

HOJA 116 - IV (OROZ - BETELU)

INDICE

0. INTRODUCCION

1. ESTRATIGRAFIA

1.1 Paleozoico

1.1.1. Devónico

1.1.1.1. Esquistos con intercalaciones arenosas y lentejones de calizas (nivel 4). Fms. Odia y Argús. Eifeliense-Frasniense inferior

1.1.1.2. Análisis secuencial

1.2. Mesozoico

1.2.1. Triásico

1.2.1.1. Conglomerados (nivel 16). Scythiense - Anisiense

1.2.1.2. Areniscas rojas y grises (nivel 17). Facies Buntsandstein. Scythiense-Anisiense

1.2.1.3. Alternancia de areniscas, limolitas y arcillas (nivel 18). Facies Buntsandstein. Anisiense

1.2.1.4. Arcillas rojas con niveles de areniscas (nivel 19). Anisiense - Ladiniense

1.2.1.5. Análisis secuencial del Triásico

1.2.2. Cretácico

1.2.2.1. Dolomías y areniscas (nivel 23). Santoniense

1.2.2.2. Margas y limolitas (nivel 24). Maastrichtiense

1.2.2.3. Calizas (nivel 25). Maastrichtiense

1.2.2.4. Calizas arenosas (nivel 26). Maastrichtiense

1.2.2.5. Análisis secuencial del Cretácico superior

1.3. Terciario

1.3.1. Paleoceno - Eoceno basal

1.3.1.1. Dolomías y calizas dolomíticas (nivel 28). Daniense-Montiense

1.3.1.2. Calizas grises tableadas (nivel 29). Daniense-Thanetiense

1.3.1.3. Calizas masivas (nivel 30). Thanetiense

1.3.1.4. Margas (nivel 32). Thanetiense-Ilerdiense

1.3.1.5. Análisis secuencial del Paleoceno - Eoceno basal

1.3.2. Eoceno

1.3.2.1. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas (nivel 34). Ilerdiense-Cuisiense

1.3.2.2. Brechas calcáreas y margas (nivel 35). Cuisiense

1.3.2.3. Calcarenitas (nivel 36). Cuisiense

1.3.2.4. Calcarenitas (nivel 37). Cuisiense

1.3.2.5. Brechas calcáreas (nivel 40). Cuisiense

1.3.2.6. Margas con bloques (nivel 41). Cuisiense

1.3.2.7. Calcarenitas (nivel 42). Cuisiense

1.3.2.8. Alternancias de areniscas, calcarenitas y arcillas (nivel 43). Cuisiense

1.3.2.9. Brechas calcáreas (nivel 44). Cuisiense - Luteciense

1.3.2.10. Análisis secuencial del Ilerdiense terminal - Cuisiense

1.4. Cuaternario

1.4.1. Arcillas de descalcificación (57)

1.4.2. Conos de deyección (62)

1.4.3. Canchales

1.4.4. Coluviones

1.4.5. Deslizamientos (65)

1.4.6. Fondos de valle (66)

2. TECTONICA

2.1. Consideraciones generales

2.2. Descripción de las principales estructuras

2.2.1. Pliegues

2.2.2. Fracturas

2.2.3. Discordancias

3. GEOMORFOLOGIA

3.1. Descripción fisiográfica

3.2. Análisis morfológico

3.2.1. Estudio morfoestructural

3.2.2. Estudio del modelado

3.2.2.1. Formas fluviales

3.2.2.2. Formas de ladera

3.2.2.3. Formas kársticas

3.3. Formaciones superficiales

3.4. Evolución geomorfológica

3.5. Procesos actuales

4. HISTORIA GEOLOGICA

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. Recursos minerales

5.1.1. Minerales metálicos

5.1.2. Rocas y minerales industriales

5.1.2.1. Calizas

5.2. Hidrogeología

5.2.1. Descripción de las formaciones

5.2.1.1. Esquistos con lentejones de areniscas y calizas. Devónico

5.2.1.2. Conglomerados. Areniscas y arcillas. Triásico

5.2.1.3. Arcillas. Triásico

5.2.1.4. Dolomías y areniscas. Santoniense

5.2.1.5. Margas. Maastrichtiense

5.2.1.6. Calizas. Maastrichtiense

5.2.1.7. Calizas. Maastrichtiense - Thanetiense

5.2.1.8. Margas. Thanetiense - Ilerdiense

5.2.1.9. Alternancia de arcillas, calcarenitas y areniscas. Ilerdiense -
Cuisiense

5.2.1.10. Calizas. Cuisiense - Luteciense

5.2.1.11. Margas y bloques calcáreos. Cuisiense - Luteciense

5.2.1.12. Cuaternario. Formaciones superficiales

5.2.2. Unidades acuíferas

5.2.2.1. Dolomías arenosas. Santoniense

5.2.2.2. Calizas paleocenas

5.2.2.3. Megaturbidita

5.2.2.4. Formaciones permeables del Cuaternario

5.3. Geotécnia

5.3.1. Introducción

5.3.2. Metodología

5.3.3. Zonación geotécnica

5.3.3.1. Criterios de división

5.3.3.2. División en áreas y zonas geotécnicas

5.3.4. Características geotécnicas

5.3.4.1. Introducción

5.3.4.2. Características geotécnicas y constructivas de los diferentes materiales

6. BIBLIOGRAFIA

La presente Hoja y Memoria, ha sido realizado por "Informes y Proyectos, S.A. (INYPSA)", durante el año 1994, con normas, dirección y supervisión del Gobierno de Navarra, habiendo intervenido los siguientes técnicos :

Dirección y Supervisión (Gobierno de Navarra)

- . Faci Paricio, E. Dirección del Proyecto
- . Castiella Muruzubal, J. Dirección del Proyecto
- . Galán Pérez, G. Dirección del Proyecto

Autores y Colaboradores

- . García de Domingo, A. (INYPSA) Cartografía, Memoria
 - . Solé Pont, J. (INYPSA) Sedimentología
 - . Cabra Gil, P. Geomorfología y
-
- . Blas Balaguera, I. (INYPSA) Cuaternario
 - . Aguilar, P. Informática geológica
 - . Nannoplancton

0. INTRODUCCION

La hoja 116-IV, a escala 1:25.000 de Oroz-Betelu se encuentra incluida en el Pirineo central, cuyo límite con el Pirineo occidental se sitúa convencionalmente en la alineación de diapiros navarros, también conocida como "falla de Pamplona" (FEVILLEE y RAT, 1971), aunque parece existir continuidad estratigráfica y estructural entre ambos sectores.

El relieve es abrupto, localizándose las cotas más elevadas en los montes de Areta, concretamente en el Baigura con 1976 m. Las cotas mínimas se sitúan sobre los 500-600 m, emplazándose en los cursos fluviales.

La Hoja se encuentra surcada en el sector occidental por el curso fluvial del río Irati, que recorre la Hoja con dirección submeridiana. Además existen gran cantidad de arroyos y vierten sus aguas al río Irati en el sector occidental y a los ríos Zaloica y Areta en el oriental.

Geológicamente, a grandes rasgos, la zona estudiada se encuentra situada en el sector occidental del Pirineo central. La Cordillera Pirenaica (Fig. 1), consiste en un cinturón de pliegues y cabalgamientos de orientación aproximada este-oeste, desarrollados entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior, como resultado de la convergencia entre las placas Ibérica y Europea. Su límite con el antipaís meridional o cuenca del Ebro se localiza en el cabalgamiento surpirenaico, visible en el sector de la Sierra de Alaiz.

Las rocas involucradas en la deformación alpina incluyen un basamento paleozoico (deformado previamente durante la Orogenia Hercínica), una serie mesozoica preorogénica depositada principalmente en un contexto extensional y un conjunto de sedimentos sinorogénicos del Cretácico terminal y Terciario, integrados en láminas cabalgantes y en las cuencas del antepaís que bordean la cordillera por el norte y por el sur.

Esta zona, enclavada en la Montaña Oriental Navarra, presenta continuidad con el Pirineo aragonés. Está afectada por tres cabalgamientos importantes: Roncesvalles, con el Macizo de Quinto Real cabalgada sobre los terrenos mesozoicos y cenozoicos, Aoiz, en el que el Macizo de Oroz-Betelu es el cabalgante, y el de las Sierras de Illón y Leyre. CAMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985) han relacionado los cabalgamientos de Aoiz y Illón con los de Boltoña y Biniés-Guara, respectivamente.

En este contexto, los materiales aflorantes más antiguos se sitúan en el Macizo de Oroz-Betelu, cubierto en su mayor parte por conglomerados y areniscas triásicas. La erosión ha desmantelado el sector central de este paleodomo, dejando al descubierto terrenos del Devónico inferior y medio, con estructuras de orientación NO-SE formadas por un conjunto de esquistos, areniscas y calizas.

En esta región, el cabalgamiento de Roncesvalles dispone los materiales paleozoicos del Macizo de Quinto Real sobre los materiales mesozoicos de la zona Surpirenaica. Estos materiales, cuya edad está acotada en este sector al Carbonífero, están formados por esquistos, calizas, dolomías con niveles de magnesitas y alternancias de esquistos y grauwacas.

Los materiales del Triásico afloran adosados al domo paleozoico. Están formados por un conjunto de areniscas y arcillas en facies Buntsandstein con una potencia aproximada de 200 m.

En este sector no existen depósitos de edad jurásica, comenzando el Cretácico con un conjunto de materiales detríticos, cuya edad está comprendida entre el Albiense y el Cenomaniense, depositados a favor de pequeñas cuencas de carácter tectónico. A techo se observa la megasecuencia del Santoniense, formada por un conjunto de calizas arenosas que pierden su carácter calcáreo en algunas zonas.

El Maastrichtiense está representado por margas y margocalizas en facies prodeltaicas que en el sector occidental pasan lateralmente a canales turbidíticos, este megaciclo culmina con unos niveles de calizas arenosas, asociado; la potencia de este conjunto entre 600 y 1.000 m.

La megasecuencia del Paleoceno es eminentemente calcárea y comienza por unas dolomías que lateralmente se acuñan, dando paso a calizas tableadas correspondientes a un sistema de barras de plataforma que culminan en un conjunto de calizas masivas de carácter arrecifal.

El paso al Eoceno inferior está constituido por margas y margocalizas correspondientes a depósitos de plataforma y que hacia el oeste se encuentran erosionados por un surco turbidítico de naturaleza calcárea. Por lo que respecta al Ilerdiense y Cuisiense están representados por un conjunto de turbiditas terrígenas con siete intercalaciones de megaturbiditas.

La cartografía de la Hoja está basada en la realizada por CARBAYO, A.; DEL VALLE, J.; LEON, L. y VILLALOBOS, L., para la DIPUTACION DE NAVARRA, actualizada y puesta al día en base a criterios sedimentarios y tectónicos.

Los datos disponibles sobre esta zona corresponden por una parte a los trabajos de GOMEZ DE LLARENA (1968, 1969, y 1972), PILGER (1959), CHESTERIKOFF (1964), que estudian los materiales paleozoicos aflorantes en esta región, así como las mineralizaciones acompañantes; éstas han sido estudiadas recientemente por GONZALEZ LOPEZ, M. y ARRESE, F. (1977) en Asturreta. Las calizas del Paleoceno han sido estudiadas por ROBADOR, A. (1990) y los depósitos turbidíticos por MANGIN, J. (1959), PUIGDEFABREGAS, C., (1975), LABAUME, P. (1983), TEIXELL, A. (1990) y más recientemente por PAYROS, A. (1994).

1. ESTRATIGRAFIA

Estos materiales (Fig. 1.1) forman parte del macizo de Oroz-Betelu, se presentan principalmente en facies de plataforma mixta y carbonatada. El registro estratigráfico de dicho macizo se encuentra comprendido entre el Emsiense inferior y el Franiense basal, diferenciándose cinco unidades cartográficas, que por sus características litoestratigráficas, son equivalentes a las formaciones definidas por varios autores en el macizo de Alduides-Quinto Real.

El principal inconveniente encontrado en el estudio de los materiales devónicos del macizo de Oroz-Betelu, radica en la escasez de afloramientos y la mala calidad de los mismos, hasta el punto de impedir el reconocimiento de sus características sedimentarias.

1.1. Paleozoico

Estos materiales (Fig. 1.1) forman parte del macizo de Oroz-Betelu, se presentan principalmente en facies de plataforma mixta y carbonatada. El registro estratigráfico de dicho macizo se encuentra comprendido entre el Emsiense inferior y el Franiense basal, diferenciándose cinco unidades cartográficas, que por sus características litoestratigráficas, son equivalentes a las formaciones definidas por varios autores en el macizo de Alduides-Quinto Real.

El principal inconveniente encontrado en el estudio de los materiales devónicos del macizo de Oroz-Betelu, radica en la escasez de afloramientos y la mala calidad de los mismos, hasta el punto de impedir el reconocimiento de sus características sedimentarias.

1.1.1. Devónico

1.1.1.1. Esquistos con intercalaciones arenosas y lentejones de calizas. (nivel 4). Fms. Odía y Argús. Eifeliense - Fransiense inferior

Constituye un conjunto bastante pelítico de unos 900 m de potencia que intercala de forma rítmica, capas areniscosas arenosas en la parte inferior (Fm. Odia) y dolomías y/o dolarenitas en la superior. Presenta un corte de interés a lo largo del río Irati y en la carretera a su paso por Olaldea.

La parte inferior, definida como Fm. Odia (REQUADT, 1973) pertenece principalmente al Eifeliense. Consiste en una alternancia en bancos decimétricos tabulares entre limolitas y areniscas cuarcíticas, en ocasiones ligeramente carbonatas, asimilables por sus estructuras internas, (granoclasificación positiva, estructuras de base, deformación hidroplástica, estratificación paralela y ondulada, "climbing ripples" y "wave ripples"), a capas de tormenta distales. Hacia techo es patente la disminución en la proporción de areniscas marcando el tránsito a los Esquistos de Argús.

La Fm. Esquistos de Argús (REQUADT, 1973) se divide en dos partes. La inferior está representada por limolitas grises homogéneas y pizarras oscuras grafitosas, correspondiendo a fondo anóxicos de plataforma distal. La parte superior, está constituida por una alternancia entre calcoesquistos y bancos métricos de dolomías y dolorenitas.

La Fm. Odia se ha datado en base a su contenido en braquiópodos, mientras que la edad de la Fm. Argús se ha determinado a partir del estudio de Conodontos y Goniatites.

1.1.1.2. Análisis secuencial

Se han diferenciado seis unidades deposicionales asimilables tentativamente a ciclos de 2º orden transgresivo-regresivo en el sentido de VAIL et al. (1990). el modelo evolutivo para ciclos de 2º orden en plataformas mixtas y carbonatadas, se compone de un primer episodio transgresivo representado por alternancias rítmicas entre pelitas y capas tabulares detríticas más o menos carbonatadas desarrolladas en ambientes dominados por el efecto de las tormentas, y un segundo episodio caracterizado por la progradación de las plataformas en régimen de somerización. Los límites secuenciales que se han definido en este trabajo presentan características específicas muy diversas, habiéndose identificado como superficies lateríticas, paleokarstificaciones, desarrollo de brechas poligénicas, etc., pero en todos los casos están marcados por la superposición de facies de alternancias rítmicas transgresivas sobre depósitos de plataforma somerizante.

Se describen a continuación las unidades deposicionales por orden cronológico, haciendo referencia de forma sintética a la relación entre la organización secuencial de cada unidad y las facies distinguidas.

. Emsiense inferior a medio

En la Hoja aflora de forma incompleta, reconociéndose exclusivamente el episodio de somerización-progradación de la plataforma. Corresponde aproximadamente a la Fm. Urepel/Ondarrolle (U.C. 1). El paquete superior de areniscas se interpreta como el producto de la progradación de las facies de "nearshore" de sistemas deltaicos.

El límite secuencial con la unidad suprayacente se ha establecido en la base de los niveles de brechas poligénicas.

. Emsiense medio a superior

Corresponde a la parte terminal de la Fm. Urepel y abarca las Fms. Autringo y Quinto (U.C. 2). Las brechas poligénicas han sido interpretadas como depósitos de gravedad originados a partir de la ruptura de la plataforma deltaica infrayacente. La Fm. Autringo constituye la mayor parte del episodio transgresivo, mientras que la Fm. Quinto representa el intervalo de somerización y progradación de plataformas mixtas.

. Emsiense superior

Está representado por la Fm. Urquiaga (U.C. 3). El límite secuencial con la unidad deposicional infrayacente está marcado por la superposición de facies transgresivas de alternancias entre calcoesquistos y capas de carbonatos detríticos asimilables a contextos de plataforma mixta dominada por tormentas. El intervalo de somerización está representado por depósitos de plataforma mixta somera que registra gran variedad de subambientes : Canales mareales siliciclásticos, construcciones de corales, estromatolitos, barras carbonáticas costeras, etc. La tendencia somerizante está marcada por el desarrollo de superficies lateríticas a techo de la unidad.

Eifeliense-Givetiense a Fransniense inferior

Se corresponde con las Fms. Odiá, Argús e Iturrumburu (U.C. 4 y 5) si bien las dos últimas están comprendidas de forma parcial.

El intervalo inferior transgresivo está representado por depósitos de plataforma siliciclástica prodeltaica de tendencia profundizante. En la base (Fm. Odiá), se desarrolla un complejo de capas de tormenta distales de afinidad turbidítica. Le suceden depósitos pelítico-limolíticos de plataforma externa de baja energía con fondos anóxicos, (parte inferior de Fm. Argús). El episodio somerizante alcanza su expresión más definida en la Fm. Calizas de Iturrumburu como producto de la progradación de un complejo de barras costeras carbonatadas en plataforma mixta.

El límite con la unidad deposicional suprayacente corresponde a una superficie de paleokarstificación-laterización.

Frasniense inferior

Está constituido esencialmente por la parte superior de la Fm. Argús. Se desarrollan facies transgresivas representadas por una alternancia entre niveles carbonatados y calcoesquistos. Los niveles de carbonatos, originados en una plataforma dominada por tormentas, pueden amalgamarse dando lugar a secuencias positivas de relleno de canales de plataforma. En ocasiones, la proporción de carbonatos sobre calcoesquistos es muy alta, habiéndose asimilado cartográficamente a la Fm. Calizas de Iturrumburu. El intervalo de somerización de la unidad no se encuentra presente en la Hoja.

Frasniense medio a superior

Equivale al Grupo Irurita (U. C. 6). Corresponde a facies de plataforma siliciclástica en régimen predominantemente transgresivo. Probablemente pueden realizarse subdivisiones secuenciales dentro del Grupo Iturita, sin embargo el incompleto registro estratigráfico, la mala calidad de afloramiento y la intensa deformación, constituyen limitaciones importantes en la Hoja para llevar a cabo observaciones de mayor detalle.

El límite con la unidad infrayacente no se observa en la Hoja, sin embargo se deduce una ruptura sedimentaria de importancia por el cambio en la sedimentación de plataformas mixtas y carbonatadas a sistemas puramente siliciclásticos.

1.2. Mesozoico

1.2.1. Triásico

El Triásico (Fig. 1.2) se presenta en facies Buntsandstein y aflora en una banda de dirección NO-SE, bordeando al macizo paleozoico de Oroz-Betelu.

1.2.1.1. Conglomerados (nivel 16). Seythiense-Anisiense

Aflora en el borde occidental del paleodomo de Oroz-Betelu, en un pequeño afloramiento situado al SO de Eguilucea y en tres pequeños afloramientos, relacionados con núcleos de anticlinales y fallas.

Se pueden observar en un pequeño afloramiento, situado junto al cauce del río Urrobi, a la altura del punto kilométrico 44 de la carretera a Burguete.

La unidad está formada por un conglomerado muy cementado de cantos subredondeados de cuarzo, cuarcitas y, a veces, silexitas y areniscas, con soporte clástico en matriz de arena de tamaño grueso o muy grueso. En general se organizan en niveles de tendencia tabular groseramente gradados y eventualmente con estratificación cruzada planar de láminas muy inclinadas. El cemento es de naturaleza silícea y tonos rojizos. El conjunto presenta una potencia del orden de 20 m.

Sedimentológicamente estos depósitos se integran en un contexto de orla proximal-media de abanicos aluviales en la que coexisten procesos de transporte en masa por flujos granulares y por agua, con desarrollo de barras de gravas en canales de baja sinuosidad, muy tractivas.

1.2.1.2. Areniscas rojas y grises (nivel 17). Facies Buntsandstein. Seythiense-Anisiense

Esta unidad se deposita sobre los niveles conglomeráticos descritos anteriormente o directamente sobre los materiales paleozoicos. Aflora en el pleodomo de Oroz-Betelu, en una estrecha banda que bordea los materiales paleozoicos y en los mntes de Areta, muy cubiertos por la vegetación.

La potencia de esta unidad es del orden del centenar de metros y está formada por areniscas cuarcíticas micáceas rojas de grano medio a fino y ocasionalmente de grano medio-grueso, en bancos gruesos, con cemento silíceo y a veces ferruginoso.

