



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 142-III

MONREAL

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. ESTRATIGRAFIA	3
2.1. Terciario.....	3
2.1.1. Eoceno.....	3
2.1.1.1. Calizas biocásticas del eoceno (215)	3
2.1.1.2. Margas de Pamplona (267).....	3
2.1.1.3. Areniscas y lutitas. Areniscas de gongolaz (271)	5
2.1.1.4. Margas de Ilundain (274)	5
2.1.1.5. Areniscas y lutitas. Areniscas de tabar (273).....	7
2.1.1.6. Halita, silvinita, carnalita y margas. Formación salina (276).....	7
2.1.1.7. Margas, lutitas y areniscas. Margas Fajeadas (278)	8
2.1.1.8. Areniscas con ripples, lutitas y conglomerados. Areniscas de galar (280).....	9
2.1.1.9. Areniscas canaliformes, lutitas rojizas y algunas capas de calizas. Fm. Javier (304, 306, 307 y 317)	10
2.1.1.10. Lutitas rojizas y areniscas canaliformes (301, 308).....	11
2.1.1.11. Conglomerados, areniscas y lutitas. Areniscas y conglomerados de peña Izaga (324, 321, 363, 364)	13
2.1.1.12. Análisis secuencial del Paleógeno marino	14
2.1.2. Análisis secuencial del Paleógeno continental.....	17
3. GEOMORFOLOGIA	19
4. HISTORIA GEOLOGICA.....	23
5. GEOLOGIA ECONOMICA	26
6. BIBLIOGRAFIA.....	28

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 Illión, 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 Monreal se sitúa al suroeste de la hoja, entre las sierras de Alaiz y Tabar.

Desde un 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 Ilerdiense, 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 litotales, 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 de Monreal, 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, la cual corresponde a la 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. ESTRATIGRAFIA

2.1. TERCIARIO

2.1.1. Eoceno

2.1.1.1. Calizas bioclasticas 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. En el cuadrante de Monreal afloran en la Higa de Monreal, en la terminación oriental de la Sierra de Alaiz. En este sector las calizas eocenas afloran inmediatamente debajo de las Margas de Pamplona, por lo que, a diferencia de lo que ocurre en el cuadrante de Domeño, en la Higa de Monreal estas calizas parecen situarse bastante altas dentro del Eoceno. Desde un punto de vista litológico son calizas masivas, grises y bioclásticas, con abundantes restos de Alveolinas. Por su posición estratigráfica, la edad de estas calizas podría ser Luteciense medio-superior. Hacia el norte, todo el Eoceno pasa a facies turbidíticas.

2.1.1.2. 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 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. En el cuadrante de Monreal, esta unidad aflora en el extremo nororiental y, al oeste, en la falda septentrional de la sierra de Alaiz y alrededores de la localidad de Monreal.

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 a 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 litarenitas 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).

Con motivo de la construcción del canal de Navarra, en el cuadrante de Aoiz, fueron realizados varios sondeos en esta litología, 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/cm^2 . Los valores más bajos son de 1 kp/cm^2 y los más altos del orden de 330 kp/cm^2 . Estos valores relativamente elevados podrían corresponder a algunos niveles arenosos dentro de las margas areniscosas.

2.1.1.3. Areniscas y lutitas. Areniscas de gongolaz (271)

En el cuadrante de Monreal, 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 feldespatos 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 tienen 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.

2.1.1.4. Margas de Ilundain (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 Ilundain

presentan facies de plataforma. En la hoja de Aoiz, ambas unidades son muy parecidas y, desde un punto de vista litológico, difíciles de separar. En el cuadrante de Monreal las Margas de Ilundain afloran a techo de las de Pamplona, alrededor del sinclinal de Izaga.

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 CO₃ 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 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. Hacia el flanco sur del sinclinal de Izaga estas margas y las de Pamplona disminuyen fuertemente su espesor.

Con motivo de la construcción del canal de Navarra, se realizaron otros análisis en estas margas, concretamente en la zona situada entre las localidades de Zabalqueta y Moneal. Estos análisis han dado, para esta litología, como resultado unos valores medios del 37 % en carbonato. El contenido en sulfatos de estas rocas es casi nulo, inferior al 0,1 %.

Las Margas de Ilundain 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 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.

A partir del estudio realizado para la construcción del canal de Navarra, fueron llevados a cabo 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 balores entre 4 y 50 kp/cm².

2.1.1.5. 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 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 Ilundain debido a la existencia de dicho cambio de facies.

