



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 142-IV

DOMEÑO

MEMORIA

El Departamento de Obras Públicas, Transportes y Comunicaciones del Gobierno de Navarra adjudicó el 10 de diciembre de 1993 a la Unión Temporal de Empresas AURENSA-POSUSA UTE, los trabajos de "Actualización e informatización de la cartografía geológica de Navarra a escala 1:25.000 (Hoja 142)".

El trabajo ha sido realizado por un equipo técnico integrado por:

- Joaquín García Sansegundo, Dr. En Ciencias Geológicas.
- Joaquín del Valle de Lersundi, Dr. Ingeniero de Minas.
- Joan Escuer i Solé, Licenciado en Ciencias Geológicas.
- Lourdes Sarasa Calvo, Licenciada en Ciencias Geológicas.
- Jesús Artieda González-Granda, Dr. Ingeniero de Minas.
- Eva Sánchez Blanes, Ingeniero de Minas.
- Juan León Coullaut Sáenz de Sicilia, Ingeniero de Minas.

Los estudios micropaleontológicos han sido realizados por José Ramírez del Pozo, Doctor en Ciencias Geológicas, y los paleontológicos por Gloria Cuenca Bescós, Doctora en Ciencias Geológicas.

La dirección y supervisión por parte del Gobierno de Navarra ha sido realizada por D. Esteban Faci, Licenciado en Ciencias Geológicas.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. ESTRATIGRAFÍA	3
2.1. MESOZOICO	3
2.1.1. Cretácico.....	3
2.1.1.1. Areniscas y calizas arenosas del Maastrichtiense (191).....	3
2.2. Terciario.....	3
2.2.1. Eoceno.....	3
2.2.1.1. Dolomías y calizas dolomíticas del Daniense (203)	3
2.2.1.2. Calizas con algas del Thanetiense-Montiense (204).....	4
2.2.1.3. Calizas bioclásticas del Ilerdense-Cuisiense (211).....	5
2.2.1.4. Margas y calizas resedimentadas del Ilerdense-Cuisiense (212).	5
2.2.1.5. Calizas bioclásticas del Eoceno (215)	5
2.2.1.6. Margas y calizas nodulosas del Luteciense inferior y medio (231)	6
2.2.1.7. Margas y calizas nodulosas del Luteciense superior (254)	6
2.2.1.8. Margas, areniscas y capas de calcarenita. Turbiditas del Grupo Hecho (218).....	7
2.2.1.9. Calizas Brechoides, resedimentadas (247).....	9
2.2.1.10. Margas, limolitas, calcarenitas y algunas capas de arenisca. Flysch margoso de Irurozqui (249).....	10
2.2.1.11. Margas, limolitas y calizas bioclásticas, Nivel de Urroz (263)	10
2.2.1.12. Margas de Pamplona (267)	11
2.2.1.13. Areniscas y lutitas. Areniscas de Gongolaz (271)	12
2.2.1.14. Margas de Ilundáin (274)	13
2.2.1.15. Areniscas y lutitas. Areniscas de Tabar (273)	14
2.3. CUATERNARIO	15
2.3.1. Holoceno.....	15
2.3.1.1. Depósitos de terraza y aluvial actual del río Irati. Gravas poligénicas (506, 507 y 526) 15	
2.3.1.2. Depósitos de fondo de valle. Limos, lutitas y gravas dispersas (527)	15
3. TECTÓNICA	16
3.1. PRINCIPALES ESTRUCTURAS	17
3.1.1. Cabalgamiento de Idocorri	17
4. GEOMORFOLOGÍA	20
4.1. SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	20

4.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO	20
4.2.1. FORMAS ESTRUCTURALES	22
4.2.2. Estudio del modelado (procesos sistemas morfogenéticos)	23
4.2.2.1. Formas fluviales	23
4.2.2.2. Formas poligénicas	25
4.2.2.3. Formas antrópicas	26
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	26
4.3.1. El sistema de terrazas del Irati.....	26
4.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	27
4.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y SUBACTUAL. TENDENCIAS FUTURAS	29
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	30
6. BIBLIOGRAFÍA.....	33

1. INTRODUCCIÓN

La hoja de Aoiz se sitúa al este de Navarra, en su parte media, quedando limitada al este por el río Salazar y la sierra de Illón, y al oeste, por las sierras de Alaiz y Tajonar. En el borde norte, la hoja queda delimitada por las poblaciones de Ibiricu, al oeste, y Elcoaz al este, mientras que en el borde sur se encuentra la sierra de Izco. El cuadrante de Domeño queda situado en el extremo sureste de la hoja.

Desde un punto de vista geológico, el área objeto de estudio se ubica en la parte occidental de la cordillera Pirenáica, en su vertiente meridional. Está limitada al norte por el macizo de Oroz-Betelu y por la cuenca del Ebro al sur. Las rocas más antiguas corresponden a calizas, dolomías y calizas arenosas del Cretácico, Paleoceno e Ilerdense, en facies de plataforma. Sobre estas rocas, esencialmente calcáreas, se apoya la sucesión eocena del Cuisense y Luteciense. En la parte meridional de la hoja y en sus tramos basales, el Eoceno presenta calizas y margas de plataforma o de rampa distal; sin embargo hacia el norte presenta turbiditas, constituidas por margas, areniscas y calizas (megacapas). La parte terminal del Eoceno (Bartoniense-Priaboniense) se caracteriza por el desarrollo de margas y areniscas (Margas de Pamplona e Ilundain), aflorantes en la mitad suroeste de la hoja, sobre las que se depositan sales, areniscas y lutitas litorales, que marcan así el final de la sedimentación marina del Pirineo.

En la hoja de Aoiz, los depósitos fluviales se encuentran bien representados en el cuadrante suroeste, donde se observa una serie oligocena de lutitas y areniscas que indican una sedimentación aluvial distal. Al final del Oligoceno, y seguramente ya en el Mioceno, en la zona de Peña Izaga tiene lugar la sedimentación de unos cuerpos arenosos y conglomeráticos, que dan lugar a una discordancia progresiva, típica de cuenca piggy back.

En cuanto a la estructura, de norte a sur, se observan una serie de pliegues y cabalgamientos, normalmente vergentes al sur. Los cabalgamientos, en general presentan un importante salto vertical, lo que parece sugerir que originalmente fueron fallas previas, posiblemente sinsedimentarias, que posteriormente han sufrido una inversión estructural durante la deformación alpina. Los pliegues, suelen estar relacionados con los cabalgamientos, son poco apretados y, ocasionalmente, llevan

asociado un clivaje de plano axial muy grosero, de desarrollo irregular. Es llamativo, el hecho de que en numerosos casos los ejes de estos pliegues presentan una fuerte inclinación, lo que parece sugerir la existencia de estructuras laterales durante el desarrollo del plegamiento. Asimismo, llama la atención la estructura que aflora al suroeste de la hoja, denominada falla de Loiti y que parece ser una falla inversa, muy verticalizada, asociada a un pliegue de plano axial subvertical despegado, seguramente al nivel de las sales eocenas.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. MESOZOICO

2.1.1. Cretácico

2.1.1.1. Areniscas y calizas arenosas del Maastrichtiense (191)

Las rocas del Cretácico superior son las más antiguas de la zona estudiada. En el cuadrante de Domeño afloran en la base del bloque superior del cabalgamiento de Idacorri, en el cauce del río Areta y al sur de la cresta del propio pico Idacorri, en el cauce del río Areta y al sur de la cresta del propio pico Idacorri. También se reconocen rocas cretácicas en el extremo sureste de la hoja, en el cauce del río Salazar.

Esta unidad consta esencialmente de calcarenitas, calizas bioclásticas y areniscas calcáreas. Estas litologías suelen encontrarse bien estratificadas, en capas gruesas, con intercalaciones margosas y, ocasionalmente, se pueden reconocer finas laminaciones, seguramente de algas. Debido a que todos los afloramientos de Cretácico superior son discontinuos y no presentan su base, no es posible conocer su espesor, aunque en áreas próximas se han medido hasta 300 m de estas areniscas. Es frecuente encontrar Rudistas, así como otros restos fósiles; presentando una asociación faunística que según RAMIREZ del POZO, puede ser atribuida al Maastrichtiense superior. Por su edad y facies esta unidad puede ser correlacionada con la Arenisca de Marboré (Souquet, 1967) del Pirineo central y occidental.

2.2. TERCIARIO

2.2.1. Eoceno

2.2.1.1. Dolomías y calizas dolomíticas del Daniense (203)

Esta unidad dolomítica aflora a techo del Cretácico. En el cuadrante de Domeño es observable en el río Areta, concretamente en el bloque superior del cabalgamiento de Idacorri. Algo más al sur, en el cauce del río Salazar, donde se reconoce una sucesión completa del Paleoceno, este nivel dolomítico no es observable.

Esta unidad esta constituida por dolomicritas, con un espesor que varía entre 30 m y 70 m Dentro de ellas se observa la presencia de Microcodium, totalinas, Spirolynas y Praerhapydyonina, que junto al hecho de que se observa un importante aumento en el tamaño de los Miliólidos y Rotálidos, permiten asumir que estos niveles tienen edad Daniense (PUIGDEFABREGAS et al., 1978).

