

**ACTUALIZACIÓN E INFORMATIZACIÓN
DE LA CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE
NAVARRA A ESCALA 1:25.000 (HOJA 142)**

CUADRANTE DE AOIZ (142-I)

15 de Junio de 1994

MEMORIA GEOLÓGICA

INDICE

	Pag. nº
INTRODUCCIÓN.....	1
MEMORIA GEOLÓGICA.....	2
0. INTRODUCCIÓN	2
1. ESTRATIGRAFÍA.....	4
2. GEOMORFOLOGÍA.....	28
3. ESTRUCTURA	31
4. HISTORIA GEOLÓGICA.....	34
5. GEOLOGÍA ECONÓMICA	37
6. BIBLIOGRAFÍA	38

ANEXO : REPORTAJE FOTOGRÁFICO

INTRODUCCIÓN

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.

MEMORIA GEOLÓGICA

0. 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 noroeste de la hoja (Aoiz), queda limitado al este por la cuenca del río Irati y al sur por el valle de Izagaondoa.

Desde el punto de vista geológico, el área objeto de estudio se ubica en la parte occidental de la cordillera Pirenaica, 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 llerdense, en facies de plataforma. Sobre estas rocas, esencialmente calcáreas, se apoya la sucesión eocena del Cuisisense 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 sin sedimentarias, que posteriormente han sufrido una inversión estructuras 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.

1. ESTRATIGRAFÍA

1.1. ARENISCAS Y CALIZAS ARENOSAS DEL MAASTRICHTIENSE (1)

Las rocas del Cretácico superior son las más antiguas de la zona estudiada. Dentro del cuadrante de Aoiz solamente se reconoce un pequeño afloramiento en el extremo NE, en el cauce del río Urrobi.

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.

1.2. DOLOMIÁS Y CALIZAS DOLOMÍTICAS DEL DANIENSE (2)

Estas dolomías afloran a techo del Cretácico. En el cuadrante de Aoiz, se reconocen en el extremo noreste, en el cauce del río Urrobi.

Esta unidad está constituida por dolomicritas, con un espesor de unos 30 m en el río Urrobi, aunque en otras zonas puede llegar a los 70 m. Dentro de ellas se observa la presencia de *Microcodium Rotalina*, *Spirolyna Praerhapydyonina*, que junto al hecho de un importante aumento en el tamaño de los Miliólidos y Rotálidos, permiten asumir que estos niveles tienen edad Daniense (PUIGDEFABREGAS et al., 1978).

1.3. CALIZAS CON ALGAS DEL THANETIENSE-MONTIENSE (3, 4)

Esta unidad ha sido recientemente estudiada por ROBADOR (1990), en el corte del río Urrobi, dentro del ámbito del cuadrante de Aoiz, en el extremo noreste.

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 (3). El techo de estos niveles viene definido por una discontinuidad, representada por una karstificación observable en el coste del río Urrobi. Esta discontinuidad viene seguida por unas calizas arenosas, transgresivas, cuyo contenido terrígeno disminuye hacia el techo, dando paso a calizas construidas, de algas (bound de algas) (4). El espesor de este último tramo es de unos 50 m y, su techo también viene marcado por una discontinuidad.

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 Hanetiense. Asimismo, a partir de la fauna recogida en áreas próximas, se pueden situar estas calizas con algas en la Biozona (Glomalveolina) primavera.

Con motivo del estudio de una cantera que se está realizando en el río Urrobi para la construcción de la presa de Itoiz, fueron efectuados varios sondeos. A partir de estos sondeos se llevaron a cabo varios ensayos geotécnicos a diferentes profundidades que afectan tanto a las calizas del Ilerdiense como a las del Paleoceno. De los resultados obtenidos, se puede concluir que tanto la calidad del macizo rocoso como la resistencia a la compresión simple son de grado medio, con valores promedio de 508 kp/cm^2 . Los valores más bajos son del orden de 360 kp/cm^2 y los más altos del orden de 865 kp/cm^2 .

1.4 CALIZAS BIOCLÁSTICAS DEL ILERDIENSE-CUISIENSE (5)

Por encima de las calizas paleocenas afloran unas calizas oscuras, bioclásticas, que en la zona del río Urrobi presentan un importante contenido en Nummulites y un espesor que no sobrepasa los 5 m. En general, el espesor de esta unidad es pequeño, de unos 10 m, aunque en sectores más orientales, fuera ya de la hoja de Aoiz comienza a ser 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 encontró *N aff minervensis* del Ilerdiense inferior.

En cuanto a las características geotécnicas de estas calizas, como ya fue indicado en el epígrafe anterior, de los datos obtenidos a partir del estudio que se realizó en una cantera situada en la margen derecha del río Urrobi, para la construcción de la presa de Itoiz, la calidad del macizo rocoso y la resistencia a la compresión simple son de grado medio. Los valores promedio son del orden de 508 kp/cm².

1.5 MARGAS Y CALIZAS RESEDIMENTADAS DEL ILERDIENSE-CUISIENSE (6).

Por encima de las calizas con Nummulites del Ilerdiense inferior, en el corte del río Urrobi aflora una unidad margosa, en la que se pueden reconocer niveles intercalados de alternancias decimétricas de margo-calizas gris claro. También es posible encontrar algunos niveles de calizas bioclásticas resedimentadas, con abundantes restos de Nummulites.

1.6 MARGAS, ARENISCAS Y CAPAS DE CALCARENITA. TURBIDITAS DEL CRUPO HECHO (12).

Las calizas y margas en facies de plataforma observables al sur de la hoja de Aoiz (unidades 7, 8, 9 y 10 del cuadrante de Domeño), 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 un contexto general, existe un modelo de sedimentación en la cuenca turbidítica aceptado por caso 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 turbidítico y de llanura submarina, situada al oeste del anticlinal de Boltaña, 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 PUIGDEFABREGAS, 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 ha 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 (12), las megacapas (13, 14, 15, 16, 17, 18 y 19) y el "Flysch margoso de Irurozqui" (21). Ciñéndose a la unidad inferior (12), que es la que se describe en este epígrafe, se puede señalar que se trata de una serie constituida esencialmente por margas y areniscas, entre las que se intercalan unos niveles de calizas resedimentadas de gran continuidad lateral, denominado megacapas o megaturbiditas, que serán tratadas en el epígrafe siguiente.