2.1.1.6. Halita, silvinita, carnalita y margas. Formación salina (276)

En el ámbito de la zona estudiada no aflora la formación salina que es objeto de explotación en las minas de Subiza. Sin embargo, dentro de la hoja, y concretamente en el cuadrante de Monreal, fueron realizados varios sondeos mecánicos en los que se han cortado estas sales.

La floración salina aflora por encima de las Margas de Ilundain, en unos casos, y por encima de las Margas de Pamplona, en otros, debido al carácter discordante de la base de dicha formación (del VALLE, J. com. Pers.). El techo de las sales viene marcado por la aparición de las Margas Fajeadas (unidad 28) cuyo paso en ocasiones es transicional, dado que han sido observadas capas de halita dentro de dichas margas (MONTES, F. Com. Pers.)

De manera esquemática la estratigrafía de la formación salina, de muro a techo, es la siguiente:

-Sal de muro. Serie de halita de unos 16 m de espesor que se dispone sobre las Margas de Ilundain.

-Nivel de potasas. Consta de tres horizontes, el basal corresponde a 2 ó 4 m de silvinita, el intermedio de 0,5 m de halita y, el superior, de 12 m de carnalita.

-Sal de techo. Serie de halita de 75 metros de espesor. Por encima de este nivel afloran las Margas Fajeadas (unidad 28).

2.1.1.7. Margas, lutitas y areniscas. Margas Fajeadas (278)

En el cuadrante de Monreal, por encima de las Margas de Ilundain, se observan unas margas rojizas que alternan con capas centimétricas de areniscas de grano fino y limolitas; son conocidas como Margas Fajeadas. En algunos sondeos realizados por POSUSA en áreas próximas, así como en los alrededores de Lecáun, se han encontrado algunos niveles de anhídrita y de halita entre estas margas, aunque en general los niveles evaporíticos son escasos. En la zona de Salinas de Ibargoiti se supone que por debajo de las margas, muy cerca de la superficie, llegan a encontrarse las sales de la unidad 276. El espesor de las Margas Fajeadas es de unos 70 m.

Las Margas Fajeadas y las sales (unidad 276), localmente se disponen discordantes sobre las unidades infrayacentes (del VALLE, com pers.). El ambiente sedimentario de esta unidad correspondería a un medio marino restringido, con escasa comunicación con el mar abierto, como lo demuestra el hecho de que aparezcan algunas evaporitas. La edad de esta unidad se supone que debe ser Priaboniense.

2.1.1.8. Areniscas con ripples, lutitas y conglomerados. Areniscas de galar (280)

Esta unidad, en diferentes áreas, es conocida con distintas denominaciones: Arenisca de Liédena, Areniscas de ripple marks, Formación Guendulain (ésta incluiría a las Margas Fajeadas y formación evaporítica) y Arenisca de Galar (PUIGDEFABREGAS, 1975). Corresponde a un nivel de areniscas que destaca en el relieve, entre las formaciones margosas o lutíticas en que se encuentra intercalada. Esta unidad aflora bien en el cuadrante de Monreal, rodeando la Peña Izaga.

Las Areniscas de Galar constan 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, rodófitas, equinodermos, etc, y feldespato potásico. La matriz de las areniscas es cemento calcáreo.

Al este de Ardanaz, en el monte Icegui, hacia la base de las Areniscas de Galar se ha observado la existencia de un nivel de conglomerados de unos 30 metros de espesor (unidad 277). Los cantos de estos conglomerados son decimétricos, pudiéndose llegar a encontrar bloques de casi 50 cm. La naturaleza de los cantos es de caliza y arenisca del Mesozoico o Eoceno. La procedencia de los cantos parece ser norte o noroeste (ADARO, 1990).

El espesor de las Areniscas de Galar es variable según las zonas, así al noroeste del cuadrante de Monreal, en la zona de Unciti, el espesor ronda los 200 metros, disminuyendo hacia el este, de forma que en la zona de Ardanaz es inferior a 50 metros y en la parte suroeste de unos 20. En la zona del monte Icegui, por encima de los conglomerados antes descritos, de unos 30 m de espesor, afloran unos 200 m de Areniscas de Galar. El techo de esta unidad 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 este cuadrante de la hoja de Aoiz (Margas de Ilundain 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. Por su parte los conglomerados que afloran en la base de la unidad, en el monte Icegüi, pueden ser interpretados como de origen fluvial, de procedencia septentrional. Estos conglomerados forman un surco sobre las Margas de Ilundain y conectan lateralmente con las facies mareales de las Areniscas de Galar. 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 cabo 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 más bajos son de 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.