2.2.1.2. Calizas con algas del Thanetiense-Montiense (204)

Esta unidad ha sido recientemente estudiada por ROBADOR (1990), en el corte del río Urrobi, dentro del ámbito del cuadrante de Aoiz. En el cuadrante de Domeño se observa esta unidad en el bloque superior del cabalgamiento de Idocorri, a lo largo de una franja de dirección noroeste-sureste y en el cauce del río Salazar, en la foz de Arbayun.

Por encima de las dolomías de la unidad anterior se observan unas calizas claras, con intercalaciones dolomíticas, de unos 40 m de espesor, que indican unas condiciones de sedimentación en un medio lacustre o palustre (204). El techo de estos niveles viene definido por una discontinuidad, representadas por una karstificación observable en la foz de Arbayún. Esta discontinuidad viene seguida por unas calizas arenosas, transgresivas, cuyo contenido terrígeno disminuye hacia el techo, dando paso a calizas construidas, de algas (bounds de algas) (208). El espesor de este último tramo es de unos 50 m y, su techo también viene marcado por una discontinuidad. La separación en la cartografía de estos dos niveles (204 y 208) fue realizada en los cuadrantes de Aoiz e Irurozqui; sin embargo, en el de Domeño no se han diferenciado estas dos partes en el miembro superior del Paleoceno, debido a que su distinción en este sector no era clara o los accesos a la zona no lo permitieron. Por esta causa, en el cuadrante de Domeño se han agrupado en la unidad 204 todas las calizas Paleocenas, diferenciando únicamente, y solo cuando ha sido posible hacerlo, las dolomias inferiores del Daniense (unidad 203).

En lo referente a la edad de esta unidad, en su parte superior, por encima del nivel karstificado, las calizas, además de algas presentan abundante fauna de gasterópodos, bivalvos, corales, miliólidos, serpúlidos, globigerinas, rotálidos y discociclinas. Esta agrupación permite atribuir estos niveles al Thanetiense. Asimismo, a partir de la fauna recogida en áreas próximas, se pueden situar estas calizas con algas en la Biozona (Glomalveolina) primaeva.

2.2.1.3. Calizas bioclásticas del Ilerdense-Cuisiense (211)

En los sectores de Idocorri y Foz de Arbayun, en el cuadrante de Domeño, por encima de las calizas paleocenas afloran unas calizas oscuras bioclásticas, de facies de plataforma, atribuibles al Ilerdense. El espesor de esta unidad es inferior a los 30 m. En sectores más orientales, fuera ya de la hoja de Aoiz, su espesor es más importante. La edad de estos niveles puede ser determinada a partir de la fauna de Nummulites hallada por SCHAUB (1981), que en el río Urrobi (cuadrante de Aoiz) encontró *N aff minervensis* del Ilerdense inferior.

2.2.1.4. Margas y calizas resedimentadas del Ilerdense-Cuisiense (212).

En el cuadrante de Domeño esta unidad margosa es observable en la zona de la Foz de Arbayun, hacia su parte más meridional, por encima de las calizas del Ilerdense de la unidad anterior. Es una unidad margosa en la que se pueden reconocer niveles intercalados de alternancias decimétricas de margo-calizas nodulosas, gris claro. También es posible encontrar algunos niveles de calizas bioclásticas resedimentadas.

2.2.1.5. Calizas bioclásticas del Eoceno (215)

En esta unidad se han agrupado las calizas eocenas en facies de plataforma que afloran dentro del ámbito de la hoja de Aoiz. Estas calizas, en el cuadrante de Domeño, se observan en el extremo sureste, en los alrededores de la Foz de Arbayun, donde son bastante bajas dentro de la serie eocena (Luteciense inferior y medio). Se trata de unas calizas bioclásticas, grises, bien estratificadas, donde se reconocen restos de Nummulites, Alveolinas, etc. En ocasiones son bastante arenosas y presentan estratificaciones cruzadas. En el cruce de la carretera que conduce a Napal se han encontrado restos de cangrejos que permiten atribuir estos niveles al Luteciense inferior - medio.

Dentro de este mismo cuadrante de Domeño otra zona donde afloran calizas Eocenas en facies de plataforma es en la terminación occidental del cabalgamiento de Idiocorri. En este sector el cabalgamiento aparece fosilizado por niveles del Luteciense superior que, en la zona de charnela se caracterizan por presentar calizas micríticas que lateralmente pasan a niveles más lutíticos.

2.2.1.6. Margas y calizas nodulosas del Luteciense inferior y medio (231)

Las calizas en facies de plataforma del Luteciense inferior y medio descritas en el epígrafe anterior, pasan hacia zonas más septentrionales a una sucesión constituida por margas y capas decimétricas de calizas nodulosas. Los afloramientos de esta unidad únicamente se encuentran en el cuadrante de domeño. Concretamente afloran en el bloque inferior del cabalgamiento de Idocorri, en la transversal del río Areta. En esta zona se observa una serie de margas que suele presentar alternancias decimétricas de calizas micríticas, grises y nodulosas. En algunas ocasiones también se reconocen capas de calizas grises, por lo general resedimentadas, en bancos de escala métrica que, se han representado en la cartografía (253).

Por la posición estratigráfica de esta unidad y su contenido en faunas resedimentadas se le atribuye una edad Luteciense inferior o medio. Por el aspecto de las facies el medio sedimentario en que se formó correspondería a una plataforma externa (rampa distal).

2.2.1.7. Margas y calizas nodulosas del Luteciense superior (254)

Al igual que en el epígrafe anterior, esta unidad corresponde a las facies distales de plataforma de las calizas de plataforma eocenas (incluidas en la unidad 7). En el caso del Luteciense superior, estas calizas de plataforma aparecen más al sur, fuera ya del ámbito de la zona estudiada, concretamente en la zona de Lumbier. En esta localidad es posible observar como las calizas del Luteciense superior, que afloran bien, hacia el norte pasan a niveles con intercalaciones margosas. Asimismo, se reconoce una progradación hacia el norte de dichas calizas.

Dentro del ámbito de la zona estudiada, hacia el sur, en el cuadrante de Domeño, las facies de la unidad (254) se reconocen bien: Concretamente, existen buenos afloramientos en torno al cabalgamiento de Idocorri. En el bloque superior de esta estructura se observa como esta unidad se dispone de forma discordante sobre las unidades infrayacentes. Así, en el corte del río Areta afloran directamente sobre el Paleoceno (unidad 204) faltando, pro tanto, el Ilerdense, Cuisiense y Luteciense

inferior-medio. Mas al este, al norte del pico Idocorri, es posible observar la discordancia angular de esta unidad sobre las inferiores.

Litológicamente, esta unidad es comparable a la anterior. La constituyen principalmente margas entre las que, a menudo, se intercalan alternancias decimétricas de calizas grises micríticas y nodulosas. Asimismo, se observan intercalaciones métricas de calizas, a menudo resedimentadas (259). Al oeste del río Areta se observa como esta unidad, esencialmente margosa, pasa lateralmente a las calizas de la unidad 215 que afloran en la charnela del anticlinal que rodea al cabalgamiento de Idocorri. Dentro de estos niveles, es llamativa la presencia de cicatrices (scar slumps); posiblemente uno de los mejores ejemplos de este tipo de estructuras lo constituye el observable unos 2 Km al NE de la localidad de Domeño. Esta cicatriz presenta unas dimensiones de varias decenas de metros.

Esta unidad margosa, se interpreta que se formó en un medio de plataforma externa o rampa distal. Por su posición estratigráfica y contenido en faunas resedimentadas se le atribuye una edad Luteciense superior.

2.2.1.8. Margas, areniscas y capas de calcarenita. Turbiditas del Grupo Hecho (218)

Las calizas y margas en facies de plataforma de las unidades antes descritas hacia el norte pasan a las turbiditas del Grupo hecho. Estas turbiditas son conocidas desde antiguo como "flysch eoceno surpirenaico" o Grupo de Hecho (MUTTI et al., 1972) y representan la sedimentación de surco marino profundo de la cuenca de antepaís surpirenaica. Tal y como fue sugerido por los autores anteriormente citados, en términos generales, la sedimentación de estas turbiditas tendría lugar en un surco alargado en dirección este-oeste, paralelo a la cadena. La alimentación de este surco sería longitudinal, desde el este hacia el oeste.

En el contexto general, existe un modelo de sedimentación en la cuenca turbidítica aceptado por casi todos los autores. Este modelo propone que, de la parte oriental de la cuenca surpirenaica hacia el oeste, se pasaría de una zona de facies turbidíticas proximales y de talud (zona de Ainsa) a otra zona con facies de abanico turbidítico y de llanura submarina, situada al oeste del anticlinal de Boltoña, que correspondería a la cuenca de Jaca (MUTTI et al., 1972). La zona que comprende la hoja de Aoiz

correspondería a las facies distales de este abanico turbidítico. En la parte superior de la cuenca turbidítica se han descrito paleocorrientes hacia el sur y suroeste por varios autores (SOLER y PUIGDEGABREGAS, 1970; ESTRADA, 1982; REMACHA y PICART, 1991), que parecen sugerir un área fuente septentrional.