Las turbiditas presentan unos niveles de margas de tonos claros, gris cremoso, que suelen presentarse 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. Con motivo de la construcción de la presa de Itoiz, dentro del área que cubre este cuadrante, fueron realizados diversos análisis de las turbiditas, los cuales dieron como resultado un contenido en carbonatos del orden del 67%. En algunas de las muestras analizadas los valores llegan al 90%, muestras éstas que seguramente corresponden a niveles de calizas; los valores más bajos están en torno al 40%, correspondientes posiblemente a los tramos de areniscas y margas.

En estos niveles de areniscas es frecuente observar ciclos de Bouma incompletos; presentan granoclasificación y estratificación paralela principalmente. Asimismo, es frecuente que estén afectadas por estructuras de deslizamiento (slumps), siendo un buen ejemplo de las mismas el observable en el cuadrante de Aoiz, al sur de Itoiz, en el corte de la carretera. En general cabe señalar que las turbiditas del Grupo Hecho que afloran en la hoja de Aoiz presentan un contenido más margoso 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 de Aoiz, es de unos 1500 m, mientras que en la transversal de Irurozqui es de unos 2000 m. Estos espesores, sumados a los 1000 ó 1500 m de potencia que presenta el flysch margoso de Irurozqui, supone un espesor total de unos 3000 metros para todo el Grupo Hecho. Estas potencias contrastan algo con las propuestas por otros autores en áreas más orientales, donde 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 base de la sucesión turbidítica estaría en la base del Cuisiense, mientras que el techo tendría una edad Luteciense superior. Estas edades son coherentes con las propuestas por LABAUME et al (1985) y CANUDO y MOLINA (1988).

Con motivo de la construcción de la presa de Itoiz fueron efectuados varios sondeos en la serie turbidítica que sirvieron para realizar diversos ensayos geotécnicos a diferentes profundidades. De los resultados obtenidos se puede concluir que la calidad del macizo rocoso es mala y la resistencia a la comprensión simple baja, con valores promedio de 450 kp/cm². Los valores mínimos llegan a ser del orden de 91 kp/cm² y los máximos de 984 kp/cm². Los valores más bajos seguramente corresponden a los niveles margosos, mientras que los altos deben corresponder a las capas calcareníticas.

1.7 BRECHAS CALCÁREAS, BRECHAS CACAREO-MARGOSAS Y CALCARENITAS. MEGACAPAS (13, 14, 15, 16, 17, 18 Y 19)

Como se ha indicado en el epígrafe anterior, una de las más importantes características del Grupo de Hecho es la existencia de intercalaciones de horizontes de calizas, de gran continuidad lateral, que constituyen muy buenos niveles guía cartografiables. Estos niveles, conocidos con el nombre de megaturbiditas o megacapas, han sido descritos por la mayoría de los autores anteriormente mencionados, aunque los estudios más recientes sobre estas litologías corresponden a JOHNS et al (1981), LABAUME et al (1983, 1985, 1987),

CAMARA y KLIMOWITZ (1985), TEIXELL (1990) y BARNOLAS y TEIXELL (1991).

La naturaleza de las megacapas es clástica y están formadas por brechas, calcarenitas y margas que, en la mayoría de los casos, siguen formando una sucesión vertical común que ha permitido definir una secuencia tipo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; RIPKE, 1976; JOHNS et al., 1981; LABAUME et al., 1983).

La parte inferior de la megacapa está formada generalmente por brechas carbonáticas con clastos de calizas de plataforma heterométricos, que pueden llegar a ser de escala métrica, y margas. En sectores más orientales de la cuenca turbidítica, fuera del ámbito de la zona de estudio, dentro de las megacapas se han observado bloques de hasta 1 km de lado. En algunas de las megacapas el tramo brechoide basal puede ser dividido en un término inferior con predominio de material calcáreo (13b, 12b, 15b, 17b y 18b) y otro superior con mayor proporción de material margoso entre los bloques de caliza (13b, 14b, 15b y 18b); siempre que ha sido posible se ha realizado esta distinción en la cartografía. Cuando en las megacapas está bien desarrollada la brecha, suele ser el tramo con mayor espesor. Por encima de la brecha se encuentra una sucesión menos potente compuesta por calcarenitas y areniscas calcáreas en la base y margas hacia el techo, formando una secuencia granodecreciente. En la cartografía solamente se ha representado el nivel calcarénito (13s, 14s, 15s, 17s y 18s), dadas las dificultades que supone situar el techo de la megacapa en la parte alta de un nivel margoso, incluido a su vez en una sucesión también margosa. Esta división de las megacapas en tres partes se ha realizado en las megacapas de los epígrafes 13, 14, 15, 17 y 18. En los restantes casos en las megacapas únicamente se desarrolla el nivel calcarenítico, faltando por lo tanto los niveles brechoides, pese a lo cual las calcarenitas siguen siendo unos extraordinarios niveles guía.

Fuera del ámbito de la hoja de Aoiz, en sectores más orientales situados entre Roncal y Jaca, la distribución de las megacapas fue establecida por LABAUME et

al. (1983, 1985, 1987), que proponen la existencia de 9 niveles principales. Dentro de la hoja de Aoiz se ha intentado correlacionar las megacapas que aquí afloran con las estudiadas por LABAUME et al (op cit). La correlación de estos niveles no es fácil, dado que entre la zona estudiada y la de Jaca-Roncal, donde estos niveles fueron cartografiados detalladamente por TEIXELL et al (in pres) y TEIXELL (1990), existe un área en la que la cartografía existente es bastante antigua. Esta zona corresponde a la hoja de Navascués (del VALLE et al, 1978), la cual fue realizada en una época en la que el conocimiento de las megacapas así como su utilidad como niveles guía no era bien conocida. En cualquier caso, utilizando la información preexistente se puede seguir con bastante fiabilidad el techo de la megacapa del Roncal, que es la nº 5 (18), desde la hoja de Aoiz hasta la zona de Roncal. En lo referente a la megacapa de Villanúa, con el nº 3 según los autores citados (15), por el borde norte de la hoja de Aoiz se sigue con cierta fiabilidad, a partir de afloramientos discontinuos, hasta la transversal del valle de Roncal; sin embargo, algo más al sur puede ser confundida con la base de la megacapa nº 5.

En lo referente a las restantes megacapas, dentro de la hoja de Aoiz poseen ya muy escaso desarrollo y no es fácil correlacionarlas. Únicamente en los cuadrantes de Aoiz e Irurozqui, en los cortes de los ríos Urrobi e Irati respectivamente, se observa una importante megacapa (13) situada en la base de la serie turbidítica que bien podría correlacionarse con la megacapa nº 2. Por último, en el cuadrante de Aoiz se observa otra megacapa, que hacia el norte (hoja de Garralda) desarrolla una brecha basal; esta megacapa podría ser correlacionada con la nº 4 (Garde-Cotefablo).