2.1.1.9. Areniscas canaliformes, lutitas rojizas y algunas capas de calizas. Fm. Javier (304, 306, 307 y 317)

Afloran en el extremo suroeste del cuadrante de Monreal. Corresponden a una sucesión esencialmente siliciclástica, de origen continental, que se instala por encima de las Areniscas litorales de Galar, al sur del cabalgamiento de Loiti. Esta unidad ha recibido diferentes nombres, así se ha denominado Formación Campodarbe por PUIGDEFABREGAS (1975), Margas de Zabalza por CASTIELLA, et al (1978) o Formación Javier por LEON-CHIRINOS (1985).

En la parte inferior de la sucesión (unidad 304) aflora una sucesión de alternancias de margas, lutitas y areniscas de tonos grises, azulados y ocasionalmente rosados. Las areniscas son de grano medio a grueso, con cemento calcáreo. Los cuerpos de areniscas en general son escasos, siendo mucho más abundantes los términos

lutítico-margosos. El espesor de este tramo es de unos 1300 m. La base de los cuerpos arenosos es erosiva y éstos corresponden a canales meandriformes. Se puede interpretar que forman parte de facies distales de abanicos aluviales.

Por encima de la unidad 304 afloran unas facies continentales semejantes a las anteriores, pero en las que los niveles arenosos son más abundantes (unidad 306). El espesor de este tramo es de unos 500 m.

Por encima aflora un nuevo tramo comparable a los anteriores, con lutitas, margas y areniscas canalizadas; que a diferencia de los infrayacentes presenta intercalaciones de calizas oscuras en capas de escala métrica, con restos de gasterópodos (unidad 307). El espesor de este nuevo tramo es de unos 450 m.

Por último, a techo de los términos anteriores y ya en el extremo suroccidental de la hoja de Aoiz, aflora un pequeño retazo de una serie de cuerpos de areniscas canalizadas de grano grueso, que alternan con lutitas rojas (unidad 317). Estas areniscas y lutitas corresponden a abanicos aluviales, pero en facies no tan distales como los tramos anteriores. El espesor de esta unidad es difícil de conocer, debido a que en la zona estudiada únicamente afloran los tramos basales, aunque se puede estimar que supera los 300 m.

En general toda la "Formación Javier" puede considerarse como una sucesión continental, correspondiente a partes más o menos distales de abanicos fluviales, entre los que se interdigitan algunas calizas que representan la instalación de ambientes lacustres. La edad de esta unidad se considera Suevense, pudiendo llegar al Arverniense.

2.1.1.10. Lutitas rojizas y areniscas canaliformes (301, 308)

Dentro del cuadrante de Monreal, al norte del cabalgamiento de Loiti, aflora una sucesión que puede ser considerada equivalente a las Margas de Zabalza de la unidad anterior. 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.

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 calcáeo. Estas areniscas presentan un contenido en cuarzo entre el 30 y 40 %, los fragmentos de roca representan el 30-35 % y los bioclastos el 15 %.

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.

Dentro de la hoja de Aoiz se han diferenciado unas facies con claro predominio lutítico (unidad 301) de otras en las que los cuerpos de areniscas alcanzan una mayor importancia, con bancos de arenisca de hasta 5 m (unidad 308). El paso de la serie lutítico – margosa (301) a la areniscosa es lateral, de forma que hacia el este cobran importancia las facies con predominio areniscoso. La cartografía de este cambio de facies contrasta con las interpretaciones previas, en las que se consideraba que las facies con predominio areniscoso estaban por encima de las lutíticas (PUIGDEFABREGAS et al, 1976). El paso de esta unidad continental a la infrayacente marina (Areniscas de Galar), parece ser gradual. Sin ser este aspecto del todo claro, entre las localidades de Ardanaz y Urbicain parece que se pasa 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 a techo 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). Al igual que la “Formación Javier”, la edad de esta unidad se considera Suevense e incluso Arverniense.

A partir del estudio realizado para la construcción del canal de Navarra, fueron llevados a cabo varios sondeos 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 mala y la resistencia a la compresión simple muy baja, con valores que oscilan entre 1 y 250 kp/cm². En el resto de los casos, la calidad del macizo rocoso es 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.