Estos depósitos se organizan en secuencias positivas de relleno de canales fluviales de baja sinuosidad compuestos por "sets" tabulares de láminas cruzadas y "cosets" de estratificación cruzada de mediana escala, de tipo surco y planar.

Atendiendo a criterios regionales esta unidad se puede datar como Sythiense-Anisiense.

1.2.1.3. Alternancias de areniscas, limolitas y arcillas (nivel 18). Anisiense

Este nivel aflora en continuidad estratigráfica con el anterior, situándose sus afloramientos en el borde meridional del macizo de Oroz-Betelu.

Se caracteriza por la incorporación progresiva de tramos limolíticos rojos. Litológicamente sus facies canalizadas constan de areniscas de grano medio-fino a fino, con tonos rojizos y cemento silíceo y carbonatado, disponiéndose en bancos de tamaño medio, los planos de estratificación presentan abundantes micas. En la vertical existe un incremento progresivo de la sinuosidad de los canales: los inferiores presentan "cosets" tabulares de láminas cruzadas indicando configuraciones de sinuosidad baja a intermedia, en tanto que los superiores muestran superficies de acreción lateral propias de barras de meandro, con "cosets" de láminas cruzadas enfrentadas o normales al sentido de acreción y "climbing ripples".

Los tramos limolíticos poseen carácter masivo o bien intercalan niveles decimétricos de areniscas y arenas sucias de grano fino a muy fino, muy bioturbadas,

asimilables a depósitos de desbordamiento de tipo "crevasse splay". La potencia del conjunto es del orden del centenar de metros, si bien se observan ligeras variaciones puntuales.

No se han encontrado restos fósiles que permitan su datación, no obstante, atendiendo a criterios regionales, la unidad se ha incluido en el Anisiense.

En la Hoja de Oroz-Betelu, los análisis petrológicos de areniscas han determinado una composición entre las terrígenas del 75% de cuarzo, 5% de feldespato potásico, 5% de fragmentos de rocas metamórficas y el resto de cemento.

Los análisis petrológicos de areniscas han determinado en esta Hoja, una composición entre los elementos terrígenos del 75% de cuarzo, con un 5% de feldespato potásico, un 5% de fragmentos de rocas metamórficas y el resto de cemento.

1.2.1.4. Arcillas rojas con niveles de areniscas (nivel 19). Anisiense-Ludiniense

Este nivel aflora en el borde nororiental del macizo de Oroz-Betelu en una estrecha banda subyacente a los materiales calco-dolomíticos del Santoniense. Estos materiales se acúan hacia el sureste y el noroeste.

Estos depósitos presentan un cierto control tectónico, tanto a nivel de su sedimentación como de su preservación. Este control estaría determinado por fracturas de dirección NE-SO que delimitan las máximas concentraciones de estos materiales.

Su límite con la unidad inferior está marcado por una interrupción que marca una discordancia con laterización. Litológicamente está formada esencialmente por arcillas rojas con niveles esporádicos de areniscas de unos 10 cm de espesor y limos rojos. Asimismo, se han observado pasadas pequeñas de niveles de calizas. Los niveles de arenisca presentan la base canalizada con probables retoques mareales, tales como cierta bimodalidad en las laminas cruzadas, "drappes" y posibles "wave-ripples", aunque predominan los procesos puramente fluviales.

En cuanto a su edad y atendiendo a criterios regionales, la unidad se ha encuadrado entre el Anisiense y el Ludiniense.

1.2.1.5. Análisis secuencial del Triásico

Se propone una división secuencial integrada por las unidades deposicionales.

La unidad inferior corresponde al intervalo conglomerático basal (U.C. 16) cuyo contacto neto con la unidad cartográfica suprayacente (U.C. 17) y su aparición intermitente en superficie, invitan a considerar la existencia de una ruptura sedimentaria, documentada en el Levante peninsular por diversos autores en la parte baja del Scythiense.

La unidad secuencial intermedia corresponde a la U.C. 17 y la mayor parte de la U.C. 18. Se adapta el esquema evolutivo de disminución del tamaño de grano y de régimen energético por ascenso mantenido del nivel de base. La evolución propuesta está manifestada por la entrada progresiva de términos limolíticos en la parte superior y por un incremento en la sinuosidad de los canales. Se estima, por correlación regional, una edad Scythiense-Anisiense.

A techo de la unidad se desarrollan procesos lateríticos y en contacto truncacional se dispone el resto del Triásico. La presencia de probables influencias mareales permite un intento de correlación tentativo con los niveles marinos carbonatados del Muschelkalk inferior del Levante peninsular cuya edad es Anisiense.

1.2.2. Cretácico

los materiales cretácicos afloran en la mitad septentrional de la Hoja, bordeando el paleodomo de Oroz-Betelu. Asimismo constituye el núcleo del anticlinal de Peña Lakarri.

En términos generales se divide en tres ciclos sedimentarios limitados entre sí por discordancias cartográficas. De muro a techo son : ciclo del Albiense-Cenomaniense, ciclo del Santoniense y ciclo del Maastrichtiense.

El primero tiene muy poca representación en la Hoja y está compuesto esencialmente por arenas silíceas sueltas. El segundo aparece generalmente adosado al

Triásico y litológicamente consiste en dolomías arenosas y areniscas con cemento dolomítico. El último es el más desarrollado en cuanto a potencia de serie y extensión de afloramientos; es esencialmente margoso y define una cuenca abierta hacia el NO donde aparecen depósitos turbidíticos, mientras que hacia el margen presenta desarrollo de plataformas calcareníticas y areniscosas.

1.2.2.1. Dolomías y areniscas (nivel 23). Santoniense

Aflora en el sector nororiental de la Hoja, en una banda que bordea el domo de Oroz-Betelu, sobre los materiales detrítico-arcillosos del Triásico. Los contactos con las unidades infra y suprayacentes son netos y están remarcados por desarrollos lateríticos.

Litológicamente están constituidas por areniscas ocreas con cemento dolomítico, dolomías muy arenosas y calizas "grainstone-packstones". Ocasionalmente se reconocen dolomías brechoides y dolomías bioclásticas. Las dolomías son de tonos rosáceos y aspecto sacaroideo, localizándose en los tramos basales de la serie. Los niveles detríticos presentan un tamaño de grano que oscila entre grueso a medio fino.

El dispositivo de sedimentación se articula a partir del desarrollo de secuencias de canal y de barra. Las primeras están constituidas por las litologías más areniscosas y se reconocen ciclos positivos granodecrecientes con base erosiva, cantos blandos a muro, estratificación cruzada bimodal y "cosets" de "wave-ripples" a techo. Las secuencias de barra son más carbonatadas y se organizan en secuencias negativas con gradación, texturas de "wackestone-packstone" a grainstone. Se aprecian menos estructuras tractivas que en las secuencias de canal, ofreciendo un aspecto más masivo; eventualmente se reconocen laminaciones onduladas, "cosets" de "wave-ripples", "drappes" y estratificación cruzada planar de gran escala. Ambientalmente corresponde a un medio de "sand - flat" sub e intermareal con desarrollo de un complejo de barras y canales.

Esta unidad, con una potencia de unos 100 m ha sido datada como Santoniense mediante la fauna siguiente : Idalina antiqua, Nummofallotia cretacea, Lacazina elongata, Globotruncana lapparenti tricarinata.

El contenido en carbonato cálcico-magnésico alcanza el 90%.

1.2.2.2. Margas y limolitas (nivel 24). Maastrichtiense

Esta unidad aflora con gran extensión en el valle que discurre desde Abaurrea Baja hasta Remendia, en el borde tectónico que parte de Oroz-Betelu hasta los montes de Areta y en el núcleo del anticlinal de peña Lakarri. La naturaleza de estos materiales es esencialmente margosa y presentan potencias del orden de 500 m.

Este conjunto comienza con un tramo de calizas limolíticas de escaso espesor de unos 5-15 m, con abundante glauconita. Presenta un carácter bastante ferruginoso y está constituido por "cosets" de "wave ripples", incluyendo abundantes restos bioclásticos de equínidos y bivalvos. Hacia techo pasa a una serie monótona de margas y margolimolitas de tonos grises y aspecto homogéneo, con fauna de equínidos, bivalvos, briozoos, corales, gasterópodos, braquiópodos y foraminíferos. Además, presentan esporádicas intercalaciones de calcarenitas con nódulos de pirita y mica.

El contenido faunístico es muy abundante con : Globo truncana contusa, G. gansseri, G. stuarti, G. rosseta, G. elevata stuartiformis y Navarella joaquina, que permiten datar este tramo como Maastrichtiense.

Los tramos inferiores de esta unidad cartográfica se integran en un contexto de "shoreface - offshore" en régimen transgresivo. Los niveles margosos suelen organizarse en ciclos de carbonatación de orden decamétrico, con secuencias integradas por margas limolíticas micáceas en la base, a veces con tableado granulométrico y margas más calcáreas a techo de aspecto más masivo y nodulización incipiente; los niveles de calcarenitas pertenecen a un contexto de "offshore" prodeltaico con desarrollo ocasional de capas de tormenta (calcarenitas margosas), muy afectadas por bioturbación.

El contenido en CO₃ es del orden del 45%.

Los estudios de nannofósiles calcáreos han determinado : Watznaweria barnesae (BLACK), Eiffellithus turreiffele que indica el Cretácico superior.

1.2.2.3. Calizas (nivel 25). Maastrichtiense

Esta unidad aflora con entidad suficiente para ser cartografiada en el vértice nororiental de la Hoja, concretamente al sur de Aburrea alta. No obstante es posible observar niveles de calizas similares a los que aquí se describen incluidos en el nivel cartográfico 24, descrito anteriormente, aunque con un espesor insuficiente para poder ser cartografiados.

Litológicamente está formado por capas tabulares de calcarenitas bioclásticas, en general bastante margosas, ligeramente granoclasificadas muy afectadas por bioturbación, aunque pueden reconocerse algunas estructuras tractivas, "ripples" de oleaje, M.C.S. y estratificación cruzada muy tendida.

La potencia de esta unidades del orden de 30 m, llegando a acuñarse lateralmente perdiendo potencia.

Se interpretan paleogeográficamente como capas de tormenta, organizándose, en algunas ocasiones, en secuencias positivas de varios metros de potencia asociándose al relleno de cicatrices laxas, caracterizando depósitos de "goullies" (canales de "off shore"). Estos niveles marcan un episodio somerizante en la cuenca como efecto de la progradación de la plataforma.

En Hojas próximas a ésta se ha datada esta unidad como el tránsito entre el Maastrichtiense inferior y superior, mediante la fauna siguiente : Orbitoides media, Lepidorbitoides socialis, Siderolites calcitrapoides, Nummofallotia cretacea.

Los análisis sedimentológicos de calizas han determinado un contenido de un 12% de cuarzo, un 2% de feldespatos, un 40% fósiles un 25% de micrita y un 20% de micrita recristalizada.

1.2.2.4. Calizas arenosas (nivel 26). Maastrichtiense

Afloran al sur del paleodomo de Oroz-Betelu, constituyendo una estrecha banda que con dirección NO-SE recorre el sector central de la Hoja. Además, este nivel cartográfico se puede observar en el anticlinal de la peña Lakarri.

La unidad está constituida por calcarenitas bioclásticas más o menos areniscosas y areniscas calcáreas, de tonos crema.

Los restos faunísticos son muy abundantes: equinodermos, bivalvos, braquiopodos, briozoos, gasterópodos, corales y algas entre otros. Además en la Hoja del Plan MAGNA nº 116 (Garralda) se cita la presencia de Orbitoides media, Lepidorbitoides socialis y Siderolites calcitrapoides del Maastrichtiense.

Es frecuente observar en esta unidad, la alternancia de secuencias de barras y canales, dominando las segundas sobre las primeras. En ambos casos son muy abundantes las estructuras tractivas: estratificación cruzada generalmente bimodal "wave ripples", "drappes" y cantos blandos, caracterizando medios litorales deltaicos en régimen submareal-intermareal. Las paleocorrientes indican una dirección preferente hacia el ONO, resultando coherentes con la estructuración de la cuenca, abierta hacia el N, si bien se reconocen frecuentemente direcciones hacia el ESE como efecto de corrientes de marea.

Los análisis petrológicos de calizas han determinado entre un 10 y un 30% de sílice, del 2 al 5% de fedespatos, 2% de fragmentos de rocas, 40% de fósiles y 35% de micrita y micrita recristalizada, con un contenido en CO₃ que oscila entre el 60 y el 70%.

1.2.2.5. Análisis secuencial del Cretácico superior

En términos generales, resulta evidente la división del Cretácico superior en tres ciclos deposicionales mayores : Albiense-Cenomaniense, Santoniense, y Maastrichtiense (Fig. 1.3). Por otra parte, la estructuración de la cuenca abierta hacia el NO, se deduce en la Hoja para el Maastrichtiense por distribución de facies y potencias; igualmente, se aprecia una estructuración similar para los ciclos precedentes, si se tiene en cuenta que en el sector de la Hoja a escala 1:50.000 de Gulina (115), el surco turbidítico presenta registro estratigráfico desde el Cenomaniense. El contacto entre los ciclos del Albiense-Cenomaniense y Santoniense, es discordante, truncando los términos arenosos del primero, y desarrollando una superficie de lateritización y una laguna estratigráfica que abarcaría el Turoniense, Conaciense y, probablemente, parte del Santoniense.

El ciclo Santoniense está representado exclusivamente por depósitos litorales asimilados al intervalo de somerización de la unidad secuencial. El desarrollo de

una superficie detrítica en el contacto con el Maastrichtiense y la existencia de una laguna estratigráfica que podría abarcar todo el Campaniense, constituyen criterios suficientemente notables para justificar un límite secuencial importante. Por otra parte, la diferencia de espesores de la unidad santoniense puede deberse al carácter erosional de la ruptura.

El Maastrichtiense define en esta zona una cuenca abierta hacia el NO, con desarrollo de plataformas somerizantes en los sectores meridionales (U.C. 25 y 26) y existencia de un surco turbidítico al NO (U.C. 27). Se distinguen dos secuencias, correspondientes al Maastrichtiense inferior y al superior. La primera presenta facies turbidíticas bien desarrolladas con depósitos desorganizados, constituyendo los términos de nivel del mar bajo ("low stand system tract"). Los depósitos transgresivos y de somerización de la secuencia ("Trangresive" y "High stand system tract") están representados en el surco por la entrada de turbiditas calcáreas con influencia de tormentas, y en la plataforma, por términos margolimolíticos prodeltaicos que gradan a complejos calcareníticos de capas de tormenta y "goullies" (U.C. 25 y equivalentes no cartografiados). La secuencia del Maastrichtiense superior muestra una organización similar, con turbiditas terrígenas en el surco algo más diluidas, en términos generales que las de la secuencia precedente, y margas prodeltaicas a continuación. En los sectores meridionales la secuencia termina con depósitos prodeltaicos litorales (U.C. 26) y en el surco, con margas que presentan posibles rasgos edáficos.

1.3. Terciario

El Terciario de este sector está representado por depósitos marinos del Paleógeno, con un registro estratigráfico comprendido entre Daniense-Montiense y Luteciense (Fig. 1.4).

Se diferencia una parte inferior constituida por plataformas carbonatadas del Paleoceno, con unos 100-150 m de potencia. A techo se observa un tramo esencialmente margoso, de potencia variable (20-150 m) y edad Ilerdiense, en facies de prodelta-talud, equivalente a la Fm. Millaris, que hacia el NO se correlaciona con un potente complejo de turbiditas calcáreas. La mayor parte del Paleógeno está representada por las turbiditas terrígenas del Grupo de Hecho, desarrolladas desde el Ilerdiense terminal hasta el Luteciense superior y procedentes de la erosión de las plataformas deltaicas

orientales. El Grupo de Hecho intercala ocho megacapas carbonáticas que constituyen excelentes niveles-guía en todo el surco turbidítico Eoceno pirinaico.

1.3.1. Paleoceno - Eoceno basal

La serie paleocena está constituida principalmente por calizas correspondientes a plataformas carbonatadas someras. El Paleoceno se dispone en contacto discordante sobre el Maastrichtiense, presentando en términos generales un tramo dolomítico basal atribuido al Daniense-Montiense (U.C. 28), con calizas tableadas y bioclásticas a continuación (U.C. 29) sucedidas por paquetes masivos de calizas micríticas con bioconstrucciones de algas y corales (U.C. 30), y finalmente un tramo generalmente muy erosionado por el Eoceno, constituido por calcarenitas, calizas detríticas margosas, margas y limolitas calcáreas (U.C. 31), que corresponde al Thanetiense terminal. Hacia el NO, la unidad 31 puede pasar a turbiditas calcáreas correspondientes a la parte inferior de la unidad cartográfica 33.

1.3.1.1. Dolomías y calizas dolomíticas (nivel 28). Daniense-Montiense

Este nivel aflora en una banda de dirección NO-SE que recorre el sector central de la Hoja, situándose sus mejores puntos de observación en los flancos del anticlinal de Peña Lakarri. Asimismo se puede observar al sur de Abaurrea Alta.

Este tramo marca la discordancia del Paleoceno sobre el Cretácico superior, no sobrepasando los 20 m de espesor, llegando a desaparecer en el sector occidental de la Hoja. Litológicamente está formado por dolomías de aspecto homogéneo con sombras de algas como único componente aloquímico reconocible.

En términos generales la unidad se integra en un medio de plataforma somera de baja energía, dada la ausencia de estructuras tectónicas.

No se ha podido determinar su edad, aunque por criterios regionales se ha asignado al Daniense-Montiense, correspondiendo al miembro inferior de la Fm. Calizas de Abaurrea (ROBADOR, 1990).

Los análisis petrológicos de calizas han determinado un 15% de intraclastos, un 5% de fósiles y un 80% de micrita, con un contenido en CO₃ Ca Mg del 95%.

1.3.1.2. Calizas grises tableadas (nivel 29). Daniense - Thanetiense

Esta unidad constituye los resaltes calcáreos que se observan en las proximidades de Abaurrea Alta, en peña Lakarri y en la alineación que surca el sector central de la Hoja.

La potencia de esta unidad es del orden de 100 m, llegando a desaparecer a la altura de Mezquiriz, erosionada por los términos superiores.

Donde no se observan los niveles dolomíticos descritos anteriormente, este conjunto comienza por unas calcarenitas bioclásticas glauconíticas con fragmentos de equinodermos y ostreidos.

A techo presenta calizas bioclásticas tableadas, organizadas en capas cuyas potencias varían entre 10 y 40 cm, con base neta, estratificación ondulada o cruzada de bajo ángulo y "wave ripples" a techo. Normalmente aparecen amalgamadas, aunque ocasionalmente se encuentran separadas por niveles de margas calcáreas.

Texturalmente presentan gradación positiva de "rudstone - grainstone" a "packstone-grainstone" con bioclastos de equinodermos, algas, briozoos, bivalvos, corales y foraminíferos, que junto con granos de cuarzo constituyen los principales aloquímicos.

Se interpretan como complejos de capas de tormenta y en algunos casos están asociados a cicatrices erosivas muy laxas, organizándose en secuencias estrato decrecientes propias de rellenos de canales de "offshore".

Menos frecuentes son las secuencias de barras litorales que se reconocen en afloramiento como niveles de apariencia más masiva, de calizas bioclásticas con estratificación cruzada a gran escala. Forman secuencias de potencia métrica o decamétrica desarrolladas a techo de los tramos de calizas tableadas y se interpretan como barras litorales generadas en episodios de tendencia somerizante. Eventualmente se reconocen depósitos de baja energía intercalados entre los complejos de capas de tormenta y barras

litorales; consisten en calizas micríticas con texturas "wackestone-mudstone", ricas en algas y ostrácodos, que se generan en zonas protegidas por barras y niveles de margas calcáreas en relación con el depósito de decantación de las capas de tormenta.

En el sector de Aincioa, se puede observar un nivel basal desorganizado denominado "Brecha de Aincioa" (ROBADOR, 1990). Su potencia máxima es del orden de 6-9 m, y corresponde a un depósito de tipo "debris-flow" a "mud-flow", de soporte clástico en la base y matriz margosa a techo, con clastos de calizas bioclásticas paleocenas y eventualmente de margas maastrichtienses. Se interpretan en un contexto de margen de plataforma-talud.

En la zona de Erro, este nivel se encuentra muy erosionado por los niveles suprayacentes y a su vez presenta un espesor muy disminuido, como ocurre con las margas del Cretácico superior. Esto es debido tanto a los sucesivos procesos de erosión de las distintas megasecuencias como a su situación paleogeográfica, en un posible alto paleogeográfico, con disminuciones espectaculares de potencia, observadas al menos desde las margas del Cretácico superior (unidad 24). En este sector los niveles son calcareníticos y suelen presentar morfología canalizada interpretándose como canales de "offshore".