La hoja de Aoiz está situada en una posición bastante distal dentro de la serie turbidítica, por lo que presenta una gran homogeneidad de facies. Por ello, en la descripción se han distinguido tres unidades que tienen unas litologías bastante parecidas en el ámbito de la zona estudiada. Estas tres unidades son la serie turbidítica en sentido estricto (218), las megacapacapas y el "Flysch margoso de Irurozqui" (249). En el cuadrante de Domeño, debido a que corresponde a una zona próxima a las plataformas meridionales, el desarrollo de las megacapacapas es escaso, por lo que no han sido representadas en la cartografía. Ciñéndose a las turbiditas de la unidad inferior (218), que es la que se destaca en este epígrafe, cabe señalar que se trata de una serie que aflora por debajo del nivel de calizas resedimentadas de la unidad 247. Las turbiditas están constituidas esencialmente por margas y areniscas, entre las que se intercalan unos niveles de calizas resedimentadas (255). Siempre que ha sido posible se han cartografiado los niveles de calcarenita, aunque no han sido correlacionados con las megacapacapas que fueron bien diferenciadas más al norte, en los cuadrantes de Aoiz e Irurozqui.

Las turbiditas presentan unos niveles de margas de tonos claros, gris cremoso, que se suelen presentar en capas decimétricas (de 20 a 40 cm). Estas margas alternan con capas de areniscas de tamaño de grano generalmente fino o medio y matriz normalmente calcárea. El color de estos niveles arenosos es gris oscuro y la pátina parduzca. En estos niveles de areniscas es frecuente observar ciclos de Bouma incompletos y estructuras de deslizamiento. En general cabe señalar que las turbiditas del Grupo Hecho que afloran en la hoja de Aoiz presentan una composición más margosa que las de sectores más orientales, debido seguramente a que la zona de Aoiz corresponde a facies ya muy distales de la cuenca turbidítica.

El espesor de la serie turbidítica, en la transversal del cuadrante de Domeño es de unos 2000 m. Este espesor, sumado a los 1000 de potencia que presenta el Flysch margoso de Irurozqui, supone un espesor total de unos 3000 metros para todo el Grupo Hecho. Esta potencia contrasta algo con la propuesta por otros autores en áreas más orientales, donde se midieron espesores del orden de los 4200-4400 m.

Este volumen de sedimentos no fue depositado en una misma vertical, sino que el depocentro de la sedimentación fue migrado hacia el sur (VAN LUNSEN, 1970; CARBAYO et al., 1978; PUIGDEFABREGAS et al., 1978; RIOS et al., 1982; LABAUME et al., 1985; CAMARA y KLIMOWITZ, 1985). Por lo tanto, la base de los depósitos turbidíticos corresponde a una superficie de onlap de éstos sobre el substrato, con un hiato más o menos importante y con erosión local de los materiales infrayacentes.

La edad de esta unidad es difícil de determinar debido a que la mayoría de los fósiles son resedimentados. En cualquier caso, se puede aproximar que la sucesión turbidítica que aflora en el cuadrante de Domeño tendría una edad Luteciense medio-superior.

2.2.1.9. Calizas Brechoides, resedimentadas (247)

En la parte sureste de la hoja de Aoiz, concretamente en el cuadrante de Domeño, dentro de la sucesión turbidítica e incluso dentro de las facies de plataforma distal del Luteciense, se reconoce un nivel de calizas a menudo arenosas y, normalmente, resedimentadas que, debido a que aflora ya en zonas más proximales, no se ha correlacionado con ninguna megacapa, aunque podría considerarse equivalente lateral de las megacapas más altas de la serie. Este nivel de calizas dibuja el anticlinal que se desarrolla por encima del cabalgamiento de Idocorri.

Las calizas presentan a menudo facies brechoides, comparables a las que se reconocen en las megacapas, aunque en la mayoría de los casos afloran calcarenitas, calizas bioclásticas seguramente resedimentadas y calizas micríticas. Es frecuente observar la desaparición lateral de estos niveles de calizas, que pasan a margas, e importantes variaciones de espesor. Por ejemplo, en la zona situada en los alrededores de Orradre el espesor es de más de 50 m mientras que hacia el sector de Sansoain la potencia oscila entre 1 y 3 m. Al este de la hoja, al oeste de Imirizaldu, esta caliza desaparece lateralmente.

2.2.1.10. Margas, limolitas, calcarenitas y algunas capas de arenisca. Flysch margoso de Irurozqui (249)

Esta unidad corresponde a la parte superior del Grupo Hecho, que en la zona estudiada se caracteriza por presentar escasos niveles arenosos. Se trata de una serie esencialmente margosa, entre la que se suelen intercalar niveles margosos se presentan en capas de más de 50 cm. En general, puede decirse que la mitad inferior de esta unidad es ligeramente más arenosa que la superior. En esta parte baja del Flysch margoso de Irurozqui las margas tienen un contenido importante en CO_3Ca , del orden del 62 %. Los niveles areniscosos presentan laminaciones paralelas, ripples de corriente, flute-marks y signos de bioturbación. La parte superior de esta unidad, los últimos 300 metros, es mucho más margosa que la inferior, siendo los niveles de areniscas menos frecuentes y más finos. Las margas de la parte alta son muy carbonatadas. Dentro del Flysch margoso de Irurozqui también se observan niveles de calcarenitas o calizas arenosas, con espesores inferiores a 1 m.

El techo del Flysch margoso de Irurozqui queda bien definido por la unidad suprayacente, que lo separa de las Margas de Pamplona y la base se sitúa sobre el nivel de calizas resedimentadas de la unidad 247. El espesor de esta unidad es de unos 1100 m.

Estos depósitos son claramente turbidíticos y pueden considerarse sedimentos de fondo de cuenca, correspondientes a las partes distales de los lóbulos turbidíticos. La edad del Flysch margoso de Irurozqui se supone que es Luteciense superior.

2.2.1.11. Margas, limolitas y calizas bioclásticas, Nivel de Urroz (263)

Esta unidad corresponde a una serie de capas discontinuas que, en conjunto, dan lugar a un nivel estratigráfico de gran continuidad lateral, que se desarrolla intercalado entre la sucesión turbidítica del Grupo Hecho y la unidad suprayacente (Margas de Pamplona). El espesor de este horizonte es de unos 50 m y cruza la hoja de Aoiz diagonalmente, en dirección noroeste-sureste. Hacia el noroeste, y fuera ya de la hoja de Aoiz, este nivel no puede ser seguido; sin embargo, hacia el sureste, puede prolongarse por más de 150 Km, hasta correlacionarse con la Arenisca de Sabiñánigo (PUIGDEFABREGAS, 1974).

Litológicamente, esta unidad consta de margas de tonos gris - azulados, con niveles de limolitas de escala centimétrica y algunas capas de areniscas de grano fino a medio, de 1 ó 2 cm de espesor. Es característico de este nivel, el presentar en algunas zonas importante contenido en glauconita, lo que indica una estabilización de la cuenca sedimentaria.

Ocasionalmente, como por ejemplo al norte de Urroz (cuadrante de Aoiz), en este nivel se reconocen capas de caliza que llegan a tener el metro de espesor y presentan abundante fauna resedimentada de algas rodofíceas, equinodermos, moluscos, briozoos, miliólidos y Nummulites. Por la fauna hallada en estos niveles, la edad de esta unidad se considera Luteciense superior - Bartoniense.

2.2.1.12. Margas de Pamplona (267)

En sentido amplio, y si se considera únicamente el aspecto litológico, las Margas de Pamplona comprenderían toda la sucesión que aflora entre el Grupo Hecho (o nivel de Urroz) y la formación salina. Sin embargo, en la hoja de Aoiz se consideran Margas de Pamplona únicamente la parte inferior de esta serie. El techo de esta unidad se ha situado hacia la mitad de la sucesión debido a que en la vecina hoja de Pamplona se observa discontinuidad, coincidente con este contacto, que separa unas areniscas de facies turbidítica en la parte baja de la serie, de otras de plataforma situadas en la parte alta. Por esta causa en la hoja de Aoiz se considera Margas de Pamplona a la parte baja de esta unidad. Dentro del ámbito de la hoja de Aoiz, las Margas de Pamplona afloran en una banda deprimida, correspondiente al valle de Lónguida, que atraviesa la hoja de noroeste a sureste. En el cuadrante de domeño afloran en el tercio suroccidental.