Todas estas megacapas son las más importantes de la hoja de Aoiz y no siempre presentan todos los términos; así, es muy frecuente que las megacapas 4 y 5 únicamente presenten la calcarenita de techo y no se observe un desarrollo de la brecha basal.

En las megacapas nº 2, 3 y 5 (unidades 13, 15, 18) es en las que mejor desarrollada se encuentra la brecha. Así, en la megacapa nº 3 esta brecha puede llegar a alcanzar los 40 m de espesor, aunque en el cuadrante de Aoiz este espesor queda ya muy reducido. La megacapa nº 2, en el corte del río Urrobi, presenta bien desarrollados dos niveles de brechas, con un espesor que no supera los 10 m. En lo referente a las megacapas más altas, nº 4 y 5, en el cuadrante de Aoiz solamente presentan la calcarenita de techo con un espesor bastante pequeño, del orden de los 5 a 10 m.

Aparte de las megacapas números 2, 3, 4 y 5, en el cuadrante de Aoiz se observan otras con un desarrollo mucho menor (14, 16 y 19), pues tienen poca continuidad y únicamente presentan el nivel calcarenítico, sin embargo, siempre que se ha podido se han representado en la cartografía.

En la mayoría de los trabajos, las megacapas han sido interpretadas como originadas por resedimentación catastrófica en la cuenca de material de las plataformas carbonáticas adyacentes. La situación de las plataformas, así como el origen del material carbonático es más controvertido. Algunos autores como PUIGDEFABREGAS et al., (1978) y BARNOLAS et al., (1991) proponen una procedencia meridional; sin embargo, otros consideran que el origen de la mayoría de las megacapas está ligado a unas plataformas que se situarían al norte de la cuenca (MUTTI et al., 1972; EGURET et al., 1984; LABAUME et al., 1985; CAMARA y KLIMOWITZ, 1985). A favor del origen meridional de las megacapas existen algunos hechos que se enumeran a continuación:

- 1) En una transversal de la cuenca turbidítica se observa, hacia el sur, una disminución de espesor del conjunto y tamaño de los clastos de la megacapa de Villanúa.
- 2) En las áreas de onlap de las megacapas de Villanúa y Roncal se observan erosiones sobre el margen sur de la cuenca.
- 3) Hacia el noreste, en la megacapa de Roncal, se han reconocido flute marks en la base de la calcarenita.

El proceso que generaría las megacapas pudo ser un basculamiento y un colapso de las plataformas carbonáticas del margen meridional de la cuenca, que se produciría de forma progresiva con la migración hacia el sur del surco de antepais provocado por el avance de los cabalgamientos.

En la zona donde se está construyendo la presa de Itoiz, dentro del ámbito del cuadrante de Aoiz, se realizaron diversos sondeos en la serie turbidítica del Grupo Hecho, algunos de los cuales cortaron a la megacapa de Villanúa. Estos sondeos sirvieron para efectuar varios ensayos geotécnicos a diferentes profundidades. De los resultados obtenidos se puede concluir que, en las megacapas, la calidad del macizo rocoso y la resistencia a la compresión simple son de grado medio, con valores promedio de 500 kp/cm². Los valores mínimos llegan a ser del orden de 175 kp/cm², lo que indicaría una calidad del macizo rocoso muy mala y una resistencia a la compresión simple muy baja. Por su parte los valores máximos llegan a ser del orden de 1180 kp/cm², por lo que en estos casos la calidad del macizo rocoso sería muy buena y la resistencia a la compresión simple alta. Los valores más bajos seguramente corresponden a los niveles de brecha margosa, mientras que los altos deben corresponder a los niveles calcareníticos de las megacapas.

1.8. MARGAS, LIMONITAS, CALCARENITAS Y ALGUNAS CAPAS DE ARENISCA. FLYSCH MARGOSO DE IRUROZQUI (21)

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 de areniscas de grano fino, de 1 a 3 cm de espesor, mientras que los 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 CO₃Ca, 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 un espesor de 1 a 5 m, a veces en capas decimétricas. En algunas ocasiones estos niveles calcáreos corresponden al nivel calcarenítico de alguna megacapa; concretamente en el cuadrante de Aoiz se observan dos, de los cuales uno corresponde al nivel calcarenítico de la megacapa nº 5 (Roncal).

El techo de esta unidad queda bien definido por la unidad suprayacente, que la separa de las Margas de Pamplona; sin embargo, la base no es tan clara. En el cuadrante de Aoiz el muro de esta unidad se ha situado encima de la megacapa nº 4 (Cotefablo), ya que es a partir de este nivel donde se observa una clara disminución de las areniscas del Grupo Hecho. El espesor de esta unidad en el cuadrante de Aoiz es de unos 1500 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.

Con motivo de la construcción del canal de Navarra, en esta zona fueron realizados varios sondeos en esta litología, que han servido para la ejecución de algunos ensayos geotécnicos a diferentes profundidades. De los resultados obtenidos se puede concluir que la calidad del macizo rocoso es muy mala y la resistencia a la compresión simple muy baja, con valores medios de 215 kp/cm². Los valores más bajos son de 1,2 kp/cm² y los más altos del orden de 795 kp/cm². A la vista de estos datos, los valores más elevados podrían corresponder a los niveles calcareníticos.

1.9. MARGAS, LIMOLITAS Y CALIZAS BIOCLÁSTICAS. NIVEL DE URROZ (22)

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. En el extremo noroeste del cuadrante de Aoiz y en la hoja de Pamplona 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, en este nivel se reconocen capas de caliza que llegan a tener el metro de espesor y presentan abundante fauna resedimentada de algas rodófitas, equinodermos, moluscos, briozoos, miliólidos y *Nummulites*. Por la fauna hallada en estos niveles, la edad de esta unidad se considera Luteciense superior - Bartoniense.

1.10. MARGAS DE PAMPLONA (23)

En este 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

considera 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 una 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.

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 24). 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 $\text{CO}_3 \text{ Ca}$ 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 $\text{CO}_3 \text{ Ca}$ se aproxima al 50%. El siguiente componente en importancia es la illita, que supone el 20 ó 35% de la totalidad de la roca; la clorita está entre el 5 y el 15%; la caolinita entre el 0 y el 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 el 20%.

