Depósitos aluviales de fondo de valle. (33)

Dentro de este epígrafe se han incluido los materiales correspondientes a la llanura de inundación del cauce actual y a las terrazas más bajas topográficamente. Algunas de ellas, especialmente en el curso del río Gállego, pueden ser relativamente antiguas, y ser resultado de la deglaciación post- máximo glaciar del Pleistoceno Superior.

Los materiales corresponden mayoritariamente a gravas de cantos procedentes de la migración de barras en los períodos de crecida y a la destrucción de los depósitos de origen glaciar del curso del Gállego.

2.3.6. Depósito aluvial-coluvial. (34)

Corresponde a afloramientos en continuidad con la Hoja de Yebra de Basa y que se han diferenciado como tales en esta Hoja vecina.

Están formados por limos y arcillas, con algún nivel de arena y gravas, subangulosas a subredondeadas con espesores de 1-2 m.

3. TECTÓNICA

La Hoja de Sabiñánigo se sitúa en la zona centro-oriental de la Cuenca turbidítica de Jaca, la cual se desarrolla en el sector occidental de la Zona Surpirenaica. Esta se caracteriza por un sistema imbricado de láminas de cobertera y pliegues asociados con vergencia predominante sur (SEGURET, 1972), despegado a nivel del Triásico o, cuando este está ausente, del Cretácico Superior. En este sector aparece afectada por un dominio de clivaje que se extiende desde la Zona Axial hasta el interior de la Cuenca turbidítica (CHOUKROUNE y SEGURET, 1973).

La Cuenca de Jaca está constituida por materiales paleógenos sintectónicos, que forman un vasto sinclinal asimétrico situado entre el apilamiento antiformal de basamento de la Zona Axial y el frente surpirenaico de las Sierras Exteriores aragonesas. En su límite norte afloran los materiales cretácicos y paleocenos que constituyen las Sierras Interiores.

La estructura alpina de este sector responde al progresivo levantamiento de la Zona Axial debido a la imbricación en secuencia “piggy-back” de las láminas de basamento de Eaux-Chaudes, Gavarnie y Guarga (CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985; LABAUME *et al.*, 1985; TEIXELL,

1992, 1998). Como consecuencia se produce una elevación estructural en la cobertera suprayacente a cada lámina y un hundimiento relativo de la zona inmediatamente al sur. La estructura cortical de este sector del Pirineo se conoce gracias al estudio del perfil de reflexión sísmica ECORS-Arzacq por DAIGNIERES *et al.*, 1994 y a la integración con la geología de superficie realizada por TEIXELL, 1998. Una transversal completa del Pirineo por el valle de Tena puede verse en CASAS y PARDO (2004).

Las Sierras Interiores representan el flanco meridional del anticlinal de bloque superior de la lámina de Gavarnie, por delante del cual se desarrolla la cuenca turbidítica de Jaca. El apilamiento de basamento se prolonga hacia el sur por debajo de los sedimentos mesozoico-terciarios hasta casi el núcleo del sinclinorio del Guarga, provocando con ello una elevación estructural en la cobertera suprayacente. Como consecuencia de la imbricación del basamento se produce un desplazamiento progresivo de la deformación hacia el sur, y la migración en el mismo sentido de la sedimentación sintectónica.

La potente serie turbidítica del Eoceno inferior y medio que ocupa la mayor parte de la Hoja desarrolla una compleja estructura de pliegues y cabalgamientos imbricados. En conjunto presenta buzamiento sur, de modo que se sube en la serie al avanzar en esa dirección. Dado lo monótono de la serie, la reconstrucción de su estructura sólo es posible hacerla gracias a las megacapas carbonatadas intercaladas que actúan como niveles guía. Al sur se extienden las margas y areniscas de talud y plataforma siliciclástica del Bartonense-Priabonense que rápidamente dan paso a las facies continentales del Eoceno superior-Oligoceno que ocupan el Sinclinorio del Guarga. Están deformados por amplios pliegues de extensión kilométrica y vergencia meridional con orientación ONO-ESE.

En este sector la estructura se caracteriza por la existencia de dos generaciones de cabalgamientos y pliegues de orientación E-O a ONO y vergencia meridional (JEURISSEN, 1968; CHOUKROUNE *et al.*, 1968; SOLER y PUIGDEFÁBREGAS, 1970; TEN HAAF *et al.*, 1971; LABAUME *et al.*, 1985; CÁMARA y KLIMOWITZ, 1985; TEIXELL, 1992). En primer lugar se desarrolla un sistema de pliegues y cabalgamientos de bajo ángulo (Larra-Monte Perdido), que afecta a la serie del Cretácico-Ilerdiense y se propaga dentro de la cuenca turbidítica. Este sistema es deformado por un sistema de pliegues y cabalgamientos de alto ángulo, relacionado con el evento de clivaje ligado al emplazamiento del cabalgamiento de basamento de Gavarnie.

3.1. LAS SIERRAS INTERIORES

Están formadas por las calizas y areniscas de plataforma marina somera del Cretácico superior, sobre las que se apoya la serie calcáreo-dolomítica del Paleoceno-Ilerdiense inferior. Estos materiales han sido afectados por un sistema de pliegues y cabalgamientos imbricados, de vergencia meridional, denominado sistema de Monte Perdido en la zona de Ordesa (SEGURET, 1972) o sistema de Larra en sectores más occidentales (TEIXELL, 1992). Se encuentra basculado hacia el sur debido al emplazamiento en secuencia de bloque inferior del cabalgamiento de Gavarnie (CHOUKROUNE *et al.*, 1968; CAMARA y KLIMOWITZ, 1985; LABAUME *et al.* 1985; TEIXELL 1992). Como consecuencia de este basculamiento la zona caudal del cabalgamiento ha quedado desenraizada del basamento.

El sistema de Larra-Monte Perdido entronca, en la zona de las Sierras Interiores, en un cabalgamiento basal que sigue la estratificación de la serie cretácica. El despegue se sitúa

en los niveles basales de las areniscas de Marboré o en algún nivel intracretácico subyacente, y deja en el bloque inferior el Cenomaniense superior-Turoniense discordante sobre las rocas paleozoicas. Este cabalgamiento tiene su zona de raíz al norte, entroncándose en sectores más occidentales en el cabalgamiento de Lakora (TEIXELL, 1992) o probablemente en el cabalgamiento de Eaux-Chaudes en el área del valle de Tena (LABAUME *et al.*, 1985; PUIGDEFABREGAS y SOUQUET, 1986; CASAS y PARDO, 2004). Hacia el sur, el cabalgamiento basal del sistema de Larra-Monte Perdido asciende en la serie hasta llegar a cortar, en secuencia de bloque inferior, las turbiditas eocenas de la cuenca de Jaca.

En la Hoja de Sabiánigo la estructura aflorante de las Sierras Interiores es el anticlinal de Santa Elena. Se trata de un pliegue de geometría redondeada y escala kilométrica, desarrollado en el bloque inferior del sistema de Larra-Monte Perdido. Tiene una orientación E-O y su flanco meridional está verticalizado mientras el flanco norte presenta un suave buzamiento sur. Esta estructura coincide con la zona de charnela del anticlinal de bloque superior del cabalgamiento de Gavarnie, pudiendo atribuirse bien a este evento (CHOUKROUNE *et al.*, 1968; LABAUME *et al.*, 1985) o bien considerarla una estructura previa, basculada y acentuada por la deformación asociada al emplazamiento del cabalgamiento de Gavarnie (fig. 1). Dentro de la Hoja estudiada, únicamente aflora el flanco meridional de este anticlinal, sobre el que se apoyan las turbiditas del grupo Hecho.

Por debajo de la cuenca turbidítica, los sondeos de investigación petrolífera Serrablo-1 y Serrablo-4 (LANAJA, 1987) realizados en el valle del Aurín han cortado, a una cota aproximada de 3000 m bajo el nivel del mar, la serie cretácica cabalgando sobre el Paleógeno. El sondeo Serrablo-1 llega a cortar al Paleozoico aproximadamente a una cota de 4200 m por debajo del nivel del mar.

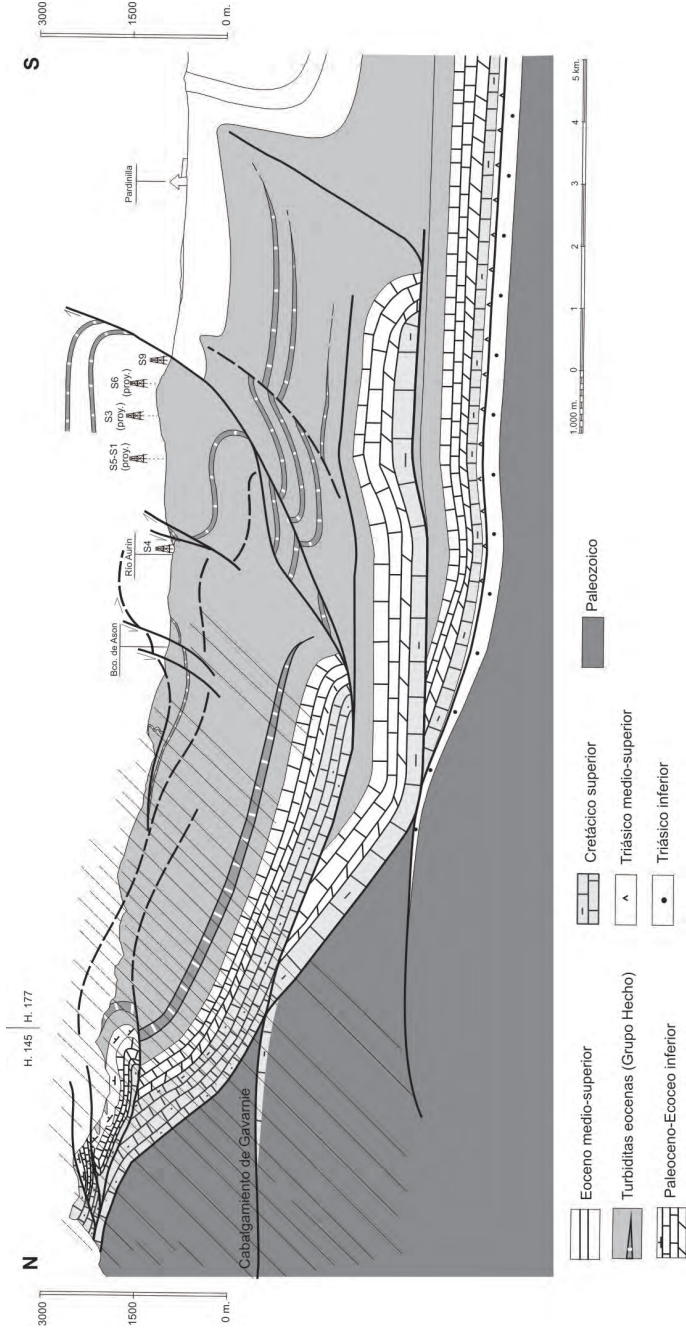
3.2. LA CUENCA DE JACA

A grandes rasgos la cuenca de Jaca se puede considerar como un sinclinatorio asimétrico separado de la Zona Axial por la alineación de las Sierras interiores y limitado al sur por las Sierras Exteriores. Su mitad norte está ocupada por las turbiditas del Grupo Hecho, mientras que la sur está ocupada por las molasas de la Fm. Campodarbe. Ambos dominios quedan separados por los cabalgamientos de Oturia y Jaca, que han sido interpretados como la expresión superficial del cabalgamiento de basamento de Gavarnie (LABAUME *et al.* 1985; TEIXELL y GARCIA SANSEGUNDO, 1995).

En la Hoja de Sabiánigo aflora únicamente el flanco norte del sinclinatorio, constituido por las turbiditas del Grupo Hecho, las facies de talud y plataforma siliciclástica del Luteciense superior-Priaboniense inferior y la parte basal del Grupo Campodarbe. El sector septentrional está afectado por un sistema de cabalgamientos de bajo ángulo que responde a la continuación dentro de la cuenca del sistema de Larra-Monte Perdido. Un segundo sistema de cabalgamientos de alto ángulo y pliegues (LABAUME *et al.* 1985; TEIXELL y GARCIA SANSEGUNDO, 1995) se hace progresivamente dominante hacia el sur de la estructura. Este segundo sistema forma un abanico imbricado de gran escala acompañado por pliegues de diferentes escalas.

Las estructuras mayores identificadas en la Hoja han sido en general definidas en las zonas donde afectan a las megacapas carbonatadas, siendo difíciles de continuar en las turbiditas terrígenas. En líneas generales, la deformación es menos intensa a medida que avanzamos hacia el sur, apareciendo concentrada en las áreas próximas a los planos de cabalgamiento.

Figura 1. Corte geológico en la transversal de Peñas de Aso-Valle del Aurín.