Esta unidad ha sido datada como Daniense-Thanetiense mediante foraminíferos, excepto en el sector de Erro, en el que existe un hiato estratigráfico que afecta al menos al Paleoceno inferior; entre la fauna hallada se encuentran : Globorotalia cf velascoensis y G cf angulata.

Texturalmente presentan 2% de cuarzo, 18% de fósiles y 80% de micrita.

1.3.1.3. Calizas masivas (nivel 30). Thanetiense

Esta unidad constituye los últimos resaltes calcáreos observados en el anticlinal de la peña de Lakarri, en el núcleo del anticlinal de peñas de Gaztelu, en el vértice suroriental de la Hoja y en Abaurrea Alta, llegando a desaparecer en el sector de los montes de Areta.

Litológicamente están formados por calizas micríticas con bioconstrucciones que constituyen paquetes, decamétricos, homogéneos masivos de corales que se desarrollan a techo de los tramos de calizas tableadas y barras bioclásticas.

Texturalmente corresponden a "wackestone" con algas, ostrácodos, corales, equinodermos, briozoos, foraminíferos. Las bioconstrucciones se reconocen como domos de corales y algas que pueden alcanzar los 10-15 m de espesor. Otras formas menores corresponden a estromatolitos, dómicos y laminares de potencia decamétrica.

Los desarrollos de bioconstrucciones se asocian a episodios de somerización y colmatación de las plataformas carbonatadas.

Esta unidad ha sido datada como Thanetiense por ROBADOR, A. (1990) con la fauna siguiente : Miniacina, multiformis, M. multicamerata, Alveolina primaeva, F. aluensis.

1.3.1.4. Margas (nivel 32). Thanetiense - Ilerdiense

Esta unidad aflora con extensión cartografiable en el anticlinal de las peñas de Gaztelu, siendo erosionada en el flanco oriental por los depósitos megaturbidíticos cuiense. Asimismo se han encontrado pequeños afloramientos no cartografiables a techo de la unidad 30.

Su potencia es muy variable, debido al contacto erosivo con las turbiditas terrígenas suprayacentes, no habiéndose registrado potencias superiores a 150 m.

Litológicamente se trata de un conjunto, en el que dominan los términos margosos con aspecto homogéneo, de alternancias de orden decimétrico de margas y limolitas calcáreas, en bancos tabulares, ligeramente gradadas. Con frecuencia se observan cicatrices muy tendidas entre grupos de capas e intervalos de alternancias formadas por niveles de morfología sigmoidal.

Estas formas se interpretan como diques de canales submarinos. ("Channel-levée") que se desarrollan en contextos de margen de plataforma prodeltaica-talud o bien en etapas de colmatación de surcos. En algunas ocasiones se intercalan niveles

calcareníticos arenosos de afinidad turbidítica y muy poca potencia asimilables a T.B.T. o bien a capas de tormenta distales.

Es frecuente observar niveles desorganizados, que constituyen un porcentaje volumétrico importante respecto al total de la unidad, que corresponden a depósitos generados mediante mecanismos de "mud-flow" y "slumping". En ocasiones incorporan bloques de cantos dispersos. LABAUME et al (1983) adjudicaron a esta unidad la denominación de MT1, si bien en posteriores trabajos TEIXELL (1992), ha demostrado que existen varios niveles desorganizados intercalados entre términos margosos.

Esta unidad ha sido denominada como Formación Millaris y datada como Thanetiense - Ilerdiense por ROBADOR, A. (1990) mediante la siguiente fauna : Morozovella velascoensis, Alveolina cucumiformis, A. ellipsoidalis.

Los estudios de Nannofósiles han determinado : Cyclocolithus formosus KAMPTNER, Coccolithus copelagicus (BRAMLETTE y RIEDEL), Coccolithus pelagicus (WALUCH), Reticulofenestra sp, Sphenolithus radians DEFLANDRE, Discoaster multiradliatus (BRAMLETTE y RIEDEL) y que indican un Ilerdiense, zona NP-10.

1.3.1.5. Análisis secuencial del Paleoceno - Eoceno basal

Se ha realizado teniendo en cuenta la individualización de los materiales paleocenos de esta zona en cuatro secuencias deposicionales limitadas por rupturas sedimentarias continuas, realizada por ROBADOR (1990).

Estos límites y por lo tanto las secuencias deposicionales (Fig. 1.5) comprendidas entre ellos, presentan a la escala de este trabajo una difícil representación cartográfica, ya que alguna de estas secuencias tienen escaso espesor y sus facies características son difíciles de cartografiar. No obstante, se han tratado de ajustar, en la medida de lo posible, las unidades cartográficas de esta Hoja a los criterios definidos por este autor.

Así, ROBADOR (1990) define para este sector del Pirineo las Fms. Calizas de Abaurrea y Margas y Calizas de Berrendi; la primera de ellas se divide en dos

miembros, el Miembro inferior equivale a la U.C. 28 de dolomías basales, y el superior se halla bien desarrollado en el sector de Abaurrea-Garralda presentando una secuencia integrada a muro por calizas tableadas-barras bioclásticas (U.C. 29) y a techo por calizas con bioconstrucciones (U.C. 30).

La Fm. Berrendi está formada por tres miembros : el inferior presenta en los sectores meridionales una organización similar a la descrita para el infrayacente, con calizas bioclásticas tableadas (U.C. 29) en la parte baja y bioconstrucciones en la alta (U.C. 30), mientras que en los sectores septentrionales de la Hoja pasaría a facies de plataforma abierta-margen de plataforma afines a la (U.C. 31); los dos miembros restantes corresponderían al Thanetiense terminal en facies de margen de plataforma (U.C. 31) y al Ilerdiense, esencialmente margoso (U.C. 32).

En consecuencia, y conforme al criterio de ROBADOR (1990), las unidades cartográficas 29 y 30 pertenecerían, en el sector septentrional de la Hoja, al miembro superior de la Fm. Abaurrea, mientras que en los afloramientos meridionales el contacto entre las formaciones Abaurrea y Berrendi se encontraría dentro de la unidad cartográfica 29.

En base al análisis bioestratigráfico llevado a cabo por ROBADOR (1990), estas cuatro secuencias deposicionales limitadas por rupturas sedimentarias continuas, se definen de la forma siguiente :

La primera secuencia (S.D. p-1) corresponde al Miembro inferior de la Fm. Calizas de Abaurrea (U.C. 28). El corte de mayor interés corresponde a la sección de Garayoa, donde se distingue un nivel basal de calcarenitas bioclásticas energéticas que constituye el único representante del episodio transgresivo de la secuencia. El resto está formado por ciclos de somerización, en relación con el episodio de progradación de la plataforma y en condiciones de menor energía. El contacto con la unidad suprayacente resulta bastante erosivo y es el responsable de la variación de potencias y desaparición puntual de la secuencia.

La segunda secuencia (S.D. p-2) equivale al Miembro superior de la Fm. Abaurrea. Se distingue un intervalo inferior transgresivo constituido por calizas tableadas de plataforma dominada por tormentas (U.C. 29) que en vertical gradan complejos de barras litorales, y hacia el norte de la Hoja conserva los términos de mayor somerización representados por bioconstrucciones de algas y corales (U.C. 30). ROBADOR (1990)

describe a techo de esta secuencia una superficie de erosión-karstificación ocurrida a mitad del Thanetiense.

La tercera secuencia está formada por el Miembro inferior de la Fm. Berrendi. Trunca en los sectores meridionales los términos superiores de la secuencia infrayacente, estando representada por calizas tableadas, a veces alternando con margas (U.C. 29) en la parte baja, correspondiendo al intervalo transgresivo de una plataforma abierta más distal que en la secuencia anterior. El episodio de somerización está representado por la parte alta de los términos tableados, organizados en secuencias de barras litorales y por calizas con construcciones de algas y corales (U.C. 30).

Hacia los sectores septentrionales de la Hoja, la secuencia está constituida por depósitos de plataforma abierta y de margen de plataforma (U.C. 31) confundándose con los de la secuencia suprayacente.

La cuarta secuencia está integrada por facies de plataforma externa carbonatada correspondientes a complejos de canales de plataforma y de capas de tormenta distales (U.C. 31). Define el Miembro intermedio de la Fm. Margas y Calizas de Berrendi (ROBADOR, 1990). Hacia el sur de la Hoja se dispone en contacto erosivo sobre depósitos de plataforma somera carbonatada de la secuencia anterior, mientras que en los sectores septentrionales, el contacto se encuentra peor definido por convergencia de facies con el infrayacente.

Posiblemente, en el sector de Eugui aparecen equivalentes en facies turbidíticas carbonatadas, correspondientes a la parte inferior de la unidad cartográfica 33.

En resumen, se deduce, por distribución de facies, una cuenca aparentemente abierta hacia el noreste con desarrollo de plataformas carbonatadas someras en los sectores meridionales de la Hoja, que hacia el norte encuentran sus equivalentes en facies de plataforma abierta, margen de plataforma y posiblemente de talud. Por otra parte, se deduce un retroceso progresivo de las plataformas carbonatadas hacia el sur como consecuencia del levantamiento de la zona axial pirenaica. El retroceso de las plataformas está evidenciado por la distribución de facies en cada secuencia y tendencia profundizante en vertical del conjunto paleoceno. De acuerdo con lo expuesto, la apertura aparente de la cuenca hacia el NO es sólo el reflejo de lo sucedido en la parte meridional de la misma no conservándose registro sedimentario en el borde norte. Dado el contexto tectosedimentario,

es más consecuente una orientación E-O, conforme con la estructuración general de la cuenca paleógena pirenaica.

Durante el Ilerdiense, en términos generales, la disposición somerizante de los depósitos integrantes, según el modelo idealizado propuesto, sólo puede observarse de norte a sur, donde por orden de aparición se reconocen facies turbidíticas calcáreas, depósitos de margen de plataforma-talud, y facies de plataforma distal prodeltaica. La disposición en corte vertical de las distintas asociaciones de facies es bastante heterogénea definiendo probablemente secuencias de orden menor. La individualización del conjunto ilerdiense como uno de los ciclos principales se justifica en base a su delimitación a muro y a techo por discordancias erosivas con el Paleoceno infrayacente y el Grupo de Hecho, respectivamente.

1.3.2. Eoceno

La serie eocena está constituida por una potente sucesión turbidítica denominada Grupo de Hecho (MUTTI et al, 1972), que intercala ocho niveles Oolistositrómicos carbonáticos cuyo estudio sistemático ha sido realizado por LABAUME et al (1983).

Los tramos inferiores del Ilerdiense, ya se han descrito anteriormente (niveles 31 y 33), situándose por encima de ellos los sedimentos pertenecientes al Grupo Hecho, del Cuisiense-Luteciense.

Existen dos dispositivos principales de sedimentación en el Grupo de Hecho : los sistemas de turbiditas terrígenas y los olistostromas carbonáticos.

El Grupo de Hecho se ajusta perfectamente al modelo de surco turbidítico desarrollado en una cuenca de antepaís, flanqueada en sus márgenes por plataformas carbonatadas. Los sistemas de turbiditas terrígenas se nutren de la erosión de las plataformas deltaicas siliciclásticas orientales, desarrolladas en la cuenca de Tresp.-Graus. No obstante, numerosos autores argumentan aportes siliciclásticos de procedencia septentrional. La potencia máxima del Grupo de Hecho en Navarra sobrepasa los 3500 m de potencia, si bien no deben considerarse en vertical, debido a la migración del depocentro de la cuenca hacia el sur, como consecuencia del levantamiento del margen septentrional, donde no se conservan por erosión, los depósitos de plataforma carbonatada.

El reflejo del desplazamiento de la cuenca hacia el sur se manifiesta en el margen meridional, pasivo, por el retroceso progresivo de las plataformas carbonatadas, a lo largo del Paleoceno y Eoceno.

Los niveles olistostrómicos calcáreos se interpretan como depósitos resedimentados procedentes de plataformas carbonatadas marginales y se originan a partir de eventos sísmicos. Se trata por tanto de niveles uniepisódicos y dada su gran continuidad, constituyen excepcionales niveles-guía desde el punto de vista cartográfico y cronoestratigráfico en todo el surco turbidítico eoceno. Reciben el término de Megaturbidita (MT o MGT) introducido por MUTTI et al (1979) y LABAUME et al (1983), o bien de Megacapa (MC o MGC) utilizado por otros autores (RUPKE, 1976; CAMARA Y KLIMOWITZ, 1985; BARNOLAS Y TEIXELL, 1992, etc).

Recopilando todos los trabajos específicos existentes se puede llegar a contabilizar un total de 12 megaturbiditas carbonatadas intercaladas en el Grupo de Hecho. No obstante, la numeración más empleada es la propuesta por LABAUME et al (1983) que considera un total de 9 megaturbiditas (MT1 a MT9). Es destacable la revisión realizada por TEIXELL (1992), que realiza hábiles modificaciones sobre la numeración anterior (Fig. 1.4) proponiendo una nueva clasificación integrada por ocho megacapas (MC1 a MC8) en la que existe una equivalencia numerada directa con las MT2 a MT8 de LABAUME et al (1983).

El trabajo más moderno es el llevado a cabo por PAYROS et al (1994) que, a diferencia de los estudios anteriores, centrados principalmente entre Jaca y el Valle del Roncal, se ha realizado íntegramente en Navarra. En este trabajo se distinguen 7 niveles olistostrómicos carbonáticos de nueva nomenclatura (Fig. 1.6), equivalentes tentativamente a los determinados por otros autores en el espacio estratigráfico comprendido entre las MT2 a MT6 de LABAUME et al (1983).

Durante el desarrollo de la cartografía geológica a escala 1:25.000 de la Hoja a escala 1:50.000 de Garralda (116) se han diferenciado 8 megaturbiditas, correlacionables, en principio, con las MT2 a MT9 de LABAUME et al (1983).

Existe una notable controversia respecto a la procedencia de las megaturbiditas. Originalmente, LABAUME et al (1983), SEGURET et al (1989) y CAMARA y KLIMOWITZ (1985), atribuyeron un origen septentrional a los depósitos

olistostrómicos carbonáticos, que se originarían a partir del desmantelamiento episódico de plataformas desarrolladas sobre el margen activo de la cuenca, y de las que no se ha preservado registro estratigráfico. Otros autores, PUIGEFADREGAS et al. (1986), BARNOLAS y TEIXELL (1992) y PAYROS et al (1992), han argumentado posteriormente la procedencia meridional de las megaturbiditas calcáreas, efectuando algunas correlaciones con las rupturas sedimentarias existentes en las plataformas carbonatadas del margen sur de la cuenca.

En términos generales se aprecia una relación bastante estrecha entre el depósito de las principales megaturbiditas y la reactivación de los sistemas turbidíticos siliciclásticos, de modo que resulta consecuente y práctica la utilización de las megacapas más continuas como límites cartográficos, estratigráficos y secuenciales. En este sentido, se han seleccionado las MT4, MT5, MT6 y MT7, puesto que constituyen los niveles de mayor continuidad cartográfica y potencia. Las unidades turbidíticas delimitadas a partir de estos cuatro niveles-guía muestran notables diferencias entre sí, a pesar de la aparente monotonía y homogeneidad litoestratigráfica del Grupo de Hecho. No obstante, cada uno de ellos, presenta tanto en conjunto como individualmente, una tendencia en vertical a la dilución del depósito por disminución progresiva del desarrollo de capas de areniscas.

1.3.2.1. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas (nivel 34). Ilerdiense-Cuisiense

Este nivel cartográfico aflora en el sector central de la Hoja y constituye la gran masa de materiales turbidíticos sedimentados entre los últimos niveles de calizas y margas, niveles cartográficos 30 y 32 respectivamente y la megaturbidita cuatro (niveles cartográficos 40 a 43).

En algunas zonas se han incluido en los tramos basales de esta unidad, cuando no tienen entidad cartográfica suficiente, los niveles margosos de la unidad 32.

Litológicamente se trata de una serie alternante de areniscas ferruginosas con contenidos variables de componentes carbonatados distribuidas en capas de 15 a 20 cm, alternando con arcillas grises. En los cortes más complejos se observa un mayor desarrollo de los canales turbidíticos, depósitos desorganizados y facies de "basin-plain", franja de abanico, en posiciones bajas próximas a las MT2 y 3. En vertical aumenta la proporción de pelita con desarrollo de turbiditas diluidas.

La potencia de esta unidad adquiere en esta Hoja un mayor desarrollo superando ampliamente los 500 m. Hacia el sur, se reducen los espesores llegando a desaparecer en la vecina Hoja de Oroz-Betelu, debido a la erosión producida por la MT4. Las potencias disminuyen también en las proximidades de los bordes del domo de Oroz-Betelu, debido al comportamiento como alto relativo de esta zona, durante la sedimentación.

Entre la microfauna encontrada en esta unidad se encuentran Globorotalia aff. rex, G. aff. aragonensis y Globigerina aff. linaperta, que datan del Cuisiense inferior.

Los análisis texturales han determinado un 20% de sílice, 20% de fósiles, 50% de micrita y el resto de micrita recristalizada. El contenido en carbonatos es del orden del 40%.

1.3.2.2. Brechas calcáreas y margas (nivel 35). Cuisiense

Este nivel aflora al sur de los montes de Areta, con un espesor medio de unos 50 m, acuñaéndose hacia el oeste de la Hoja.

Litológicamente está formada por un conjunto de brechas calcáreas de dimensiones centimétricas, muy desorganizadas.

Esta megaturbidita se puede correlacionar tentativamente con el tramo basal de la MT2 o de Isaba de LABAUME (1983), y con la MC2 o del Collado de la Magdalena descrita por TEIXELL (1992).

La edad de esta megacapa es Cuisiense según LABAUME, 1983.

1.3.2.3. Calcarenitas (nivel 36). Cuisiense

Este nivel aflora en los montes de Areta, como suprayacente al nivel bréichico descrito anteriormente y al sur de Abaurrea Alta.

La potencia mínima de este nivel es del orden de 30 m que disminuyen lateralmente, hasta potencias de orden métrico incartografiables a esta escala.

Litológicamente se trata de un nivel de calcarenitas de tonos grises y aspecto masivo con bases netas.

Esta unidad se ha relacionado con la Megaturbidita 2 o del Collado de la Magdalena descrita por TEIXELL (1992) y con la MT2 o de Isaba de LABAUME (1983) incluyendo este tramo cartográfico en el Cuisiense.

1.3.2.4. Calcarenitas (nivel 37). Cuisiense

Aflora como un nivel discontinuo incluido dentro del tramo turbidítico correspondiente al nivel cartográfico 34, situándose sus mejores afloramientos en el camino de Remendía.

La potencia máxima de este nivel es del orden de unos 50 m que disminuye lateralmente, hasta potencias de orden métrico incartografiables a esta escala.

Litológicamente se trata de un nivel de calcarenitas de tonos grises que presentan base erosiva, con pequeños niveles de brechas calcáreas en la base. En este nivel se observan cantos blandos de la base y grandes estructuras de escape de agua.

Se ha incluido en el Cuisiense y representa a la MT3 de LABAUME et al (1983).

La escasa potencia de la unidad en este sector, contrasta con los espesores registrados en el área de Jaca, donde alcanza los 200 m, constituyendo la mayor de las megacapas.

PAYROS et al (1994) describen esta megacapa, denominándola como M.G.C. de Uritz, asignándola una edad Cuisiense, concretamente a los tramos superiores de la NP-13.

La procedencia de esta megacapa es muy cuestionada; según el criterio de diversos autores proviene del margen septentrional de la cuenca, mientras que TEIXELL

(1992) defiende una procedencia meridional y PAYROS et al (1994) sugiere un origen suroccidental para todas las megacapas de Navarra.

La procedencia de esta megacapa es muy cuestionada, según el criterio de muchos autores proviene del margen septentrional de la cuenca, mientras que TEIXELL (1992) defiende una procedencia meridional y PAYROS et al (1994) sugiere un origen suroccidental para todas las megacapas de Navarra.

1.3.2.5. Brechas calcáreas (nivel 40). Cuisiense

Aflora en una banda continua que discurre, con dirección NNO-SSE, por el sector central y meridional de la Hoja. Asimismo se observa en la estructura de peñas de Gaztelu, en donde el límite basal de este tramo erosiona las margas de la unidad cartográfica 32, reposando directamente sobre las calizas paleocenas.

Este nivel olistostrómico carbonático es el de mayor potencia y representación cartográfica de esta Hoja.

La potencia de este tramo supera en algunos casos los 150 m. Están constituidos principalmente por clastos de calizas margosas y bioclásticas con abundantes Nummulites, ocasionalmente se observan xxxx clastos de turbiditas, terrígenas de margas, que después de su erosión, dan lugar a grandes oquedades. Este nivel constituye el tramo basal de la megacapa que ha sido denominada por PAIROS et al (1994) como M.G.C. de Espotz, correlacionándola con la MT4 o de Arce - Garde - Cotefablo de LABAUME et al (1983).