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

Con motivo de la construcción del canal de Navarra fueron realizados varios sondeos que han servido para la ejecución de algunos ensayos geotécnicos a diferentes profundidades. De los resultados obtenidos, como es lógico esperar a la vista del tipo de litología, se puede concluir que la calidad del macizo rocoso es muy mala y la resistencia a la compresión simple muy baja, con valores medios de 140 kp/cm². Los valores más bajos son de 1 kp/cm² y los más altos del orden de 330 kp/cm². Estos valores sorprendentemente elevados podrían corresponder a algunos niveles arenosos dentro de las margas areniscosas.

1.11. ARENISCAS Y LUTITAS. ARENISCAS DE GONGOLAZ (24)

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, rippleles, 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.

1.12. MARGAS DE ILUNDAIN (25)

Como ya se ha indicado en el epígrafe anterior, las Margas de Ilundáin 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 Ilundáin afloran a techo de las de Pamplona, alrededor del sinclinal de Izaga, al suroeste del cuadrante de Aoiz.

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 $\text{CO}_3 \text{Ca}$ 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 el 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 26). El espesor de las Margas de Ilundain, incluyendo los niveles de areniscas de la unidad 26, es de unos 650 metros.

Las Margas de Ilundáin presentan muchos menos restos de foraminíferos que las de Pamplona. Entre los restos fósiles se ha encontrado la *Plicatula pamplonensis*, que indica unas condiciones marinas más someras que en el caso de las Margas de Pamplona. Se considera que las Margas de Ilundáin 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.

Dentro del estudio realizado para la construcción del Canal de Navarra se perforaron varios sondeos que sirvieron para la realización de diversos ensayos geotécnicos a diferentes profundidades. Como cabía esperar por el tipo de litología, la calidad del macizo rocoso es muy mala y la resistencia a la compresión simple muy baja, con valores entre 4 y 50 kp/cm².

1.13. ARENISCAS Y LUTITAS. ARENISCAS DE TABAR (26)

Como ya ha sido indicado, al igual que ocurría en el caso de las Margas de Pamplona, en las de Ilundáin 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 en el cuadrante de Aoiz es pequeña, aunque hacia el sureste llega a ser 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 tienen 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 Ilundáin debido a la existencia de dicho cambio de facies.

1.14. ARENISCAS CON RIPPLES, LUTITAS Y CONGLOMERADOS. ARENISCAS DE GALAR (29)

Esta unidad, en diferentes áreas, es conocida con distintas denominaciones: Arenisca de Liédena, areniscas de ripple marks y Arenisca de Galar (PUIGDEFABREGAS, 1975). Corresponde a un nivel de areniscas que destaca en el relieve, entre las formaciones margosas o lutíticas en las que se encuentra intercalada. Dentro del cuadrante de Aoiz esta unidad aflora en el extremo suroeste, donde presenta un buen desarrollo.

Consta de areniscas amarillentas, de grano fino u ocasionalmente medio, en capas centimétricas o decimétricas que alternan con lutitas rojas. La característica más destacable de estas areniscas es que presentan numerosos ripples de corriente y de oscilación, que incluso han inducido a denominar a esta unidad "Arenisca de *ripple marks*". Los niveles arenosos corresponden a litarenitas que se componen principalmente de cuarzo, fragmentos de rocas calcáreas, entre los que se reconocen restos bioclásticos de moluscos, rodofíceas, equinodermos, etc.; y feldespatos potásicos. La matriz es calcárea con contenidos en carbonato del orden del 50%.

El espesor de las Areniscas de Galar es variable según las zonas. En el cuadrante de Aoiz es donde mayor desarrollo alcanzan, siendo su potencia de casi 200 metros. El techo de las Areniscas de Galar parece transicional a las facies continentales suprayacentes. Por el contrario, la base es muy neta, lo que induce a interpretar este contacto basal como discordante sobre las unidades infrayacentes, hecho que se ve reforzado porque las areniscas de Galar se apoyan sobre diferentes unidades a lo largo de la hoja (Margas de Ilundáin y Margas Fajeadas). Esta discordancia ha sido observada claramente en áreas próximas situadas al este de la hoja de Aoiz, concretamente en la localidad de Ruesta (Huesca).

Las Areniscas de Galar responden a una sedimentación en un medio somero, donde tiene gran importancia la acción de las mareas. El contenido en foraminíferos planctónicos de esta unidad es escaso, aunque son abundantes los bentónicos. La edad de estos materiales debe corresponder al Priaboniense.

Con motivo de la construcción del canal de Navarra fueron llevados a efecto varios sondeos que han servido para la realización de algunos ensayos geotécnicos a diferentes profundidades. De los resultados obtenidos se puede concluir que la calidad del macizo rocoso es muy mala y la resistencia a la compresión simple muy baja, con valores medios de 240 kp/cm². Los valores mínimos van desde 0,4 kp/cm² y los más altos del orden de 460 kp/cm², los primeros

deben corresponder a los términos lutíticos mientras que los segundos a los areniscosos.

1.15 LUTITAS ROJIZAS Y ARENISCAS CANALIFORMES (35)

Esta unidad aflora en el extremo suroeste del cuadrante de Aoiz. Se trata de una serie que aparece por encima de las Areniscas de Galar, rodeando el sinclinal de Izaga, y que fue estudiada por LEON-CHIRINOS (1985) en Najurieta (cuadrante de Monreal).

Es una sucesión lutítico - margosa, de tonos rojizos, entre la que se reconocen intercalaciones arenicosas. Las areniscas son de grano medio a grueso y tienen cemento calcáreo. Estas areniscas presentan un contenido en cuarzo entre el 30 y 40%, los fragmentos de roca representan el 30-35% y los bioclásticos el 15%. Los cuerpos de arenisca se disponen en bancos canaliformes, correspondiendo a facies distales de abanicos aluviales meandriformes.

Con motivo de la construcción del canal de Navarra, se realizaron algunos análisis de estas rocas, los cuales aportan unos contenidos medios de carbonato del orden del 40%. El contenido en sulfatos es bajo (0,6%). Como ocurría en el caso de las Margas de Zabalza, los cuerpos de arenisca se disponen en bancos canaliformes, correspondiendo a facies distales de abanicos aluviales meandriformes. En algunos sondeos realizados por POSUSA en este sector, se han encontrado niveles de anhidrita dentro de esta serie.