En la parte norte de la cuenca, entre el anticlinal de Santa Elena y la localidad de Biescas, las turbiditas presentan una estructura muy compleja que describe en conjunto un gran flanco con elevado buzamiento al sur. En el puerto del Cotefablo se observa como la estructura interna de este flanco consiste en un sistema de pliegues angulares, con flancos normales subhorizontales o con bajos buzamientos y relativamente cortos, y flancos inversos con buzamientos del orden de 30-45° N, localmente asociados a cabalgamientos menores. A lo largo de todo el flanco se desarrolla en los términos más pelíticos una foliación de tipo pizarroso asociada a los pliegues, que es más difícilmente apreciable en los niveles arenosos.

La megacapa 4-Cotefablo dibuja esta estructura en su recorrido entre el valle del Aurín y la terminación oriental de la Hoja. En el valle del Aurín, a la altura de la localidad de Acumuer, este gran flanco foliado de alto buzamiento termina en rampa sobre un cabalgamiento vergente al sur, basculado unos 10°S, que discurre en rellano sobre un flanco normal descrito también por la megacapa 4. Este flanco normal continúa hacia el sur, donde aparece cortado por un sistema de fallas normales de alto ángulo. El desarrollo de foliación en este flanco normal es muy puntual.

Al acercarnos al límite meridional del afloramiento de las turbiditas, marcado en este sector por el cabalgamiento de Oturia, la estructura vuelve a verticalizarse lo que permite subir en la serie hasta la megacapa 5-Roncal.

El cabalgamiento de Oturia es una estructura de orientación ONO, con gran continuidad lateral que se reconoce en gran parte de la cuenca de Jaca, pudiéndose seguir hacia el este hasta el valle del Ara (Hoja de Broto - 178) y por el oeste hasta el Barranco de Biniés (Hoja de Navascués -143) (TEN HAFF *et al.*, 1971; PUIGDEFABREGAS, 1975). En el área estudiada este cabalgamiento presenta un buzamiento elevado, que aumenta progresivamente al avanzar hacia el oeste. Superpone dos conjuntos litológicos distintos y, constituye el límite meridional de afloramiento de la cuenca turbidítica en este sector. En la zona oriental hace cabalgar la megacapa 5-Roncal directamente sobre las margas de Larrés y los materiales molásicos del Grupo Campodarbe (sinclinal de Santa Orosia). Hacia el oeste este cabalgamiento corta a las turbiditas, dejando en el bloque inferior un flanco inverso constituido por la megacapa 5-Roncal, con una estructura interna complicada por estructuras menores. Este flanco cabalga a su vez sobre la megacapa 8-Jaca y las margas de Larrés. La estructura frontal de este cabalgamiento está complicada en la zona oriental por sistemas de fallas normales de orientación NO-SE y alto buzamiento. En la zona comprendida entre el valle del Aurín y el Valle de Tena se han medido estrías de deslizamiento en el plano del cabalgamiento con una orientación 112, 58N-52E. En el sector occidental de la Hoja las estrías presentan un cabeceo mayor (100, 48N-80O), indicando una componente de deslizamiento inversa más pura.

Hacia el sur la estructura de formación dominante responde a una familia de pliegues de escala kilométrica y orientación ONO, cuyos ejes presentan una suave inmersión hacia el ESE. Despegan en la base de la serie turbidítica y presentan flancos cortos con fuertes buzamientos o que llegan a estar invertidos. El sinclinal de Santa Orosia, cortado en su flanco norte por el cabalgamiento de Oturia, sería la más septentrional de estas estructuras (PUIGDEFABREGAS, 1975). Hacia el sur este sinclinal da paso al anticlinal del Basa, estructura nucleada en las turbiditas del Grupo Hecho que pasan lateral y verticalmente hacia las margas de talud y facies de plataforma siliciclástica. Este anticlinal representa la amortiguación lateral del cabalgamiento de Jaca. La estructura más meridional que se encuentra en la Hoja es el sinclinal de Peña Oroel, ocupado en su núcleo por los conglomerados del tránsito Econo-

Oligoceno de Peña Oroel. Este sistema de pliegues y cabalgamientos ha sido interpretado como la expresión superficial del cabalgamiento de Gavarnie.

3.3. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Las estructuras más antiguas observadas en la Hoja, corresponden a los cabalgamientos de bajo ángulo que ascienden desde el nivel de despegue intracretácico en las Sierras Interiores a las turbiditas de la cuenca de Jaca. El nivel stratigráfico más alto al que se ha visto que afecten estas estructuras son las turbiditas circundantes a la megacapa 8 (Embún-Jaca), por lo que su desarrollo se extiende al menos hasta el Luteciense superior (TEIXELL, 1992, 1996, 1998). IZQUIERDO *et al.* (en prensa), reconocen el desarrollo local del clivaje en relación con los cabalgamientos de bajo ángulo. Esta foliación se observa principalmente en las unidades cretácicas, encontrándose en ocasiones plegada como consecuencia de la evolución de la deformación. Todas estas estructuras han sido relacionadas con la propagación hacia la cobertera del cabalgamiento de zócalo de Eaux Chaudes, emplazado entre el Cretácico superior y el Eoceno medio (LABAUME *et al.*, 1985; TEIXELL 1992, 1996).

El basculamiento de estos cabalgamientos y los pliegues sinfoliares observados en las turbiditas del Grupo Hecho se relaciona probablemente con el desarrollo de los cabalgamientos de Oturia y Jaca y con los pliegues de Santa Orosia, Basa y Peña Oroel. Estas estructuras afectan a las turbiditas del Grupo Hecho y a los materiales terrígenos del Priabonense inferior-medio al Stampiense de la cuenca de Jaca, sintectónicos con ellas. Por esto y por su asociación con el cabalgamiento de Gavarnie se les ha atribuido una edad Eoceno superior a Oligoceno inferior (CHOUKROUNE *et al.*, 1968; TEIXELL, 1996). Durante el Oligoceno inferior el emplazamiento en secuencia "piggy back" de la lámina del Guarga tiene como consecuencia el transporte en bloque superior de esta parte de la cuenca de Jaca.

4. GEOMORFOLOGÍA

La Hoja nº 177 (Sabiñánigo, anteriormente Biescas) corresponde a uno de los sectores geomorfológicos más interesantes del Alto Aragón, donde el relieve elaborado a partir del flysch alcanza su máxima expresión. Por otro lado en el suroeste de la Hoja se localiza la prolongación oriental de la Depresión Media Altoaragonesa, denominada aquí Val Ancha y Val Estrecha. Igualmente se localiza aquí la cubeta terminal del glaciar del Gállego, que dejó numerosos depósitos morrénicos laterales. No es de extrañar, por lo tanto, que esta zona haya sido objeto de diversos estudios geomorfológicos, comenzando por el ya clásico de PANZER (1926) sobre el glaciario del Gállego, o los de FONTBOTÉ (1948), SOLÉ SABARÍS (1941, 1942 y 1951) y BARRERE (1963 y 1966). Más recientemente MARTÍ BONO (1996) y GARCÍA RUIZ *et al.* (1999) han estudiado los depósitos glaciares del Gállego, que fueron analizados muy en detalle también por VIDAL (1989) y VIDAL y SÁNCHEZ (1990). Por último es obligado señalar el extenso estudio de SERRANO (1991a y b) sobre el relieve de gran parte del valle del Gállego, y especialmente sobre la llamada Ribera de Biescas. Sobre la geomorfología del flysch también existen varios trabajos, destacando los realizados por GARCÍA RUIZ y PUIGDEFÁBREGAS (1982) y PUIGDEFÁBREGAS y GARCÍA RUIZ (1983). No debe olvidarse asimismo la excelente síntesis cartográfica de BARRERE (1970) a escala 1:50.000, con representación esquemática de las líneas de relieve y de los depósitos más destacados, si bien los fenómenos de detalle quedan un tanto al margen de los objetivos del

mapa. El mapa geomorfológico de la hoja (fig. 2) fué confeccionado en el marco del Proyecto ITGE-DGA (1996)

4.1. LAS FORMAS ESTRUCTURALES

La Hoja de Sabiñánigo está constituida por dos de las unidades más importantes del Pirineo: El flysch eoceno surpirenaico y las margas gris-azuladas del Eoceno, cada una de ellas con formas de relieve muy diferentes en función de la resistencia litológica y de los esfuerzos tectónicos. Además conviene señalar la presencia en el extremo suroccidental de la Hoja de los relieves oligocenos prepirenaicos correspondientes a la prolongación de Peña Oroel.

Pero quizás el accidente tectónico más destacado es el gran cabalgamiento del flysch de Oturia sobre los conglomerados de Santa Orosia en el sector suroriental de la Hoja, con notables repercusiones sobre las grandes formas de relieve y sobre aspectos estructurales de detalle.

El flysch evoluciona hacia colinas de cumbres redondeadas y alargadas que descienden suavemente desde el norte. Las laderas aparecen muy regularizadas, con pendientes homogéneas, sin contrastes, debido a la escasa potencia de los estratos duros y a la estructura rítmica de la sedimentación. La tectónica, sin embargo, ha sido muy activa e intensa y cerca de los valles fluviales se aprecia la complejidad de los pliegues, intensamente deformados y a veces fracturados, casi siempre vergentes al sur como consecuencia del empuje de los cabalgamientos. Pero estos pliegues difícilmente se manifiestan en el relieve, salvo que exista alguna megacapa calcárea que indique el sentido de los buzamientos y de las deformaciones. A veces, pueden aparecer relieves en cuesta poco definidos debido a esa ausencia de contrastes litológicos, con el reverso buzando hacia el norte y el frente mirando al sur, pero este último no muestra la agresividad típica de los relieves en cuesta en rocas más duras.

La influencia de la estructura en el flysch se deduce también a partir de los grandes movimientos en masa que afectan en profundidad al substrato debido a la existencia de fracturas o zonas de debilidad lito-estructurales, pero a este aspecto se hará referencia más adelante.

Las margas forman parte de la Depresión Media pirenaica, conjunto de valles y depresiones paralelos a la dirección principal de las alineaciones estructurales pirenaicas. Esta depresión no forma realmente una unidad continua, sino pequeñas cuencas y ensanchamientos erosivos desconectados entre sí y modelados a partir de las margas (PEÑA, 1994). En la Hoja de Sabiñánigo las margas dan lugar a una de estas depresiones erosivas que constituyen la prolongación oriental de la Canal de Berdún. A partir de Jaca hacia el este pasa a denominarse Val Ancha/Val Estrecha, y finalmente penetra en la parte noreste de la Hoja de Yebra de Basa (210) siguiendo los afloramientos margosos del valle del río Basa y estrechándose progresivamente hacia el este.

En la Hoja de Sabiñánigo la Depresión Media se subdivide en dos corredores paralelos alargados de oeste a este y separados por una alineación estructural intermedia que corresponde al afloramiento subvertical de la arenisca de Sabinánigo, del Eoceno superior, que constituye el flanco sur de una estructura anticlinal.

El surco septentrional es el más amplio y se conoce con el nombre de Val Ancha, excavada en niveles margosos gris-azulados del Eoceno medio y superior que forman parte de los núcleos

del anticlinal de Sabiñánigo y del sinclinal de Espuëndolas. La depresión tiene 16 km de longitud y su fondo queda colgado unos 130 m sobre los valles de los ríos Gállego y Aragón.

Inicialmente SOLÉ SABARÍS (1942) señaló que la Val Ancha debía tratarse de un valle abandonado del río Gállego, que fluiría hacia el oeste para unirse al Aragón, siendo posteriormente capturado hacia el sur por un afluente del río Guarga. No de otra forma podría imaginarse la existencia de un gran valle que no está recorrido por ningún río importante y que, de acuerdo con la hipótesis de SOLÉ SABARÍS (1942), sería un valle muerto. La existencia de una terraza alta (140 m) al oeste del Gállego se consideraba un testimonio de los depósitos abandonados por ese río a su paso por la Val Ancha. No obstante MARTÍ BONO y SOLÉ SABARÍS (1971) demostraron que no existen argumentos suficientes que corroboren esta hipótesis, pues la terraza anteriormente citada no es del Gállego (carece de cantos de granito y de materiales paleozoicos) si no del río Aurín. El gran corredor puede haberse formado por retroceso progresivo de glaciares de erosión, tal como se ha demostrado en otras regiones.

El segundo corredor, la Val Estrecha, se sitúa más al sur, formando un valle subsecuente de poca amplitud, abierto en las margas azules de la Fm. Pamplona, pero sin el valor morfológico que poseen la Val Ancha y la Canal de Berdún. Al este del río Gállego la depresión media queda cerrada por los relieves estructurales de las cuestas de arenisca del flanco norte del anticlinal de Sabiñánigo y de los conglomerados de Santa Orosia, generándose un piedemonte complejo que se prolonga por el norte del río Basa, fuera ya de la Hoja.