La edad de esta capa ha sido establecida mediante nannoplancton calcáreo, por LABAUME et al (1983) en el Valle del Roncal, incluyéndola en la NP-15, es decir Luteciense. PAYROS et al (1994) ha datado esta megacapa mediante foraminíferos incluyéndola en la zona de la E. frontosa según la clasificación de ORUE - ETEBARRIA et al (1984), indicando a este período como de gran inestabilidad en la cuenca. En este trabajo se ha considerado la edad correcta la establecida por este último autor, incluyendo esta megacapa como Cuisiense.

La procedencia probable de esta megaturbidita ha quedado establecida como meridional, correlacionándose con la ruptura existente entre la Fm. Calizas de la

Sierra de Alaiz y la Fm. Calizas del Acantilado de Echauri, descritos en estas localidades para la cartografía de las Hojas de Cizur y Elorz a escala 1:25.000.

1.3.2.6. Margas con bloques (nivel 41). Cuisiense

Este nivel se encuentra asociado al tramo cartográfico 40, con una potencia máxima de unos 50 m, acuñándose hasta desaparecer al sur de Zaburri, a la altura del río Areta. Asimismo en la estructura de peñas de Gaztelu este nivel sufre un acuñamiento hacia el norte.

Litológicamente está formado por margas con bloques que confieren a esta unidad un aspecto brechoide, dando en campo un tramo blando.

Este nivel cartográfico se correlaciona con el tramo margoso bréchico de la MT4 de LABAUME et al (1983) y con la M.G.C. de Espotz según PAYROS et al (1994).

Respecto a su edad, al estar relacionado con el nivel cartográfico 40, se asocia al techo de Cuisiense siguiendo los criterios de PAYROS et al (1994).

1.3.2.7. Calcarenitas (nivel 42). Cuisiense

Este nivel, como los dos anteriores, se correlacionan con la MT4 de LABAUME et al (1983) y con la M.G.C. de Espotz según PEYROS et al (1994) y sus afloramientos se distribuyen por los dos sectores comentados anteriormente.

El espesor medio de esta unidad oscila entre 20 y 25 m y litológicamente está formado por calcarenitas de tonos marrones con granolusificación, encontrándose en algunos casos muy afectados por fenómenos de deformación hidroplástica.

Respecto a su procedencia y edad, al estar asociado a los niveles cartográficos 40 y 41, se considera que se mantienen los mismos criterios definidos para estas unidades.

1.3.2.8. Alternancias de areniscas, calcarenitas y arcillas (nivel 43). Cuisiense

Este nivel se desarrolla entre la MT4 y la MT5, situándose sus mejores puntos de observación en los valles de los ríos Erro y Urrobi.

Está formado por un conjunto de turbiditas terrígenas de unos 600 m de potencia. En la base se reconocen abundantes canales turbidíticos que están constituidos por capas calcareníticas. En la mitad inferior de esta unidad es frecuente observar depósitos desorganizados, algunos de los cuales alcanzan potencias considerables y ocasionalmente incluyen clastos de carbonatos.

PAYROS et al (1994) incluyen en esta unidad una nueva megacapa, sólo observable en la vecina Hoja 1:50.000 de Gulina, denominándola M.G.C. de Berrondo.

Litológicamente está formado por una alternancia de areniscas con cemento calcáreo, distribuidas en bancos que no sobrepasan los 30 cm, alternantes con arcillas calcáreas de color beige.

Las facies predominantes se asocian a depósitos de "basin-plain" y franja de abanico, con una notable dilución hacia techo en donde se reconocen depósitos de "channel-levée".

En la Hoja MAGNA de Garralda, esta unidad se ha datado mediante la fauna siguiente : Globorotalia aragonensis, G. Broedermanni, G. quetra Globigerina primitiva, G. soldadoensis, Nummulites planulatus, Alveolina oblonga, A. rutimeyeri, que marcan el techo del Cuisiense.

Los estudios de nannofósiles han determinado : Cyclocolithus formosus KAMPTNER, Reticulofenestra sp., Cocolithus pelagicus (WALLICN), Watznaveria barnesae (BLACK), esta fauna no es determinativa para concretar una edad precisa, indicando que hay resedimentaciones del Cretácico.

1.3.2.9. Brechas calcáreas (nivel 44). Cuisiense - Luteciense

Esta unidad aflora en el sector meridional de la Hoja, alcanzando su máximo desarrollo en la vecina hoja 1:25.000 de Iruozqui.

Litológicamente está formado por una brecha de clastos calcáreos de dimensiones centimétricas a hectométricas.

Esta megaturbidita ha sido denominada por PAYROS et al (1994) como M.G.T. Antxoritz. Asimismo presenta una razonable continuidad cartográfica con la megaturbidita de Roncal-Fiscal (MT5 de LABAUME et al, 1983).

La edad de esta megacapa ha sido atribuida al Luteciense por LABAUME et al (1983) en base a su contenido en nummulitidos, e incluyéndola en la biozona NP-15 en base a su contenido en nannoplancton calcáreo.

PAYROS et al (1994), sitúa esta megaturbidita en el límite entre el Cuisiense - Luteciense y más concretamente en el techo de la biozona del E. Frontosa.

La procedencia de esta megacapa, según estos últimos autores, la sitúan en el SO y su origen podría localizarse en la discordancia existente entre la Fm. Calizas del Acantilado de Echauri y Fm. Calcarenitas de Ibero, definidas en la cartografía geológica de la Hoja 1:50.000 de Pamplona.

Los análisis petrológicos de calizas indican un 5% de cuarzo, un 15% de fragmentos de rocas, un 25% de fósiles, 35% de micrita, y un 20% de arcillas con un contenido en CO₃ Ca del 70%.

1.3.2.10. Análisis secuencial del Ilerdiense terminal - Cuisiense

Los ciclos mayores del Eoceno se ajustan, a grandes rasgos a un modelo evolutivo constituido por un predominio de términos turbidíticos densos (megaturbiditas, otros depósitos desorganizados, canales turbidíticos y franja de abanico más arenosa), en la parte baja que registran una dilución progresiva en vertical, ("basin - plain" pelítico, "channel-levée") y desarrollo de depósitos de plataforma distal a techo, acorde con una tendencia de carácter somerizante.

Los principales niveles de megaturbiditas carbonáticas se han empleado como referencia basal de los ciclos. Esta circunstancia implica isocronía entre los impulsos de reactivación de los sistemas de turbiditas terrígenas originados a partir de la removilización de los frentes deltaicos orientales, y el colapso episódico de las plataformas

carbonatas marginales en relación con eventos sísmicos catastróficos. Sin embargo, localmente, se aprecia un ligero desfase, empezando la sedimentación de turbiditas terrígenas densas con anterioridad al depósito de la megacapa asociada.

Las secuencias de orden menor se reconocen como superposiciones de facies turbidíticas más groseras (canales, depósitos desorganizados, etc.) sobre depósitos diluidos ("channel-levée", plataformas pelágicas). Su descripción no se realiza en el presente informe puesto que su individualización exige un estudio cuyo detalle sobrepasa ampliamente las exigencias del proyecto.

Se han distinguido los siguientes ciclos :

- **Ilerdiense**

En términos generales, la disposición somerizante de los depósitos integrantes, según el modelo idealizado propuesto, sólo puede observarse de norte a sur, donde, por orden de aparición se reconocen, facies turbidíticas calcáreas, depósitos de margen de plataforma-talud, y, de plataforma distal prodeltaica. La disposición en corte vertical de las distintas asociaciones de facies es bastante heterogénea definiendo probablemente secuencias de orden menor. La individualización del conjunto Ilerdiense como uno de los ciclos principales se justifica en base a su delimitación a muro y a techo por discordancias erosivas con el Paleoceno infrayacente y el Grupo Hecho.

- **Ilerdiense terminal - Cuisiense**

Es el comprendido entre la Fm. Margas de Millaris o turbiditas calcáreas de la U.C. 33, y la MT4. Los límites a muro y techo son importantes discordancias cartográficas y erosivas. Puede dividirse en dos subciclos, limitados por la MT3. Por debajo de la MT3 existe poco registro, se aprecia una ligera dilución en vertical con desarrollo preferente de canales turbidíticos en la base.

Por encima de la MT3, puede observarse una sucesión que se ajusta bastante al modelo evolutivo propuesto. Presenta un predominio de facies canalizadas y desorganizadas en la base y desarrollo de turbiditas diluidas y plataformas pelágicas hacia techo.

. **Cuisiense**

Está formado por la MT4, cuyo contacto con el infrayacente es muy discordante, y por la serie de turbiditas terrígenas existente hasta la base de la MT5. Registra en conjunto, una tendencia grano y extractodecreciente, con abundancia de canales turbidíticos y depósitos desorganizados en la parte inferior, y facies turbidíticas progresivamente más diluidas hacia techo.

. **Cuisiense - Luteciense**

En la base se encuentra la MT5, que se dispone discordante sobre la unidad infrayacente. El resto del ciclo está acotado aproximadamente por la MT6. Su organización interna es bastante compleja, estando constituida por complejos de canales turbidíticos intercalados en facies de "basin plain" - franja de abanico, que definirían un número indeterminado de secuencias menores.

1.4. Cuaternario

El Cuaternario de la Hoja de Oroz-Betelu está representado en su mayoría por los depósitos de fondo de valle y las arcillas de descalcificación. Deslizamientos y coluviones completan el espectro de depósitos recientes.

1.4.1. Arcillas de descalcificación (57)

Aparecen rellenando el fondo de dolinas, uvalas y las formas menores del karst. En general son rojas o pardo rojizas y poseen un cierto contenido de limo y arena, así como algunos fragmentos de rocas carbonatadas que se desprenden, a veces de las paredes de las dolinas. La potencia de estos rellenos es muy difícil de determinar por la inaccesibilidad del relieve y por la dificultad de ver una dolina en sección con su relleno de fondo, pero se supone de gran variabilidad dependiendo de la intensidad del proceso y del tamaño de las formas.

1.4.2. Conos de deyección (62)

Los conos de deyección son depósitos de textura granular, muy heterométricos y poco consolidados. Litológicamente son similares a los depósitos de fondo de valle, debido a que en la mayoría de los casos tienen un área madre común, aunque pueden aparecer pequeñas diferencias locales. Por lo que al tamaño de los granos se refiere, existe dentro del mismo depósito, una gran diferencia entre la zona apical y la distal, disminuyendo acusadamente de la primera a la segunda. La potencia varía en el mismo sentido, desde 6-7 m hasta pocos centímetros. Los escasos ejemplos existentes se localizan, casi todos, en el valle del Irati con superficies inferiores a 0,20 kilómetros cuadrados. Se les asigna una edad holocena por interdentarse con los depósitos aluviales más recientes.

1.4.3. Canchales

Aparecen al pie del escarpe de peña Pausarán en el borde NO de la Hoja. Están constituidos por una acumulación de bloques, sin apenas elementos finos, que ofrecen una gran heterometría. Depósitos de este tipo son muy frecuentes aunque, muchas veces, el escaso desarrollo no permite su representación cartográfica.

1.4.4. Coluviones

Los coluviones aparecen por lo general al pie de las vertientes de los valles principales aunque también pueden encontrarse a media ladera. El tipo más frecuente es el primero y suele relacionarse con los conos de deyección y los fondos de valle, interdentando sus depósitos, como en las proximidades de Artozqui, en el valle del Irati. La morfología de estos sedimentos es la de bandas estrechas y alargadas, paralelas al cauce. Por otra parte, los coluviones relacionados con zonas de fuertes pendientes, pueden ofrecer cualquier morfología y, en ocasiones, como ocurre en las proximidades de la Central de Oroz-Betelu, se trata de derrubios ordenados. En este caso se puede observar el depósito, pero no es lo más frecuente debido a la espesa vegetación y a la dificultad de acceso.

1.4.5. Deslizamientos (65)

Se producen como consecuencia de las altas pendientes y de la existencia de litologías blandas o alternantes. En la Hoja de Oroz-Betelu son menos frecuentes que en el resto de las Hojas del entorno pero, al norte, en la margen izquierda del Irati se reconocen dos movimientos bien definidos en los que se distingue perfectamente la cicatriz de despegue y la lengua o masa deslizada. Por sus características parecen ser de tipo mixto entre rotacional y solifluidad. Son de pequeño tamaño con una superficie, en planta, que no supera la sexta parte de un kilómetro cuadrado.

1.4.6. Fondos de valle (66)

Son los de mayor entidad dentro del ámbito de la Hoja. Su litología está compuesta por cantos y gravas de calizas, dolomías, calcarenitas, cuarcitas y areniscas, embutidas en una matriz arcillosa-arenosa con un cierto contenido en carbonatos. El tamaño medio de los cantos está comprendido entre 5 y 10 cm. observándose, en algunos puntos, tamaños algo superiores a 40 cm. Existen por tanto abundantes bloques debido a que es una zona de cursos altos, montañosos, donde la capacidad erosiva es elevada debido a las grandes diferencias altimétricas y a la alta pluviometría. La presencia de una estación fría con precipitación sólida favorece la alteración mecánica y la puesta en movimiento de los fragmentos de roca a través de los cauces. La potencia no es visible en la mayor parte de los casos pero parece no superar los cinco metros. El aluvial de mayor desarrollo es el del río Irati seguido de los de sus principales afluentes. A estos depósitos se les asigna una edad holocena.

2. TECTONICA

2.1. Consideraciones generales

La zona estudiada se encuadra dentro del sector meridional de los Pirineos y concretamente, en el sector occidental del Pirineo central.

El límite entre el Pirineo y el antepaís meridional o Cuenca del Ebro se sitúa en el denominado cabalgamiento frontal surpirenaico. Este cabalgamiento, o más correctamente sistema imbricado de cabalgamientos, no es visible en toda su longitud y discurre por las Hojas próximas a escala 1:50.000 de Pamplona y Aoiz. Al norte del cabalgamiento frontal surpirenaico, y hasta los materiales del zócalo hercínico situados al sur de la falla norpirenaica, se distingue un conjunto de mantos de corrimiento o láminas cabalgantes, encuadrándose la zona de estudio dentro las "Láminas Cabalgantes Inferiores"; estas se encuentran constituidas por escamas y mantos de corrimiento que implican a materiales del zócalo y de la cobertera, caracterizada por una serie mesozoica reducida y una potente serie paleógena y que representa, en su parte inferior, las secuencias deposicionales de la cuenca de antepaís surpirenaica depositadas durante la traslación hacia el sur de las "Láminas Cabalgantes Superiores".

La estructura interna de las Láminas Cabalgantes Inferiores se caracteriza por presentar una variada geometría de sistemas de cabalgamientos : sistemas imbricados en las zonas más externas y "duplexs" y apilamientos antiformales ("antiformal stacks"), a todas las escalas, en las zonas más internas.

La estructura del plegamiento es complicada, con superposición de pliegues de bloque superior asociados a cabalgamientos, a pliegues sin-esquistosos desarrollados con anterioridad o sincrónicamente a cabalgamientos, en los niveles mecánicamente más apropiados.

En este sector existen tres unidades cabalgantes mayores que de norte a Sur son : Macizo de Quinto Real, que cabalga a lo largo de la Falla de Roncesvalles, Macizo de Oroz-Betelu, cuyo cabalgamiento se encuentra oculto en el flysch, sin llegar a la superficie, y por último la falla de Loiti que representa el cabalgamiento sobre la Cuenca del Ebro.

El cabalgamiento de Roncesvalles, que afecta a la Hoja 1:25.000 de Erro, pone en contacto el Macizo de Quinto Real con los materiales del Cretácico superior y Paleoceno de la Unidad de Oroz-Betelu.

En las zonas donde aflora el basamento cabalgante, la falla está perfectamente definida, incluyendo escamas albienses, mientras que no se encuentra bien definido en la Cobertera del Cretácico superior-Eoceno inferior. En su parte occidental, esta estructura continua por el cabalgamiento de Olagüe que, desde Ariza a Aristegui toma dirección NE-SO, para volver a tomar rumbo oeste, antes de desaparecer en el flysch campaniense-maastrichtiense, al oeste de Mazquiz.

El cabalgamiento de Roncesvalles separa el sector oriental de la Ulzama, con estructuras NO-SE, del de Olaibar, cuyas estructuras E-O interrumpen aquéllas hasta la Cuenca de Pamplona. En Latasa se bifurca hacia el este, pasando al segundo cabalgamiento por el sur de Olagüe.

La Unidad de Oroz-Betelu, en donde se encuadran las Hojas 1:25.000 que componen el mapa 1:50.000 de Garralda, presenta una dirección NO-SE, oblicua a la directriz general de las estructuras (ONO-ESE), que se curvan en su proximidad. Entre este Macizo y el de Quinto Real, se observa una serie de estructuras vergentes al sur cuya continuidad se pierde en la llanada de Burguete.

El sondeo de Aoiz, perforado al este de Nogore, pone en evidencia el cabalgamiento del macizo Paleozoico sobre el Permotriásico, del que corta unos 500 m antes de volver a cortar el Paleozoico, tratándose posiblemente de un cabalgamiento ciego que no llega a la superficie.

2.2. Descripción de las principales estructuras

Desde el punto de vista estructural, en esta Hoja se han diferenciado los siguientes elementos tectónicos.

2.2.1. Pliegues

En esta Hoja, existe una estructura predominante que ha sido denominada por CHESTERIKOFF (1963) como paleodomo de Oroz-Betelu.

Esta macroestructura está formada por estructuras complejas con anticlinales y sinclinales generalmente fallados en el núcleo. Los materiales paleozoicos aflorantes en esta ventana se concentra preferentemente dentro del Devónico inferior. Esta macroestructura se encuentra cortada por fracturas de dirección NO-SE con pliegues que presentan direcciones NO-SE, y vergencias hacia el SO.

Esta estructura comenzó a funcionar durante la orogenia hercínica y ha producido variaciones de potencia y cambio de buzamiento en los sedimentos depositados con posterioridad, permitiendo suponer el funcionamiento del paleodomo hasta el Cretácico superior (CHESTERIKOFF, 1983), así como su traslación paralelamente así mismo hacia el sur.

El resto de las estructuras de plegamiento se desarrollaron al sur del paleodomo de Oroz-Betelu. Presentan generalmente, dirección NNO-SSE aunque en el sector centro-septentrional de esta Hoja, se observa que existen varias estructuras anticlinales y sinclinales que giran hasta situarse en dirección SO-NE. Este proceso es producido posiblemente por el acomodo de estos materiales al paleodomo y en concreto a la fractura que limita el borde meridional de esta estructura.

La vergencia es hacia el S y SO, con pliegues de gran longitud, que debido a la gran potencia de los depósitos turbidíticos que los conforman, dan lugar a numerosas disarmonias.

Estas estructuras se prolongan por la vecina Hoja 1:25.000 de Arce y en general son estructuras laxas, encontrándose influenciadas por la estructura de la peña de Gaztelu, definida como continuación de la de peña del Potxe en la Hoja 1:25.000 de Arce.

Hay que destacar que las megacapas carbonatadas se disponen en pliegues de mayor escala con geometrías redondeadas, típicos niveles competentes intercalados entre materiales más deformables.

En el sector suroccidental se encuentra la estructura de las peñas de Gaztelu, que conforma un anticlinal, cuyo núcleo está constituido por materiales paleocenos, que actualmente se encuentran cortados por el río Irati.

Esta estructura parece que condiciona el plegamiento de los materiales turbidíticos terrígenos del Eoceno, con el desarrollo de pliegues más apretados y de menor longitud que indican la proximidad de esta megaestructura.

En resumen los pliegues redondeados y grandes de las rocas competentes calcáreas Cretácico-Paleoceno, pasan a trenes de pliegues menores en los turbiditas, indicando que la litología ejerce un control importante en los mecanismos de plegamiento y en las geometrías resultantes.

2.2.2. Fracturas

En esta Hoja, los sistemas de fracturas se concentran entorno al macizo de Oroz-Betelu.

La fractura más importante de esta Hoja, es la que limita al paleodomo por el sur, con dirección NO-SE, buzamiento del plano de falla de 60° a 70° al sur y salto hectométrico.

Hay una serie de fallas próximas a ésta con direcciones este-oeste y norte-sur. Estas fracturas de carácter normal y saltos decamétricos, dan lugar a pequeñas cubetas tectónicas.

En el sector central y suroriental, las fracturas desarrolladas sobre los materiales detríticos de origen turbidítico del Eoceno son de naturaleza normal con salto métrico a decamétrico. Son fracturas que se detectan al afectar a los materiales calcáreos de las megaturbiditas y presentan direcciones N-S y en general, paralelas a los cursos fluviales importantes delimitando en profundidad fracturas de zócalo.

La estructura de peñas de Gaztelu, se encuentra cortada por una fractura de dirección subparalela, cuyo labio hundido es el septentrional, con salto decimétrico situándose paralela al eje de la estructura anticlinal.

2.2.3. Discordancias

Entre los materiales que afloran en esta Hoja, existen varias discordancias que determinan el límite de las secuencias deposicionales y que pueden estar asociadas a impulsos tectónicos que afectan de forma global a toda la cuenca.