En el cuadrante de Monreal se han diferenciado unas facies con claro predominio lutítico (unidad 35), de otras en las que los cuerpos de areniscas alcanzan una mayor importancia, con bancos de arenisca de hasta 5 m. Sin embargo en el cuadrante de Aoiz únicamente afloran los tramos lutíticos. El paso de esta unidad continental a la infrayacente marina (Areniscas de Galar) parece ser gradual. Sin ser este aspecto del todo claro, en el cuadrante de Monreal parece observarse el

paso de las Areniscas de Galar a las areniscas fluviales de la unidad que nos ocupa, sin que se observe ningún tipo de interrupción en la sedimentación.

El espesor de esta sucesión es variable debido a que, en el cuadrante de Monreal, a techo de esta unidad afloran las unidades continentales de Peña Izaga que son discordantes. En cualquier caso, al elaborar los cortes geológicos se han calculado unos espesores del orden de los 600 u 800 metros para esta unidad. Esta potencia es coherente con la obtenida en varios sondeos realizados por POSUSA que, sin cortar el techo de la formación, han medido hasta 736 m (sondeo IP-2). La edad de esta unidad se considera Suevense, pudiendo llegar al Arverniense.

Dentro del estudio realizado para la construcción del canal de Navarra se perforaron varios sondeos, la mayoría en el cuadrante de Monreal, que sirvieron para la realización de diversos ensayos geotécnicos a diferentes profundidades. En el 70% de los ensayos realizados, la calidad del macizo rocoso es muy malo y la resistencia a la compresión simple muy baja, con valores que oscilan entre 1 y 250 kp/cm². En el resto de casos, el 30% de ellos, la calidad del macizo rocoso es muy mala y la resistencia a la compresión simple baja, con valores que van desde 250 a 323 kp/cm². Posiblemente los valores más altos corresponden a los niveles más arenosos, mientras que los más bajos a los términos lutíticos.

1.16 ANÁLISIS SECUENCIAL DEL PALEOGENO MARINO

En este epígrafe se pretende realizar un análisis de las secuencias deposicionales observables en los sedimentos marinos terciarios de la hoja de Aoiz. Este análisis se hará extensivo para todos los cuadrantes, aunque no en todos sean observables las secuencias.

Como ya se ha indicado, en la hoja de Aoiz el Terciario marino se encuentra muy bien representado, pudiéndose reconocer una sucesión estratigráfica muy amplia,

contemporánea con la deformación alpina que da lugar a la cordillera pirenaica. La sedimentación paleógena que comienza en el Paleoceno y termina en el Priabonense, consta de una serie de secuencias deposicionales o unidades tectosedimentarias íntimamente relacionadas con las estructuras que sucesivamente se van originando en esta zona. Estas secuencias deposicionales se encuentran esquematizadas en la figura nº 1. Durante este período de tiempo, y dentro de la cordillera pirenaica, se han reconocido otras secuencias, que en el ámbito de la zona estudiada no han sido observadas.

La parte inferior del Paleógeno se caracteriza por una sucesión esencialmente calcárea correspondiente al Paleoceno. La sedimentación paleocena tiene lugar en un ambiente de plataforma somera carbonatada (supramareal o continental). Dentro de esta sucesión se han podido observar dos rupturas sedimentarias. La primera se observa a techo de las dolomías basales, donde la sedimentación marina da paso a unas condiciones lacustres o palustres. La otra ruptura del Paleoceno se observa a techo de los depósitos lacustre-palustres, donde se reconoce una discontinuidad, a menudo representada por una karstificación, la cual viene seguida por unas calizas arenosas, transgresivas, dando paso a calizas de algas construidas.

Al final del Paleoceno, durante el Ilerdense, se va pasando a unas condiciones marinas cada vez más profundas. Se pasa de una sedimentación de plataforma somera a unas condiciones de plataforma o rampa distal. Ya en el Cuisiense y Luteciense inferior y medio, hacia la parte septentrional de la hoja, se observa una sedimentación turbidítica (Grupo Hecho), mientras que hacia el sur siguen las condiciones de plataforma externa. Las turbiditas del Grupo Hecho se van disponiendo en onlap hacia la margen meridional de la cuenca. La parte inferior del Grupo Hecho en algunos puntos representa una importante ruptura sedimentaria, dado que en algunas zonas llega a faltar todo el Cuisiense. En la hoja de Aoiz, sin embargo, aunque escasamente, sí se ha observado sedimentación durante el Cuisiense.

Al final del Luteciense medio se observa una nueva ruptura en la sedimentación terciaria, caracterizada por la presencia de una discordancia angular de los materiales del Luteciense superior sobre las series infrayacentes. Esta discordancia es observable en la zona del cabalgamiento del Idocorri, lo que sugiere una relación entre esta discordancia y dicha estructura. Por encima de esta discontinuidad, las facies turbidíticas del Luteciense superior ocupan áreas más septentrionales que las del Cuisiense y Luteciense inferior y medio (figura nº 1). Por su parte, las calizas de plataforma del Luteciense superior, correspondiente a las facies más proximales, se sitúan al sur, en la zona de la foz de Lumbier, fuera ya del ámbito de la hoja de Aoiz. En esta zona es posible observar el paso de las calizas de plataforma del Luteciense superior hacia facies de rampa distal. Asimismo, en este sector se observa el techo, las plataformas progradan hacia el norte, aspecto éste de la cuenca de Jaca - Pamplona, que ya fuera puesto de manifiesto por varios autores (CANUDO et al, 1988; BARNOLAS et al, 1991).

La parte más alta del Luteciense se caracteriza por una sedimentación progresivamente más margosa, siendo cada vez más notable la ausencia de terrígenos en la cuenca. Las facies que representan esta sedimentación corresponden al Flysch margoso de Irurozqui. El techo del Luteciense se caracteriza por la sedimentación de las Limolitas de Urroz, que suelen contener cristales de galuconita, lo que indica una estabilización de la cuenca.

Durante el Priaboniense continúan las mismas condiciones tranquilas en la sedimentación, representadas en este caso por las Margas de Pamplona. A finales de este período tiene lugar en la cuenca la llegada de nuevos aportes terrígenos, caracterizados por las areniscas de Tajonar, que definen unas nuevas condiciones turbidíticas en la cuenca.