El cabalgamiento de Oturia se manifiesta en la existencia de un gran frente de cuesta en el flysch cabalgante y que es el que da la envergadura principal al relieve. En todo este sector suroriental de la Hoja las formas derivadas de la estructura son las que dominan el paisaje. Así sucede, por ejemplo, en el sinclinal de Monte Serradiblo y en el sinclinal de Santa Orosia, ambos con los consiguientes relieves en cuesta derivados. Los conglomerados de Santa Orosia, muy resistentes, evolucionan también hacia sendos relieves en cuesta muy bien definidos, escalonados hacia el este en grandes escarpes. Finalmente, las areniscas de Sabiñánigo, en pliegue sinclinal con el eje buzando hacia el este, configuran un magnífico frente de cuesta en abanico, seccionado por diversos torrentes (barranco de las Gargantes, barranco Sol Plano) que fluyen hacia el Gállego. Estas mismas areniscas son las que forman una alineación continua entre la Val Ancha y la Val Estrecha y que ha quedado individualizada muy significativamente por erosión diferencial.

Otro tanto sucede con la prolongación de Peña Oroel, constituida por conglomerados y areniscas resistentes a la erosión. Relieves en cuesta y crestas verticales son los elementos básicos de la morfología.

4.2. LA EVOLUCIÓN DE LAS VERTIENTES

El mapa geomorfológico demuestra la diferente evolución de vertientes en el flysch y en las margas. Para el flysch se conoce bastante bien la distribución espacial de los diferentes procesos geomorfológicos desde el estudio de GARCÍA RUIZ y PUIGDEFÁBREGAS (1982). Recientemente a partir de sistemas de información geográfica, GONZÁLEZ *et al.* (1995) han estudiado la evolución de vertientes en diferentes litologías incluido el flysch, y sus conclusiones son similares a las del trabajo anteriormente citado. El mapa geomorfológico de Sabiñánigo aporta unos resultados en la misma línea, demostrando que el flysch, como otras litologías, está afectado por un sistema morfológico que es el resultado de la interacción compleja de varios procesos bajo determinadas condiciones climáticas y de usos del suelo.

MAPA
GEOMORFOLOGICO



1 000 500 0 1 000 2 000 3 000

Quizás el fenómeno que más llama la atención dentro del flysch es el predominio de los movimientos en masa. Los hay profundos, con una cicatriz de arranque con plano rotacional que afecta al substrato, y una lengua más o menos alargada que se ha desplazado unas decenas o unos cientos de metros en el sentido de la pendiente. Estos desprendimientos son muy frecuentes sobre todo en los valles de la Garcipollera y del Aurín, así como en el frente meridional del flysch que mira hacia la Val Ancha. En todos los casos se hallan vinculados a zonas de debilidad (fracturas, presencia masiva de arcillas, frente a areniscas). Algunos muestran signos de actividad relativamente reciente, con la cicatriz de arranque bien visible y signos de corrugamiento en la lengua, pero en otros casos la cicatriz se encuentra muy difuminada y sólo puede intuirse a partir de la fotografía aérea.

Los movimientos en masa pueden ser también de entidad menor, como sucede con los deslizamientos planares, los lóbulos de solifluxión y las coladas de piedras. Los primeros afectan al suelo potente instalado sobre el flysch, especialmente en laderas rectilíneas próximas a las divisorias; constituyen una forma típica de los ambientes desforestados durante la Edad Media como consecuencia de la pérdida de estabilidad tras la deforestación de la parte superior del bosque. Los lóbulos de solifluxión están presentes en zonas con importante acumulación de suelo y concentración de humedad. Por su parte, las coladas de piedras tienen una distribución muy aleatoria pero parecen controladas por la deforestación de la montaña media y el pastoreo; su presencia es muy frecuente en el valle del Aurín y sobre todo en la Garcipollera y en las laderas más meridionales del flysch, donde la debilidad estructural es mayor por la presencia de fracturas ligadas al cabalgamiento del flysch sobre las margas.

La actividad del arroyamiento superficial es también patente en la formación de incisiones paralelas, especialmente en el antiguo piso superior del bosque, y de cabeceras activas de torrentes que muestran una notable actividad erosiva (cabecera del río Ijuez, barranco de Asún en el río Aurín y cabecera del barranco de Sía, en el Cotefablo).

En las margas de la depresión media la actividad geomorfológica se concentra en lugares muy especiales: bordes de glaciares y de terrazas y en los alrededores de Espuëndolas. Es allí donde se aprecia el típico sistema de evolución de las margas, con la formación de áreas acaravadas, espacialmente restringidas en general, por la facilidad con que se erosionan estos materiales una vez se ha desmantelado el suelo.

También se puede constatar la presencia de grandes movimientos en masa en forma de lengua afectando a depósitos cuaternarios cuando estos son potentes. Esto ocurre en la cabecera del barranco de Espuëndolas. Una antigua cuenca de recepción de cabecera de torrente se rellenó de fragmentos de arenisca y limos procedentes de las laderas superiores del flysch durante algún período frío cuaternario (probablemente el máximo glacial). La evolución posterior del torrente inestabilizó este depósito, que ha descendido en forma de grandes coladas de piedras en diversas ocasiones.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

En la Hoja de Sabiánigo afloran rocas sedimentarias del Cretácico Superior, Paleoceno, Eoceno, Oligoceno así como depósitos, generalmente no litificados, del Cuaternario.

El Cretácico Superior se apoya discordante sobre el basamento hercínico o del Estefaniense

y Pérmico post-varisco, tal y como se observa en la vecina Hoja de Sallent de Gállego, al norte de la Hoja de Sabiñánigo. La ausencia de Triásico en facies germánicas (Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper) así como de Jurásico hay que interpretarla como una laguna estratigráfica producida por erosión durante la extensión del Cretácico Inferior. Esta laguna de erosión es menos intensa hacia el sur; así, dentro de la Hoja, en el sondeo Serrablo 1 está preservada parte de la serie triásica. De la extensión del Cretácico Inferior no hay registro estratigráfico en el territorio de la Hoja, al corresponder a un bloque estructural elevado. La historia geológica de la extensión del Cretácico Inferior se extrae del estudio de las cuencas sedimentarias colindantes, de esta edad, y de su inversión estructural durante la orogenia pirenaica (VERGES y GARCÍA-SENZ, 2001).

Entre los diversos autores que se han ocupado del estudio del Cretácico Superior sur-pirenaico, desde la óptica de la evolución de la cuenca sedimentaria y su relación con la evolución estructural (SOUQUET, 1967; PUIGDEFABREGAS y SOUQUET, 1986; SIMO, 2004; entre otros muchos), hay coincidencia en considerar dos grandes megasecuencias. Una inferior, hasta el Santoniense Inferior, y una superior que incluiría desde el Santoniense Superior al Maastrichtiense.

Las rocas sedimentarias de la megasecuencia inferior afloran en la vecina Hoja de Sallent de Gállego y corresponden a facies de plataforma carbonática somera (calizas con foraminíferos, margocalizas dolomíticas y calizas micríticas con *Pithonella*). Esta sucesión de facies indicaría una progresiva profundización relativa, coherente con el esquema de SIMO (2004) para la Cuenca Surpirenaica Central. Este esquema muestra la sucesión de tres secuencias sedimentarias con una geometría de margen carbonático retrogradacional escalonado. Estas plataformas evolucionan hacia el Noroeste a facies de cuenca. PUIGDEFABREGAS y SOUQUET (1986) interpretan a esta megasecuencia como correspondiente a un Ciclo de cuenca sedimentaria tipo "Wrench" con una subida relativa del nivel del mar importante y un aumento considerable de las dimensiones de la cuenca (transgresión Cenomaniense).

El límite entre ambas megasecuencias viene marcada por una discontinuidad estratigráfica, caracterizada en el entorno de la Hoja por un contacto erosivo sobre los materiales de la megasecuencia inferior (VAN DER VOO, 1966; SOUQUET, 1967), que puede llegar a superponer a los materiales de la megasecuencia superior directamente sobre el basamento hercínico (SOUQUET, 1967). Esta discontinuidad estratigráfica tiene un gran desarrollo regional y marcaría el paso a una situación compresiva (PUIGDEFABREGAS y SOUQUET, 1986) que, en el Pirineo Central, está caracterizada por el emplazamiento de la Unidad Bóixols – Turbón durante esta megasecuencia superior.

Las rocas sedimentarias de la megasecuencia superior corresponden a calizas arenosas rojas, que no afloran en la Hoja, calizas bioclásticas y calizas con rudistas, y calizas arenosas y areniscas margosas (Areniscas de Marboré). En su conjunto corresponde a una gran megasecuencia transgresiva-regresiva, expansiva con relación a la megasecuencia inferior (SIMO, 2004). La paleogeografía es idéntica a la megasecuencia inferior, con facies de plataforma hacia el Sur y Sureste y facies de cuenca hacia el Norte y Noroeste. Las facies que afloran en la Hoja corresponden a plataforma somera aunque, hacia el Noroeste, en la vecina Hoja de Sallent de Gállego, ya pueden identificarse claramente facies de margas y margocalizas (correspondientes a la parte distal de la rampa carbonática) entre las facies de plataforma carbonática del Campaniense y las Areniscas de Marboré (Campaniense – Maastrichtiense).

Más hacia el Noroeste, en la Hoja de Zuriza (118), estas margas están excavadas parcialmente y el surco resultante fue rellenado en “onlap” por turbiditas (Turbiditas de Longuibar) (TEIXELL, 1990).

El límite entre el Cretácico y el Paleoceno viene marcado en afloramiento (Sierras Interiores) por una discontinuidad estratigráfica importante que se caracteriza por ser un límite litológico neto entre las Areniscas de Marboré y las Dolomías de la Fm. Salarons. Mas al Sur, en el subsuelo de la Hoja, por ejemplo el sondeo Serrablo-1, cortó facies rojas garumnienses en este tránsito.

En afloramiento (Sierras Interiores) el Paleoceno está representado por las dolomías de la Fm. Salarons y las calizas de la Fm. Gallinera (pp.). En ambos casos se trata de facies marinas depositadas en una plataforma somera cuya evolución a cuenca se realiza hacia el noroeste (PLAZIAT, 1981; BACETA *et al.*, 2004). Se reconocen varias secuencias transgresivas – regresivas (BACETA *et al.*, 2004), cuatro de ellas íntegramente paleocenas, interpretadas en términos de variaciones relativas del nivel del mar. Aunque en estas secuencias varía la intensidad de las transgresiones, con tendencia a interesar paulatinamente áreas más orientales y meridionales, la posición de los márgenes de plataforma se mantuvieron relativamente estables en el noroeste de Navarra, con las facies de surco o cuenca en Guipuzcoa (BACETA *et al.*, 2004). Esta estabilidad en los límites paleogeográficos en las sucesivas secuencias paleocenas ha sido interpretada en términos de estabilidad estructural en tránsito entre las condiciones del Cretácico superior a las de cuenca de antepaís durante el Eoceno (PUIGDEFABREGAS y SOUQUET, 1986).

La sedimentación durante el Eoceno tiene la configuración típica de las cuencas de antepaís, asimétricas, con un margen de antepaís con desarrollo de plataformas carbonáticas someras, un surco inicialmente muy subsidente y sedimentación detrítica en facies profundas (flysch) que evoluciona hacia el techo a facies someras y continentales (moladas). Al mismo tiempo la geometría de los depósitos muestra la migración de facies hacia el antepaís (ver BARNOLAS y GIL-PEÑA, 2001).

La base del Eoceno viene representado en las Sierras Interiores (corte de Santa Elena, en el valle de Tena, ROBADOR *et al.*, 1990) por un nivel de margas con *Nummulites aff. minervensis*. De acuerdo con PUJALTE *et al.* (2003) en secciones más occidentales (norte de Navarra) en estas margas y en las facies detríticas que le siguen se encontraría el máximo térmico (PETM) cuya base marca, por definición, el límite Paleoceno – Eoceno. Este evento se reconoce por una excursión negativa de isótopos de Carbono ($\delta^{13}C$).