En los materiales paleozoicos concretamente devónicos que afloran en esta Hoja, cada unidad cartográfica constituye una unidad deposicional, de 2º orden, cuyos límites no pueden catalogarse al no poder establecerse la categoría de éstos.

El límite paleozoico-mesozoico constituye un límite importante muy representativo en toda la región.

Como se ha indicado anteriormente los depósitos terminales triásicos y los materiales detríticos del Cretácico inferior se encuentran incluidos en pequeñas fosas tectónicas que han favorecido su sedimentación y su preservación posterior de la erosión; han dado lugar a dos amplias discordancias la primera de ellas sobre los materiales paleozoicos y la segunda, sobre estos mismos depósitos triásicos.

En la base de los materiales dolomíticos arenosos del Santoniense existe otra discordancia importante, poniendo en contacto este tipo de depósitos con los materiales triásicos y del Cretácico inferior.

El límite de esta unidad dolo-arenosa con las margas del Maastrichtiense es muy difícil de observar, y por lo tanto se ha representado en la cartografía como paraconforme.

El límite Cretácico - Terciario, se encuentra bien definido, observándose una amplia discordancia erosiva en toda la Hoja.

El límite thanetiense se encuentra asimismo bien definido, ya que en el surco turbidítico el emplazamiento sedimentario se realiza mediante una profunda erosión que puede llegar a alcanzar a los materiales margosos del Maastrichtiense.

Hacia techo la discordancia ilerdiense marca la entrada de las turbiditas terrígenas con una fuerte discordancia erosiva.

3. GEOMORFOLOGIA

3.1. Descripción fisiográfica

La Hoja, a escala 1:25.000 de Oroz-Betelu (116-IV) se encuentra situada en el sector noreste de la provincia de Navarra.

Desde un punto de vista morfoestructural pertenece al Dominio de la Zona Surpirenaica, entre la Zona Axial y la Cuenca del Ebro. Se trata de un área de montaña y alta montaña con un relieve muy abrupto y accidentado, difícilmente accesible en todos los puntos de la superficie de la Hoja por la escasez de caminos y, en muchos casos, por la densidad de vegetación. Esta orografía, de grandes contrastes altimétricos, da como resultado una altura media entre 900 y 1000 m, destacando los picos de Motxorro con 1438 m, Batxa Arnaza (1367 m), Labatxa (1361 m), Batxa Urañaga (1322 m), Mixkiluz (1307 m), Learpurumendi (1259 m), Elke (1292 m), Lezaiaundi (1214 m), etc. Las áreas más bajas coinciden con los valles de los ríos, llegando a cotas inferiores a 550 m, en el extremo suroeste de la Hoja, en el valle del río Irati.

La red de drenaje, con una densidad media, está representada fundamentalmente por el río Irati y sus afluentes. Este curso de agua atraviesa la mitad occidental con una dirección casi N-S, estando represado al sur de la localidad de Arlozqui, en el Embalse de Usoz. Los principales afluentes del Irati por la derecha son los barrancos de San Pedro, Lakorri, Lacobe y del Potxe y, por la izquierda los arroyos de Azporren y Equiza. Hay que señalar también, con cierta envergadura los ríos Zatoya y Areta, al este y sureste, respectivamente.

El relieve, a pesar de lo abrupto ofrece cierta homogeneidad en la Hoja. El río Irati separa la sierra de Osa de los montes de Areta, ambos caracterizados por grandes resaltes y crestas de formas alargadas en dirección casi E-O siguiendo el trazado de las grandes estructuras regionales. Sólo en el cuadrante noreste, en los alrededores y al sur de Abaurrea, coincide con un área altamente karstificada. Esta karstificación unido al suave buzamiento de los materiales con una disposición horizontal o subhorizontal de los mismos, da lugar a un importante aplanamiento.

Climatológicamente la zona pertenece al Dominio Mediterráneo Templado con precipitaciones medias anuales entre los 1000 y 1500 mm y temperatura media anual entre 10 y 12°C con máximas de 36°C y mínimas de -8°C. Hay que destacar también dentro de la estación fría, la existencia de precipitaciones sólidas.

Los núcleos de población son muy pequeños, sobresaliendo Oroz-Betelu que da nombre a la Hoja, en el valle del Irati y Abaurrea Alta, al noreste de la Hoja. Le siguen en importancia Abaurrea Baja, Artozqui y Azparren, para finalizar con una serie de caseríos como Usoz, Equiza, Aristu, Lacabe, etc. consistentes en una agrupación de muy pocas viviendas.

La red de comunicaciones es muy precaria reduciéndose a la carretera que discurre por el valle del río Irati y a algunas pequeñas vías asfaltadas en los alrededores de Abaurrea Alta. El resto de las comunicaciones se limita a caminos de tierra y pistas forestales que no permiten el acceso a la totalidad de la superficie de la Hoja.

3.2. Análisis morfológico

En este apartado se describe el relieve teniendo en cuenta dos aspectos, uno estático o morfoestructural y otro dinámico, relativo a la actuación de los procesos exógenos sobre el sustrato existente y bajo unas condiciones climáticas determinadas.

3.2.1. Estudio morfoestructural

Desde un punto de vista morfoestructural, la Hoja de Oroz-Betelu se sitúa en el dominio de la Zona Surpirenaica entre la Zona Axial y la Cuenca del Ebro (Figura 3.1).

La topografía, tan accidentada, está bastante condicionada por la estructura además de por la litología y la tectónica. Los mayores relieves aparecen en el sector centro-occidental, al sur y sureste de Oroz-Betelu y bordeando el valle del Irati. Los materiales carbonatados del Cretácico y las barras calcáreas paleocenas dan lugar a grandes resaltes de carácter estructural. Dentro del Paleoceno existe un nivel carbonatado de extensión regional que debido al suave plegamiento da lugar a una serie de superficies estructurales muy bien desarrolladas como son las de Biskatxon y Urrizkain. Este nivel

carbonatado posee además un alto grado de fracturación que favorece la penetración del agua meteórica en el macizo y por tanto el desarrollo de los procesos de disolución. Aunque en ocasiones existan por encima niveles detríticos, el karst se manifiesta igualmente en superficie por medio de dolinas y uvalas de colapso. Al controlar la fracturación, en gran medida los procesos de alteración química, es fácil observar alineaciones de dolinas e incluso dolinas y uvalas alargadas según las principales direcciones de fracturación y de plegamiento (NNE-SSO y ONO-ESE).

La estructura general de la Hoja, consiste en una serie de anticlinales y sinclinales de gran longitud y de dirección ONO-ESE. La diferente competencia de los materiales y la extensión de las estructuras, unido a los procesos de erosión, trae como consecuencia grandes escarpes estructurales y crestas de largo recorrido que ponen de manifiesto los niveles más duros. Uno de los resaltes más representativos es el que procedentes de la contigua Hoja de Arce se extiende desde Burutxukua hasta la esquina SO de la Hoja, pasando por La Lintxa, Peñas de Laroki, La Sierra, Oieta y el Portarrón. También es digno de mención el ojal que se produce en el río Irati, al norte del embalse de Usoz, que deja ver en el valle los sedimentos más antiguos.

Por otra parte, la morfología de la red de drenaje es otro de los aspectos que mejor refleja la influencia de la estructura en la configuración de relieve y en la distribución de los conjuntos fisiográficos. Además, la linealidad de algunos cauces, la orientación preferente de muchos de ellos según determinadas directrices, así como los cambios bruscos en los perfiles longitudinales, indican que las aguas circulan preferentemente por las zonas de mayor debilidad o de máxima pendiente.

En la Figura 3.2 se presenta un esquema de la red de drenaje, a escala 1:1.000.000, donde se indican las principales direcciones de flujo de los tramos más rectilíneos y donde se observa la existencia de varias direcciones importantes.

En primer lugar resalta la dirección N-S, a la que se adaptan algunos tramos del río Irati, cauce principal, y numerosos arroyos de orden inferior. En la dirección E-O a ONO-ESE se acoplan gran parte de la red secundaria, algunas veces con un largo recorrido, y otros cauces menores que lo hacen paralelamente a las estructuras encajándose en los niveles más blandos. También es frecuente la dirección NO-SE, ocupada mayoritariamente por cauces secundarios, y que corresponde a la dirección de algunas fracturas. Por último y escasamente representada está la dirección NE-SO, complementaria a la de las estructuras principales.

La morfología de la red de drenaje permite conocer también la influencia de la litología y la estructura en su definición. Por ejemplo, en la Hoja de Oroz-Betelu, la morfología dominante es de tipo dendrítico, subtipo angular con una densidad media en casi toda la zona a excepción del sector centro-oriental, donde se manifiesta como baja-muy baja y de tipo centrífugo, coincidiendo con el domo de Oroz-Betelu. En cuanto a las redes de tipo dentrítico son características de áreas con litologías homogéneas o con sedimentos estratificados, en los que alternan materiales de diferente competencia, dispuestos en series monoclinales. Este hecho es mayoritario en este sector navarro.

3.2.2. Estudio del modelado

En este apartado se analizan todas las formas cartografiadas en el mapa, tanto sedimentarias como erosivas, que han sido originadas por la acción de los procesos externos. También se describen dichos procesos según su importancia y, en cuanto a las formas se considerará su tamaño, potencia, distribución espacial y su relación con otras formas.

3.2.2.1. Formas fluviales

En la Hoja de Oroz-Betelu, existe un importante desarrollo de la morfología fluvial pero fundamentalmente de carácter erosivo. Los depósitos son muy escasos y se limitan a los fondos de valle y a algunos conos de deyección.

Los fondos de valle se caracterizan por un conjunto de cantos y gravas de caliza, cuarcítica, arenisca y otros envueltos en una matriz arenoso-arcillosa. La morfología de estos depósitos, en planta, es alargada y estrecha con un trazado serpenteante. Sólo en algunos puntos la anchura aumenta como sucede en las proximidades de Artozqui, aunque no llega nunca a superar los 500 m.

Asociados a los fondos de valle aparecen los conos de deyección. Se desarrollan a la salida de barrancos y arroyos cuando afluyen a un cauce de rango superior. Son frecuentes en los valles de los principales ríos, en este caso el Irati, y tienen, en general tamaños no superiores a los 300 m, tanto en anchura como en longitud. La litología es similar a la de los fondos de valle puesto que el área madre es la misma; sin embargo la

textura puede variar de unos conos a otros, incluso dentro del mismo depósito, pues disminuye el tamaño de grano de la zona apical a la distal. La génesis de estos depósitos es contemporánea a la de los fondos de valle puesto que unos y otros se interdentan en la mayoría de las ocasiones.

En cuanto a las formas fluviales de carácter erosivo, la Hoja de Oroz-Betelu ofrece una mayor variedad y espectacularidad que las de carácter sedimentario, destacando una importante red de incisión que en algunos sectores da lugar a hoces y barrancos, como en el valle del Irati y, en otros llega a producir magníficos ejemplos de erosión en cárcavas (borde meridional de la Hoja).

Este proceso de incisión tan acusado se debe a que se trata de un área de montaña muy próxima a la divisoria que separa la vertiente española de la vertiente francesa y a la que las pendientes son bastante pronunciadas, superando el 20% es decir los 10-12°.

En estas condiciones, y con una tendencia tectónica de levantamiento, las aguas de escorrentía producen fuertes incisiones y entalladuras dando lugar a una morfología abrupta de barrancos e interfluvios en arista que aunque se observan en casi toda la superficie de la Hoja, son más frecuentes en los sectores oeste y sur. La existencia de materiales blandos alternando con otros más competentes, favorece el desarrollo de estas formas.

Por otra parte, en los materiales más duros, la incisión produce hoces y barrancos como sucede en valle del Irati. En ocasiones la profundidad del encajamiento está favorecida por los procesos kársticos.

3.2.2.2. Formas de ladera

Dentro de este grupo se han reconocido coluviones, deslizamientos, desprendimientos o caídas de bloques y canchales.

Los coluviones aparecen por lo general al pie de las vertientes de los valles principales aunque también pueden encontrarse a media ladera. El tipo más frecuente es el primero y suele relacionarse con los conos de deyección y los fondos de valle, interdentando sus depósitos, como en las proximidades de Artozqui, en el valle del Irati. La

morfología de estos sedimentos es la de bandas estrechas y alargadas, paralelas al cauce. Por otra parte, los coluviones relacionados con zonas de fuertes pendientes, pueden ofrecer cualquier morfología y, en ocasiones, como ocurre en las proximidades de la Central de Oroz-Betelu, se trata de derrubios ordenados. En este caso se puede observar el depósito, pero no es lo más frecuente debido a la espesa vegetación y a la dificultad de acceso.

Se han cartografiado también los canchales del escarpe de peña Pausarán, en el borde NO de la Hoja. Depósitos de este tipo son habituales aunque, muchas veces su escaso desarrollo no permite la representación.

Los deslizamientos también se producen como consecuencia de las altas pendientes y de la existencia de litologías blandas o alternantes. En la Hoja de Oroz-Betelu son menos frecuentes que en el resto de las Hojas del entorno pero, al norte, en la margen izquierda del Irati se, reconocen dos movimientos bien definidos en los que se distingue perfectamente la cicatriz de despegue y la lengua o masa deslizada. Por sus características parecen ser de tipo mixto entre rotacional y solifluidad. Son de pequeño tamaño con una superficie, en planta, que no supera la sexta parte de un kilómetro cuadrado.

Finalmente se han tenido en cuenta los desprendimiento o caídas de bloques producidos al pie de los grandes escarpes. Cuando sus dimensiones son de importancia se han incluido en la cartografía.

3.2.2.3. Formas kársticas

El proceso de disolución es quizás uno de los que produce resultados más espectaculares desde un punto de vista geomorfológico. El mayor complejo kárstico se desarrolla en el cuadrante NE de la Hoja, sobre el conjunto carbonatado de edad Cretácico-Paleoceno, situado al este del domo de Oroz-Betelu. La superficie sobre la que se instala es irregular, situándose entre los 1000 y 1080 m aproximadamente. Esta superficie, totalmente perforada, ofrece un gran número de formas exokársticas de diferente envergadura, siendo la dolina su forma más representativa. Las dolinas que aparecen aquí son de muy diversos tamaños, oscilando desde pocos metros a 500 o 600 m. Por su forma pueden ser redondeadas, ovaladas, alargadas, en artesa, en embudo, etc. También se reconocen dolinas de colapso, cuando el nivel que se disuelve no está exactamente en la superficie "al aire" sino por debajo de la misma.

Otra de las observaciones que pueden tener interés es la orientación y alineación de estas formas según direcciones preferentes que coinciden en su mayoría con la dirección del plegamiento y su complementaria.

En los trabajos de campo se han reconocido también formas menores del karst, como el lapiaz con sus pasillos, alveolos, crestas, senos, etc. que pueden estar total o parcialmente cubiertos por las arcillas de descalcificación. El karst de Abaurrea Alta pertenece al primer grupo.

En el desarrollo de los procesos kársticos existe una gran influencia de la estructura y de la fracturación, puesto que la existencia de líneas de debilidad o de discontinuidad favorece la penetración del agua y la circulación de la misma dentro del macizo. En el caso de la Hoja de Oroz-Betelu existen una serie de factores muy favorables para la disolución como son una superficie relativamente llana, un suave plegamiento, una fracturación intensa y una litología carbonatada. Todo ello unido a la presencia de una estación fría con precipitación sólida, acelera el proceso de disolución debido a que las aguas de fusión son muy agresivas.

Hasta ahora sólo se han mencionado las formas de carácter erosivo pero si nos referimos a la tipología sedimentaria no hay que olvidar las arcillas de descalcificación, producto residual de la disolución de los carbonatos. Este material no presenta una morfología concreta, sino que rellena huecos, alveolos y tapiza el fondo de muchas dolinas.

El tiempo que han actuado estos procesos para dar lugar al paisaje kárstico es difícil de precisar, aunque se supone que se inician a finales del Terciario o principios del Cuaternario, siendo funcionales en la actualidad.

Otras zonas dentro de la Hoja con un desarrollo kárstico importante son los Altos de Los Rincones, Biskatxon y Urrizkaiz-Gurutxaga, en el sector occidental.

3.3. Formaciones superficiales

Se consideran como formaciones superficiales todos aquellos materiales coherentes o no, que han sufrido una consolidación posterior, y su formación está relacionada con la evolución del relieve que existe en la actualidad (GOY et al., 1981).

La principal característica que deben tener es su cartografiabilidad a la escala de trabajo, además de una serie de atributos como son geometría, tamaño, textura, potencia, génesis y, en algunas ocasiones, edad.

En la Hoja de Oroz-Betelu las formaciones superficiales son muy escasas, por tratarse de un área en el que dominan los procesos de erosión sobre los de sedimentación, pero dentro de la escasez destacan las formaciones de origen fluvial y de gravedad, sin olvidar los productos residuales del karst.

Por lo que se refiere a los depósitos fluviales los fondos de valle son los de mayor entidad dentro del ámbito de la Hoja. Su litología está compuesta por cantos y gravas de calizas, dolomías, calcarenitas, cuarcitas y areniscas, embutidas en una matriz arcillosa-arenosa con un cierto contenido en carbonatos. El tamaño medio de los cantos está comprendido entre 5 y 10 cm. observándose, en algunos puntos, tamaños algo superiores a 40 cm. Existen por tanto abundantes bloques debido a que es una zona de cursos altos, montañosos, donde la capacidad erosiva es elevada debido a las grandes diferencias altimétricas y a la alta pluviometría. La presencia de una estación fría con precipitación sólida favorece la alteración mecánica y la puesta en movimiento de los fragmentos de roca a través de los cauces. La potencia no es visible en la mayor parte de los casos pero parece no superar los cinco metros. El aluvial de mayor desarrollo es el del río Irati seguido de los de sus principales afluentes. A estos depósitos se les asigna una edad holocena.

Los conos de deyección son depósitos de textura granular, muy heterométricos y poco consolidados. Litológicamente son similares a los depósitos de fondo de valle, debido a que en la mayoría de los casos tienen un área madre común, aunque pueden aparecer pequeñas diferencias locales. Por lo que al tamaño de los granos se refiere existe, dentro del mismo depósito, una gran diferencia entre la zona apical y la distal, disminuyendo acusadamente de la primera a la segunda. La potencia varía en el mismo sentido, desde 6-7 m hasta pocos centímetros. Los escasos ejemplos existentes se localizan, casi todos, en el valle del Irati con superficies inferiores a 0,20 kilómetros cuadrados. Se les asigna una edad holocena por interdentarse con los depósitos aluviales más recientes.

Las formaciones superficiales de ladera están representadas por coluviones, canchales y deslizamientos. Los coluviones tienen en general una extensión bastante

reducida con una litología y una textura que varían mucho de unos puntos a otros, pero tienen en común su heterogeneidad y su escasa compacidad. La naturaleza de sus elementos depende de la naturaleza del sustrato que los alimenta, de la pendiente y de la longitud de la ladera. Así un coluvión puede estar constituido por una simple acumulación de bloques, sin apenas elementos finos, como sucede a lo largo del valle del Irati, bajo los escarpes calcáreos, dando lugar a los conocidos canchales, o estar constituidos por una acumulación de finos con fragmentos angulosos de calizas, areniscas o dolomías. Dentro de este grupo se han incluido también los derrubios ordenados de los que puede encontrarse buenos ejemplos en la carretera que recorre el valle del Irati, próximo a la localidad de Oroz-Betelu. En uno de ellos se ha realizado un pequeño perfil que aparece en la figura 3.3. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

Finalmente las arcillas de descalcificación, de origen kárstico, aparecen rellenando el fondo de dolinas, uvalas y las formas menores del karst. En general son rojas o pardo rojizas y poseen un cierto contenido de limo y arena, así como algunos fragmentos de rocas carbonatadas que se desprenden, a veces de las paredes de las dolinas. La potencia de estos rellenos es muy difícil de determinar por la inaccesibilidad del relieve y por la dificultad de ver una dolina en sección con su relleno de fondo, pero se supone de gran variabilidad dependiendo de la intensidad del proceso y del tamaño de las formas.

La intensidad del proceso en el cuadrante noreste de la Hoja es bastante alta debido a la conjunción de una serie de factores como : litología carbonatada, zona de suave pendiente, alto grado de fracturación y clima agresivo. La edad que se asigna a estas formaciones es Plioceno-Actualidad, puesto que el proceso sigue funcionando.

3.4. Evolución geomorfológica

La evolución geomorfológica de una pequeña porción del territorio no puede establecerse sin considerarla integrada en un contexto general más amplio debido a la necesidad de tener puntos de referencia mejor definidos. Por tanto lo primero que hay que señalar es que, en un sentido morfoestructural, la Hoja de Oroz-Betelu pertenece en su totalidad a la Zona Surpirenaica, entre la Zona Axial y la Cuenca del Ebro.