Al principio del Priaboniense se produce una nueva ruptura. Esta interrupción de las condiciones de sedimentación queda puesta de manifiesto en áreas próximas, situadas al oeste de la hoja, donde se observa una somerización de la cuenca, ya

que las areniscas de Tajonar, que son turbidíticas, pasan a areniscas de plataforma (Areniscas de Tabar). Dentro de la hoja de Aoiz, este cambio de las condiciones de sedimentación no es observable, ya que las Areniscas de Tabar son idénticas a las de Tajonar. Sin embargo, el límite de esta secuencia ha sido arrastrado desde la vecina hoja de Pamplona y representa el contacto entre las margas de Pamplona y de Ilundáin. Esta somerización de la cuenca viene seguida por una nueva profundización, y nuevamente de una somerización, hasta llegar al final del Priaboniense, en el que se produce el depósito de las margas fajeadas de las sales eocenas.

Una vez pasado el episodio evaporítico, representado por el depósito de las sales eocenas, de nuevo tiene lugar una ruptura en la sedimentación. Con esta interrupción se pasa otra vez a condiciones de sedimentación marina somera, con episodios de sedimentación continental en algunas zonas. Los depósitos marinos vienen representados por las Areniscas de Galar y los depósitos continentales por los conglomerados que afloran en la base de esta unidad. El paso del Eoceno al Oligoceno marca el tránsito definitivo a condiciones continentales y se efectúa de forma gradual.

1.17 ANÁLISIS SECUENCIAL DEL PALEOGENO CONTINENTAL

En el cuadrante de Monreal es donde afloran todos los depósitos del Terciario continental, caracterizado por depósitos aluviales a los que pasan gradualmente las Areniscas de Galar. Dentro del cuadrante de Aoiz son observables parte de estos depósitos, en el extremo suroeste.

En la zona de la Peña de Izaga, se observa que esta sucesión continental ocupa un área de morfología ovalada que corresponde a una pequeña cuenca de tipo piggy back, en la que se reconoce una sucesión que va desde la base del Oligoceno hasta el Mioceno. Estos depósitos de la Peña de Izaga presentan una

disposición en discordancia progresiva, de forma que las capas convergen hacia el norte. Dentro de este dispositivo sedimentario se pueden observar varias discontinuidades relacionadas con el emplazamiento de las estructuras alpinas de la zona.

Desde las Areniscas de Galar se va pasando hacia arriba a unos depósitos que progresivamente representan una sedimentación con mayor influencia continental (unidades 35 y 36). Esta sedimentación, posiblemente llega al Estampiense y presenta las facies más arenosas hacia el este.

Al final de la sedimentación de estos depósitos lutítico-arenosos se produce una importante interrupción en la sedimentación, caracterizada por la aparición de unos conglomerados (unidad 38) observables en la parte oriental de la Peña de Izaga. Estos conglomerados se disponen discordantemente sobre las series inferiores. Distalmente, hacia el suroeste, los conglomerados pasan a facies más arenosas y lutíticas (unidad 37).

Subiendo en la serie de la Peña de Izaga, nuevamente se reconoce una nueva interrupción que, en este caso, indica un desplazamiento hacia el norte de las facies proximales. Esta nueva interrupción se detecta por la aparición de una serie con una facies arenosa (unidad 39) y menos conglomerática que la unidad infrayacente.

Por último, por encima de esta unidad arenosas tiene lugar una nueva interrupción en la sedimentación continental de la Peña de Izaga, pues una nueva discontinuidad da paso a la aparición de una serie conglomerática (unidad 40), lo que indica un desplazamiento hacia el sur de las facies más proximales.

Estas unidades o secuencias observables en la Peña de Izaga, están íntimamente relacionadas con las estructuras alpinas que en el momento de la sedimentación se estaban emplazando en este sector.

Análisis secuencial del Paleógeno Marino

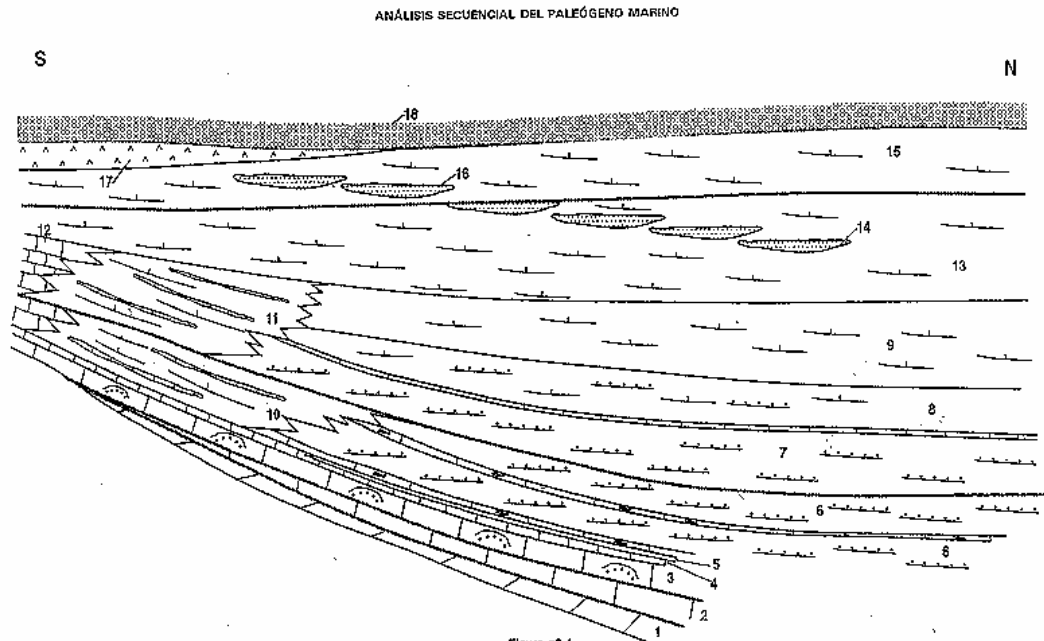


Figura nº 1

Panel de correlación del Terciario marino de la hoja de Aiz. Las líneas gruesas de color gris representan los límites de secuencia. 1) Dolomitas del Paleoceno. 2) Calizas de algas del Paleoceno. 3) Barras de calizas del Paleoceno. 4) Calizas del Ilerdense. 5) Margas del Ilerdense. 6) Turbiditas del Grupo Hecho de edad Cuisiense y Luteciense inferior-medio. 7 y 8) Turbiditas del Grupo Hecho de edad Luteciense superior. 9) Flysch margoso de Inurozqui. 10) Margas y calizas de plataforma externa del Luteciense inferior-medio. 11) Margas y calizas de plataforma externa del Luteciense superior. 12) Calizas de plataforma del Eoceno. 13) Margas de Pamplona. 14) Areniscas de Tajonar. 15) Margas de Iundain. 16) Areniscas de Tabar. 17) Salas. 18) Areniscas de Galar.