El Eoceno se inicia con facies de plataforma carbonática somera (parte superior de la Fm. Gallinera) cuyos afloramientos se localizan en las Sierras Interiores. Estas calizas de plataforma se extienden hacia el sur, en el subsuelo de la cuenca eocena, y solo son expuestas a favor de altos estructurales (anticlinales de Boltaña y Balces, sierras de Leire e Illón, Foz de Biniés, Sierras Exteriores) fuera del área representada en esta Hoja. En la superficie de la Hoja los únicos datos existentes de estas calizas corresponden a los obtenidos en los sondeos de investigación de hidrocarburos. La información existente (Sierras Interiores, anticlinales de Boltaña y Balces, Sierras de Leire e Illón, Sierras Exteriores) permite observar que las calizas de plataforma son progresivamente más modernas hacia el sur (antepaís) según una geometría retrogradacional escalonada (BARNOLAS *et al.*, 1991; BARNOLAS y TEIXELL, 1994). En las Sierras Interiores el techo de las calizas de plataforma eocena sería del llerdiense inferior

(ROBADOR *et al.*, 1990). En el anticlinal de Boltaña el techo de las calizas de plataforma se sitúa dentro del Cuisiense medio (MOCHALES *et al.*, 2012). En las Sierras Exteriores (Arguís) prácticamente toda la sucesión eocena en facies de plataforma carbonática somera está dentro del Luteciense siendo su techo de edad Luteciense superior (RODRIGUEZ-PINTO *et al.*, 2012).

En las zonas más internas de la cuenca (Sierras Interiores) sobre las calizas de plataforma somera se disponen directamente facies de rampa distal y talud (unidad cartográfica 6) a las que suceden las turbiditas siliciclásticas del Grupo Hecho. Estas turbiditas presentan paleocorrientes al noroeste, según la dirección del surco sedimentario, y tienen intercaladas grandes megacapas de carbonatos resedimentados, procedentes de la destrucción del margen de la plataforma meridional (antepaís). La disposición de las turbiditas del Grupo Hecho sobre el margen de plataforma carbonática meridional es en *onlap* con hiatos significativos en el tránsito entre ambos grupos de facies (LABAUME *et al.*, 1985). La edad del Grupo Hecho incluiría probablemente desde la parte más alta del Cuisiense medio al Luteciense superior (ver texto de la memoria). Esta disposición en *onlap* de las turbiditas sobre las facies de plataforma carbonática muestra, por una parte, el progresivo hundimiento de la plataforma de antepaís y, por otra, la migración simultánea del surco turbidítico en esta misma dirección.

La formación del surco sedimentario, con el consiguiente hundimiento de la plataforma carbonática del margen de antepaís y la consiguiente migración del surco en esta misma dirección está en relación con el engrosamiento orogénico pirenaico. Según TEIXELL (1996) estaría en relación con la inversión de la cuenca del Cretácico Inferior y el inicio del emplazamiento de la unidad estructural de Lakora. Gran parte de la deformación interna observable en la cuenca de Jaca estaría en relación con la progresión de este cabalgamiento en niveles estructurales superiores (sistema de Larra; estructura de Boltaña, etc.) (TEIXELL, 1996).

Sobre el Grupo Hecho se disponen margas azules de plataforma somera (Margas de Larres y de Jaca – Arguís) que llegan a disponerse también en *onlap* sobre los carbonatos de plataforma en las Sierras Exteriores. Las margas de Jaca y Arguís, evolucionan verticalmente y lateralmente, hacia el este, a facies deltaicas y de transición que, a su vez, pasan a facies continentales. La base de estas facies margosas de plataforma sería todavía Luteciense superior, en rápido tránsito al Bartonense mientras que el techo de los sedimentos marinos habría que situarlo en el Priabonense inferior (CANUDO *et al.*, 1988; CANUDO y MOLINA, 1988; CANUDO, 1990; COSTA *et al.*, 2010).

El tránsito entre las facies marinas a las facies de cuenca sedimentaria endorreica se realizó durante el Eoceno Superior (Priabonense). En este tránsito se depositaron evaporitas (sales sódicas y potásicas así como yeso) en el centro de la cuenca (Cuenca potásica de Navarra) mientras que, en las zonas marginales de la cuenca, como el sinclinalio del Guarga, están representadas por discontinuidades y sedimentos marginales de la cuenca que muestran en parte las condiciones anómalas de salinidad de la misma (ver MANGIN, 1962; RAAF, 1964; PUIGDEFABREGAS, 1975; ORTI *et al.*, 1985; PAYROS *et al.*, 2000).

A partir de final del Eoceno y durante el Oligoceno la sedimentación de la cuenca tuvo lugar exclusivamente en facies continentales, dada la desconexión de la Cuenca surpirenaica con el Océano y su carácter endorreico. La mayor parte del Grupo Campodarbe, en el sinclinalio del Guarga, pertenece a este ciclo siendo los últimos sedimentos registrados en la Hoja. El

margen norte de la cuenca se situó en áreas próximas a su límite actual de afloramiento, en el borde norte del sinclinorio del Guarga, como muestran las facies proximales de abanicos aluviales de Santa Orosia, Peña Oroel y San Juan de la Peña (entre otros). En los cantos de estos abanicos dominan los que proceden de las turbiditas del Grupo Hecho lo que denota la inversión de relieve producida entre el Eoceno medio y el Eoceno superior y la importante migración de la cuenca hacia el antepaís. Según TEIXELL (1996) esta inversión de relieve y migración del borde de cuenca hacia el sur estaría en relación con el inicio del emplazamiento de la unidad estructural de Gavarnie.

Las etapas finales de la evolución pirenaica no están registradas por sedimentos en la superficie de la Hoja. Corresponden al final del Oligoceno e inicio del Mioceno cuando el frente de la deformación se trasladó al frente de las Sierras Exteriores (emplazamiento de las mismas) y el margen septentrional de la cuenca sedimentaria se situó en su borde meridional, en el contacto con el relieve de las Sierras emergentes. Según TEIXELL (1996) esta etapa se corresponde con el emplazamiento del cabalgamiento de basamento del Guarga y a ella hay que atribuir los pliegues y estructuras mayores que afectan al sinclinorio.

La evolución de la red de drenaje presente en la Hoja está en función de la evolución del relieve. Como hemos indicado, el emplazamiento de la Unidad de Gavarnie (TEIXELL, 1996), generó la inversión de relieve y levantamiento progresivo del antiguo surco turbidítico, Sierras Interiores y Zona Axial. Este relieve se erosionó desde el Eoceno superior dando lugar al inicio de la formación de la red de drenaje en la Hoja y a la sedimentación de abanicos aluviales, cuyos ápices se situaban cerca de la zona sur de afloramiento actual de las turbiditas. Esta red de drenaje evolucionó por la incorporación posterior al relieve del sinclinorio del Guarga y Sierras Exteriores (emplazamiento de la Unidad del Guarga, TEIXELL, 1996) situándose el margen de la cuenca al sur de las Sierras Exteriores. Durante el Plioceno, después de la crisis Messiniense (BABAULT *et al.*, 2006), la Cuenca del Ebro es capturada hacia el Mediterráneo por el río Ebro que incorporó progresivamente a su red de drenaje la que se había desarrollado con anterioridad en los márgenes de la cuenca.

Sobre la red de drenaje actual solo quedan restos morfológicos y de depósitos relativamente modernos. El eje de drenaje principal, el río Gállego, fue ocupado por el hielo durante las glaciaciones pleistocenas. Los restos morrénicos permiten delimitar tres fases glaciales con arcos morrénicos frontales (Sabiñánigo, Aurín y Senegúe) con edades obtenidas de 155 ± 24 a 156 ± 7 ka, 69 ± 8 a 66 ± 4 ka y 35 ± 3 a 36 ± 2 ka respectivamente (SANCHO *et al.*, 2004; PEÑA *et al.*, 2004; LEWIS *et al.*, 2009). La deglaciación completa del valle, en la Hoja de Sabiñánigo, ocurrió con anterioridad a 21 ka según datación de los restos morrénicos de Paul de Búbal (MONTSERRAT, 1992). El espesor de hielo acumulado en el valle del Gállego alcanzó los 300 m en Biescas o 400 m en Santa Elena, al cortar las calizas del Terciario (SERRANO, 1991 a y b).

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROCARBUROS

La Hoja de Sabiñánigo incluye la casi totalidad del campo de gas del Serrablo. Las posibilidades de este campo fueron puestas de manifiesto durante la perforación del sondeo Serrablo-1 en Isín, término municipal de Sabiñánigo, en el año 1979 por ENIEPSA, empresa del INI, fusionada en 1984 con HISPANOIL, ambas por entonces pertenecientes al Instituto Nacional

de Hidrocarburos, e integrada en el Grupo REPSOL como REPSOL Exploración en 1987, dentro del INH. El Grupo REPSOL fue privatizado paulatinamente a partir de 1989.

La perforación del sondeo Serrablo-1 evidenció la existencia de tres almacenes potenciales en la estructura. Un almacén superior, en las megacapas de carbonatos resedimentados interestratificadas entre las turbiditas del Grupo Hecho; un almacén potencial intermedio, formado por las calizas de plataforma del Paleoceno – Eoceno inferior y por el Cretácico superior, situados en el anticlinal de bloque superior de la lámina cabalgante perforada, y un almacén potencial inferior, formado por las Calizas eocenas y paleocenas cabalgadas y selladas por unos 400 m de turbiditas por debajo del cabalgamiento. Solo el almacén superior, en las megacapas carbonáticas del Grupo Hecho resultó ser productivo. Durante la perforación del segundo sondeo de investigación, el Serrablo-3, perforado en el mismo año en el valle del río Aurín, tuvo lugar un accidente con la erupción de gas que tardó tres meses en sofocarse y que evidenció la importancia del yacimiento. La fase exploratoria del campo para su puesta en explotación perduró hasta 1982 y su explotación fue realizada entre los años 1984 y 1989. A partir del año 1991, por acuerdo de compraventa entre REPSOL y ENAGAS, el yacimiento es utilizado como almacenamiento de gas natural con gestión directa de ENAGAS a partir de 1996 (GONZALEZ-JULIA, 2003).

En su etapa de explotación la producción total del yacimiento fue de 965 MNm³ de gas. Como almacén de gas natural los parámetros iniciales (1991) eran de una capacidad de inyección inicial de 1,4 MNm³ al día y una capacidad de extracción de 2,2 MNm³ al día. El desarrollo del yacimiento, con nuevos sondeos y compresores aumenta significativamente la capacidad del yacimiento en términos de inyección-extracción. Ya en 1996 esta había pasado a ser de 2,4 y 3,5 MNm³ respectivamente (GONZALEZ-JULIA, 2003).

Para CAMARA *et al.* (1988) la roca madre son las margas de Burgui y otros niveles de la serie turbidítica. Los hidrocarburos se habrían generado y migrado en las etapas finales de la deformación paleógena. DIAZ-MERINO *et al.*, (2003) señalan como roca madre a las margas hemipelágicas del Ypresiense con un espesor de unos 300 m. En ambos casos se refieren, como roca madre fundamental, al tramo margoso perforado en los sondeos entre las facies de plataforma carbonática de la base del Terciario y las turbiditas siliciclásticas del Grupo Hecho. Correspondería a kerogeno de tipo III con TOC (carbón orgánico total) por debajo del 0.6% y Ro (reflectancia de la vitrinita) (%) situado entre 1.0 y 1.3. La mala calidad de la roca madre se vería compensada por su espesor (DIAZ-MERINO *et al.*, 2003).

La roca almacén la constituyen las megacapas carbonáticas intercaladas en la serie turbidítica. En total se han reconocido cuatro megacapas carbonáticas intercaladas en la serie turbidítica del campo del Serrablo. Estas megacapas son, de base a techo, Jaca, supra-Jaca, Aurín y Gállego. Solo las megacapas de Aurín y Jaca han sido objeto de explotación. La terminología de estas megacapas es propia del yacimiento y no debe confundirse con la utilizada en cartografía de superficie; su correlación con las megacapas aflorantes no está establecida pero, por su posición estratigráfica y estructural podemos pensar que corresponden a las megacapas superiores (5 y superiores). La porosidad de estas megacapas (Aurín y Jaca) es muy baja, con rangos entre el 1.5 y el 2.0 %. Sin embargo hay una alta permeabilidad y unos ratios de producción elevados en los sondeos verticales originales debido a la fracturación existente (SOTOMAYOR, 1989; DIAZ-MERINO *et al.*, 2003, 2005).

El yacimiento es del tipo trampa estructural, en anticlinales fracturados mientras el sello lo constituyen las margas de la serie turbidítica del Grupo Hecho suprayacentes. La explotación interesó a dos estructuras; la mas oriental, denominada del Aurín porque en ella la megacapa productiva fue la del Aurín con dos sondeos de extracción (Serrablo-3 y Serrablo-5). La estructura occidental se denominó Jaca porque la megacapa productiva fue la de Jaca con dos sondeos de extracción (Jaca-2 y Jaca-17). En la fase inicial de su aprovechamiento como almacenamiento subterráneo de gas natural estos cuatro sondeos han sido los utilizados para inyección-extracción (GONZALEZ-JULIA, 2003).

La estructura del Aurín se sitúa al norte de Sabiñánigo en el valle del río Aurín. Es una estructura anticlinal, de dirección ONO-SSE a favor de un cabalgamiento en la misma dirección que limita al sur la estructura.