Desde un punto de vista geomorfológico regional el nivel de referencia más claro lo constituye una serie de retazos de una antigua superficie de erosión desarrollada fuera del ámbito de la Hoja, en la sierra de Sarvil (Hoja de Zizur, a escala 1:25.000 nº 141-

I). El mayor problema que plantea esta superficie, como ya se señala en la memoria de dicha Hoja, es conocer su edad puesto que no existen sedimentos próximos que puedan relacionarse con dicho arrasamiento. No obstante, por las características que presenta y por las cotas a las que se desarrolla (900-1000 m), podría asimilarse a la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (PEÑA et al., 1984) a la que se le atribuye una edad Vallesiense-Plioceno. Es decir, el final de esta superficie coincidiría con el final del relleno neógeno, representado en la mayoría de las grandes cuencas por las "Calizas del Páramo".

Aunque dentro del ámbito de la Hoja no existen depósitos de esta edad, la realización en un futuro de trabajos geomorfológicos en Hojas próximas, permitirá completar muchos de los datos de los que ahora se carece.

La finalización del ciclo neógeno supone la colmatación de las grandes cuencas y un cambio en la morfogénesis general, consistente en el paso de un régimen endorreico a otro exorreico. Ello supone que los grandes ríos, en el proceso de erosión remontante, llegan a las cuencas iniciándose la erosión de las mismas con evacuación de los sedimentos fuera de ellas. Este cambio no es sincrónico en todo los puntos de la cuenca, pero se supone que está relacionado con el paso del Terciario al Cuaternario que es cuando se inicia el encajamiento de la red fluvial.

En un área como la de estudio, donde no existen sedimentos postorogénicos, a excepción de los cuaternarios, la erosión se intensifica y el encajamiento da lugar a profundas incisiones y valles muy encajados. Todo ello produce un relieve con grandes diferencias altimétricas en el que son frecuentes barrancos, cañones, aristas, dando lugar a una morfología muy abrupta.

Paralelamente al proceso de encajamiento de la red, en las laderas existen áreas de erosión y áreas de sedimentación, estas últimas ocupan casi siempre las partes más bajas donde se desarrollan coluviones, glacia, etc.

A medida que avanza el Cuaternario (Pleistoceno medio y superior) la red fluvial sigue su proceso, de instalación dejando, en algunos tramos, depósitos de terrazas. A esto hay que añadir la formación de nuevos cauces y por tanto de nuevos interfluvios, iniciándose la definición de la red secundaria. La morfología que se va elaborando en las laderas (cóncavas, convexas, regularizadas, etc.), así como la de los valles (simétricos, asimétricos, en "v", en "u", en artesa, etc.) depende, en cada punto, de la litología del clima y de la tectónica local.

3.5. Procesos actuales

En la Hoja de Oroz-Betelu se reconocen tres tipos de procesos funcionales en la actualidad y son :

- Erosión fluvial
- Alteración química (karstificación)
- Movimientos de laderas

Dentro de la acción fluvial uno de los procesos más acusados es el de incisión vertical como puede observarse en todo el ámbito de la Hoja y en especial al sur, entre Artozqui y Lecóaz, donde la presencia de materiales blandos, mayoritariamente margas, favorece la erosión dando lugar a numerosas cárcavas y el retroceso de algunas cabeceras.

El hecho de que este sector se sitúe en el área de una gran divisoria ya indica que la erosión es predominante y lo va a ser, al menos en un futuro inmediato.

Esta erosión será más o menos intensa dependiendo de los movimientos tectónicos, del nivel de base general y sobre todo de la competencia o incompetencia de los sedimentos. Este último aspecto es muy claro en la Hoja de Oroz-Betelu donde muchos de los valles se desarrollan aprovechando los materiales menos competentes, dejando los competentes en las zonas de interfluvio y dando lugar a grandes escarpes, crestas, cuestras y "hog back". Esto ocurre en general con los cursos que llevan una dirección E-O.

En cuanto a los procesos de alteración química, destacan los de disolución, responsables del desarrollo del karst. El mayor complejo kárstico se desarrolla en el cuadrante NE de la Hoja, en los alrededores de Abaurrea Alta y sobre un conjunto mayoritariamente carbonatado de edad Cretácico-Paleoceno. Las características de este karst han sido ya descritas en apartados anteriores y sólo hay que añadir que la disolución está favorecida por la disposición estructural de la red de diaclasas y por la existencia de una estación fría con precipitación sólida. Aunque el karst es funcional en la actualidad, el comienzo de su desarrollo se supone del Plioceno.

Finalmente, los movimientos de ladera son los otros procesos activos, representados por las caídas de bloques y algún deslizamiento. Los primeros se producen a partir de los grandes escarpes carbonatados del Cretácico y Paleoceno, debido a su amplia exposición superficial y alto grado de fracturación. El agua meteórica penetra por las numerosas discontinuidades (diaclasas, grietas, fracturas y planos de estratificación) provocando la apertura de las mismas. Este proceso tiende al aislamiento de bloques que, en una posición de inestabilidad como ocurre en el frente de los escarpes, tienden a caer por gravedad, depositándose a cotas inferiores de la vertiente. En la Hoja de Oroz-Betelu este hecho es frecuente al pie de la mayoría de los escarpes existentes.

Por otra parte los deslizamientos, aunque escasos, también forman parte de la dinámica actual. La naturaleza blanda o alternante de algunos materiales, unido a las fuertes pendientes y al clima, favorecen la inestabilidad de las masas a deslizar, una vez que el agua meteórica ha entrado en el sistema por los planos de discontinuidad.

Aunque todos estos procesos que se han mencionado pueden ser puntualmente de gran envergadura, no se prevén grandes cambios de relieve en un futuro inmediato. A largo plazo, la tendencia es a una suavización de las formas, por las diferentes acciones erosivas, con evacuación de los materiales hacia las grandes venas de agua.

4. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se dará una visión generalizada de la evolución tectónica y sedimentaria del sector abarcado por la Hoja 1:25.000 de Oroz-Betelu, teniendo en cuenta que esta Historia Geológica se realiza en común para las cuatro Hojas 1:25.000 que componen esta Hoja.

Los materiales más antiguos que afloran en esta región corresponden al Devónico inferior. En esta época, los materiales sedimentados en el ámbito del Macizo de Oroz-Betelu, se depositaron en plataformas carbonatadas y mixtas, mientras que los sedimentos correspondientes al Macizo de Quinto Real corresponden exclusivamente a depósitos de plataforma siliciclástica.

Durante el Devónico se han diferenciado seis unidades deposicionales asimilables a ciclos de segundo orden transgresivo - regresivos (VAIL et al, 1990) separados por límites secuenciales, representados por superficies lateríticas, paleo-karstificación, etc., que implican movimientos tectónicos a escala cuencial.

El tránsito a los materiales carboníferos se realiza mediante una discordancia importante que puede justificar la existencia de una orogénesis de edad Bretónica (KRAUSE, 1973). En los depósitos carboníferos, que afloran en el Macizo de Quinto Real, se diferencian dos grandes ciclos deposicionales.

El ciclo inferior, representado por las formaciones del Carbonífero inferior y Namuriense, está caracterizado por depósitos marinos muy someros, asimilables a un "lagoon" costero, que pasan a techo a depósitos en facies más profundas ("shoreface offshore") con tendencia profundizante.

El límite de secuencia entre ambos ciclos deposicionales está situado en el nivel de magnesitas que se explota en la vecina Hoja de Valcarlos y cuya génesis puede estar ligada a procesos diagenéticos tempranos. Este límite parece relacionado con la orogenia astúrica, reconocible en los Pirineos occidentales.

El segundo megaciclo está formado por depósitos de limolitas y areniscas grauváquicas de carácter turbidítico que equivalen a las clásicas "facies Culm". Este límite secuencial marca la ruptura de las plataformas carbonatadas namurienses, con la existencia de olistolitos de calizas o dolomías en la serie turbidítica.

El Mesozoico comienza con materiales triásicos en facies Buntsandstein que afloran ampliamente alrededor del Paleozoico en el domo de Oroz-Betelu, estando constituidos por tres unidades deposicionales; unidad inferior formada por niveles conglomeráticos; unidad intermedia, integrada por materiales detríticos que evolucionan a techo por disminución del tamaño de grano y del régimen energético debido al ascenso mantenido del nivel de base, con entrada progresiva de términos limolíticos en la parte superior e incremento en la sinuosidad de los canales, en la base de la unidad superior se desarrollan procesos lateríticos, presentando ésta una probable influencia mareal.

Esta unidad presenta una clara influencia tectónica, depositándose en cubetas limitadas por fracturas de dirección subparalela que han facilitado el relleno de las mismas y su preservación de la erosión posterior.

Estos depósitos triásicos se amoldan discordantemente a la disposición del paleodomo de Oroz-Betelu, emergido durante el Pérmico con erosión de los materiales devónicos. Este impulso tectónico pretriásico produjo además importantes movimientos en la vertical que favorecieron el desarrollo de un paleokarst sobre los depósitos calcáreos devónicos y el relleno de estas cavidades por materiales triásicos.

Durante el Triásico terminal y Jurásico no hubo sedimentación, posiblemente debido a la erosión de esta zona, a causa de la reactivación tectónica del domo.

La sedimentación se reanuda durante el Cretácico inferior en el que se pueden apreciar tres ciclos deposicionales mayores. El inferior está caracterizado por materiales calcáreos arrecifales en el Macizo de Quinto Real y por depósitos detríticos en las proximidades del domo de Oroz-Betelu. Estos últimos depósitos se han sedimentado en cubetas tectónicas, como sucede con los materiales del Triásico, que han favorecido tanto su depósito materiales como su posterior preservación. Estos materiales se interpretan como pertenecientes a un depósito de canales fluviomareales en régimen supra e intermareal en una cuenca sedimentaria que se abre hacia el NO, donde empiezan a desarrollarse calizas arrecifales; posteriormente, por acción del Cabalgamiento de Roncesvalles se han trasladado tectónicamente hacia el sur.

El ciclo deposicional intermedio está formado por los sedimentos dolomítico-arenosos del Santoniense. El contacto con la unidad anterior es discordante,

truncando los términos arenosos del ciclo inferior, y desarrollando una superficie de lateritización y una laguna estratigráfica que abarca desde el Turoniense hasta parte del Santoniense. Este ciclo está representado por depósitos litorales.

El límite con el ciclo superior se pone de manifiesto mediante una superficie laterítica con la existencia de una laguna estratigráfica que podría abarcar el Campaniense. Este ciclo superior comprende los depósitos de edad Maastrichtiense, que definen una cuenca abierta hacia el NO con desarrollo de plataformas somerizantes. Hacia el surco presenta facies turbidíticas y hacia la plataforma está representado por términos margolimolíticos prodeltáicos que gradan a complejos calcareníticos de capas de tormenta.

En los sectores meridionales, esta megasecuencia finaliza en las plataformas con depósitos deltaicos litorales y en el surco con margas que presentan posibles rasgos edáficos.

El Paleoceno se dispone discordante sobre estos materiales y según ROBADOR (1990) se pueden observar cuatro secuencias deposicionales limitadas por rupturas sedimentarias continuas. Estas secuencias determinan ambientes de plataforma con el desarrollo de barras litorales y bioconstrucciones de corales y algas que representan términos de mayor somerización, determinando una cuenca posiblemente abierta hacia el noreste, con desarrollo de plataformas carbonatadas someras que hacia el norte pasan a facies de plataforma abierta, margen de plataforma y talud. Asimismo se produce un retroceso progresivo de las plataformas carbonatadas hacia el sur como consecuencia del levantamiento de la Zona Axial pirenaica con tendencia profundizante en la vertical para el conjunto paleoceno.

A comienzos del Eoceno, durante el Ilerdiense, los depósitos presentan una tendencia somerizante, reconociéndose de norte a sur facies turbidíticas calcáreas, depósitos de margen de plataforma-talud y de plataforma distal prodeltaica.

El límite inferior con el Paleoceno y el superior con el Cuisiense, están definidos por discordancias erosivas; éste está relacionado tectónicamente con el emplazamiento del Manto de Cotiella.

Posteriormente, durante el Ilerdiense-Cuisiense se define el surco turbidítico donde se depositan los materiales correspondientes al Grupo de Hecho.

En una primera etapa, y hasta el depósito de la megaturbidita cuatro (MT4), cuyos límites están definidos por importantes discordancias erosivas, comienza con el desarrollo de canales turbidíticos que pasan hacia techo a turbiditas diluidas.

El Cuisiense comienza con la MT4 cuya base es muy neta y erosiva, continuando con una serie de turbiditas terrígenas hasta la MT5. Estas turbiditas presentan una tendencia grano y estrato creciente con canales turbidíticos en la base y turbiditas más diluidas hacia el techo.

El Cuisiense-Luteciense comienza con la MT5, que se dispone discordante sobre el ciclo anterior con una organización interna compleja constituida por canales turbidíticos intercalados entre facies de "basin plain" - franja de lóbulo.

El Luteciense se considera integrada por la serie comprendida entre las bases de las MT6 y MT7, con fuertes superficies de erosión; en conjunto representa un espacio de turbiditas diluidas. Continúa la sedimentación entre las bases de la MT7 y MT9 con depósitos turbidíticos diluidos; por encima de la MT9 la sedimentación prosigue con un tramo más arenoso relacionado con desbordamientos de canales turbidíticos que representan los estadios finales de la sedimentación del Grupo de Hecho. Durante este período debieron iniciarse las primeras deformaciones que afectaron a los materiales del sector noreste en consonancia con la fase de Monte Perdido o de Campanue.

Durante el Biarritziense no hay sedimentos en esta zona, aunque existirían importantes movimientos tectónicos relacionados con la fase finieocena o de Gavarnie (SEGURET, 1970; GARRIDO, 1993) que origina la fracturación del domo de Oroz-Betelu al actuar como un bloque rígido, si bien los materiales del Paleógeno calcáreo se plegaron mientras que los depósitos correspondientes a las turbiditas terrígenas, más plásticas se plegaron disarmónicamente y en muchos casos deslizaron.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. Recursos minerales

En el ámbito de la Hoja se ha inventariado una explotación abandonada de rocas calcáreas.

5.1.1. Minerales metálicos

En esta Hoja no se ha encontrado ningún indicio de la existencia de minerales metálicos, no obstante en las hojas próximas a ésta, se han localizado indicios de Fe, Ca, Mg, Pb, Zn en los materiales devónicos que constituyen el Paleodomo de Oroz-Betelu.

5.1.2. Rocas y minerales industriales

5.1.2.1. Calizas

Dentro de los límites de esta Hoja, se ha localizado una explotación abandonada de calizas en la localidad de Abaurrea Alta.

Esta cantera explotaba las calizas masivas con construcciones de corales, de la unidad cartográfica 30, con el fin de obtener áridos de trituración.

El potencial minero de esta sustancia en esta zona, puede llegar a ser muy interesante, si existiese una demanda sobre ella.

5.2. Hidrogeología

Hidrogeológicamente, la Hoja de Erro, pertenece a la Cuenca del Ebro, situándose en el sector septentrional de la misma.

El régimen de humedad es del tipo Húmedo y en cuanto al régimen térmico corresponde al tipo Templado Cálido. La combinación de estos parámetros, permite determinar para esta zona, según PAPADAKIS, un clima Marítimo, Templado Cálido, con una temperatura media anual comprendida entre 10°C y 14°C y una precipitación media anual del orden de 1200 mm.

La evaporación potencial es del orden de 600 mm en Eugui y la real del orden de 550 mm según el método THORNTHWAITE.

La red hidrográfica incluye el río Arga en el sector occidental, con aportaciones anuales del orden de 106 Hm³ en Eugui, así como los afluentes del río Aragón, por su margen derecha, el río Erro con aportaciones anuales del orden de 218 Hm³ en Urroz y el río Urrobi, con aportaciones anuales medias de 376 Hm³ en Arive.

En la zonación Hidrogeológica establecida por el Proyecto Hidrogeológico de la Diputación de Navarra, esta Hoja se encuentra incluida en la Unidad de Pamplona - Ochagavía.

Las características de salinidad de estas aguas son del orden de 250 - 750 µmhos/cm con un índice de sodicidad bajo.

La Unidad de Pamplona - Ochagavía, presenta una superficie de 220 km² con una aportación pluviométrica del orden de 304 Hm³/año y una infiltración de 152 Hm³/año. En el sector de Irati - Salazar la lluvia útil anual es del orden de 918 mm.

5.2.1. Descripción de las formaciones

En el presente apartado se realiza una breve descripción desde el punto de vista hidrogeológico de las formaciones diferenciadas en la cartografía hidrogeológica. Básicamente se atiende a tres criterios fundamentales : litología, geometría y permeabilidad.

5.2.1.1. Esquistos con lentejones de areniscas y calizas. Devónico

En esta unidad se agrupan las formaciones de litología esquistosa y cuarcítica que se corresponde con el nivel cartográfico 4.

Esta unidad forma parte del sector meridional del macizo de Oroz-Betelu y se encuentra soterrado por materiales detríticos triásicos.

Litológicamente se trata de un conjunto pelítico de unos 900 m de espesor que intercala de forma rítmica, capas arenosas y dolomías. Estos materiales se encuentran muy compactados, metamorfizados e intensamente plegados.

Hidrológicamente, se consideran con permeabilidades baja a muy baja, inventariándose algún manantial de caudal menor de 1 l/seg. que drenan las zonas superficiales alteradas relacionadas con fracturas.

5.2.1.2. Conglomerados. Areniscas y arcillas. Triásico

Esta unidad comprende los niveles cartográficos 16, 17 y 18 que afloran en el sector noreste de la Hoja, formando parte del paleodomo de Oroz-Betelu.

Litológicamente está formada por conglomerados, areniscas y arcillas, que afloran con muy mala calidad; hacia techo predominan los niveles arcillosos.

Hidrológicamente se considera de baja a muy baja permeabilidad y sólo las zonas alteradas, ligadas a los tramos detríticos inferiores, aflorantes en el sector noroccidental de la Hoja, pueden llegar a constituir pequeños acuíferos con manantiales de caudal inferior a 1 l/seg.

5.2.1.3. Arcillas. Triásico

Esta unidad hidrológica comprende el tramo cartográfico 19 del mapa geológico. Aflora en el borde suroriental del macizo de Oroz-Betelu formando un nivel que se acuña hacia el sureste y noreste.

Litológicamente está formado por arcillas rojas con niveles de areniscas de unos 10 cm de espesor.

Hidrogeológicamente se considera de baja a muy baja permeabilidad atendiendo al carácter predominante arcilloso que presenta esta unidad.

5.2.1.4. Dolomías y areniscas. Santoniense

Esta unidad representa el nivel cartográfico 23. Esta constituida por dolomías muy arenosas y pequeños niveles de arenas con una potencia de unos 100 m.

Se encuentra completamente karstificada, distribuyendo sus afloramientos por el vértice suroriental de la Hoja bordeando el paleodomo de Oroz-Betelu, observándose este conjunto en algunas zonas muy fracturado con fracturas normales de salto decamétrico y hectométrico que pueden llegar a individualizar el acuífero en varios fragmentos.

Se ha asignado a estos niveles una permeabilidad media-alta por fisuración y karstificación; no obstante, ésta varía en función del grado de fracturación que posean, aumentando en las zonas más fisuradas.

5.2.1.5. Margas. Maastrichtiense

Esta unidad comprende los tramos cartográficos 24 presentándose con una potencia que oscila entre 600 y 1.000 m.

Litológicamente está formada por un conjunto homogéneo de margas con niveles limolíticos, observándose a muro unos niveles de calcarenitas limolíticas con glauconita.

Esta unidad se adapta al paleodomo de Oroz-Betelu y aflora el núcleo del anticlinal de Peña Lakarri. Se encuentra cortado por la fractura meridional que limita la estructura de Oroz-Betelu.

Hidrogeológicamente se trata de un depósito de muy baja permeabilidad dado el predominio de material arcilloso que conforma este tramo.

5.2.1.6. Calizas. Maastrichtiense

Esta unidad comprende el nivel cartográfico 25. La potencia es del orden de 30 m en las zonas de mayor espesor, acunándose hacia el norte y el sur.

Esta unidad se encuentra intercalada entre las margas descritas anteriormente y está formada por capas tabulares de calcarenitas bioclásticas.

Hidrogeológicamente se ha considerado estos materiales como de permeabilidad media, aunque debido a su escaso afloramiento no presenta ningún interés hidrogeológico.

5.2.1.7. Calizas. Maastrichtiense - Thanetiense

Este tramo comprende los niveles cartográficos 26, 28, 29 y 30, destacando el nivel 29 y 30 por su considerable espesor.

El nivel inferior 26, está constituido por calcarenitas bioclásticas, areniscosas y areniscas calcáreas. El límite con la unidad inferior se realiza mediante una suave discordancia. Este nivel en esta Hoja aflora en una estrecha banda que la recorre en dirección NO-SE, además este nivel se puede observar en el anticlinal de Peña Lakarri.

A techo se observa el nivel 28, constituido por dolomías de aspecto homogéneo. La potencia de este nivel es del orden de 20 m, aflorando en los mismos sectores donde aflora el nivel anterior.