Desde un punto de vista litológico esta unidad consta de margas grises o azuladas, en las que es difícil observar la estratificación. Ocasionalmente existen finas capas de limolitas o niveles más ricos en carbonato cálcico que pueden marcar la estratificación. Hacia la parte alta de esta unidad se observan intercalados dentro de las margas unos niveles de areniscas que serán tratados en el siguiente epígrafe (unidad 271). El espesor de las Margas de Pamplona, incluyendo los niveles de areniscas antes citados, se encuentra entre los 2200 metros del cuadrante de Aoiz, hacia el oeste, y los 1500 metros del cuadrante de Domeño, hacia el este. Al sur del sinclinal de Izaga, en el cuadrante de Monreal, el espesor de las Margas de Pamplona

es del orden de los 500 metros solamente. Se puede decir que esta sucesión margosa es muy homogénea. El contenido en CO₃ Ca aumenta hacia la parte superior de la serie. Mientras que en los tramos más bajos es del 35% aproximadamente, hacia la parte alta de las Margas de Pamplona el contenido en CO₃ Ca se aproxima al 50%. El siguiente componente en importancia es la illita, que supone el 20 o 35% de la totalidad de la roca; la clorita está entre el 5 y el 15%; la caolinita entre el 0 y 10% y el cuarzo entre el 8 y 15%. En lo referente al tamaño de grano, la fracción arena es 0, mientras que el contenido en limo es del orden del 80% y el de arcilla del 20%.

Entre las margas pueden encontrarse intercalados niveles de arenisca, se trata de literalitas de 1 a 10 cm de espesor, que presentan restos fósiles (moluscos, algas rodofíceas, equinodermos, etc).

El ambiente sedimentario de las Margas de Pamplona se considera que corresponde a un medio batial o abisal somero (entre 300 y 3000 m de profundidad). La edad de esta unidad, basándose en los foraminíferos planctónicos hallados, se considera que es Luteciense superior - Priaboniense (BROUWER, 19??; PUIGDEFABREGAS, 1975).

2.2.1.13. Areniscas y lutitas. Areniscas de Gongolaz (271)

En el cuadrante de Aoiz, hacia la parte superior de las Margas de Pamplona, a unos 1500 de la base de esta unidad, comienzan a aflorar niveles de areniscas que corresponden a las Areniscas de Gongolaz. Esta denominación, es habitual para hacer referencia a estos niveles areniscosos que dan lugar a unas sierras de dirección noroeste-sureste, que aparecen en los cuadrantes de Aoiz y Monreal. Las Areniscas de Gongolaz afloran intercaladas entre las Margas de Pamplona, tienen una continuidad lateral de varios kilómetros (hasta 10 km) y un espesor de menos de 10 metros.

Las areniscas son litarenitas de colores amarillentos y se suelen presentar en capas decimétricas que alternan con niveles de margas gris-azuladas. Las capas de areniscas, por lo general, tienen un espesor de 10 a 15 cm, pudiéndose encontrar bancos de hasta 1,5 m. El tamaño de grano varía de grueso a medio. A menudo se observa que las areniscas forman secuencias estratocrecientes. La mineralogía de estas areniscas es principalmente de cuarzo, bioclastos de calizas y feldespato

potásico. Las areniscas suelen presentar bases erosivas, flute marks, ripples, estratificación paralela y bioturbación. Las paleocorrientes observadas se dirigen hacia el noroeste y los tipos de secuencia de Bouma observados son de tipo a-e y a-b-e principalmente, también son frecuentes los tipos b-e y a (LEON CHIRINOS, 1985).

Estos niveles de areniscas tienen una morfología lenticular que se observa exagerada en la cartografía debido al importante desarrollo de superficies estructurales que tiene lugar en esta zona. Otro aspecto destacable de estos niveles es que, al observar el mapa geológico, se reconoce una disposición en relevo de los cuerpos de arenisca, de manera que, hacia el sur, van siendo cada vez más modernos. Esta unidad areniscosa puede interpretarse que se depositó en un medio turbidítico, correspondiendo los cuerpos de arenisca a lóbulos turbidíticos de pequeño tamaño.

2.2.1.14. Margas de Ilundáin (274)

Como ya se ha indicado en el epígrafe anterior, las Margas de Ilundain presentan una litología muy parecida a la de las Margas de Pamplona, siendo la única causa para su distinción el hecho de que en la vecina hoja de Pamplona las Margas de Ilundáin presentan facies de plataforma. en la hoja de Aoiz ambas unidades son muy parecidas y, desde un punto de vista litológico, difíciles de separar. Las Margas de Ilundain afloran a techo de las de Pamplona, alrededor del sinclinal de Izaga. En el cuadrante de Domeño afloran en el borde occidental.

Esta unidad presenta una litología de margas gris-azuladas, en las que es difícil observar la estratificación. Las margas son muy homogéneas. en cuanto a su mineralogía, el contenido en CO₃Ca está entre el 40 y el 45%, la illita entre 30 y 35%, la caolinita entre el 7 y el 9%, la clorita entre el 12 y 15% y el cuarzo entre el 10 y 15%. La granulometría es muy parecida a la de las Margas de Pamplona. Dentro de las margas se observan intercalados unos niveles de areniscas comparables a las de Gongolaz, que serán tratadas en el siguiente epígrafe (unidad 273). El espesor de las Margas de Ilundáin, incluyendo los niveles de areniscas de la unidad 273, es de unos 650 metros.

La Margas de Ilundain presentan muchos menos restos de foraminíferos que las de Pamplona. Entre los restos fósiles se ha encontrado la *Plicatula pamplonensis* que indican una condiciones marinas más someras que en el caso de las Margas de

Pamplona. Se considera que las Margas de Ilundain se depositaron en un medio marino profundo a batial somero, con unas profundidades que oscilan entre los 50 y 500 m. La edad de estos niveles, basada en los foraminíferos planctónicos, es Priaboniense.

2.2.1.15. Areniscas y lutitas. Areniscas de Tabar (273)

Como ya ha sido indicado, al igual que ocurría en el caso de las Margas de Pamplona, en las de Ilundain se observan intercalados unos niveles de areniscas que se denominan Areniscas de Tabar. Desde un punto de vista litológico son muy parecidas a las de Gongolaz: corresponden a capas de arenisca de morfología lenticular, exagerada en el mapa geológico debido a las importantes superficies estructurales que existen. La continuidad lateral de los niveles de arenisca es del orden de 5 kilómetros, y el espesor puede sobrepasar ligeramente los 10 metros.

Estas areniscas son prácticamente iguales a las de Gongolaz, anteriormente descritas y corresponden a litarenitas de colores amarillentos. Las capas de areniscas tiene un espesor entre 10 y 15 cm, pudiéndose encontrar bancos de hasta 1,5 m que, a menudo, forman secuencias estratocrecientes. El tamaño de grano varía de grueso a medio. La mineralogía es esencialmente de cuarzo, bioclastos de calizas y feldespato potásico. Las areniscas suelen presentar bases erosivas, flute marks, ripples, estratificación paralela y bioturbación. Algunas paleocorrientes observadas se dirigen hacia el noroeste y los tipos de secuencia de Bouma observados son de tipo a-e y a-b-e principalmente (LEON CHIRINOS, 1985).

Al igual que en el caso de las Areniscas de Gongolaz, las de Tabar pueden ser interpretadas como lóbulos turbidíticos; sin embargo, a escasos metros al oeste de la hoja de Aoiz, en la localidad de Ardanaz, se observan niveles de areniscas correlacionables con los de esta unidad que presentan facies de plataforma. En la hoja de Aoiz esta distinción no puede ser hecha, pero se ha mantenido el límite entre las Margas de Pamplona y las de Ilundain debido a la existencia de dicho cambio de facies.

2.3. CUATERNARIO

Las acumulaciones cuaternarias que aparecen en el ámbito de la hoja están constituidas fundamentalmente por el material depositado en terrazas aluviales y flacis. Concretamente, la litología que forma estos depósitos está dominada por la fracción grava, respondiendo a gravas masivas soportadas por los clastos indicando un origen aluvial en los dos casos.

La ausencia de dataciones absolutas impide la acotación temporal de los depósitos; sin embargo puede considerarse su pertenencia al Pleistoceno reservando un edad holocena para los niveles inferiores de terraza y fondos de valle asociados.

2.3.1. Holoceno

2.3.1.1. Depósitos de terraza y aluvial actual del río Irati. Gravas poligénicas (506, 507 y 526)

Los niveles de terraza del Irati se caracterizan por presentar una morfoscopia de los cantos subredondeada e incluir en la composición de la fracción grava una apreciable cantidad de clastos de areniscas rojas procedentes del desmantelamiento de unidades triásicas situadas al norte fuera del ámbito de la hoja. Este carácter poligénico, junto con los criterios morfoscópicos citados, permiten diferenciar los depósitos del Irati de los correspondientes a glaciares de acumulación. Localmente pueden presentar cementación importante en los niveles basales, así como presencia de óxidos condicionada por antiguas fluctuaciones del nivel freático.

2.3.1.2. Depósitos de fondo de valle. Limos, lutitas y gravas dispersas (527)

La morfología correspondiente a fondos de valle siempre suele llevar asociada acumulación. Ésta sin embargo no llega a alcanzar grandes espesores, estando la media entre los 2 y 3 metros de potencia- El material acumulado no suele ser visible pero en los lugares donde algunos barrancos actuales reconocen el material éste se encuentra formado por grandes cantos en la base pasando a gravas, encontrándose el conjunto recubierto por una capa de finos casi siempre importante.