2. GEOMORFOLOGÍA

Los caracteres geomorfológicos de la zona de estudio son el resultado de una serie de procesos constructivos y destructivos del relieve que se han sucedido durante un lapso de tiempo prolongado. El factor predominante de construcción del relieve viene 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 al 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 continentales de la Peña de Izaga 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 morfogenérica 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 de 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 aún inacabado.

En referencia a la red fluvial puede considerarse en parte heredada de los cursos miocenos de procedencia norte y que se ha encajado por sobreimposición o antecendencia. Esto es válido para los cursos con orientación norte-sur de carácter reseca. Este es el caso del Irati parcialmente. Sin embargo, 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 de Izaga.

El progresivo dismantelamiento del relieve creado durante la estructuración pirenaica ocasiona un crecimiento por erosión remontante de las cabeceras de gran parte de la red de drenaje. Este crecimiento continúa hasta adquirir características acumulativas propias reflejadas en niveles de terraza y glaciares de acumulación. Es durante el Cuaternario cuando se produce un encajamiento progresivo de la red fluvial.

La estructura sinclinal definida por el conjunto de Izaga-Sierra de Gongolaz caracteriza la morfoestructura de la parte meridional de la hoja. Entre ambas unidades geográficas se encuentra el valle de Lizarraga. Esta compartimentación viene dada por la diferente respuesta a la erosión de los niveles de areniscas que aparecen en la Sierra de Gongolaz respecto a las margas que aparecen en el valle. La existencia de lentejones de arenisca incluidos en las unidades margosas ocasionan la aparición de morfologías en cuesta cuya mayor expresión se da en el frente monoclinal de la Sierra de Gongolaz que domina el valle de Lizoain.

El valle u hondonada de Lizarraga queda cerrada al oeste por el Laquidáin. Este responde a un relieve tabular ligeramente basculado al sur limitado al este por escarpes importantes. La existencia de este relieve viene determinada por la naturaleza de los materiales que lo forman, tratándose de areniscas con una respuesta a la erosión menor que las margas circundantes.

El valle de Lizoain, por donde discurre el Erro y el Irati, es el área más deprimida de la hoja. Ello es debido a la erosión diferencial. El vaciado de los materiales margosos que forman el sustrato del valle ha sido intenso. A medida que las unidades margosas van situándose al norte también van incrementando su contenido en niveles resistentes de areniscas y micritas (turbiditas). Estos materiales presentan una mayor resistencia a la erosión que las margas del valle. Asimismo la existencia de megacapas turbidíticas carbonatadas en estos materiales condiciona la aparición de formas estructurales como frentes de cuesta en escarpe y pequeñas superficies estructurales desarrolladas sobre dichos niveles más resistentes. Esto es claramente constatable en la zona más septentrional de la hoja.

Las formaciones superficiales que aparecen en el ámbito de la hoja están constituidas fundamentalmente por el material acumulado en terrazas aluviales y glaciales. 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.

3. ESTRUCTURA

Desde un 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 (PARISH, 1984; DERAMOND et al, 1985; WILLIAMS y FISHER, 1985; MUÑOZ, 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 desarrollados en el frente meridional tiene lugar la 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.).

Dentro de 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 (cuadrantes de Domeño e Irurozqui), se observa el desarrollo de varios cabalgamientos y pliegues, en una secuencia posiblemente de tipo piggy back.

Desde un punto de vista estructural, el cuadrante de Aoiz es el más sencillo. A grandes rasgos se observa una sucesión que va desde el Cretácico, situado al noroste, hasta el Terciario continental, localizado al suroeste. Esta serie, en conjunto, se encuentra inclinada hacia el suroeste, observándose hacia la mitad del cuadrante unos pliegues de dirección este-oeste.

Estas estructuras, cuando afectan al nivel de Urroz, cerca de la localidad del mismo nombre, dan lugar únicamente a un anticlinal con pequeños pliegues asociados. En este sector estos pliegues tienen dirección entre N-110E y N-120E. Los ejes de estas estructuras están en posición subhorizontal, o ligeramente inclinadas al NO. El flanco meridional del anticlinal se encuentra vertical, e incluso invertido.

Más al este, donde se observan estas estructuras afectando al Flysch margoso de Irurozqui, se reconocen una serie de pliegues de escala hectométrica, difíciles de cartografiar debido a la ausencia de niveles guía claros. Únicamente, al noroeste de Aoiz se pueden seguir estas estructuras cuando afectan al nivel de calcarenitas de la megacapa de Cotefablo. Entre las localidades de Aoiz e Itoiz, a la altura de la megacapa de Villanúa, se observa que los pliegues mantienen una dirección parecida a la que tenían en Urroz, pero los ejes de los pliegues presentan buzamientos en torno a los 30° hacia el NO.

Aparte de estas estructuras, en el cuadrante de Aoiz solamente se observan unos pliegues que afectan a las Areniscas de Galar, al oeste de Lizarraga. Estos pliegues tienen una dirección N-110E y sus ejes están subhorizontales.

En el extremo noreste de este cuadrante, existe un pequeño domo, que da como resultado el afloramiento del Cretácico en su núcleo. A priori, esta estructura podría corresponder a la interferencia del sistema de pliegues de dirección E-O, relacionado con los cabalgamientos alpinos, y otros supuestos pliegues de dirección N-S. Sin embargo, la formación del domo no debe responder a un sistema de pliegues de dirección N-S, sino más bien a la existencia de estructuras

laterales asociadas a los cabalgamientos alpinos. Estas estructuras laterales pueden ser también las responsables de los cabeceos de los ejes de los pliegues observables en esta zona.

Es reseñable que en algunos casos estos pliegues desarrollan un clivaje de plano axial. Esta foliación es muy grosera y de desarrollo irregular, pues tan sólo se observa en el flanco invertido de los pliegues. Puede clasificarse como un clivaje grosero.

4. 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 Ilerdense 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 pasó a estar controlada por la evolución tectónica del Pirineo. A partir del Ilerdense 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 Cuyisiense 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 plataforma 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 megacapacapas. 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 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 megacapacapas.

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 Priabonense, con el inicio de la sedimentación de las Margas de Ilundáin 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 eocenas y de las Margas Fajeadas. Todavía después de 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 soroeste 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 fosilizan 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 Supirenáica, se emplazan en una secuencia de tipo piggy back. Por último, en el descripción de las estructuras se ha comentado la existencia en profundidad de estructura 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 alguno casos sirven de límite paleogeográfico ya desde el Triásico (del VALLE, en prensa), y que posteriormente sirvieron de estructuras laterales de los cabalgamientos.