2.1.1.11. Conglomerados, areniscas y lutitas. Areniscas y conglomerados de peña izaga (324, 321, 363, 364)

Estos materiales únicamente afloran en el núcleo del sinclinal de Izaga, en el cuadrante de Monreal. Se disponen discordantes sobre las unidades infrayacentes y dan lugar a relieves elevados, que alcanzan las cotas más altas de la hoja de Aoiz. Este conjunto litológico da lugar a una sucesión detrítica que se dispone en discordancia progresiva de forma que, hacia el norte, las capas se adelgazan bruscamente. Dentro de este dispositivo ha sido posible reconocer tres unidades que han sido representadas en la cartografía.

En la parte basal de las areniscas y conglomerados de Peña Izaga se reconoce una serie constituida por areniscas de grano fino a grueso en capas métricas y lutitas rojizas, que dan lugar a una serie de secuencias negativas, propia de abanicos aluviales proximales (unidad 324). Esta sucesión se dispone discordante con las unidades infrayacentes, hecho que se aprecia con absoluta claridad en la cartografía al este del caserío de Celigueta. Hacia el norte, donde se localizan las facies proximales, estas areniscas y lutitas lateralmente pasan a conglomerados (unidad 321) que, de sur a norte, comienzan a aparecer a techo de las secuencias. Asimismo, en el contacto septentrional esta unidad es erosionada por las unidades suprayacentes. Estas unidades (324 y 321) tienen un espesor máximo de unos 600 m.

Por encima de la unidad anterior se reconoce una serie de areniscas de grano fino o medio, aunque ocasionalmente puede ser grueso, que alternan con lutitas rojas (unidad 363). Se trata de una serie aluvial comparable a la anterior pero correspondiente a facies algo más distales, como parece probarlo el hecho de no

encontrar niveles conglomeráticos hacia las zonas proximales. El espesor máximo de esta unidad es de unos 250 m.

Por último, a techo de las areniscas y conglomerados de Peña Izaga aflora una nueva unidad que erosiona a todas las anteriores. Esta unidad la forman conglomerados constituidos por gravas, cantos y algunos bloques de areniscas y calizas mesozoicas y terciarias, con matriz arenosa (unidad 364). Fue estudiada por LEON-CHIRINOS (1985) en la ladera norte de Peña Izaga. Los conglomerados pueden alternar con niveles de areniscas (litarenitas con cemento calcáreo). Cabe interpretar que esta unidad se depositó en un medio comparable al de las anteriores, aunque en este caso los conglomerados representan facies más proximales. El espesor máximo de esta unidad está entre los 200 y 350 m.

Las areniscas y conglomerados de Peña Izaga se depositan en una cuenca trasladada hacia el sur por los cabalgamientos situados en el frente Surpirenaico, siendo la Peña Izaga un claro ejemplo de cuenca piggy back. El depocentro de esta cuenca se ha trasladado a lo largo de la evolución tectónico – sedimentaria. La edad de estos depósitos aluviales se puede considerar Arveniense – Ageniense.

2.1.1.12. Análisis secuencial del Paleógeno 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 Priaboniense, 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 Ilerdiense, 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, correspondientes 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 glauconita, 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 Ilundain. 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.

2.1.2. Análisis secuencial del Paleógeno 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 301 y 308). 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 321) 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 324).

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 363) 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 364), 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 Aoiz. Las líneas gruesas de color gris representan los límites de secuencia. 1) Dolomias del Paleoceno. 2) Calizas de algas del Paleoceno. 3) Barras de calizas del Paleoceno. 4) Calizas del Ilerdiense. 5) Margas del Ilerdiense. 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 Irurozqui. 10) Margas y calizas de plataforma extrema 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 Ilundain. 16) Areniscas de Tabar. 17) Sales. 18) Areniscas de Galar

3. GEOMORFOLOGIA

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 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, 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 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 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 en el Mioceno ha continuado hasta la actualidad pudiéndose considerar aún inacabado.

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 el Cuaternario donde los procesos erosivos que caracterizan el Neógeno empiezan a remitir. Durante el Cuaternario sólo se retocan las zonas elevadas y se fosiliza mediante finas películas acumulativas características reflejadas en niveles de terraza y glacis de acumulación. Durante los episodios fríos se modelan las vertientes con mayor importancia geomorfológica.

El relieve estructural domina arealmente la hoja de Monreal. El carácter morfoestructural más acusado está directamente relacionado con la Sierra de Izaga que sirve de referencia fisiográfica sino de centro sobre el cual se ha edificado y creado el relieve actual.