3. TECTÓNICA

Desde el punto de vista estructural, la hoja de Aoiz se sitúa en la vertiente meridional del Pirineo, hacia su parte occidental. A grandes rasgos, puede decirse que la cordillera Pirenaica se forma a partir de la colisión de las placas Ibérica y europea, entre el Cretácico Superior y el Paleógeno. La parte central del Pirineo está ocupada principalmente por rocas paleozoicas del basamento hercínico que constituyen la Zona Axial y los macizos navarros de Quinto Real y Cinco Villas. Esta parte central aparece levantada por cabalgamientos alpinos de escala cortical. En el margen meridional de esta zona axial se formó un apilamiento antiformal de láminas cabalgantes alpinas que involucran conjuntamente a rocas paleozoicas y mesozoicas (PARIH, 1984; DERAMOND et al, 1985; WILLIAMS y FISHER, 1985; MULOZ, 1985; etc. estructura ésta que es claramente visible en las partes central y oriental del Pirineo. Por delante del apilamiento antiformal tiene lugar la formación de una serie de cabalgamientos, despegados a nivel de las rocas triásicas, con dirección de transporte hacia el sur y que se desarrollan hasta la cuenca del Ebro. En la zona de Navarra, este frente pirenaico aparece representado por los cabalgamientos de las sierra de Leyre y Alaiz. Sobre el bloque superior de los cabalgamientos desarrollados en el frente meridional, tiene lugar al formación de un surco turbidítico que corresponde a la cuenca de Jaca - Pamplona, la cual es una cuenca de tipo piggy back. El acortamiento total estimado para el Pirineo varía según los autores entre 100 y 150 km (ROURE et al, 1989; MUÑOZ, 1992; etc).

En este contexto tectónico, la hoja de Aoiz se localiza en casi su totalidad en el surco turbidítico (cuenca de Jaca-Pamplona), justamente al norte del frente pirenaico. En el borde suroeste de la hoja (cuadrante de Monreal) se localiza el cabalgamiento de Loiti, que es la prolongación occidental del cabalgamiento de Leyre. En la parte oriental de la hoja (cuadrante de Domeño e Irurozqui), se observa el desarrollo de varios cabalgamientos y pliegues, en una secuencia posiblemente de tipo piggy bank.

Dentro del ámbito de la hoja de Aoiz, el cuadrante de Domeño es el más complejo desde un punto de vista estructural. en línea generales, el cuadrante de Domeño se encuentra atravesado por el nivel de Urroz, al suroeste del cual se reconoce la terminación oriental de la cubeta de Izaga (descrita en el cuadrante de Monreal. Al noreste del nivel de Urroz se observa una estructura antiformal, dibujada por las

calizas resedimentadas del Luteciense superior (unidad 20), en el núcleo de la cual se desarrolla el cabalgamiento de Idocorri. Esta última estructura será tratada en un epígrafe aparte.

En el borde occidental del cuadrante de Domeño se observa la terminación oriental de la cubeta de Izaga a nivel de las Margas de Ilundain. Esta cubeta es de escala kilométrica, tiene una dirección N-125 E y representa un sinforme que se origina en la parte frontal de un cabalgamiento dirigido hacia el sur, el cual actualmente está cubierto por las rocas eocenas, pero que es observable en los perfiles sísmicos realizados en esta zona. La actual morfología de cubeta de este sinforme posiblemente sea debido a la existencia de estructuras laterales, con dirección N-S o NE-SO, originadas en el bloque inferior del cabalgamiento.

En el extremo sureste del cuadrante de Domeño, en las proximidades del río Salazar, se observan unas fallas directas, subverticales, de dirección N-100 E y escaso desplazamiento. Estas fallas afectan a las calizas del Luteciense medio en una zona donde las calizas pasan a facies de rampa distal, por esta causa podría ser que se tratase de fallas sinsedimentarias, que posiblemente rejugaron posteriormente.

3.1. PRINCIPALES ESTRUCTURAS

3.1.1. Cabalgamiento de Idocorri

En la mitad noreste del cuadrante de Domeño es donde se localiza la mayor complejidad estructural, puesto que es allí donde aflora el cabalgamiento de Idocorri. Este cabalgamiento se observa en el borde oriental del cuadrante de Domeño, en la cresta del pico Idocorri, y se sigue hacia el noroeste hasta la zona del río Areta, donde queda fosilizado. Esta estructura se dirige hacia el sur, tiene dirección N-110 E y su plano de cabalgamiento buza unos 20° al norte.

En la base de bloque superior del cabalgamiento en unas ocasiones aflora el Cretácico, mientras que en otras lo hacen las calizas del Paleoceno o del Ilerdiense. Por encima de estas calizas no aflora el Luteciense, sino que se dispone de manera discordante el Luteciense superior.

En lo referente al bloque inferior, en la base del cabalgamiento de Idocorri, en la mayoría de los casos, afloran turbiditas o margas y calizas de plataforma externa del Luteciense superior. Sin embargo, en la transversal del río Areta, en el bloque inferior del cabalgamiento se observan calizas del Cuisiense o del Luteciense inferior, las cuales no se reconocen en el bloque superior del cabalgamiento. En esta misma transversal, unos 300 m al sur del frente del cabalgamiento de Idocorri, se observa una falla directa, paralela al trazado del cabalgamiento, que eleva el bloque meridional hasta que aflora el Cretácico (zona de Ugarrón). Curiosamente, en este bloque sur de la falla directa, y a diferencia del bloque norte, no afloran las calizas del Cuisiense y Luteciense inferior, sino que se apoya el Luteciense superior directamente sobre el Paleoceno. El hecho de que el Cuisiense y Luteciense inferior solamente afloren en una estrecha franja situada entre el cabalgamiento de Idocorri y la falla directa situada al sur, puede ser interpretado como debido a que estas estructura originalmente eran fallas sinsedimentarias, que protegieron al Cuisiense y Luteciense inferior de la erosión producida durante el Luteciense superior. Posteriormente tuvo lugar una inversión estructural.

Por lo tanto, teniendo en cuenta lo explicado arriba, es factible considerar que el salto en la vertical del cabalgamiento de Idocorri es importante. El acortamiento total de esta estructura está en torno a los 100 m.

Si se observa el cabalgamiento de Idocorri unos metros al oeste del río Areta, se puede apreciar que esta estructura desaparece y únicamente permanece un anticlinal. Es difícil pensar que en tan poco espacio las margas lutecienses puedan absorber un acortamiento como el estimado para el cabalgamiento de Idocorri (100 m). Por esta causa se ha interpretado que en este sector las margas y calizas del Luteciense superior fosilizan esta estructura.

En torno al cabalgamiento de Idocorri, tanto en el bloque norte como en el sur, se desarrollan una serie de pliegues vergentes al sur, con dirección N-110 E y plano axial subvertical o ligeramente inclinado al norte. Los ejes de los pliegues en esta zona están en posición subhorizontal. A estos pliegues frecuentemente se asocia una foliación de plano axial (S1) desarrollada principalmente en el flanco corto y zona de charnea de los pliegues. Esta foliación se puede clasificar como un clivaje grosero que, normalmente, presenta una disposición en abanico en relación a los pliegues.

El cabalgamiento de Idocorri, en niveles estratigráficos superiores (Flysch margoso de Irurozqui), aparece envuelto por una gran estructura anticlinal que ocupa la casi totalidad del cuadrante de Domeño. Este anticlinal tiene su misma dirección, N-110 E. Los flancos presentan unos buzamientos suaves, el flanco norte buza unos 20° al norte y el meridional 30° al SO. Esta estructura periclina en el cuadrante de Irurozqui, al oeste de Ozcoidi.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La hoja 1:25.000 de Domeño se sitúa al este de la Peña de Izaga, formando el cuadrante sureste de la hoja 1:50.000 de Aoiz. La hoja comprende el denominado valle de Lizoain, siendo las poblaciones más importantes Domeño y Rípodas.

El río Irati es el principal curso fluvial que aparece en la hoja. El Irati se encuentra instalado en un amplio valle, el valle de Urraul Bajo. De dirección aproximada noroeste-sureste el Irati vierte sus aguas hacia el sureste, siendo subsidiario del río Aragón. La Sierra de Idocorry, punto culminante de la hoja (1.051 m) es la divisoria de aguas que separa la cuenca del Irati de la del Aragón. El segundo curso fluvial en importancia de la hoja está representado por el río Areta.

El valle de Romanzado (Romanzado) constituye el área deprimida entre el Areta y la Sierra de Idocorry. El valle de Romanzado se encuentra separado del valle de Urraul Bajo por una serie de mesetas a una altura media de 500 m denominadas sasos (La Resiembra, Menasa, Saso de Puyade, etc.)

El borde occidental de la hoja presenta una serie de relieves que forman la sierra de Tabar. La sierra de Tabar puede considerarse las estribaciones orientales de la Peña Izaga.

4.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

El relieve de la hoja se encuentra dominado por alineaciones estructurales de dirección noreste-sureste. El propio valle de Urraul Bajo presenta a grandes rasgos esta dirección, uniéndose por el noroeste con el valle de Lónguida.