La estructura de Jaca se sitúa al Oeste, entre Pardinella y Jaca. Su límite meridional lo constituye el cabalgamiento de Jaca mientras que el límite septentrional lo constituye el cabalgamiento de Oturia.

6.2. YACIMIENTOS MINERALES Y ROCAS INDUSTRIALES

En la actualidad no existe ninguna actividad extractiva en el ámbito de la Hoja de Sabiñanigo. En el pasado más o menos reciente han sido explotados los depósitos aluviales recientes del río Gállego y del Aurín en las proximidades de Sabiñánigo y Senegué.

6.3. HIDROGEOLOGÍA

6.3.1. Hidrología

La red hidrográfica existente en la Hoja de Sabiñánigo consiste en un curso principal, el río Gállego que atraviesa la Hoja en sentido Norte-Sur en su mitad oriental y un curso secundario, el río Aurín, afluente del río Gállego en su margen derecha, y que confluye con el Gállego en la parte meridional de la Hoja, en las proximidades de Sabiñánigo. En la margen izquierda del río Gállego confluyen, dentro de la Hoja, el Sía, el Oliván y el Basa. Además de los aportes fluviales hay que considerar los aportes subterráneos difusos, entre Poltuara y Biescas, procedentes de las Sierras Interiores (Sierra Telera y Tendeñera) a través de las importantes surgencias de La Traconera y Los Batanes ITGE-DGA, 1996).

Además de estos cursos y sus afluentes menores existen áreas de la Hoja que drenan al río Aragón y al río Ara. En el cuadrante noroccidental de la Hoja transcurre el río Ijuez, en el valle de la Garcipollera que es afluente del río Aragón. En el cuadrante suroriental de la Hoja transcurre el barranco de Otal que fluye hacia el valle del río Ara.

El régimen fluvial del río Gállego viene marcado por el régimen de precipitaciones, abundantes en otoño y primavera, ligeramente inferiores en invierno, con un mínimo marcado en verano, así como por la persistencia de la innivación en las zonas de cabecera durante el invierno y su deshielo en primavera (GARCIA-RUIZ *et al.*, 1985; MARIN, 1989; 1993; SANCHEZ-FABRE y MARIN, 2000; GARCÍA-RUIZ *et al.*, 2001). LÓPEZ-MORENO y GARCÍA-RUIZ (2003) recogen datos pluviométricos, entre 1964 y 1994, de las estaciones del Balneario de Panticosa, Sallent de Gállego, Biescas y Sabiñánigo (Tabla 1).

Localidad	Primavera	Verano	Otoño	Invierno	Anual
Balneario Panticosa	398,3	260,3	499,9	418,4	1576,9
Sallent de Gállego	323,8	225,3	400,2	313,3	1262,6
Biescas	301,2	210,6	373,8	291,2	1176,8
Sabiñánigo	225,9	160,4	255,1	189,7	831,1

Tabla 1.- Distribución estacional y anual de precipitaciones en la cuenca alta del río Gállego entre 1964 y 1994 (según LÓPEZ-MORENO y GARCÍA-RUIZ, 2003).

En el curso alto del río Gállego, aguas arriba de la Hoja, hay tres embalses que regulan su caudal (Gállego, en Sallent de Gállego con 0,2 Hm³ de capacidad, Lanuza con 16,86 Hm³ y Búbal con 64,26 Hm³) para uso hidroeléctrico. Asimismo existen una serie de obras de recrecimiento de ibones, para uso hidroeléctrico, en las cabeceras de los cursos de Aguas Limpias (18,70 Hm³) y Caldarés (17,80 Hm³) (LÓPEZ-MORENO y GARCÍA-RUIZ, 2003). Dentro de la Hoja existe el pequeño embalse de Sabiñánigo con 0,8 Hm³ de capacidad. El efecto de este sistema de embalses sobre las variaciones estacionales de caudal es pequeño dadas sus dimensiones y uso (LÓPEZ-MORENO y GARCÍA-RUIZ, 2003) aunque ejercen una notable influencia en el régimen fluvial, con una consiguiente disminución de su torrencialidad por su efecto en la laminación de avenidas (OLLERO *et al.*, 2004). Ocasionalmente, como ocurrió en la crecida de Noviembre de 2003 (OLLERO *et al.*, 2004), desembalses preventivos están en el origen de crecidas registradas aguas abajo de los embalses. En condiciones naturales el río Gállego ocasiona crecidas rápidas con un máximo bien marcado, con una distribución temporal de estas crecidas, entre octubre y junio, aunque predominantemente primaverales (OLLERO *et al.*, 2004).

Existen estaciones de aforo en el embalse de Lanuza y en Búbal. Para la estación de aforo de Búbal MARIN (1989) da esta serie de valores medios para los años 1950 a 1980 (Anual: 13,9 m³/s; Enero: 6,8 m³/s; Febrero: 7,7 m³/s; Marzo: 9,8 m³/s; Abril: 18,7 m³/s; Mayo: 29,3 m³/s; Junio: 30,6 m³/s; Julio: 17,2 m³/s; Agosto: 8,4 m³/s; Setiembre: 7,6 m³/s; Octubre: 11,2 m³/s; Noviembre: 12,0 m³/s; Diciembre: 7,4 m³/s) aunque hay que tener en cuenta el efecto de las presas en esta distribución de caudales.

6.3.2. Aguas subterráneas

El área geográfica que abarca la Hoja de Sabiñánigo pertenece integramente al Dominio Pirenaico de Sinclinal de Jaca – Pamplona según la terminología de la CHE (1999) que se corresponde con el denominado previamente como Sistema 67 (sinclinal de Jaca) en IGME (1982). Dentro de este Dominio, el Informe de la CHE (1999) distingue dos Unidades hidrogeológicas con presencia en la Hoja, la UH n° 204 (Ezcaurre – Peña Telera) y la UH n° 205 (Sierra – Tendeñera – Monte Perdido) y cuyo límite entre ambas lo conforma el río Gállego. Más recientemente, CHE (2011), introduce el término de “Masa de Agua subterránea” en sustitución de la Unidad hidrogeológica. La novedad mas importante es que incluye al Sinclinal de Jaca - Pamplona como “Masa de agua subterránea” y mantiene las dos Unidades hidrogeológicas anteriores (Ezcaurre – Peña Telera y Sierra – Tendeñera – Monte Perdido) como “Masas de agua subterránea”.

La “Masa de agua subterránea” de Peña Ezcaurre – Peña Telera (027) (CHE, 2011) corresponde a las Sierras Interiores entre los cursos del Esca (valle de Roncal) en Navarra y del Gállego (valle de Tena) en Aragón aunque incluyen, en esta unidad, calizas paleozoicas de la Zona Axial que afloran en su proximidad. Los niveles permeables identificados en esta “masa de agua subterránea” incluyen (CHE, 2011):

- Calizas del Devónico Medio – Carbonífero Inferior
- Calcarenitas y calizas con rudistas del Cretácico Superior
- Calizas del Paleoceno de la Foz de Biniés
- Calizas, dolomías, calcarenitas y brechas calcáreas (Megacapas del Grupo Hecho) del Paleoceno y Eoceno inferior
- Los aluviales y abanicos aluviales del Cuaternario

La incorporación de las megacapas se reduce a la megacapa de Villanúa (MC-3) debido a su implicación en la descarga del acuífero de las Sierras Interiores en el río Aragón.

La “Masa de agua subterránea” de Sierra Tendeñera – Monte Perdido (027) (CHE, 2011) corresponde a las Sierras Interiores al este del río Gállego. El límite oriental de esta unidad (CHE, 2011) se situaría en el curso del río Cinca mientras que su límite meridional, se situaría, al este de Torla, con el contacto con las turbiditas del Grupo Hecho y en el río Ara al oeste de Boltaña. Los niveles permeables identificados son (CHE, 2011):

- Calizas del Devónico Medio – Carbonífero Inferior
- Calcarenitas y calizas con rudistas del Cretácico Superior
- Calizas, dolomías y calcarenitas del Paleoceno y Eoceno inferior
- Aluviales, morrenas, conglomerados, gravas y arenas y abanicos aluviales del Cuaternario

La “Masa de agua subterránea” del Sinclinal de Jaca – Pamplona (030) (CHE, 2011) incluye todos los afloramientos del Grupo Hecho, Margas de Pamplona y Arguís, y Grupo Campodarbe situados al Oeste del anticlinal de Boltaña, hasta su límite occidental de afloramiento situado al Oeste de Pamplona. Los niveles permeables identificados en esta unidad (CHE, 2011) se reducen a las Megacapas de calizas resedimentadas existentes entre las turbiditas siliciclásticas del Grupo Hecho y a los aluviales cuaternarios.

Limitándonos al territorio de la Hoja de Sabiñánigo tienen interés especialmente los acuíferos desarrollados sobre las Unidades del Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno Inferior de las Sierras Interiores. Estos acuíferos son de tipo kárstico, con zonas de infiltración situadas en las zonas altas de las Sierras (Sierra Telera y Sierra Tendeñera) y zonas de descarga en los valles fluviales (CUCHI y SANCHO, 1990; ITGE-DGA, 1996; CHE, 2011). En el valle del río Gállego hay dos zonas de descarga con manantiales de considerable entidad, los de La Traconera y Los Batanes situados en la zona de contacto entre los materiales calcáreos de las Sierras Interiores y las turbiditas del Grupo Hecho, a ambos márgenes del río Gállego. En la margen derecha del río Gállego el manantial de La Traconera (fuente de Santa Elena) desagua la zona de lapiazes de La Espelunga (Sierra Telera) tal y como fue comprobado mediante trazadores por el Instituto de Estudios Espeleológicos de Sabadell (IEES, 1979a, 1980, 1986). En la margen izquierda, el sistema kárstico occidental de la Sierra Tendeñera desagua en el río Gállego

(IEES, 1979b, 1980; PUCH, 1981, 1987; CERVELLO *et al.*, 1983; SERRANO, 1995) siendo el manantial de Los Batanes (La Gloriosa) su expresión kárstica más relevante (SARASA, 1988). El caudal aforado por el conjunto de Los Batanes y La Traconera varía entre los 580 y 2150 l/s (ITGE-DGA, 1996).

Desde el punto de vista de caracterización hidrogeológica de los acuíferos de la Hoja (ITGE-DGA, 1996) hay que considerar:

- Acuíferos kársticos regionales al que correspondería la Unidad hidrogeológica del Alto Aragón – Alto Gállego y que corresponde a las “masas de agua subterránea” de Ezkarrue – Peña Telera y Sierra Tendeñera – Monte Perdido de CHE (2011).
- Acuíferos en megacapas de calizas del flysch eoceno (Grupo Hecho).
- Acuíferos detríticos multicapa. Corresponderían a los niveles de conglomerados y areniscas incluidos en la Fm. Belsúe – Atarés y en el Grupo Campodarbe.
- Acuíferos detríticos aluviales. Cuyo exponente en la Hoja es el aluvial del Gállego, ampliamente desarrollado al sur de Biescas.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

En el área de la Hoja de Sabiñánigo, se proponen como Puntos de Interés Geológico los siguientes afloramientos:

1. Morrena terminal de Senegüé. Situada al este del pueblo de Senegüé.
2. Depósitos de obturación glaciar en el complejo morrénico del valle de Aso. Observable en las proximidades de Aso de Sobremonte, en la carretera que lleva a esta localidad desde Biescas.
3. Abanico aluvial del barranco de Sia. Bien visible desde la carretera de Biescas a Gavín, a la altura de la central eléctrica de Biescas.
4. Conglomerados de Santa Orosia. Relieve residual de los conglomerados eocenos de Santa Orosia mostrando una transición inferior con las margas infrayacentes. Punto de interés sedimentológico como ejemplo de abanico deltaico. Se observa en la pista de Yebra de Basa a la Ermita de Santa Orosia. Desde el Santuario se tiene una buena panorámica de la canal de Berdún. Se observa también el cabalgamiento de Santa Orosia que coloca las turbiditas sobre los conglomerados.
5. Pliegues en cascada en la serie turbidítica. Boca oeste del túnel de Gavín, en la carretera del Cotefablo.
6. Aspecto de megacapa carbonática. Perfil a través de megacapa de Villanúa (MC-3) y de las areniscas del lóbulo de Broto. Carretera del valle de Tena, 3 km al norte de Biescas.
7. Anticlinal de Santa Elena. Buena vista de este espectacular pliegue que resuelve la estructura de las sierras interiores en este sector. Pista forestal de orientación meridiana que parte de la carretera de Biescas a Betes, a 2 km de esta localidad.
8. Surgencias de La Traconera y Los Batanes, junto a la fuente de Santa Elena, en Biescas.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ALCOVERRO J., COROMINAS J., GOMEZ M. (1999).- "The Barranco de Aras flood of 7 August 1996 (Biescas, Central Pyrenees, Spain)". *Engineering Geology*, 51, 237-255.
- ALIMEN H., FONTBOTÉ J.M. Y SOLÉ SABARÍS L. (1957).- "Livret-guide de l'excursion N1-Pyrénées". V *Congrés Int. INQUA*, 107 p. Madrid-Barcelona.
- ALTUNA A., ÀLVAREZ G., BUSQUETS P., ETAYO V. (2007).- "Fife new species of Bartonian (Eocene) corals: Jaca basin, Pyrenees, Spain". *Fósil Coral and Sponges. Österreichischen Akademie der Wissenschaften*. 17. 435-453.
- BABAULT J., LOGET N., VAN DEN DRIESSCHE J., CASTELLTORT S., BONNET S. DAVY PH. (2006).- "Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis?". *Geomorphology*, 81, 155-165.
- BACETA J.I., PUJALTE V., SERRA-KIEL J., ROBADOR A., ORUE-ETXEBARRIA X. (2004).- "El Maastrichtiense final, Paleoceno e llerdiense inferior de la Cordillera Pirenaica". *En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid*, 308-313.
- BARNOLAS, A. Y GIL-PEÑA, I. (2001).- "Ejemplos de relleno sedimentario multiepisódico en una cuenca de antepaís fragmentada: La Cuenca Surpirenaica". *Boletín Geológico y Minero*, 112 (3), 17-38.
- BARNOLAS A., PAYROS A., SAMSO J.M., SERRA-KIEL J., TOSQUELLA J. (2004).- "La Cuenca surpirenaica desde el llerdiense medio al Priaboniense". *En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid*, 313-320.
- 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 del Grupo Español del Terciario. Libro-Guía de la excursión nº 1, EUMO Gràfic, Vic*, 123 p.
- BARNOLAS, A. Y TEIXELL, A. (1992).- "La cuenca surpirenaica de Jaca como ejemplo de cuenca de antepaís marina profunda con sedimentación carbonática en el margen distal". *Simposio sobre Geología de los Pirineos, III Congreso Geológico de España, Salamanca, 2*, 205-214.
- BARNOLAS, A. Y TEIXELL, A. (1994).- "Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees)". *Geology*, 22, 1107-1110.
- BARNOLAS, A.; TEIXELL, A.; SAMSO, J.M. Y ZAMORANO, M. (1992).- "Estructura y evolución sedimentaria del sector central de la cuenca surpirenaica". *III Congreso Geológico de España, VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, Excursiones*, 74-114.
- BARRERE P. (1963).- "La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales Franco-espagnoles". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7: 516-525.

- BARRÈRE, P. (1964): "Le relief karstique dans l'ouest des Pyrénées Centrales". *Revue Belge de Géographie*, 88 (1-2): 9-62.
- BARRÈRE, P. (1966).- "La morphologie quaternaire dans la région de Biescas et de Sabinánigo (Haut Aragon)". *Bull. Ass. Fr. pour l'Etude du Quaternaire*, 1966 (2), 83-93.
- BARRÈRE, P.. (1970).- "Le relief des Pyrénées Centrales Franco-espagnoles. 12 mapas geomorfológicos I: 50.000". *Inst. de Geogr. Univ. de Bourdeaux* .
- BARRÈRE, P.. (1975).- "Terrasses et glaciés d'érosion en roches tendres dans les montagnes du Haut-Aragón". *Etudes Géographiques Mélanges Georges Viers*, 1, 29-43. Toulouse.
- BATALLA R. J., DE JONG C., ERGENZINGER P., SALA M. (1999).- "Field observations on hyperconcentrated flows in mountain torrents". *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 247-253.
- BATALLA R. J., SALA M. (1996).- "Estimacions hidrològiques i de moviment de sediment a la riuada del 7 d'agost de 1996 a la conca del Barranco de Arás (Pirineu aragonés)". *Acta Geologica Hispanica*, 30 (4), 51-59.
- BENITO G. (1989).- "*Geomorfología de la cuenca baja del río Gállego*". *Tesis Doctoral Fac. Ciencias Universidad de Zaragoza*, 764 p. (inédita).
- BENITO G., GRODEK T., ENZEL Y. (1998).- "The geomorphic and hydrologic impacts of the catastrophic failure of flood-control dams during the 1996-Biescas flood (Central Pyrenees, Spain)". *Z. Geomorph. N.F.*, 42 (4), 417-437.
- CAMARA P. Y KLIMOWITZ J. (1985).- "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp)". *Est. Geol.*, 41, pp. 391-404.
- CAMARA P., RODRIGUEZ DE PEDRO J. Y MORENO J.M. (1988).- "Serrablo Gas Field: An Example of a Trap in Syntectonic Brecciated Reservoirs, Pyrenees (Spain)". *AAPG Bulletin*, 72, 8, p. 993 (abstract).
- CANUDO, J.I. (1990).- "Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno – Eoceno en el Prepirineo meridional y su comparación con la Cordillera Bética". *Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza*, 435 pp., (inédita).
- 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.
- CANUDO J.I., MOLINA E., RIVELINE J., SERRA-KIEL J., SUCUNZA M. (1988).- "Les événements biostratigraphiques de la zone prépyrénéenne d'Aragon (Espagne), de l'Éocène moyen à l'Oligocène inférieur". *Revue de Micropaléontologie*, 31, 1, 15-29.
- CARBAYO, A.; LEON, L. Y PUIGDEFABREGAS, C. (1978): "Hoja geológica y memoria nº 117 (Ochagavía)" *del Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª ser. MAGNA., IGME, Madrid.*

- CASAS SAINZ, A.M. Y PARDO, G. (2004). "Estructura pirenaica y evolución de las cuencas sedimentarias en la transversal Huesca-Olorón". En: "Geo-Guías 1. Itinerarios Geológicos por Aragón", Sociedad Geológica de España, 63-96.
- CAVELIER, C. Y POMEROL, C. (1986). "Stratigraphy of the Paleogene". *Bulletin de la Société Géologique de France* 8 (II, 2), 255-265.
- CERVELLO J.M., MONTEVERDE M., ROMERO M. (1983). "Contribució al coneixement de la hidrogeologia càrstica del límit occidental de Sierra Tendeñera". *Rev. Espeleòleg*, 34-35, 192-212.
- C.H.E. (1999). "Delimitación de las Unidades Hidrogeológicas de la Cuenca del Ebro (Plan Hidrológico)". 224 pp. (<http://www.chebro.es>).
- C.H.E. (2011). "Propuesta de Proyecto de Plan Hidrológico de la Cuenca del Ebro". (<http://www.chebro.es>).
- CHOUKROUNE, P., MARTINEZ, C., SEGURET, M. Y MATTAUER, M. (1968). "Sur l'extension, le style et l'age de mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées Centrales)". *C.R. Acad. Sci.*, 266, 1360-1363.
- CHOUKROUNE, P. Y SEGURET, M. (1973). "Tectonics of the Pyrenees: Role of compression and gravity". En: "Gravity and Tectonics", K.A. deJong y R.A. Scholten ed., 141-156.
- COSTA E., GARCÉS M., LOPEZ-BLANCO M., BEAMUD E., GÓMEZ-PACCARD M., CRUZ LARRASOANA, J. (2010).- "Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magneto-chronological constraints". *Basin Research*, 22, 904-917.
- CUCHI, J.A. Y SANCHO, C. (1990). "El karst de la Provincia de Huesca". *Colección de Estudios Altoaragoneses*, 189 p.
- DAIGNIERES, M., SEGURET, M., SPECHT, M. Y ECORS TEAM (1994). "The Arzacq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile". En Mascle, A. (ed), *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*. Eur. Assoc. Pet. Geosci. Spec. Publ. (Springer-Verlag ed.), 4, 199-208.
- DALLONI M. (1910). "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 19, 444 p.
- DAS GUPTA, K. Y PICKERING, K.T. (2008). "Petrography and temporal changes in petrofacies of deep-marine Ainsa-Jaca basin sandstone systems, Early and Middle Eocene, Spanish Pyrenees". *Sedimentology*, 55, 1083-1114.
- DÍAZ MERINO C., VICENTE-BRAVO J. C., VILLALOBOS L., CÁMARA P. Y MARTÍNEZ DEL OLMO W. (2005). "The Serrablo field, a commercial gas discovery in the Jaca basin (southern Pyrenees, Spain)". *AGGEP 25 Aniversario*, 127-142.
- DÍAZ-MERINO C., VILLALOBOS L., VICENTE J.C., CÁMARA P., MARTÍNEZ DEL OLMO W. (2003). "Petroleum Geology of the Oil and Gas Commercial Discoveries in Spanish Basins: Southern Pyrenees". *AAPG International Conference, Barcelona, Spain. Abstract*.

- 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
- FONTANA, D.; ZUFFA, G.G. Y GARZANTI, E. (1989). "The interaction of eustasy and tectonism from provenance studies of the Hecho Group Turbidite Complex (South-Central Pyrenees, Spain)". *Basin Research*, 2, (4), 223-237.
- FONTBOTE, J.M. (1948). "La Ribera de Biescas". *Pirineos*, 7, 39-88.
- GARCÍA-RUIZ, J.M.; ARNAEZ, J.; WHITE, S.M.; LORENTE, A. Y BEGUERÍA, S. (2000). "Uncertainty assessment in the prediction of extreme rainfall events: an example from the central Spanish Pyrenees". *Hydrological Processes*, 14, 887-898.
- GARCÍA-RUIZ J.M., BEGUERÍA S., LÓPEZ-MORENO J.I., LORENTE A., SEEGER M., (2001). "Los recursos hídricos superficiales del Pirineo aragonés y su evolución reciente". *Ediciones Geoforma, Logroño*, 192 pp.
- GARCÍA RUIZ J.M. Y CREUS J. (1974). "Aproximación a las terrazas del río Gállego a partir de sus afluentes". *Trabajos sobre el Néogeno Cuaternario*, 2, 39-46.
- GARCÍA RUIZ, J.M.; GÓMEZ VILLAR, A.; ORTIGOSA, L. Y MARTÍ BONO, C. (1999). "Los circos glaciares en los altos valles del Aragón y del Gállego (Pirineo central español)". *Análisis morfológico y variaciones espaciales. Cuaternario y Geomorfología*, 13 (1-2), 95-108.
- GARCÍA RUIZ J.M. Y MARTI BONO C. (1994). "Rasgos fundamentales del glaciario cuaternario en el Pirineo aragonés". En: C. Martí Bono y J.M. García Ruiz Eds., *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones. Geoforma Ediciones*, p. 17-31. Logroño.
- GARCÍA RUIZ, J.M. Y PUIGDEFABREGAS, J. (1982). "Formas de erosión en el flysch eoceno surpirenaico". *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 8:85-130.
- GARCÍA RUIZ J.M.; PUIGDEFABREGAS, J. Y CREUS, J. (1985). "Los Recursos Hídricos Superficiales del Alto Aragón". *Instituto de Estudios Altoaragoneses*, 2, 224 pp., Huesca.
- GARCÍA RUIZ J.M.; WHITE, S.M.; MARTI, C.; VALERO, B.; ERREA, M.P.; Y GOMEZ-VILLAR, A. (1996). "La Catástrofe del Barranco de Arás (Biescas, Pirineo Aragonés) y su Contexto Espacio-temporal". *Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), Zaragoza*, 54 pp.
- GÓMEZ-VILLAR, A. (1996). "Conos Aluviales en Pequeñas Cuencas Torrenciales de Montaña". *Geoforma Ediciones, Logroño*, 191 pp.
- GONZÁLEZ-JULIA J. (2003). "Almacenamiento operativo y estratégico. Su gestión y disponibilidad". En: *Seminario sobre las implicaciones de los almacenamientos de gas natural en la seguridad de suministro. Comisión Nacional de la Energía (www.cne.es)*.