5. GEOLOGÍA ECONÓMICA

La hoja de Aoiz, salvo por los sondeos realizados en el cuadrante de Monreal para la investigación del nivel de sales potásicas que actualmente se explota en la vecina hoja de Pamplona, desde un punto de vista minero carece de interés. En toda la extensión de la hoja no existen labores mineras. Únicamente se pueden encontrar algunas pequeñas canteras para la obtención de áridos o bloques para construcción.

Dentro del cuadrante de Aoiz, en la margen derecha del río Urrobi, en las calizas del techo del Paleoceno e Ilerdiense, actualmente se está llevando a cabo la exploración de una pequeña cantera. El objeto de esta cantera de calizas es la obtención de áridos para la construcción de la presa de Itoiz, dentro de este mismo cuadrante de Aoiz.

Dentro del ámbito de la hoja de Aoiz, existen diversos perfiles sísmicos algunos de los cuales se sitúan en este cuadrante. La dirección de estos perfiles, en unos casos varía entre este-oeste y N-120° E, mientras que en otros casos es N25° E.

6. BIBLIOGRAFÍA

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

CMARA, P. 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; LEON, L. Y PUIGDEFABREGAS, C. (1978).- "Mapa Geológico de España, E. 1/50.000, 2ª ser., nº 117: OCHAGAVIA". I.G.M.E.

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

DERAMOND, J.; GRAHAN, R.M.; HOSSACK, J.R.; BABY, P.& CROUCET, 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.; TOSELL, 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, 161-164.

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

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

LEON-CHIRINOS, I. (1985).- Étude sédimentologique et reconstruction du cadre géodynamique de la sédimentation détritique fini-Eocène-Oligocène dans le bassin sud-pyrénéen entre Sangüesa et 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 Paleogeno Marino della zona centrale sudpirenaica 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-ETXEBARRUA, X., BACETA, J.L. y PUJALTE, V. (1993).- Las "megaturbiditas" y otros depósitos de resedimentación carbonatada a gran escala del Eoceno surpirenaico: Nuevos datos de área Urrobi-Ultzama (Navarra). Depto. 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 Sabiñánigo. Estratigrafía. Facies y su relación con la tectónica". I Congreso del Grupo Español del Terciario, Vic 1991, Libro Guía, excursión nº 8, 116 p.

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

ROURE, F.; CHOUKRONE, P.; BERASTEGUI, X.; MUÑOZ, J.A.; VILLOEN, P.; MATHERON, P.; BAREYT, M.; SEGURET, M.; CAMARA, P, 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; SERRA-KIEL, J & CAUS, E. (Introduction to the Early Paleogene of the South Pyrenean Basin. Guidebook). Inst. Tecnol. Geomin, Esp, IGCP Proyec nº 282, 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. Mémoires suisses de Paleontologie, 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 Superieur sud-Pyrénéene en Catalogne, Aragón et Navarre. These 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. GARCÍA-SANSEGUNDO, J. ZAMORANO, M. (en prensa).- "Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 14ª: "ANSO". I.T.G.E.

VALLE, J. Del; PUIGDEFABREGAS, C. Y SANCHEZ CARPINTERO, I. (1978).- "Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª ser. Hoja nº 143: NAVASCUES". I.G.M.E..

VALLE, J. (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. & FISCHER, M.W. (1984).- A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. Tectonics, Washington, 3, pp. 773-780.

ANEXO

Reportaje fotográfico



Fotografía nº 1

La parte soleada de la fotografía corresponde a las cárcavas de Arrusaga situadas al oeste de Villaveta. La foto está tomada desde la carretera que conduce a Zuza. El río Irati discurre inmediato a la línea de árboles que se insinúa en la parte central de los campos verdes (terracea baja). En primer término el nivel de gravas del señorío de Zausti (ver también fotos nº 2 y 3) desvinculado del Irati y correspondiente a aportes laterales procedentes del valle de Izagaondoa a través del barranco del Poche.



Fotografía nº 2

Escarpe desarrollado sobre las gravas del señorío de Zausti que permite observar éstas en afloramiento. Estos materiales aportados por el barranco de Poche se sitúan a +20 metros del actual barranco de Poche y a +30 m sobre el río Irati, por lo que atendiendo a su altura relativa este nivel puede ser equivalente lateral al nivel +30 del Irati.



Fotografía nº 3

Detalle de las gravas del nivel + 20 del barranco de Poche. Se trata de gravas monogénicas aunque con morfoscopías muy variables donde las formas más redondeadas corresponden a la incorporación de cantos reciclados de los conglomerados de Peña Izaga.



Fotografía nº 4

La población de Villaveta se encuentra apoyada sobre el nivel + 30 del río Irati. Este ha protegido a las margas infrayacentes de su desmantelamiento. La vertiente desarrollada sobre estas últimas aparece desnuda de vegetación e intensamente acaravada. Este fenómeno es característico a lo largo de todo el valle de Lónguida.



Fotografía nº 5

Detalle de las gravas pertenecientes al nivel + 30 del río Irati en el cruce de la carretera de Aoiz con la de Ecay. Nótese la abundancia relativa de cantos de arenisca de coloraciones rojo-moradas procedentes del desmantelamiento de unidades permotriásicas. Esta característica, junto a diferencias en la morfología de los cantos, permite diferenciar dentro de un mismo nivel morfológico los aportes del Irati de los procedentes de glaciares laterales.



Fotografía nº 6

Vista del valle de Lizoain desde la población del mismo nombre. El río Erro discurre por el fondo del valle de izquierda a derecha (N-S). Obsérvese el modelado en suaves colinas desarrollado sobre materiales margosos al fondo.



Fotografía nº 7

Nivel de terraza + 30 del río Erro en posición claramente discordante sobre el sustrato terciario que muestra buzamiento acusado al sur.



Fotografía nº 8

Afloramiento de gravas en la terraza baja del arroyo Gurpegui, afluente del Irati. Nótese el poco espesor de la acumulación. El encajamiento del arroyo actual respecto al techo del nivel es de 3 m.



Fotografía nº 9

A través de los árboles se insinúa una bóveda anticlinal que no tiene ningún reflejo en la topografía actual, careciendo por tanto el modelado de carácter estructural. El campo verde en primer término corresponde al fondo de valle del arroyo Gurpegui.