El triángulo comprendido entre Murillo de Berroya, Domeño y Napal se corresponde aproximadamente con las superficies estructurales suavemente onduladas del Cerro del Cristo. Estas formas se han desarrollado gracias a la existencia de un nivel de calizas arenosas que protege las alternancias menos resistentes de los materiales en facies flysch que recubre. El conjunto puede considerarse una sola superficie que ha sido incidida por los barrancos de Usún y sus subsidiarios. La superficie estructural del

Cerro del Cristo se halla limitada por pequeños escarpes que individualizan el propio Cerro mientras la superficie del Chaparral, separada de la anterior por el barranco de Usún-El Soto, se sumerge hacia el oeste sin presentar escarpe en sus límites occidentales.

El valle de Lónguida-Urraul Bajo queda limitado al noreste por una franja de líneas de capa con buzamiento al sureste que se siguen desde Uli-Bajo, pasando por Sansoain, Arielza y Murillo de Berroya hasta Domeño. En conjunto puede considerarse formado por cuestas de pequeñas dimensiones desarrolladas gracias a la alternancia de materias que forman el Irurozqui.

Las formas situadas al norte de las cuestas responden a estructuras de plegamiento noroeste-sureste. El anticlinal de Berroya es una de ellas. El corte del río Areta a su paso por esta estructura ha puesto al descubierto en el núcleo del anticlinal materiales calizos paleocenos sobre los que se han desarrollado escarpes. El dibujo en planta muestra una forma de media comba en el paraje conocido por Muga de Ugarrón (Ubarrón). No puede observarse la comba entera debido a que ésta no tiene posibilidad de desarrollarse al estar el anticlinal limitado al norte por una fractura. Al oeste de la media comba de Muga de Ugarrón, en el Alto de la Chusta, puede comprobarse la existencia de formas de unión de los dos flancos de la estructura anticlinal. esta vuelve a estar incidida por el Barranco de peña Blanca.

El flanco sur del anticlinal de Berroya presenta un modelado en series monoclinales donde son muy abundantes los chevrons y pequeñas superficies estructurales con buzamiento al sureste desarrolladas sobre calizas arenosas.

La zona conocida con el nombre de la Facería, situada al norte de Sansoain, muestra en planta un amplio cierre periclinal modelado en chevrons. En este cierre monoclinal se solucionan el propio anticlinal de Berroya y el cabalgamiento del mismo nombre.

Al este de Domeño puede identificarse otra terminación periclinal compleja correspondiente al anticlinal de Arbayún. En los límites de la hoja los escarpes dominan el paso del río Salazar en la Foz de Arbayún.

El cabalgamiento de Berroya, paralelo al anticlinal, no tiene expresión morfológica homogénea como tal, si bien los materiales del bloque superior muestran un frente

monoclinal sin excesivos retoques, con buzamientos al noroeste, reconocible de forma discontinua desde el corte del río Areta hasta Napal.

El valle del Irati (Urraul Bajo) aparece limitado al este por los frentes monoclinales de la Sierra de Tabar. El valle debe su existencia a la menor resistencia de los materiales margosos que forman el substrato del mismo. El substrato presenta pocos afloramientos donde puedan observarse líneas de capa, debido a que tiene grandes áreas recubiertas por el sistema de terrazas del Irati y los glaces de acumulación relacionados con ellas.

A continuación se describen las formas de carácter estructural que aparecen reflejadas en la cartografía geomorfológica y se citan ejemplos de las mismas.

4.2.1. FORMAS ESTRUCTURALES

Superficie Estructural

Las superficies estructurales puras son aquellas en las que la erosión deja al descubierto arealmente el techo, o base si se encuentra invertida, de una capa. En múltiples ocasiones la superficie no es pura y presenta pequeños restos de capas sobreimpuestas o bien presenta retoques por erosión. Esta forma puede ser identificada a diferentes escalas pero en el presente trabajo se ha reservado para las formas con representatividad cartográfica. Ejemplos: Superficies de Cerro del Cristo.

Escarpe estructural en series monoclinales. Frente de cuesta

Esta forma se da cuando una serie basculada presenta un nivel resistente en su parte alta ocasionando un cambio brusco de pendiente. En muchos casos este cambio puede venir marcado por un escarpe. Ejemplos: Cerro de Cristo, Combe de Muga de Ugarrón, Arbayún, Foz de Arbayún.

Línea de capa con indicación de buzamiento

Es la forma más abundante de este grupo. Por lo general las líneas de capa responden a niveles duros que resaltan en el relieve pero no llegan a poderse considerar escarpes estructurales o frentes monoclinales debido a su poco espesor.

Son muy abundantes en la parte septentrional de la hoja gracias a la presencia de niveles areniscos y carbonatados en las margas de este sector.

Cresta

Las crestas aparecen desarrolladas por erosión diferencial. Por lo general las crestas se desarrollan en capas con un buzamiento acusado que no permite el desarrollo de superficies estructurales.

Chevrons

Los chevrons pueden considerarse una combinación de línea de capa y superficies estructurales. Los chevrons se dan por agrupación de líneas de capa con buzamientos intermedios entre 20° y 70° con marcadas formas en uve presentando entre los límites de la uve un retazo de superficie estructural. Suelen presentarse en el dorso de las cuestas o sobreimpuestos a superficies estructurales de mayor entidad como flancos de anticlinales o sinclinales.

Barra rocosa. "Hog-back"

Esta forma implica capas verticales o subverticales. Un claro ejemplo lo constituye la barra caliza visible desde la carretera que conduce a Napal.

4.2.2. Estudio del modelado (procesos sistemas morfogénéticos)

4.2.2.1. Formas fluviales

Las formas fluviales constituyen los elementos más representativos del modelado regional. Las condiciones morfoestructurales de la región caracterizada por la anchura del valle del Irati, han favorecido el modelado en glaciares que tienen cierta extensión.

El río Irati presenta un sistema de terrazas bien desarrollado. En la cartografía se han diferenciado 4 niveles de terraza situados a + 5 m, + 20 m, + 30 y + 40 m sobre el nivel del cauce. El nivel superior (+40) presenta empalme morfológico con los glaciares de acumulación formados gracias a los aportes provenientes del norte que forman los sasos conocidos de la región. La cartografía en planta de estos niveles aluviales

recuerda vagamente formas de abanico. El conjunto de sasos que circunda el curso del río Areta parece reflejar esta situación que puede ser extrapolada al Barranco de Mugueta.

La terraza baja del Irati presenta empalme morfológico con la terraza baja del Areta, donde puede identificarse un segundo nivel de terraza a + 30 m.

Fondos de valle

Los fondos de valle responden a formas fluviales muy comunes en la zona de estudio. Dominan los fondos de valle en cuna sobre los de fondo llano. El eje del fondo de valle puede presentar drenaje en cuyo caso se describe con la forma apropiada (incisión lineal, barranco, etc). Los fondos de valle enlazan con las terrazas más modernas de los cursos principales por lo que el límite morfológico con las mismas es en estos casos inexistente.

Escarpe de terraza (con cota en metros)

Esta forma responde a un escarpe o talud formado al menos en parte por material aluvial y que aparece al ser cortado dicho manto. Esta forma delimita tanto los depósitos de terraza como los glaciais de acumulación representados en la cartografía ya que su génesis se relaciona directamente con una incisión de la red fluvial.

Terraza

Corresponde a plataformas llanas o con ligera pendiente en las que es posible identificar depósitos fluviales y que se encuentran actualmente por encima del nivel del curso de agua con el que están relacionadas. En este sentido se hace difícil y complejo establecer el límite entre los glaciais de acumulación y las terrazas fluviales con las que enlazan.

Incisión lineal

Designa la red de drenaje a grandes rasgos. Designa pequeños cursos funcionales o no y barrancos poco profundos (menos de 1 m) pero que no son borrados por el laboreo.

Barrancos, gargantas, cañones

Se reserva para los barrancos que superan 1 metros de profundidad y que se encuentran aislados unos de otros.

Cárcavas

Designa zonas con una elevada densidad de pequeños barrancos contiguos separados solamente por cretas denudadas. Se trata del paisaje modelado en "Badlands". Se encuentran desarrolladas preferentemente sobre las unidades margosas que afloran en la hoja.

4.2.2.2. Formas poligénicas

Glacis

Forman superficies de enlace entre las vertientes de las sierras y las acumulaciones aluviales de los valles. Son superficies suavemente inclinadas y suficientemente regulares para formar un aplanamiento local. Recortan los materiales infrayacentes del sustrato, presentando un perfil longitudinal cóncavo. Pueden presentar una delgada capa discontinua de material detrítico.

Glacis de acumulación

Generalmente se presenta precedido hacia arriba por un glacis en el sentido anteriormente descrito. El cambio viene marcado por un aumento del espesor del material detrítico y una disminución de la pendiente longitudinal. Resulta de un efecto de taponamiento o barrera generalmente ocasionado por una terraza fluvial con la que suele enlazar. Se diferencia de un cono aluvial por presentar un espesor menor en cabecera y un espesor máximo al pie del relieve o en la zona de enlace con las terrazas justo lo contrario que en los conos aluviales. En la presente hoja existe empalme morfológico con los niveles de terraza + 40 m del río Irati.