- GONZÁLEZ C., ORTIGOSA L., MARTI C., GARCIA-RUIZ J.M. (1995). "The study of the spatial organization of geomorphic processes in mountain areas using GIS". *Mountain Research and Development*, 15 (3), 241-249.
- GUTIERREZ F., GUTIERREZ M., SANCHO C. (1998). "Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Arás drainage basin (Central Pyrenees, Spain)". *Geomorphology*, 22, 265-283.
- HEARD, T.G. Y PICKERING, K.T. (2008). "Trace fossils as diagnostic indicators of deep-marine environments, Middle Eocene Ainsa-Jaca basin, Spanish Pyrenees". *Sedimentology*, 55, 809-844.
- HEARD, T.G.; PICKERING, K.T. Y ROBINSON, S.A. (2008). "Milankovitch forcing of bioturbation intensity in deep-marine thin-bedded siliciclastic turbidites". *Earth and Planetary Science Letters*, 272, 130-138.
- HEHUWAT, F.H.A. (1970). "The transition from marine to continental sedimentation in the Eocene of the Guarga synclinorium, Huesca province, Spain". *Ph. Dr. These, Geologisch Institute, Rijksuniversiteit te Utrecht*, 78 pp. (inérita).
- 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.
- HOGAN, P.J. Y BURBANK, D.W. (1996). "Evolution of the Jaca piggy-back basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees". *En: P.F. Friend y C.J. Dabrio (Eds.), Tertiary basins of Spain. Cambridge Univ. Press*, 153-160.
- IEES (1979a). "Avance del estudio espeleológico del complejo de La Traconera de Biescas". *Actas Espeleológicas*, 1, pp. 163-190.
- IEES (1979b). "La fuente de Santa Elena de Biescas y su fuente La Gloriosa". *Actas Espeleológicas*, 1, pp. 191-218.
- IEES (1980). "Hidrogeología de la zona de Biescas". *Actas Espeleológicas. VIII Simposio de Espeleología. Monografía 1*, pp. 129-170.
- IEES (1986). "Nuevas aportaciones sobre las surgencias de La Traconera". *Actas Espeleológicas*, 2, pp. 39-43.
- IGME (1982). "Proyecto de investigación de las aguas subterráneas de la Cuenca del Ebro". *Informe técnico nº 9 (Sistema acuífero nº 67. Sinclinal de Jaca)*. IGME
- ITGE-DGA (1996). "Estudio del medio físico y de sus riesgos naturales en un sector del Pirineo Central". 8 tomos, IGME, Madrid (inérito).

- IZQUIERDO-LLAVALL E., CASAS-SAINZ A.M. Y GIL-PEÑA I (2012). "Estructura de las Sierras Interiores entre los valles del Aragón y del Osia. Implicaciones en la cronología de la deformación". *Geogaceta*, 53.
- JEURISSEN G.F.J. (1968). "Geology of the upper Cretaceous and part of the lower Tertiary between the Rio Aragon Subordan and the Rio Gallego (Spanish Pyrenees, province of Huesca)". *Geol. Ultraiectina*, 10-II, 71 p.
- JOHNS D.R., MUTTI E. (1981). "Facies and geometry of turbidite sandstone bodies and their relationship to deep sea fan systems". *I.A.S., 2nd European meeting Bologna. Abstracts Book*.
- JOHNS D.R., MUTTI E., ROSELL J., 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 eocène sud-pyrénéen (entre les transversales Col du Somport-Jaca et Pic d'Orhy-Sierra de Leyre)". *Thèse 3ème cycle, USTL, Montpellier*, 170 p.
- LABAUME P., MUTTI M. 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., MUTTI M., SEGURET M. Y ROSELL J. (1983). "Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen". *Bull. Soc. Géol. France*, (6), 25, pp. 927-941.
- LABAUME P., 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.
- LANAJA, J. (1987). "Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España". *Instituto Geológico y Minero de España, Madrid*, 465 p.
- LEWIS C.J. MCDONALD E.V., SANCHO C., PEÑA J.L. RHODES E.J. (2009). "Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers, NE Spain". *Global and Planetary Change*, 67, (3-4), 141-152.
- LLOPIS LLADÓ N. (1947). "El relieve del Alto valle del Aragón". *Pirineos*, 3, pp. 81-166.
- LÓPEZ-MORENO J.I., GARCÍA-RUIZ J.M. (2003). "Influencia de los embalses sobre el régimen fluvial en los Pirineos centrales". *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 29, 7-21.
- LUTERBACHER, H. (1969). "Remarques sur la position stratigraphique de la Formation d'Ager (Pyrénées méridionales)". *Colloque sur l'Eocene, Paris. Mém. B.R.G.M.*, 69, 225-232.

- LUTERBACHER H., FERRER J., ROSELL J. (1973). "El Paleógeno marino del NE de España". *XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología*. C.N.G. ENADIMSA, Madrid, 29-61.
- MANGIN J. PH. (1960). "Le nummulitique sud-pyrénéen à l'ouest de l'Aragon". *Pirineos*, 51-58, pp. 1-631.
- MANGIN J. PH. (1962). "Traces de pattes d'oiseaux et flute-casts associés dans un "faciès flysch" du Tertiaire Pyrénéen". *Sedimentology*, 1, 163-166.
- MANSURBEG, H.; CAJA, M.A.; MARFIL, R.; MORAD, S.; REMACHA, E.; GARCÍA, D.; MARTÍN-CRESPO, T.; EL-GHALI, M.A.K. Y NYSTUEN, J.P. (2009). "Diagenetic evolution and porosity destruction of turbiditic hybrid arenites and siliciclastic sandstones of foreland basins: evidence from the Eocene Hecho Group, Pyrenees, Spain". *Journal of Sedimentary Research*, 79, 711-735.
- MARIN J.M. (1989). "Balance hídrico e hidrológico de la cuenca alta del río Gállego". *Geographica* 26, 175-181.
- MARIN J.M.. (1993). "Balance hídrico e hidrológico de la cuenca media del río Gállego". *Geographica* 30, 243-257.
- MARTI C., VALERO B., GARCIA-RUIZ J.M. (1997). "Large, historical debris flows in the central spanish Pyrenees". *Physics and chemistry of the Earth*, 22, (3-4), 381-385.
- MARTÍ BONO, C.E. (1973). "Nota sobre los sedimentos morrénicos del río Aragón". *Pirineos*, 107, 39-46.
- MARTÍ BONO, C.E. (1978). "Aspectos de la problemática geomorfológica del Alto Aragón Occidental". *Est. Geográficos*, 153, 473-493. Madrid.
- MARTÍ BONO, C.E. (1996). "El glaciario cuaternario en el Alto Aragón Occidental". *Tesis doctoral, Universidad de Barcelona*, 254 pp., (inédita).
- MARTÍ BONO, C. Y GARCÍA RUIZ, J.M. (1995). "Complejos morrénicos laterales en la vertiente surpirenaica aragonesa". *3ª Reuniao do Quaternario Ibérico, Universidade de Coimbra*, pp. 149-156, Coimbra.
- MARTÍ BONO C.E. Y GONZÁLEZ M.C. (1979). "Nota sobre algunos depósitos coluviales del Alto Aragón". *Actas III Reunión Nac. G.E.T.C. Zaragoza 1977*, 199-207. Madrid.
- MARTÍ BONO, Ce. Y PLANA F. (1996). "Concrecciones carbonatadas en margas del Eoceno. Consecuencias geomorfológicas". *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21, pp. 605-615.
- MARTÍ BONO C. E. Y SOLÉ SABARÍS (1971). "Nota sobre la geomorfología del Alto Aragón". *Acta Geol. Hisp.*, 6(1), 13-14.

- MOCHALES T., BARNOLAS A., PUEYO E.L., SERRA-KIEL J., CASAS A.M., SAMSO J.M., RAMAJO J., SANJUAN J. (2012). "Chronostratigraphy of the Boltaña anticline and the Ainsa Basin (southern Pyrenees)". *GSA Bulletin*, 124 (7/8), 1229-1250.
- MONTES M.J. (1992). "Sistemas deposicionales en el Eoceno medio - Oligoceno del Sinclinatorio del Guarga (Cuenca de Jaca, Pirineo central)". *III Congreso Geológico de España. Simposiums 2*, p. 98-106.
- MONTES, M. (2009). "Estratigrafía del Eoceno – Oligoceno de la Cuenca de Jaca, sinclinatorio del Guarga". *Colección de estudios altoaragoneses*, 59, 355 pp.
- MONTSERRAT, J.M. (1992). "Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo. Estudio palinológico". *Monografías del Instituto Pirenaico de Ecología*, 6, 147 pp.
- MORSILLI M., BOSELLINI F.R., POMAR L., HALLOCK P., AURELL M., PAPAZZONI C.A. (2012). "Mesophotic coral buildups in a prodelta setting (Late Eocene, southern Pyrenees, Spain)": a mixed carbonate-siliciclastic system. *Sedimentology*, 59, 766-794.
- 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. (1985). "Turbidite Systems and their relations to Depositional Sequences". *En: G. G. Zuffa (Ed.), Provenance of Arenites, Reidel Publishing Company*, 65-93.
- 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.; REMACHA, E.; SGAVETTI, M.; ROSELL, J.; VALLONI, R. AND ZAMORANO, M. (1985b). "Stratigraphy and Facies Characteristics of the Eocene Hecho Group Turbidite Systems, South-Central Pyrenees". *En: M.D. Milà y J. Rosell (Eds.), Excursion Guidebook, 6th. European Regional Meeting IAS, Llàida*, 519-576.
- MUTTI, E. Y RICCI LUCCHI, F. (1974). "La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites". *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 16 (6), 577-582.
- MUTTI, E.; RICCI LUCCHI, F.; SÉGURET, M. Y ZANZUCCHI, G. (1984). "Seismoturbidites: A new group of resedimented deposits". *Marine Geology*, 55, 103-116.

- MUTTI E., SEGURET M. Y SGAVETTI M. (1988). "Sedimentation and Deformation in the Tertiary Sequences of the Southern Pyrenees", *Field Trip 7, AAPG Mediterranean Basins Conference, Nice*, 169 p.
- MUTTI, E.; SGAVETTI, M. Y REMACHA, E. (1985a). "Le relazioni tra piattaforme deltizie e sistemi torbiditici nel Bacino Eocenico Sud-pirenaico di Tremp-Pamplona". *Giornali di Geologia*, 46 (2), 3-32.
- OLLERO A., SÁNCHEZ M., MARÍN J.M., FERNÁNDEZ D., BALLARÍN D., MORA D., MONTORIO R., BEGUERÍA S., ZÚÑIGA M. (2004). "Caracterización hidromorfológica del río Gállego". En: J.L. Peña, L.A. Longares y M. Sanchez (Eds), *Geografía física de Aragón. Aspectos generales y temáticos. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza*, 117-129.
- OMS O., DINARES-TURELL J., REMACHA, E. (2003). "Magnetic stratigraphy from deep clastic turbidites : An exemple from the Eocene Hecho Group (Southern Pyrenees)". *Stud. Geophys. Geod.*, 47, 275-288.
- ORTI F., PUEYO J.J., ROSELL L. (1985). "La halite du basin potassique sud-pyrénéen (Eocène supérieur, Espagne)". *Bull. Soc. Géol. France*, 81 (6), 863-872.
- Panzer W.(1926). "Talentswicklung und Eiszeitklima in nordostlichen Spanien". *Abh. der Sencken. Natur. Geseelschaft*, 39(3), Frankfurt. (Trad. esp.: "El desarrollo de los valles y el clima de la época Cuaternaria en el NE. de España". *Est. Geográficos* 30, 79-130. Madrid, 1948).
- PAYROS A., ASTIBIA H., CEARRETA A., PEREDA-SUBERBIOLA X., MURELAGA X., BADIOLA A. (2000). "The Upper Eocene South Pyrenean Coastal Deposits (Liedena Sandstone, Navarre): Sedimentary Facies, Benthic Foraminifera and Avian Ichthyology". *Facies*, 42, 107-132.
- PAYROS, A.; PUJALTE, V. Y ORUE-ETXEBARRIA, X. (1999). "The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation base don evidence from the Pamplona Basin". *Sedimentary Geology*, 125, 165-194.
- PEÑA J.L. (1994). "La Cordillera Pirenaica". En M. Gutiérrez (Ed.): *Geomorfología de España*. Ed. Rueda. Madrid.
- PEÑA J.L., SANCHO C., LEWIS C., MCDONALD E., RHODES E. (2004). "Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca)". En: J.L. Peña, L.A. Longares y M. Sanchez (Eds), *Geografía física de Aragón. Aspectos generales y temáticos. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza*, 71-84.
- PLAZIAT J.C., (1981). "Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe". *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 36, 263-320.
- PUCH C. (1981). "Las grandes cavidades españolas". *El topo Loco*, 3-5, 14-45.