La estructura de los materiales de la Sierra de Izaga dibujan a priori un eje sinclinal alineado según la dirección NO-SE. Ahora bien, si se examina con detenimiento se constata la presencia de capas buzando radialmente y por tanto configurando una estructura en cuenco, cubeta, o "fondeo de Olla" elongado según la dirección antes descrita. Esta forma respondería a la propia de un sinclinal concéntrico colgado y un claro ejemplo de relieve invertido en el sentido de que los materiales cercanos al núcleo de la estructura son los situados topográficamente más altos. Esta estructura que define la geomorfología de la Peña de Izaga se encuentra rodeada por una zona u "orla" a cota inferior formada por los valles de Unciti, Izagaondoa y otros pequeños valles que circundan la estructura en cuestión.

Puede considerarse la existencia de un cinturón exterior a la propia Peña de Izaga de formas estructurales con buzamiento hacia el exterior, sin duda relacionadas con la estructura de la Sierra de Izaga. La Sierra de Gongolaz presenta superficies estructurales y chevrons desarrollados sobre éstas que denotan un claro buzamiento hacia el SO. Este va cambiando de dirección a medida que se abandona la Sierra de Gongolaz para progresivamente pasar en los relieves de la Sierra de Tabar a un buzamiento claramente hacia el NO. Estas formas tienen su continuidad en las

alineaciones de crestas y escarpes que dominan la vertiente norte del valle de Ibargoiti pertenecientes a la Sierra de Izaga y con buzamiento hacia el NE.

La zona comprendida entre las poblaciones de Najurieta y Artaiz presenta capas con buzamientos hacia el SE acabando de confirmar el cierre de la estructura.

El cuadrante SO de la hoja presenta un relieve tabular desvinculado de la estructura descrita anteriormente. Se trata de las estribaciones de la Sierra de Izco. Asimismo, el pronunciado relieve situado al sur de la población de Monreal corresponde estructuralmente a la unidad de Sierra de Alaiz.

Las formas 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.

Estructuralmente, el cuadrante de Monreal es bastante sencillo, salvo si se tiene en cuenta la estructura existente en la parte suroeste. A grandes rasgos se observa una gran cubeta (cubeta de Izaga), en cuyo núcleo afloran las rocas más modernas de la hoja de Aoiz, que la fosilizan. Esta estructura por su borde meridional presenta una falla vertical, correspondiente al cabalgamiento de Loiti.

En el centro del cuadrante de Monreal, la estructura más llamativa es la cubeta de Izaga, que tiene escala kilométrica. Esta estructura aparece bien dibujada en la cartografía por las Areniscas de Galar que, normalmente, presentan buzamientos entre 20° y 40°. Excepcionalmente, en el borde sur, junto al cabalgamiento de Loiti, estos buzamientos pueden ser más elevados, llegando a estar la serie invertida. La cubeta de Izaga tiene una dirección de N-125 E y su núcleo aparece ocupado por los depósitos continentales del Arveniense – Ageniense que fosilizan a esta estructura. La sedimentación de estos materiales da lugar a un abanico de capas que convergen hacia el norte de la cubeta de Izaga. Este abanico de capas representa una discordancia progresiva, contemporánea con la formación de la estructura. La cubeta de Izaga corresponde a 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. El

hecho de que este sinclinal se presente en la cartografía con morfología de cubeta, posiblemente sea debido a la existencia de estructuras laterales, con dirección N-S o NE-SO, originadas en el bloque inferior del cabalgamiento antes citado.

En numerosas zonas situadas en el borde sur de la cubeta de Izaga las capas, a nivel de las Margas Fajeadas y Areniscas de Galar, se verticalizan dando lugar a una estructura antiformal bastante apretada. La dirección de esta estructura es N-120 E, y su vergencia está mal definida. Este anticlinal aparece cortado en su zona de charnela por una falla que corresponde al cabalgamiento de Loiti (aparenemente dirigido hacia el sur). En el núcleo del pliegue posiblemente se encuentre la Formación Salina del Eoceno superior, que seguramente ha servido de horizonte de despegue durante la formación de esta estructura. Estas características parecen sugerir que la estructura de Loiti corresponde a un pliegue despegado a nivel de las sales eocenas que ha desarrollado un cabalgamiento, verticalizado en su zona de charnela.