Depósitos de Fondos de Valle

La morfología correspondiente a fondos de valle siempre suele llevar asociada acumulación. Ésta sin embargo no llega a alcanzar grandes espesores, estando la media entre los 2 y 3 metros de potencia. El material acumulado no suele ser visible pero en los lugares donde algunos barrancos actuales permiten reconocer el material éste se encuentra formado por grandes cantos en la base, pasando a gravas encontrándose el conjunto recubierto por una capa de finos casi siempre importante.

4.2.2.3. Formas antrópicas

Carretera

Solo se han representado las vías revestidas.

Bancales agrícolas, aterrazamientos

Numerosas vertientes se encuentran profundamente modificadas antrópicamente presentando un perfil escalonado característico.

Núcleo urbano

Poblaciones y caseríos.

4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales que aparecen en el ámbito de la hoja están constituidas fundamentalmente por el material acumulado en terrazas aluviales y glacis. Concretamente, la litología que forma estos depósitos está dominada por la fracción grava respondiendo a gravas masivas soportadas por los clastos e indicando un origen aluvial en los dos casos.

4.3.1. El sistema de terrazas del Irati

El río Irati presenta un sistema de terrazas bien desarrollado. En la cartografía se han diferenciado 4 niveles de terraza situados a + 5m, + 20 m, + 30 m y + 40 m sobre el nivel del cauce. Los niveles de terraza del Irati se caracterizan por presentar una morfoscopia de los cantos subredondeada e incluir en la composición de la fracción grava una apreciable cantidad de cantos de areniscas rojas procedentes del

desmantelamiento de unidades triásicas situadas al norte fuera del ámbito de la hoja. Estas características permiten diferenciar los depósitos del Irati de los correspondientes a glaciares de acumulación.

Glaciares de acumulación

Los glaciares de acumulación identificados presentan una fracción grava formada por cantos de morfología angulosa a subangulosa de composición carbonatada. La morfoscopia aplanada de los cantos ha facilitado la preservación de múltiples cantos imbricados que indican fehacientemente la dirección del paleoflujo.

A pesar de que el empalme de formas entre estos glaciares de acumulación y los sistemas de terrazas fluviales no permite separarlas con un límite neto la diferente composición litológica del depósito, la morfoscopia de la fracción grava así como las paleocorrientes han permitido diferenciar las áreas de influencia de cada mecanismo aluvial.

4.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

Los caracteres geomorfológicos de la zona de estudio son el resultado de una serie de procesos constructivos del relieve que se han sucedido durante un lapso de tiempo prolongado. El factor predominante de construcción del relieve bien condicionado por la creación del orógeno pirenaico si bien el retoque definitivo corresponde a procesos morfogenéticos posiblemente relacionados con alternancias climáticas cuaternarias. El edificio estructural pirenaico se caracteriza por una historia compleja fruto de la relación entre la estructuración de la cordillera, la construcción de relieve orográfico y la sedimentación de los materiales que estos dos procesos internos pusieron a disposición de los procesos erosivos externos.

Sin duda el primer estadio de creación de relieve se inicia a partir de la inversión de las estructuras distensivas previas del Cretácico inferior, originándose una estructuración en láminas cabalgantes. Puede afirmarse que en el ámbito del orógeno pirenaico el lapso de tiempo comprendido desde el Cretácico Terminal hasta bien entrado el Oligoceno se caracteriza por el crecimiento y desarrollo de relieve. Sin embargo, en la zona de estudio no hay registro sedimentario de carácter continental hasta bien entrado el Oligoceno. A diferencia de otras zonas pirenaicas el registro

Eoceno es exclusivamente marino, lo que implica directamente falta de relieve en ese período. Sin duda durante los tiempos eocenos el relieve emergido acusado se situó más al norte, en la zona axial pirenaica.

Los depósitos de la Peña Izaga (hoja de Monreal) marcan la primera presencia de depósitos claramente continentales en la región. La edad de los mismos se asigna al Mioceno. Teniendo en cuenta la posición que ocupan en el modelado actual, claramente invertida, puede afirmarse que el relieve observable en la actualidad es producto de la evolución morfológica de los últimos 20 millones de años. Durante este lapso la actividad morfogenética ha sido frenética, produciéndose un vaciado de grandes proporciones. Esta situación no es especial de la zona de estudio, si bien en ella se muestra con especial intensidad, siendo extrapolable a todo el Pirineo. El desnivel existente entre la cima de Peña Izaga y el curso actual del Irati puede cifrarse en 900 m, por lo que en una aproximación grosera puede afirmarse que el ritmo de incisión medio en los últimos 20 millones de años ha sido del orden de 0,045 mm/año. El proceso de vaciado iniciado en el Mioceno ha continuado hasta la actualidad, pudiéndose considerar aun inacabado.

En referencia a la red fluvial actual puede considerarse en parte heredada de los cursos miocenos de procedencia norte, que se ha encajado por sobreimposición o antecendencia. Esto es válido para los cursos con orientación norte-sur de carácter resecuente. El Irati sin embargo no cumple en el ámbito de la hoja esta norma aunque sí en la vecina hoja de Aoiz. La diferente respuesta a la erosión de los materiales margosos ha condicionado sin duda el cambio de dirección del Irati esquivando el relieve de la Peña Izaga y adoptando por tanto un trazado subsecuente.

El progresivo desmantelamiento del relieve creado durante la estructuración pirenaica ocasiona un crecimiento por erosión remontante de las cabeceras de gran parte de la red de drenaje. La segunda mitad del Neógeno estaría dominada por procesos erosivos, ya que no se han identificado depósitos pliocenos en el ámbito de la hoja ni tampoco se conocen el ámbito regional. a partir del Plioceno la evolución del drenaje continua hasta adquirir características acumulativas propias reflejadas en niveles de terraza y glacis de acumulación. A juzgar por el registro presente en la Hoja el mayor desarrollo de niveles de acumulación se dio durante el Pleistoceno sin más precisiones. La comparación de las alturas relativas con otras cuencas fluviales no es un criterio demasiado válido dadas las diferencias que puede haber dentro incluso de

la misma cuenca entre cursos de diferente orden. en este sentido un nivel + 40 en un río principal puede equivaler a un nivel + 20 en un río de orden menor.

4.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y SUBACTUAL. TENDENCIAS FUTURAS

No se han identificado procesos activos endógenos capaces de afectar la tendencia futura de evolución del relieve a corto plazo. La evidente ausencia de fenómenos volcánicos así como la falta de manifestaciones neotéctónicas, así lo avalaría. En lo referente a los procesos exógenos puede citarse la dinámica fluvial y la erosión debida a la circulación de aguas superficiales.

Los terrenos desprotegidos con ausencia de cubierta vegetal tenderán a perder masa en aquellos lugares donde la roca expuesta sea lo suficientemente lábil. En este sentido las zonas más afectadas son las que han sido caracterizadas por la presencia de cárcavas. La cuantificación de las pérdidas rebasa el ámbito de esta memoria y debería abordarse mediante estudios específicos y monitorización de zonas testigo.

La dinámica actual de los ríos Irati y Areta es la propia de los cursos pirenaicos de esta región, con crecidas estacionales y avenidas extraordinarias. La actividad morfogénica más acusada se da precisamente durante estas manifestaciones. Ello se traduce en pequeñas variaciones del curso actual en su propia llanura aluvial, posibilidad de socavamientos laterales, mucho más probables en los tramos convexos de los meandros situados en tocas blandas, y crecimiento y migración de barras aluviales en el cauce o incluso fuera del mismo durante los intervalos más caudalosos de las avenidas excepcionales.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la hoja de Aoiz comienza con la sedimentación de las calizas arenosas del Maastrichtiense. Estas rocas se depositaron en un medio de plataforma, donde las condiciones de una actividad tectónica compresiva aún eran poco evidentes, aunque, en otras zonas más orientales del Pirineo ya había comenzado el emplazamiento de algunos cabalgamientos. La sedimentación del Cretácico continúa durante el Paleoceno, caracterizado por el depósito de carbonatos de plataforma somera de gran extensión. Posteriormente, durante el Ilerdiense inferior prosiguieron unas condiciones parecidas, con una sedimentación de plataforma carbonática, aunque hacia el norte se pasaba ya a zonas más profundas, de talud margoso con resedimentación de carbonatos, como se observa en el borde septentrional de la hoja.

Por tanto, en la hoja de Aoiz, a partir del Paleoceno, la sedimentación paso a estar controlada por la evolución tectónica del Pirineo. A partir del Ilerdiense la sedimentación se produjo en la denominada cuenca Surpirenaica, la cual ya se encontraba bien individualizada como un surco de antepaís de dirección paralela a la cordillera. Este surco, por el norte, se encontraba delimitado por un margen cabalgante y, por el sur, por un margen distal. Asimismo, el surco Surpirenaico iba siendo incorporado en las láminas cabalgantes de manera progresiva, produciéndose una migración del mismo hacia el sur.