- PUCH C. (1987). "Atlas de grandes cavidades españolas". *Exploracions. Espeleo club de Gràcia. Barcelona*. 496 pp.
- PUIGDEFÁBREGAS C. (1975). "La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca". *Monografías del Inst. de Estudios Pirenaicos n° 102*. 188 p. C.S.I.C., Jaca.
- PUIGDEFÁBREGAS, C.; DEL VALLE DE LERCHUNDI, J. Y SÁNCHEZ CARPINTERO, I. (1978). "Memoria y Hoja Geológica n° 143 (Navascués)" del *Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª ser. (MAGNA)*, IGME, Madrid.
- PUIGDEFÁBREGAS C., RUPKE N.A. Y SOLE SEDO J. (1975). "The sedimentary evolution of the Jaca Basin". In: *J. Rosell y C. Puigdefábregas (eds.): The Sedimentary Evolution of the South Pyrenean Basin. Exc. Guidebook, I.A.S. 9th International Congress, Nice, part C*, 33 p.
- PUIGDEFÁBREGAS C. Y SOUQUET P. (1986). "Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees". *Tectonophysics*, 129, pp. 173-203.
- PUIGDEFÁBREGAS J. Y GARCÍA RUIZ J.M. (1983). "Parámetros físicos del suelo y dinámica de vertientes en el Pirineo central". *VIII Col. de Geografía*, 131138. Barcelona.
- PUJALTE V., ORUE-ETXEBARRIA X., SCHMITZ B., TOSQUELLA J., BACETA J.I., PAYROS A., BERNAOLA G., CABALLERO F., APELLANIZ E. (2003). "Basal Ilerdian (earliest Eocene) turnover of larger foraminifera: age constrains base don calcareous plankton and $\delta^{13}C$ isotopic profiles from new southern Pyrenean sections (Spain)". En: *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene* (S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz, E. Thomas, Eds.). *Geol. Soc. America Spc. Paper*, 369, 205-221.
- RAFF J.F.M. de (1964). "The occurrence of flute casts and pseudomorphs after salt crystals in the Oligocene "Grès a ripple-marks" of the Southern Pyrenees". In: *Turbidites* (A.H. Bouma, A. Brouwer, Eds.). *Developments in Sedimentology*, 3, 192-198.
- REMACHA E. (1983). "Sand tongues de la Unidad de Broto (Grupo de Hecho) entre el anticlinal de Boltaña y el Rio Osia (Prov. de Huesca)". *Tesis Doct., Univ. Autónoma de Barcelona*, 163 p.
- REMACHA E., ARBUÉS P. Y CARRERAS M. (1987). "Precisiones sobre los límites de la secuencia deposicional de Jaca. Evolución de las facies desde la base de la secuencia hasta el techo de la arenisca de Sabiánigo". *Bol. Geol. y Min.*, 98, pp. 40-48.
- REMACHA E., ESTRADA R. (1980). "Facies en franja de abanico (fan fringe) en las turbiditas eocénicas del Prepirineo de Aragón (prov. de Huesca)". *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología, Salamanca*, 2, 641-651.
- REMACHA, E.; FERNANDEZ, L.P. (2003). "High-resolution correlation patterns in the turbidite systems of the Hecho basin (South-Central Pyrenees, Spain)". *Marine and Petroleum Geology*, 20, 711-726.

- REMACHA, E.; FERNANDEZ, L.P.; MAESTRO, E. (2005). "The transition between sheet-like lobe and basin-plain turbidites in the Hecho basin (South-Central Pyrenees, Spain)". *Journal of Sedimentary Research*, 75, 798-819.
- REMACHA, E.; FERNANDEZ, L.P.; MAESTRO, E.; OMS, O.; ESTRADA, R.; TEIXELL, A. (1998). "The upper Hecho Group turbidites and their vertical evolution to deltas (Eocene South-Central Pyrenees)". *IAS'98 Exc. A 1*, 3-25.
- REMACHA, E.; OMS, O.; COELLO, J. (1995). "The Rapiñán turbidite channel and its related Eastern levee-overbank deposits, Eocene Hecho group, south-central Pyrenees, Spain". In: K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R.D.A. Smith Eds.: *Atlas of Deep Water Environments: Architectural style in turbidite systems*. Chapman&Hall, London, 145-149.
- 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.
- REMACHA, E.; PICART, J. Y OMS, O. (1991). "La arenisca de Sabiñánigo inferior y su relación con el canal de Rapiñán. La secuencia de Jaca-4". *I Congreso del Grupo Español del Terciario, Comunicaciones*, 283-285.
- RICO, M.; BENITO, G. Y BARNOLAS, A. (2001). "Combined paleoflood and rainfall-runoff assessment of mountain floods (Spanish Pyrenees)". *Journal of Hydrology*, 254 (1-4), 59-72.
- RIOS, L.M.; GALERA, J.M.; BARETTINO, D. Y LANAJA J.M. (1989). "Hoja geológica y memoria nº 145 (Sallent de Gállego)" *del Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª ser. (MAGNA)*, 61 pp., I.G.M.E.
- RIOS L.M., LANAJA J.M. Y FRUTOS E. (1982). "Hoja geológica y memoria nº 178 (Broto)" *del Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª ser. (MAGNA)*, 60 pp. I.G.M.E.
- ROBADOR A. (1990). "Early Paleogene Stratigraphy". In: *Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field trip guidebook. I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos)*, IUGS-UNESCO, Cap. 2, pp. 41-87.
- ROBADOR A., SAMSÓ J.M., SERRA-KIEL J. Y TOSQUELLA J. (1990). "Field Trip Guidebook". In: *Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field Trip Guidebook. I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos)*, IUGS-UNESCO, Cap. 4, pp. 131-159.
- RODRIGUEZ-PINTO, A., SERRA-KIEL, J., PUEYO, E.L., SAMSÓ, J.M., BARNOLAS, A., POCOVÍ, A. (2012). "Lutetian magnetostratigraphic calibration of larger foraminifera zonation (SBZ) in the Southern Pyrenees: The Isuela Section". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 333-334, 107-120.

- ROSELL J. & WIECZOREK J. 1989. "Main features of megaturbidites in the Eocene of Southern Pyrenees". *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, 59, 3-16.
- RUPKE N.A. (1972). "Geologic studies of an Early and Middle Eocene flysch formation, southwestern Pyrenees, Spain". *Ph. D. Thesis, Princeton University*, 208 pp. (inédita).
- RUPKE N.A. (1976a). "Large-scale slumping in a flysch basin, southwestern Pyrenees". *J. geol. Soc. London*, 132, 121-130.
- RUPKE N.A. (1976b). "Sedimentology of very thick calcarenite-marlstone beds in a flysch succession, southwestern Pyrenees". *Sedimentology*, 23, pp. 43-65.
- SAMSÓ, J.M.; SANZ, J. Y GARCÍA-SENZ, J. (en prensa). "Hoja y memoria nº 248 (Apiés)" *del Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª ser. (MAGNA). IGME, Madrid.*
- SANCHEZ-FABRE M., MARIN J.M. (2000). "Comportamiento hidrológico de la cuenca alta del Gállego". *Boletín Glaciológico Aragonés*, 1, 111-126.
- SANCHO C., PEÑA J.L., LEWIS C., MCDONALD E., RHODES E. (2004). "Registros fluviales y glaciares cuaternarios en las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y Depresión del Ebro)". *Geo-Guías 1: Itinerarios Geológicos por Aragón, VI Congreso Geológico de España, Zaragoza, Sociedad Geológica de España*, 181-216.
- SARASA, A. (1988). "Estudio hidrogeológico de las surgencias cársticas de los Batanes y su acuífero para el abastecimiento a Biescas (Huesca)". *Informe inédito*, 91 p.
- 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.
- SELZER G. (1934). "Geologie der Südpirenäischen Sierren in Ober-aragonien". *Neves Jhrb. Geol. Pal. Min BB, Abt, b 370-406.*
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRÁNDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSÓ J.M., SCHAUB H., SIREL E., STRAUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J., ZAKREVSKEYA E. (1998). "Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene". *Bulletin Société géologique de France*, 169 (2), 281-299.
- SERRANO E. (1991a). "Geomorfología glacial de las montañas y valles de Panticosa y de la Ribera de Biescas (Pirineo aragonés)". *Tesis Doct. Univ. Autónoma de Madrid*. 952 p. (inéd.)
- SERRANO E. (1991b). "Glacial evolution of the Upper Gallego valley (Panticosa mountains and Ribera de Biescas, Aragonese Pyrenees, Spain)". *Pirineos*, 138, 83-104.

- SERRANO E. (1995). "Geomorfología de la Sierra de Tendeñera (Pirineo aragonés)". *Ería*, 37, 143-158.
- SIMÓ A. (2004). "El Cretácico Superior de la Unidad Surpirenaica Central". En: *Geología de España (J.A. Vera Ed.)*, SGE-IGME, Madrid, 296-299.
- SOLÉ SABARÍS L. (1941). "La Canal de Berdún". *1ª Reunión Est. Geográficos*, 143-160. Madrid.
- SOLÉ SABARÍS L. (1942). "La Canal de Berdún". *Estudios Geográficos*, 7, 271-318, Madrid.
- SOLÉ SABARÍS L. (1951). "Los Pirineos. El medio y el hombre". *Alberto Martín. Barcelona. Col. El mundo y los hombres*, 8, 615 pp.
- SOLÉ SABARÍS L. (1964). "Las rampas o glacis de erosión de la Península Ibérica". *Aportación Esp. Congr. Geogr. Int. Reino Unido*, 13-18.
- SOLER M. Y GARRIDO, A. (1970). "La terminación occidental del manto del Cotiella". *Pirineos*, 98, 5-12.
- SOLER M. Y PUIGDEFABREGAS C. (1970). "Líneas generales de la geología del Alto Aragón occidental". *Pirineos*, 96, pp. 5-19.
- SOTOMAYOR E. (1989). "Needs for Underground Storage of Natural Gas in Spain. Prospects, Potentials and Developments: The Serrablo Field". In: *M.R. TEK (Ed.), Underground Storage of Natural Gas: Theory and Practice*, 45-52, Kluwer Academic Publishers.
- SOUQUET P. (1967). "Le Crétacé supérieur sudpyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre". *Thèse d'Etat, Univ. de Toulouse*, 529 p.
- TEIXELL A. (1990). "El Cretácico superior en la terminación occidental de la Zona Axial Pirenaica". *Geogaceta*, 8, pp. 84-86.
- TEIXELL A. (1992). "Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial pirenaica". *Tesis doctoral, Universidad de Barcelona*, 252 p. (inédita).
- TEIXELL A. (1996). "The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries". *Journal of the Geological Society, London*, 153, 301-310.
- TEIXELL A. (1998). "Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees". *Tectonics*, 17 (3), 395-406.
- TEIXELL, A. Y GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (1995). "Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineo Central)". *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 8, 207-220.
- TEIXELL, A.; GARCÍA-SANSEGUNDO, J. Y ZAMORANO, M. (1994). "Hoja geológica y memoria nº 144 (Ansó)" *del Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª ser. (MAGNA)*. 62 pp., I.G.M.E.

- 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.
- VALLONI, R.; MARCHI, M. Y MUTTI, E. (1984). "Studio conoscitivo della moda detritica delle torbiditi eoceniche del Gruppo di Hecho (Spagna)". *Giornale di Geologia*, ser. 3ª, 46 (1), 45-56.
- VAN DE VELDE E. (1967). "Geology of the Ordesa overthrust mass, spanish Pyrenees, province of Huesca". *Est. Geol.*, 26, pp. 163-201.
- VAN DER VOO, R. (1966). "Geology of the Sierra Tendeñera region, Spanish Pyrenees, province of Huesca". *Estudios Geológicos*, 22 (1-2), 61-64.
- VAN ELSBERG (1968). "Geology of the Upper Cretaceous and part of the Lower Tertiary, north of the Hecho and Aragues del Puerto, Spainsh Pyrenees, Province of Huesca", *Estudios Geológicos*, 24, 39-77.
- VAN LUNSEN H.A. (1970). "Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees, Province of Huesca". *Geol. Utraiectina*, 16, pp. 1-119.
- VERGÉS, J., Y GARCÍA SENZ, J. M. (2001). "Mesozoic Evolution and Cenozoic Inversion of the Pyrenean Rift". En Ziegler, P. A., Cavazza, W., Robertson, A. H. F. y Crasquin-Soleau, S. (Eds.): *Peri-Tethys Memoir 6: Pery-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires Muséum National d'Histore Naturelle*, 186: Paris, p. 187-212.
- VIDAL M. (1989). "Aspectos geoquímicos y mineralógicos de la alteración de algunos materiales fluvio-glaciares de los ríos Gállego y Aragón". *Bol. Inst. Geol.y Minero*, 100-6, 1112-1117.
- VIDAL Y SÁNCHEZ S. (1990). "Análisis e interpretación de algunas cuestiones que plantea el complejo de morrenas y terrazas del río Aragón". *Cuaternario y Geomorfología*, 4, 107-118.
- WENSINK H. (1962). "Paleozoic of the upper Gállego and Ara valleys, Huesca Prov., Spanish Pyrenees". *Estudios Geológicos*, 18 (1-2), 1-74.
- WHITE, S. Y GARCÍA-RUIZ, J.M. (1998). "Extreme Erosional Events and their Role in Mountain Areas of Northern Spain". *Ambio*, 27 (4), 300-305.
- WHITE, S.; GARCÍA-RUIZ, J.M.; MARTÍ, C.; VALERO, B.; ERREA, M.P. Y GÓMEZ-VILLAR, A. (1997). "The 1996 Biescas campsite disaster in the Central Spanish Pyrenees, and its temporal and spatial context". *Hydrological Processes*, 11, 1797-1812.