La unidad 29, se observa a techo de la definida anteriormente y conforma la base de la gran masa calcárea que se observa en las proximidades de Abaurrea Alta y Peña Lakarri y en la lineación que surca el sector central de la Hoja. La potencia de esta unidad es del orden de 100 m.

La unidad 30 constituye los últimos resaltes calcáreos en peña Lakarri, en peña de Gaztela, en Abaurrea Alta y en el vértice suroriental llegando a desaparecer en el sector de los montes de Areta. Litológicamente está formado por calizas micríticas con bioconstrucciones de aspecto masivo.

Hidrogeológicamente se ha considerado a estos materiales como permeables con permeabilidad media-alta por fisuración y karstificación, con geometría tabular en un acuífero que se encuentra suavemente plegado.

5.2.1.8. Margas. Thanetiense - Ilerdiense

Esta unidad hidrogeológica comprende el tramo cartográfico 32 diferenciado en el mapa geológico.

Está formado por margocalizas limosas y limolitas calcáreas en la base que pasa a techo a margas de aspecto homogéneo.

Hidrogeológicamente se ha considerado con permeabilidad media-baja, dado el carácter margoso del conjunto, considerando con mayor permeabilidad a los niveles de margocalizas.

5.2.1.9. Alternancia de arcillas, calcarenitas y areniscas. Ilerdiense - Cuisiense

Esta unidad hidrogeológica comprende los niveles cartográficos 34, 43, constituyendo la gran masa de sedimentos que forman esta Hoja.

Está formado por un conjunto alternante de areniscas con cemento carbonatado y arcillas grises, distribuidas en bancos de unos 30 cm de espesor. A techo

La potencia de este nivel en conjunto es del orden de 3000 m de espesor, presentando un límite inferior erosivo, sobre las calizas del Paleoceno, incluyendo los niveles calcáreos que se describen a continuación.

Hidrogeológicamente se ha considerado este nivel como de permeabilidad media-baja, en función de los niveles arcillosos impermeables que posee este tramo.

5.2.1.10. Calizas. Cuisiense - Luteciense

Este nivel hidrogeológico comprende los tramos cartográficos 35, 36, 37, 40, 42 y 44, se encuentran incluidos dentro de la unidad hidrogeológica descrita anteriormente, que confirma estos niveles acuíferos.

Estos niveles afloran en el sector meridional de la Hoja acuñándose algunos de ellos, en concreto los niveles 35, 36 y 37 hacia el sector occidental de la misma, mientras que los niveles restantes se mantienen uniformes. En general la potencia es muy variable, desde los 200 m en la zona de mayor espesor hasta llegar a desaparecer en las zonas antes citadas.

El límite inferior es erosivo y está constituido por niveles de brechas calcáreas en la base, con clastos de calizas margosas y bioclásticas que pasan a techo a niveles de calcarenitas. El predominio de uno u otro nivel depende de la situación de estos tramos en la cuenca turbidítica.

Estos niveles conforman el tramo inferior bréchico y el superior calcáreo de las megaturbidíticas que constituyen el Grupo Hecho.

Hidrogeológicamente presentan una permeabilidad media-alta por fisuración y karstificación y muestran una gran importancia en el sistema hidrológico, induciendo el transvase entre los distintos cursos fluviales que surcan esta región.

5.2.1.11. Margas y bloques calcáreos. Cuisiense - Luteciense

Este nivel hidrogeológico está constituido por el tramo cartográfico 41, incluyéndose entre los niveles calcáreos descritos anteriormente, independizando hidráulicamente, en algunos sectores, los tramos calcáreos que componen las megaturbiditas.

Litológicamente está constituido por margas con bloques calcáreos que confieren a la unidad un aspecto bréchoide.

Hidrogeológicamente se considera a este tramo con permeabilidad media-baja, en función de los niveles de brechas calcáreas que poseen, llegando en algunas ocasiones a confinar o al menos a variar los parámetros hidráulicos del conjunto de los acuíferos calcáreos descritos anteriormente.

5.2.1.12. Cuaternario. Formaciones superficiales

El Cuaternario de esta Hoja está representado fundamentalmente por los depósitos de fondos de valle que presentan una litología por gravas y cantos de naturaleza calcárea y cuarcítica, aunque en algunas ocasiones presentan una gran abundancia de limos.

Hidrogeológicamente se considera a estos niveles con una porosidad media-alta, predominando la permeabilidad media cuando predominan las facies lutíticas.

Los conos de deyección son frecuentes en la salida de los barrancos y arroyos que fluyen a un cauce de rango superior. Su litología es similar a la de las terrazas pero con mayor abundancia de material detrítico fino que rellena los huecos entre cantos, por lo tanto se ha considerado para ellos una permeabilidad media-baja.

Los coluviones, deslizamientos y glacis están formados por acumulación de materiales al pie de los relieves montañosos, con mayor o menor espesor y ordenados o no, según el grado de madurez del depósito. Litológicamente están formados por depósitos sueltos, de cantos o bloques con matriz arcillo-lutítico-arenosa, que dificulta la percolación. Hidrogeológicamente presentan una permeabilidad media-baja en función de su litología, la potencia en general es pequeña, no superando los 10 m, con una extensión superficial limitada, dado el gran relieve que presenta esta Hoja.

Las arcillas de descalcificación constituyen el producto residual de la disolución de los carbonatos y aparecen tapizando el fondo de muchas dolinas y rellenando huecos y cavidades de diferente tamaño. La naturaleza de estas formaciones suele ser mayoritariamente arcillosa, aunque es probable que contengan un cierto porcentaje de limo, arena e incluso algunos fragmentos de rocas carbonatadas desprendidos de las paredes de las dolinas.

Su potencia es irregular y variable, aunque debido a la inaccesibilidad del terreno no ha sido posible su observación directa. Se estima una permeabilidad baja-muy baja para estos depósitos dado el predominio de material arcilloso. Esto no quiere decir que la dolina sea impermeable sino el fondo únicamente. Las paredes de las dolomías en general, son de permeabilidad media-alta.

5.2.2. Unidades Acuíferas

A continuación se definen una serie de unidades que agrupan formaciones hidrogeológicas susceptibles de almacenar y transmitir agua y por lo tanto constituir acuíferos. De esta manera se han diferenciado cuatro unidades con un funcionamiento hidrogeológico independiente, estas unidades son :

- . Dolomías santonienses
- . Calizas paleocenas
- . Megaturbidita 3
- . Formaciones permeables del Cuaternario

5.2.2.1. Dolomías arenosas. Santoniense

Geometría

Esta unidad está formada por dolomías arenosas y niveles de areniscas y constituyen un acuífero permeable por fisuración y karstificación. El muro impermeable de este acuífero está constituido por los niveles arcillosos y arcillo-arenosos del Triásico. El límite superior está constituido por los niveles margosos del Maastrichtiense, que confinan este acuífero. Esta unidad margosa, poco permeable, presenta estructuras karstificadas, reflejo del sistema de dolinas que se ha desarrollado sobre este acuífero dolomítico.

En general, este acuífero se encuentra muy replegado y bastante fracturado por fallas normales con saltos apreciables, que pueden dar lugar a acuíferos colgados y variaciones sustanciales de los niveles piezométricos.

El acuífero se comporta fundamentalmente como confinado, pasando a ser libre sólo en las zonas donde afloran sus niveles calcáreos.

Funcionamiento hidráulico

En cuanto al funcionamiento del acuífero, la alimentación se origina como consecuencia de la infiltración producida por la lluvia sobre sus propios afloramientos. Asimismo es muy importante la recarga que reciben los acuíferos de los ríos que surcan esta zona.

La descarga de este acuífero se produce mediante varios manantiales situados dentro de los límites de la Hoja, el mayor de ellos es el denominado manantial de la Balsa, al noroeste de Abaurrea Baja, produciéndose la surgencia entre margas del Maastrichtiense, pero indudablemente conectado con el acuífero, mediante una zona de fracturas. El caudal de este manantial es de 80 l/seg. Además existen varios manantiales, cuyos caudales oscilan entre 1 y 10 l/seg., situados en Remendía, siempre en relación con fracturas que compartimentan el acuífero.

Así mismo se considera importante la descarga de este acuífero hacia el río Irati.

La circulación interna se produce mediante la karstificación que conecta los distintos sectores del acuífero y a través de las zonas de fractura, con el posterior desagüe por los manantiales, o directamente a los cursos fluviales.

En resumen, el funcionamiento hidráulico de este acuífero es muy complejo, debido a la compartimentación que sufre, en particular en el sector de Esnoz y Lusarreta donde fallas normales con saltos hectométricos cortan el acuífero. Además, el funcionamiento hidráulico se complica teniendo en cuenta la existencia de conexiones hidráulicas entre los cursos superficiales y los acuíferos.

Parámetros hidrogeológicos

No se han obtenido datos de ensayos o test hidráulicos realizados sobre este nivel acuífero. Se ha estimado una permeabilidad alta para el conjunto de la unidad, siempre condicionada por las zonas de fracturación, en las que se favorece el sistema de karstificación.

5.2.2.2. Calizas Paleocenas

Geometría

Esta unidad se sitúa entre el paquete margoso del Maastrichtiense y los niveles arcillo-arenosos que constituyen los niveles turbidíticos eocenos. Estos niveles confinan el acuífero. Se trata de calcarenitas arenosas en la base que pasan a techo a calizas tableadas y masivas.

Este acuífero se encuentra muy replegado con un espesor que supera el centenar de metros, no variando su potencia en los afloramientos observados en esta Hoja.

Funcionamiento hidráulico

En cuanto al funcionamiento hidráulico, la recarga se produce mediante infiltración directa del agua de lluvia sobre los afloramientos del acuífero y la descarga se produce por manantiales como el de Iñarbe, en las proximidades del río Irati, al sur de Oroz-Betelu, con un caudal de 13,5 l/seg. Además existen varios manantiales de menor importancia, con caudales que oscilan entre 1 y 10 l/seg.

Es importante destacar la conexión hidráulica de este acuífero con el río Irati, y su conexión con los cursos fluviales situados al oeste, el Urrobi y el Erro.

Además este acuífero, en esta zona, presenta un funcionamiento hidráulico más complicado, al existir en él unas divisorias de aguas subterráneas, que en un principio coinciden con las divisiones superficiales.

Parámetros hidráulicos

En este sector del acuífero y en la vecina Hojas de (Garralda, 116-II) se han realizado ensayos de bombeo por el Gobierno de Navarra, concretamente en el sector de Irati - Salazar.

Aunque no existen datos concretos para este acuífero se supone una permeabilidad media-alta.

5.2.2.3. Megaturbidíticas

Geometría

Esta unidad está formada por cinco grandes niveles calcáreos intercalados en la gran masa de turbiditas terrígenas que constituye el Grupo Hecho.

En general estos niveles están compuestos por brechas calcáreas en la base y calcarenitas en el techo. Las brechas calcáreas se encuentran más karstificadas que las calcarenitas superiores, debido a que en conjunto es un depósito más heterogéneo, con grandes huecos, producto de la erosión de los cantos blandos margosos, y que posteriormente han facilitado el emplazamiento del karst. Asimismo los bloques calcáreos de grandes dimensiones, producen discontinuidades dentro del depósito, facilitando la circulación.

Es importante destacar que intercalado en este acuífero existe un nivel semipermeable que puede llegar a independizar el acuífero en dos niveles. Este nivel semipermeable, no es continuo, acuñaándose como sucede en superficie en el sector de la Peña de Ukua, y por lo tanto uniendo los dos niveles calcáreos del acuífero.

La geometría de estos niveles calcáreos es estratiforme con la base erosiva y una gran extensión lateral, aunque se acuña hacia el sureste, perdiendo espesor los niveles bréichicos hasta llegar a desaparecer.

Funcionamiento hidráulico

La recarga de estos niveles se produce por infiltración del agua de lluvia sobre los afloramientos de estos materiales y la descarga se produce por algunos manantiales próximos al contacto de los niveles calcáreos con las formaciones de turbiditas detríticas en fracturas relacionadas con estos niveles y directamente en los cursos fluviales. Manantiales de este tipo son los inventariados al sur de la Sierra Remendia alguno con caudales del orden de 60 l/seg. o en Artozqui con caudales más pequeños.

Es importante destacar el trasvase que se produce entre los cursos fluviales a favor de los niveles permeables. El flujo se produce cuando un mismo nivel permeable es atravesado por varios ríos, siendo el sentido del flujo el que va desde el de mayor cota al de menor. Así el río Irati gana entre 130 y 215 l/seg. al cortar este acuífero, perdiendo caudal los ríos Urrobi, Areta y Salazar al cortar este mismo acuífero.

Parámetros hidrogeológicos

En esta Hoja no existen datos de ensayos de bombeo o test hidráulico que permitan conocer los parámetros hidrogeológicos en relación con la unidad.

No obstante, en la Hoja próxima de Garralda (116-II), el Gobierno de Navarra ha realizado ensayos de bombeo con transmisividades del orden de 300 m²/día.

5.2.2.4. Formaciones permeables del Cuaternario

Geometría

Como se ha indicado en el apartado de la descripción de formaciones superficiales, éstas son muy variadas aunque en general de escaso desarrollo en cuanto a profundidad y extensión se refiere.

Las geometrías son las típicas de los depósitos de terraza, fondos de valle, depósitos coluviales y aluviales poligénicos, etc.

Funcionamiento hidráulico

La recarga de estos acuíferos aislados se produce por infiltración directa del agua de lluvia o por transferencia de los niveles permeables del Terciario, con los que contactan actuando como transmisores de los aportes procedentes de dichos niveles, como en el caso de los aluviales asociados a los ríos Arga, Erro e Irati.

La descarga se produce a través de pequeños manantiales en las áreas de cota inferior, a favor del contacto con materiales arcillosos o limosos, bien del mismo depósito o bien de los materiales terciarios infrayacentes. Hay numerosos pozos, o incluso zanjas de drenaje, que explotan directamente los recursos de estas formaciones permeables del Cuaternario. Como es lógico también se dan descargas difusas en los cauces que intersectan dichas formaciones.

Los restantes acuíferos cuaternarios presentan recursos muy limitados debido a su reducida extensión y potencia implican pequeños volúmenes capaces de almacenar agua.

Parámetros hidrogeológicos

No se han recopilado datos de ensayos o test hidráulicos realizados en estos materiales. De forma general se ha estimado una permeabilidad media-alta para estos depósitos.

5.3. Geotécnia

5.3.1. Introducción

Se ha realizado una cartografía geotécnica de la Hoja nº 116-IV a escala 1:25.000, correspondiente a Oroz-Betelu.

La caracterización geotécnica de los materiales se ha realizado en función de la disponibilidad de datos geotécnicos que se han podido recopilar en obras y proyectos.

En el caso de no disponer de datos, se efectúa una valoración geotécnica según su caracterización litológica, geomorfológica o hidrogeológica.

El objetivo de este trabajo es que el usuario disponga de una información geotécnica de carácter general, pero lo suficientemente objetiva como para prever problemas y así poder diseñar una campaña geotécnica puntual.

5.3.2. Metodología

Para la realización de este apartado, se han seguido las siguientes etapas:

- Recopilación de los datos existentes

Como se mencionó en la introducción, se han recopilado ensayos de laboratorio, procedentes de obras y proyectos, realizados en Navarra por organismos públicos y empresas privadas.

- Realización de la base de datos

Se ha realizado una ficha geotécnica, donde figuran los ensayos de laboratorio, destacando los siguientes :

· Identificación y estado (Granulometría, Límites de Atterberg, Densidad y Humedad).

- . Resistencia (C. Simple, Corte directo).
- . Compactación y deformabilidad (CBR, Proctor Normal, Edométrico).
- . Químicos (contenido en sulfatos, carbonatos y materia orgánica).

Igualmente se ha consultado datos referentes a sondeos y penetrómetros, reseñándose, cuando es posible, el índice de calidad de la roca (R.Q.D.).

- Tratamiento estadístico de los datos incluidos en la base de datos

Ha servido para caracterizar geotécnicamente los diferentes materiales.

Se han obtenido valores medios, máximos y mínimos de los diferentes ensayos.

- Zonación en áreas de iguales características

Apoyándose en los datos anteriormente comentados e interpretando las unidades cartográficas, se ha procedido a la zonación en áreas de iguales características (litológicas y geotécnicas). Como se ha mencionado con anterioridad, cuando no ha sido posible disponer de ensayos, el criterio seguido para establecer la zonación ha sido en base a las características litológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas, observadas durante las visitas de campo.

5.3.3. Zonación geotécnica

5.3.3.1. Criterios de división

La superficie de la Hoja se ha dividido en áreas y posteriormente cada área en zonas. El criterio utilizado es fundamentalmente geológico, considerando a su vez, las características geotécnicas similares.

De alguna unidad se aportan datos de identificación, estado, resistencia, deformabilidad y análisis químicos.

5.3.3.2. División en áreas y zonas geotécnicas

Area I : Representa los materiales paleozoicos

Area II : Comprende a los materiales triásicos y cretácicos

Area III : Comprende los materiales terciarios

Area IV : Se han agrupado los depósitos cuaternarios

Estas áreas se han dividido en las siguientes zonas :

Area I : Zona I₁

Area II : Zona II₁, II₂, II₄ y II₅,

Area III : Zonas III₁, III₂, III₃ y III₄

Area IV : Zona IV₁

En el Cuadro 5.1, se presenta la correlación entre las unidades cartográficas y las áreas geotécnicas.

5.3.4. Características geotécnicas

5.3.4.1. Introducción

De los materiales que se disponen ensayos se ha realizado una caracterización geomecánica utilizando los criterios que se exponen más adelante, así mismo se aportan datos sobre características constructivas, tales como condiciones de cimentación, excavabilidad, estabilidad de taludes, aptitud como explanada de carreteras y comportamiento para obras subterráneas.

La caracterización geomecánica de los diferentes materiales, se ha realizado con ayuda de los ensayos de laboratorio y ensayos de campo, obteniéndose los siguientes datos :

CUADRO 5.1. HOJA DE GARRALDA

UNIDAD CARTOGRAFICA	ZONACION GEOTECNICA	DESCRIPCION
57, 62, 63, 64, 65, 66	IV ₁	Gravas, arenas, limos y arcillas
35, 36, 37, 40, 42, 44	III ₄	Calcarenitas
34, 43	III ₃	Alternancia de areniscas, margas y calcarenitas
32	III ₂	Calizas margosas y margas
26, 28, 29 y 30	III ₁	Dolomías, calizas dolomíticas, calizas tableadas y masivas
24 y 25	II ₅	Margas, limolitas y calizas margosas
23	II ₄	Dolomías y areniscas
19	II ₂	Arcillas con niveles de areniscas
16, 17 y 18	II ₁	Conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas
4	I ₁	Esquistos, brechas, dolomías y areniscas

Ensayos de identificación y estado

Además de la densidad y el estado de humedad, se han utilizado los siguientes ensayos :

- Granulometría

Del análisis granulométrico se ha considerado el contenido de finos que presenta el suelo, es decir el porcentaje que pasa por el tamiz N° 200 de la serie ASTM.

- Plasticidad

La clasificación de los suelos cohesivos según su plasticidad se ha efectuado con el límite líquido y el índice de plasticidad; utilizando la Carta de plasticidad de Casagrande.

Análisis químico

- Agresividad

Se ha determinado la agresividad del terreno mediante el contenido de sulfato, valorado según la normativa que se expone a continuación :

En las aguas	En el terreno	Agresividad
< 0,03	< 0,2	Débil
0,03 a 0,1	0,2 a 0,5	Fuerte
> 0,1	> 0,5	Muy fuerte

Análisis de Hinchamiento

- Expansividad

Los que se disponen sobre la expansividad del terreno, están obtenidos a través del ensayo Lambe que fija el cambio potencial de volumen (C.P.V.) de la manera siguiente :

C.P.V.	Descripción
0 - 2	No crítico
2 - 4	Marginal
4 - 6	Crítico
> 6	Muy crítico

Ensayos de resistencia, compactación y deformabilidad

Se han agrupado los ensayos de resistencia a compresión simple, resistencia al corte; CBR y Proctor Normal.

A continuación se exponen algunos criterios que definen el grado de dureza de los materiales, en función con los diferentes ensayos tanto en campo como en laboratorio.

Respecto a la resistencia de suelos y rocas, existen numerosas clasificaciones, una de la más utilizada, es la descrita por la Sociedad Internacional de Mecánica de Rocas.

ROCA		ENSAYO DE CAMPO	
Descripción	Co (MPa)	Navaja	Martillo geológico
Ext. resistente	> 250	No corta	El golpe arranca pequeño trozos
Muy resistente	100 - 250	No corta	Se rompe con muchos golpes
Resistente	50 - 100	No corta	Se rompe con varios golpes
Med. resistente	25 - 50	No corta	Se rompe con un solo golpe
Blanda	5 - 25	Corta con dificultad	Puede indentarse con el pico
Muy blanda	1 - 5	Corta fácilmente	Se puede machacar

Igualmente, considerando la resistencia a compresión simple, se puede valorar la consistencia del terreno, de manera cualitativa.