Si se prolonga el cabalgamiento de Loiti hacia el oeste, se observa que a la altura de la Higa de Monreal (al suroeste de la localidad de Monreal), pasa a tener una dirección próxima a N-S. Además, en esta zona el nivel de despegue se sitúa en niveles estratigráficos más bajos, a la altura de las calizas del Eoceno, por debajo de las Margas de Pamplona. Por su parte, hacia el oeste el cabalgamiento de Loiti no se observa que continúe. Este cambio en la dirección y en el nivel de despegue del cabalgamiento de Loiti puede ser interpretado como debido a la existencia de una rampa lateral en el bloque inferior, de dirección N-S, la cual situaría hacia el oeste el nivel de despegue más bajo.

4. HISTORIA GEOLOGICA

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 pasó 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 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 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 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 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 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 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.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

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.

En lo referente al cuadrante de Monreal, se han realizado un total de 17 sondeos para la investigación de potasas. La mayoría de estos sondeos fueron emboquillados en las areniscas, margas y lutitas de las series continentales oligocenas (unidades 31, 35 y 36). Algunos de estos sondeos alcanzan profundidades relativamente elevadas, entre 400 y 1000 m. Algunos de los más importantes son los siguientes:

-Sondeo IP 1. Situado al NE de Zabalceta, perforó un total de 943 m. La mayoría de los metros atravesados correspondientes a lutitas, areniscas y algunos yesos de la serie continental. Llegó a atravesar algunos niveles de anhidrita.

-Sondeo IP 2. Situado algo más al sur que el IP 1, al este de Zabalceta, perforó un total de 647 m. Cortó areniscas y anhidrita de la serie continental.

-Sondeo Zuazu. Situado entre las localidades de Artaiz y Zuazo, perforó un total de 497 m. Cortó margas rojas, areniscas con cemento carbonático y yesos. Al final penetró en las Margas de Ilundain.

-Sondeo Guerguitain. Situado al norte de la localidad de Guerguitain, perforó un total de 444 m. Cortó margas rojas, areniscas de la serie continental y Areniscas de Galar. Al final se atravesaron margas azules (Margas Ilundain).

-Sondeo Salinas de Ibargoiti 1. Situado al norte de la localidad del mismo nombre, perforó un total de 578 m. Cortó margas, areniscas, yesos y, al final del sondeo, margas con sales.

-Sondeo Salinas de Ibargoiti 2. Situado al SE de la localidad del mismo nombre, perforó un total de 1000 m. Cortó margas, areniscas y yesos.

-Sondeo Celigueta. Situado en las proximidades del caserío del mismo nombre, perforó un total de 416 m. Llegó a cortar margas y areniscas, posiblemente correspondientes a las areniscas de Tabar y Margas de Ilundain.

-Sondeo Sengariz. Situado entre Sengariz y la Venta de Lecaún, perforó un total de 586 m. Llegó a cortar margas rojas, posiblemente correspondientes a las Margas Fajeadas y sales.

-Sondeo Lecaún. Situado en las proximidades de Lecaún, perforó un total de 266 m. En el metro 263 cortó sales potásicas con margas rojas (Margas Fajeadas seguramente) intercaladas. En el metro final atravesó margas y sales.

Aparte de los sondeos realizados en el cuadrante de Monreal, 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 E-O y N120°E, mientras que en otros casos es N25°E.

6. BIBLIOGRAFIA

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-úía 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.; 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.; SOLE, 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 del 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 Pyrénées, Spain". Geology, 9, pp. 161-164.

LABAUME, P.; MUTTI, M.; SEGURET, M. y ROSELL, J. (1983).- "Mégaturbidites carbonatées du basin turbiditique de l'Eocène Inférieur et moyen sud-pyrénéen". Bull. Soc. Géol. France, (212), 25, pp. 927-941.

LABAUME, P.; MUTTI, M. y SEURET, 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.; SEURET, 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 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 Paleógeno 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-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). 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 Sabiñanigo. 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.; CHOUKROUNE, P.; BERASTEGUI, 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.; SERRA-KIEL, J & CAUS, E. (Introduction to the Early Paleogene of the South Pyrenean Basin. Guidebook). Inst. Techn. Geomin. Esp. IGCP Project nº 286, Jaca, 159 p.

RUPKE, N.A. (1976).- "Sedimentology of very thick calcarenite-maristone 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 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).- "Lineas 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 Navarra. 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 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. 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. & FISCHER, M.W. (1984).- A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. Tectonics, Washington, 3, pp. 773-780.