La zona estudiada corresponde a la parte más occidental de la cuenca Surpirenaica (cuenca de Jaca-Pamplona). La paleogeografía de la misma responde a un surco turbidítico distal de alimentación axial, limitado en su margen meridional por plataformas carbonáticas observables en el extremo sureste de la hoja. La sedimentación en la cuenca de Jaca - Pamplona se produce durante el Cuisiense y Luteciense inferior y medio, si bien, en buena parte del sector meridional del cuadrante de Domeño, durante este período existía una sedimentación en medio de plataforma, con buena proliferación de la actividad biológica, o de plataforma externa (rampa distal). con posterioridad al Luteciense medio, dentro de la hoja de Aoiz tiene lugar el primer acontecimiento tectónico de importancia, que no es otro que el emplazamiento del cabalgamiento de Idocorri. Esta estructura afecta a rocas de edad Luteciense inferior y medio y, a su vez, es fosilizada por capas del Luteciense superior en facies de rampa distal o turbidítico. Las facies de plaragorma con desarrollo de la actividad

biológica del Luteciense superior se situarían más al sur, fuera ya de la hoja de Aoiz, en la zona de la Foz de Lumbier.

Hacia el norte, en los cuadrantes de Aoiz e Irurozqui, entre el Cuisiense (incluso ya desde el Ilerdiense) y el Luteciense superior tiene lugar una sedimentación turbidítica en la que los aportes terrígenos ya son bastante escasos respecto a áreas más orientales. Las turbiditas se depositan en la cuenca onlapando las plataformas meridionales y, mientras, se produce una migración hacia el sur del surco turbidítico. Es en este período de tiempo cuando se produce el depósito de las megacapas. Estos niveles estratigráficos representan episodios puntuales en los que tiene lugar una sedimentación catastrófica. El emplazamiento de las estructuras pirenaicas posiblemente produjo terremotos que dieron como resultado la destrucción de la plataforma continental, seguramente situada al sur de la cuenca. La destrucción de la plataforma ocasionó el desprendimiento de bloques de caliza que se depositaron en la cuenca dando lugar a las megacapas.

La inestabilidad en la cuenca decrece en el Luteciense superior. en el Bartonense comienza una sedimentación margosa en un medio marino profundo, correspondiente a las Margas de Pamplona. A finales de este período tiene lugar la llegada de aportes terrígenos a la cuenca representados aquí por las Areniscas de Gongolaz. La somerización de la cuenca se inicia ya en el Priaboniense, con el inicio de la sedimentación de las Margas de Ilundain y Areniscas de Tabar, hecho que es bien visible en la vecina hoja de Pamplona. Posteriormente, otra vez se produce un hundimiento de la cuenca, para nuevamente pasar a condiciones someras, caracterizadas aquí por la sedimentación de las sales, en esta zona, se presentan condiciones marinas, aunque eso sí, muy someras, caracterizadas por las Areniscas de Galar. Estas areniscas se formaron en un medio litoral y pasan gradualmente a los depósitos continentales de la Formación Javier.

La sedimentación continental se inicia en el Oligoceno y da lugar a unos cuerpos sedimentarios que se localizan en la cubeta de Izaga y en el extremo suroeste del cuadrante de Monreal. Corresponden a depósitos aluviales distales, que caracterizan una sedimentación fluvio - lacustre.

A finales del Oligoceno y durante el Mioceno, se instalan unos cuerpos sedimentarios continentales, más proximales que los anteriores, que se disponen en discordancia

progresiva (unidades continentales de la Peña Izaga), fosilizando un cabalgamiento enterrado que aparece al sur del de Idocorri.

Como se puede observar, las principales estructuras existentes en la hoja de Aoiz van siendo más modernas cuanto más al sur se sitúan. Así, en primer lugar, se origina el cabalgamiento de Idocorri y posteriormente el cabalgamiento enterrado que sosilizan los sedimentos oligo - miocenos de la Peña Izaga. En cuanto a la estructura más meridional, que es el cabalgamiento de Loiti, dentro del ámbito de la hoja de Aoiz al menos deforma a los depósitos oligocenos más altos de la formación Javier, por lo que bien podría corresponder a la estructura más moderna de la zona.

Por lo tanto, salvo por esta duda, se puede decir que los cabalgamientos alpinos, al igual que ocurre en el resto de la zona Surpirenaica, se emplazan en una secuencia de tipo piggy back. Por último, en la descripción de las estructuras se ha comentado la existencia en profundidad de estructuras laterales de dirección N-S, que a menudo actúan como rampas laterales de los cabalgamientos. Estas estructuras, podrían corresponder a fallas sinsedimentarias, dado que en algunos casos sirven de límite paleogeográfico ya desde el triásico (del VALLE, en prensa), y que posteriormente sirvieron de estructuras laterales de los cabalgamientos.

6. BIBLIOGRAFÍA

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

CAMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985).- Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (cuencas de Jaca-Tremp). Estudios Geol. Madrid, 41, pp.391-404.

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

CARBAYO, A.; LEÓN, L. PUIGDEFABREGAS, C. (1978).- "Mapa Geológica de España, E. 1/50.000, 2ª ser., nº 117: OCHAGAVIA". I.G.M.E.

CASTIELLA, J.; SOLE, J. Y VALLE, J. del (1978).- Mapa Geológico de Navarra a escala 1:200.000. Diputación Foral de Navarra., 1º ser..

DERAMOND, J.; GRAHAM, R.M.; HOSSACK, J.R.; BABY, P. & CROUZET, G. (1985).- Nouveau modèle de la Chaîne des Pyrénées. C.R. Acad. Sc. Paris, 301, II, pp. 1213-1216.

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.

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

LABAUME, P.; MUTTI, M.; SEGURET, M. Y ROSELL, J. (1983).- "Megaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène intérieur et moyen sud-pyrénéen". Bull. Soc. Gól. France, (212), 25, pp 927-941.

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

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

LEON-CHIRINOS, I. (1985).- Étude sedimentologique et reconstruction du cadre geodynamique de la sedimentation detritique fini-Eocene-Oligocene dans la bassin sud-pyrénéen entre Sangüesa y Pamplona. These 3ème cycle, Univ. Pau., 247 p.

MUÑOZ, J.A. (1985).- Estructura Alpina i Herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu Oriental. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 305 p..

MUÑOZ, J.A. (1992).- Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section. In: Mc. Clay, K.R. (Thrusts Tectonics), eds, pp.

MUTTI, E.; LUTERBACHER, H.; FERRER, J. Y ROSELL, J. (1972).- "Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleoceno Marino della zona centrale subpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)". *Mem. Soc. Geol. Italia*, 11, pp. 391-416.

PARISH, M (1984).- A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean Geology. *J. Struct. Geol.*, Oxford, 6, pp 247-255.

PAYROS, A.; ORUE-ETXEBARRIA, X; BACETA, J.L. Y PUJALTE, V (1993).- Las "megaturbiditas" y otros depósitos de resedimentación carbonatada a gran escala del Eoceno surpirenaico: Nuevos datos del área Urrobi-Ultzama (Navarra). Dpto. de Estratigrafía y Paleontología. F. Ciencias, Univ. País Vasco.

PUIGDEFABREGAS, C. ROJAS, B.; SANCHEZ CARPINTERO, I. & VALLE, J. del (1978).- "Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 142: AOIZ". I.T.G.E.

PUIGDEFABREGAS, C. (1975).- La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. Pirineos, Jaca, 104, 188 pp.

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

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

ROURE, F.; CHOUCROUNE, P.; BERAESTEGUI, X.; MUÑOZ, J.A.; VILLIEN, P.; MATHERON, P.; BAREYT, M.; SEGURET, M.; CAMARA, P. & DERAMOND, J. (1989).- ECORS Deep Seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics, Washington, 8, 1, pp. 41-50.

ROBADOR, A. (1990).- Early Paleogene Stratigraphy. In: BARNOLAS, A; ROBADOR, A; SERA-KIEL, J & CAUS, E. (Introduction to the Early Paleogene of the South Pyrenean Basin. Guidebook). Inst. Tecn. Geomin. Esp, IGCP Project nº 286, Jaca, 159 p.

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

SCHAUB, H. (1981).- Nummulites et Assilines de la Tethys Paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. Memories suisses de Paléontologie, v. 104, 105, 106, pp. 1-236.

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.

SOLER, M. y PUIGDEFABREGAS, C. (1970).- "Líneas generales de la geología del Alto Aragón occidental". Pirineos, 96, pp. 5-19.

SOUQUET, P. (1967).- Le Crétace Supérieur sud-Pyrénéene en Catalogne, Aragón et Navarre. Thèse 3em. cycle, Faculté des Sciences de Toulouse, 530 p.

TEIXELL, A. (1992).- Estructura alpina en la transversal de la transición occidental de la zona axial pirenaica. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona.

TEIXELL, A. GARCIA-SANSEGUNDO, J. & ZAMORANO, M. (en prensa).- "Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª ser. Hoja nº 143: NAVASCUES". I.G.M.E.

VALLE, J. del (en prensa).- Memoria del mapa geológico de Navarra a escala 1:200.000. Diputación Foral de Navarra. 2º ser.

VAN LUNSEN, H.A. (1970).- "Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees, Province of Huesca". Geol. Utraiectina, 16, pp. 1-119.

WILLIAMS, G.D. & FISHER, M.W. (1984).- A balances section across the Pyrenean orogenic belt. Tectonics, Washington, 3, pp. 773-780.