Consistencia del terreno según NTE, CEG, 1975

Tensión de rotura a compresión simple en Kg/cm²	Consistencia
< 0,25	Muy blando
0,25 a 0,50	Blando
0,50 a 1	Medio
1 a 2	Firme
2 a 4	Muy firme
> 4	Duro

Con ensayos de campo, como el S.P.T. (Ensayo en penetración estandar) se puede valorar la compacidad del terreno, de la siguiente manera :

N₃₀	Compacidad del terreno
< 3	Muy suelto
4 a 10	Suelto
10 a 30	Compacto
20 a 50	Denso
> 50	Muy denso

Consistencia en arcillas

Se puede valorar, utilizando el índice de compresión (C_c) obtenido del ensayo edométrico. Los valores típicos de los suelos son los que se exponen en la siguiente tabla :

Índice de Compresión C_c	Consistencia
< 0,1	Duro
0,1 - 0,2	Semiduro
> 0,2	Fangos

Módulo de deformación y coeficiente de Poisson

El módulo de deformación, en arcillas sobreconsolidadas se puede obtener, utilizando el valor de la resistencia al corte sin drenaje (C_u) en la correlación $E = 130 \times C_u$ definida por Butler.

Para el coeficiente de Poisson se podría adoptar un valor entre 0,30 y 0,35, dependiendo de la consistencia blanda o densa.

A parte de los ensayos anteriormente comentados, también se considera la densidad y humedad del Proctor Normal y el índice CBR, correspondiente al 100% en la densidad Proctor; y que definen la aptitud del material para su uso en obra civil.

Las características constructivas de los diferentes materiales se estudian para condiciones de cimentación y para obras de tierra.

- Cimentación

Normalmente se ha utilizado el criterio expuesto en los códigos (Británico y DIN 1054). En suelos y debido a que no se dispone de datos sobre asientos, estos han sido estimados, considerando la consistencia media del terreno.

- Excavabilidad

Los terrenos se han clasificado de acuerdo con la Norma Tecnológica de Edificación : Acondicionamiento del Terreno. Desmontes. Vaciados (NTE-ADV

(1976)) en los siguientes grupos : 1) Duro. Atacable con máquina y/o escarificador, pero no con pico, como terrenos de tránsito, rocas descompuestas, tierras muy compactas, 2) Medio. Atacable con el pico, pero no con la pala, como arcillas semicompactas, con o sin gravas o gravillas, 3) Blando. Atacable con la pala, como tierras sueltas, tierra vegetal, arenas. Cuando en la excavación se encuentran mezclados los terrenos se establece el porcentaje de cada uno de los tres tipo.

- Estabilidad de taludes

En algún caso han sido observados en campo, en otro el análisis de estabilidad es el que se refleja en estudios realizados en la zona.

- Empujes sobre contenciones

Hacen referencia a contenciones del terreno natural, no de rellenos realizados con los materiales de cada zona.

- Aptitud para préstamos

Se han utilizado básicamente el Pliego de Prescripciones Técnicas Generales de la Dirección General de Carreteras (P.P.T.G.). El término No Apto designa suelos inadecuados; Marginal, designa suelos que unas veces son inadecuados y otras tolerables e incluso adecuados; el término Apto designa suelos tolerables, adecuados e incluso seleccionados. Las rocas se han clasificado con los criterios que se establecen en el citado Pliego.

- Aptitud para explanada de carreteras

Se ha tomado como referencia la Instrucción de Carreteras, Normas de Firmes Flexibles y Firmes Rígidos. Se entiende por suelo No Apto aquel que no puede constituir en desmonte ni en terraplén explanadas tipo E-1 (suelos tolerables al menos estabilizado en sus 15 cm. superiores, con CBR de 5 a 10). Marginales son aquellos que cumplen a veces dicha condición; en especial suele referirse a terrenos tolerables, que no conviene que sean explanada directamente. Aptos son terrenos frecuentemente adecuados y seleccionados.

Obras subterráneas

Se utiliza el término "muy difícil" para suelos muy blandos bajo el nivel freático o suelos potencialmente expansivos "difícil" designa terrenos blandos o arenosos limpios bajo el nivel freático; "medio", a suelos firmes, casi rocas blandas, que sólo a veces presentan problemas de nivel freático, con cierta capacidad de autoaporte y sin empujes fuertes.

En las formaciones rocosas se da una idea de su categoría en las clasificaciones de Bieniawski (1979), que obtiene un índice de calidad (RMR, Rock Mass Rating), mediante la valoración de cinco parámetros :

- Resistencia de la roca
- RQD
- Separación entre diaclasa
- Presencia de agua
- Disposición de las juntas respecto a la excavación

Bieniawski establece cinco categorías en función del valor RMR :

Clase I	Roca muy buena : RMR = 81-100
Clase II	Roca buena : RMR = 61-80
Clase III	Roca media : RMR = 41-60
Clase IV	Roca mala : RMR = 21-40
Clase V	Roca muy mala : RMR 20

El objetivo de esta clasificación es definir el sostenimiento a efectuar en obras subterráneas concretas.

5.3.4.2. Características geotécnicas y constructivas de los diferentes materiales

5.3.4.2.1. Area I

Zona I₁

Localización

Esta zona se sitúa en los alrededores de Olaldea en un afloramiento con dirección NO-SE, formando parte del paleodomo de Oroz-Betelu.

Características litológicas

Dentro de esta zona se han agrupado los materiales de las Formaciones Urepel, Autringo, Quinto, Urquiaga, Odin y Argis que corresponden a materiales paleozoicos (Devónico) constituido por esquistos, brechas y dolomías, alternando con areniscas.

Características geotécnicas

No existen reconocimientos geotécnicos de interés. Se ha observado una alteración variable entre 1 y 2 metros.

Siguiendo la terminología de la ISRM, la resistencia a compresión podría variar entre la resistencia alta o muy alta ($> 600 \text{ kg/cm}^2$) para las brechas, dolomías y areniscas y moderada ($200\text{-}600 \text{ kg/cm}^2$) para los esquistos, que dependen en gran medida de la disposición de los planos de esquistosidad.

En todo la Zona I₁, la resistencia del macizo está condicionada por las características geomecánicas y resistencia de las discontinuidades.

Cualquier estudio de detalle que precise la definición geomecánica del macizo rocoso deberá atender a la caracterización completa de sus discontinuidades (orientación, continuidad, espaciado, abertura, relleno y rugosidad).

Características constructivas

- Condiciones de cimentación

Según el Código de Práctica Británico nº 4, se puede aplicar una carga admisible, en este tipo de rocas, superiores a 30 kg/cm^2 y si consideramos la Norma DIN 1054, la carga admisible que se podría aplicar se encuentra entre 7 y 15 kg/cm^2 , dependiendo que la cimentación se efectúe en esquistos o brechas y calizas. Entre los problemas que puede encontrar una cimentación determinada destacan :

. Variaciones del grado de diaclasado del macizo rocoso y del espesor de la estratificación, que pueden dar lugar a un comportamiento mecánico desigual en los distintos puntos de apoyo de la cimentación.

. Fuerte buzamiento de la esquistosidad que puede obligar a la ejecución de pernos inyectados bajo los apoyos. Este hecho debe tenerse particularmente en cuenta si los apoyos se encuentran próximos al borde de taludes, en cuyo caso debe estudiarse la disposición y características de la esquistosidad y diaclasado para determinar la necesidad de recurrir a bulonados o enclajes que eliminen fenómenos de inestabilidad inducida por la aplicación de cargas.

- Excavabilidad

La excavación mecánica estará en función de la disposición de la esquistosidad en los esquistos y del diaclasado en el resto de materiales.

En general, la excavación deberá efectuarse por medio de explosivos.

- Estabilidad de taludes

Se han observado fenómenos de inestabilidad, en los taludes sometidos a la acción erosiva de los ríos.

En el resto de zonas son estables los taludes naturales.

En los taludes artificiales, la estabilidad estaría condicionada por la disposición de la esquistosidad y planos de diaclasado.

En general los desprendimientos eventuales de piedras y bloques sueltos pueden controlarse por medio de mallas de triple torsión.

- Empujes sobre contenciones

En general serán bajos, salvo en zonas muy fracturadas o meteorizadas, en las que pueden ser de tipo medio.

- Aptitud para préstamos

En general, las brechas, dolomías y areniscas se consideran adecuadas para su uso en pedraplenes.

Los esquistos requieren un estudio especial.

- Aptitud para explanada de carreteras

Cabe distinguirse entre pedraplenes y desmontes. En el primer caso, la aptitud y categoría de la explanada dependerá de las características del material utilizado en la coronación. En el caso de desmontes la categoría de la explanada que se realiza en roca corresponde a la E-3; se recomienda el relleno de las depresiones que puedan existir y que retengan agua, con hormigón de cemento para situar encima una base del firme de suelo seleccionado de al menos 30 cm de espesor. En los desmontes en roca, la explanada tendrá la regularidad e inclinación de modo que se asegure la evacuación del agua infiltrada a través de las capas o puntual del firme de la calzada y arcenes.

- Obras subterráneas

La estimación de la clasificación de Bieniawski, los materiales en la Zona I₁, es entre las Clases III (media) y IV (mala).

5.3.4.2.2. Area II

Zona II₁

Localización

Aflora en el paleodomo de Oroz-Betelu y en los montes de Areta con malos afloramientos muy cubiertos por la vegetación.

Características litológicas

Se han agrupado una serie de materiales constituidos por conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas con predominio en la base de materiales conglomeráticos y areniscosos y en el techo de materiales arcillosos.

Características geotécnicas

Como en los casos anteriores, no se dispone de ensayos de laboratorio, que permitan caracterizar la propiedades geomecánicas, no obstante una vez realizada la inspección visual, se puede establecer la siguiente característica orientativa.

La resistencia a compresión simple en los tramos superficiales puede ser baja (60-200 kp/cm²), mientras que en tramos más profundos ésta puede considerarse como medianamente resistente (250-500 kp/cm²).

Características constructivas

- Condiciones de cimentación

La Norma DIN 1054 da presiones admisibles para roca quebradiza o con huellas de alteración en un medio estratificado o diaclasado iguales a 10 kg/cm², valor que puede considerarse válido siempre que la cimentación se realice previa eliminación del recubrimiento de alteración y de los niveles superficiales más alterados; además se supone un espesor de arenisca del orden de dos veces el ancho de cimentación por debajo de la cota de ésta, ante la transmisión de esfuerzos o posibles niveles arcillosos intercalados que den lugar a asientos totales o diferenciales inadmisibles.

Los problemas de cimentación se relacionan con el posible comportamiento mecánico desigual como consecuencia de variaciones en el grado de diaclasado y alteración de las areniscas y de la distribución de los niveles arcillosos.

Condiciones para obras de tierra

- Excavabilidad

Los suelos de alteración se consideran terreno medio, según las definiciones dadas en la Metodología; los niveles más superficiales de areniscas, por su alteración y diaclasado son ripables, pero en profundidad, de cuantía no determinable de forma orientativa, precisarán el empleo de explosivos para su excavación.

- Estabilidad de taludes

En los taludes naturales no se ha observado ningún tipo de inestabilidad. La estabilidad de los taludes artificiales, estará en función del grado de alteración y disposición de los planos de diaclasado. No se esperan problemas.

- Empujes sobre contenciones

Las contenciones serán necesarias en el caso de que existan recubrimientos arcillosos potentes (más de 1,5 - 2 m) unido a una alteración fuerte de las areniscas; pueden esperarse empujes de tipo Medio.

- Aptitud para préstamos

De acuerdo con el P.P.T.G., las areniscas son rocas adecuadas para su empleo en pedraplenes siempre que no se encuentren alteradas y cumplan determinadas especificaciones relativas a granulometría y forma de partículas.

- Aptitud para explanada de carreteras

Los recubrimientos y niveles arcillosos se consideran Marginales según los términos definidos en la Metodología. En el caso de las areniscas, debe distinguirse entre pedraplenes y desmontes. En el primer caso, la categoría de la explanada

dependerá de las características del material utilizado en la coronación y en desmontes de categoría de la explanada, en roca, corresponde a la E-3. Se recomienda el relleno de las depresiones que existan y que retengan agua con hormigón de cemento tipo H-50 para situar encima una base del firme de suelo seleccionado de al menos 30 cm de espesor; la explanada tendrá la regularidad e inclinación necesarias de modo que se asegure la evacuación del agua infiltrada a través de las capas o juntas del firme de la calzada y arcenes.

- Obras subterráneas

Si bien es difícil estimar el grado de fracturación y el estado de las diaclasas en profundidad, pueden considerarse en conjunto como terreno de Clase III (Media).

Zona II₂

Localización

Esta zona aflora como una estrecha banda en el sector septentrional del paleodomo de Oroz-Betelu, al sur del Miskiluz.

Características litológicas

Se trata de un depósito constituido por arcillas rojas con niveles esporádicos de areniscas y limos rojos. En algunas zonas se han observado pequeños niveles de areniscas.

Características geotécnicas

No se dispone de ensayos de laboratorio. Las observaciones de campo indican que se trata de arcillas alteradas que se comportan como suelo de consistencia media - blanda.

Características constructivas

Para un cálculo a nivel de anteproyecto, se puede considerar los valores que establecen las diferentes Normas y Códigos.

Así el Código de Práctica Británico, establece para este tipo de material presiones admisibles variables entre 0,75 y 3 kp/cm², esperándose asientos de consolidación a largo plazo.

Excavabilidad

Son materiales fácilmente excavables.

Estabilidad de taludes

En los taludes naturales se dan fenómenos de reptación.

Los taludes artificiales se deterioran con el tiempo, provocándose incisiones por el agua de escorrentía y degradación por erosión; en general no serán estables taludes superiores de 1H : 1V.

Empujes sobre contenciones

Puede variar entre bajos y altos en las zonas muy meteorizadas.

Aptitudes para préstamos

En general se trata de materiales No Aptos y Marginales.

Aptitud para explanada de carretera

Se consideran No Aptos y Marginales, por lo que deberá extenderse sobre ellos una explanada mejorada.

Obras subterráneas

Según la metodología se define estos terrenos como Clase "media".

Zona II₄

Localización

Constituye el flanco septentrional del paleodomo de Oroz-Betelu, aflorando en una banda con dirección NO-SE.

Características litológicas

La zona está constituida por dolomías muy arenosas, calizas y niveles de areniscas ocre con cemento dolomítico. Ocasionalmente se reconocen dolomías brechificadas y dolomías clásticas.

Características geotécnicas

Se estima que la resistencia a la compresión simple es Medianamente resistente - Resistente ($q_u = 200 - 600 \text{ kp/cm}^2$) según la terminología de la ISRM.

La resistencia del macizo estará condicionada a las características de las discontinuidades.

Un rango característico en estos materiales y que deberá contemplarse en cualquier estudio geotécnico que se realice, es la alta karstificación que presentan y por consiguiente se analizarán los posibles hundimientos en cimentaciones y desprendimientos de taludes.

Condiciones de cimentación

Considerando el Código de Práctica Británico, a este tipo de roca se puede aplicar una carga admisible superior a 40 kp/cm^2 , mientras la norma DIN 1054 recomienda un valor de 30 kp/cm^2 .

En la práctica habitual puede considerarse cargas variables entre 5 y 10 kp/cm^2 , según el grado de fracturación y karstificación que presenten.

Condiciones para obras en tierra

- Excavabilidad

Precisarán el empleo de explosivos para su excavación.

- Estabilidad de taludes

Se consideran estables, tanto los taludes naturales como artificiales, su estabilidad estará condicionada por el grado de fracturación y karstificación.

- Empujes sobre contenciones

Las contenciones no serán necesarias.

- Aptitud para préstamos

Las calizas se consideran rocas adecuadas en el P.P.T.G., para su empleo en pedraplenes.

- Aptitud para explanada de carreteras

La explanada que se realiza en roca posee categoría E-3.

- Obras subterráneas

Las calizas pueden situarse en la clasificación de Bieniawski (1979) entre las categorías III (Buena), si bien puede existir zonas donde la categoría sea IV (Mala).

Zona II₅

Localización

Esta zona se extiende en el corredor que discurre desde Abaurrea Baja hasta Remendia, al sur de la falla que delimita el paleodomo de Oroz-Betelu y en el núcleo del anticlinal de peña Lakarri.

Características litológicas

Está constituida mayoritariamente por margas y limolitas, si bien se han incluido en pequeño nivel de calizas arenosas, intercaladas entre las margas.

Características geotécnicas

No se dispone de ensayos de estos materiales, no obstante sus características litológicas permiten extrapolar algunas propiedades geomecánicas referidas a los materiales denominados "Margas de Pamplona", por otro lado suficientemente conocidas en la literatura geotécnicas.

En general se trata de una roca blanda de rápida alteración, lo que favorece la presencia de un perfil de alteración importante, que se comporta como suelos de consistencia firme y dura, probablemente con cierta expansibilidad marginal.

Los afloramientos donde se observa la roca sana, presenta un índice de calidad de la roca regular, con resistencia bastante elevada.

Como valores orientativos, de las características geomecánicas, extrapolados de las "Margas de Pamplona" se pueden tomar los siguientes :

LITOLOGIA	CLASIF.	DENSIDAD	% PASA 200	q_u kp/cm ²	E kp/cm ²	COEF. POISSON
Margas	CL	1,7 - 2,5	80 - 90	1,5 - 300	100 10.000	0,1 - 0,3

Características constructivas

- Condiciones de cimentación

Las presiones admisibles calculadas para profundidad de cimentación mínima de 1,5 - 2 m, que corresponde al nivel superficial reblandecido o saturado, generalmente varían para las margas alteradas (de consistencia muy firme o dura casi siempre) entre 1,3 y 3 kp/cm². En las margas sanas, según los valores orientativos que se dan en el Código inglés pueden considerarse presiones admisibles entre 6 y 10 kp/cm², posiblemente superiores, dada su resistencia a compresión superior que en muchos casos puede superar los 100 kp/cm² pero que para edificios habituales suponen valores suficientes. No obstante, como norma general, para edificios altos o cuando se prevean fuertes cargas concentradas, se requerirá un estudio de resistencia y deformabilidad.

Entre los problemas de cimentación puede considerarse :

- . Variaciones importantes del espesor del horizonte compresible, que dan lugar a asientos diferenciales inadmisibles.
- . Presencia de niveles de arcillas blandas intercaladas entre margas sanas que pueden causar fenómenos de punzonamiento.

Condiciones para obras de tierras

- Excavabilidad

Las zonas alteradas son suelos Medios-Duros, fácilmente excavables.

Las margas sanas presentan una ripabilidad variable, entre ripable y no ripables.

Los niveles de calizas arenosas, no son ripables.

- Estabilidad de taludes

Los taludes naturales son estables, únicamente presentan el problema de la alteración de las margas que progresivamente van deteriorando el talud, observándose abundantes acaravamientos. Los taludes artificiales, en las margas alteradas producirán flujos de barro y deslizamientos, mientras que los que se efectúen en margas sanas presentarán con el tiempo un deterioro progresivo, así mismo es posible la existencia de cuñas.

- Empujes sobre contenciones

Se estiman entre Bajos y Medios, pudiendo aumentar el tiempo en función de la alteración de los materiales y de la protección que se de a la coronación de talud.

- Aptitud para préstamos

Según los términos definidos en la Metodología, los materiales superficiales procedentes de la alteración del sustrato margoso se consideran No Aptos, ocasionalmente Marginales. En general no se aconseja su utilización en préstamos para viales.

Las margas sanas tampoco deben utilizarse en la ejecución de pedraplenes por su elevada alterabilidad.

- Aptitud para explanada de carreteras

Se trata de suelos No Aptos, que precisarán la extensión sobre ellos de una explanada mejorada.

- Obras subterráneas

Las obras subterráneas realizadas en estas Zonas afectarán a la formación sana que, de acuerdo con los términos descritos en la Metodología se consideran terreno medio. Considerada como formación rocosa, según la clasificación de Bieniawski (1979), corresponde a roca Media (Clase III) a Mala (Clase II).

5.3.4.2.3. Area III

Zona III₁

Localización

Esta zona constituye los niveles calcáreos que afloran en las proximidades de Abaurrea Alta, en peña Lakarri y con menos espesor en el sector central de la Hoja.

Características litológicas

Se han agrupado materiales pertenecientes al Paleoceno-Eoceno basal, constituidos por dolomías y calizas de carácter masivo muy karstificadas. Los niveles inferiores se encuentran tableados mientras los superiores son masivos.

Características geotécnicas

Se estima que la resistencia a la compresión simple es Medianamente resistente - Resistente ($q_u = 200 - 600 \text{ kp/cm}^2$) según la terminología de la ISRM.

La resistencia del macizo estará condicionada a las características de las discontinuidades.

Un rango característico en estos materiales y que deberá contemplarse en cualquier estudio geotécnico que se realice, es la alta karstificación que presentan y por consiguiente se analizarán los posibles hundimientos en cimentaciones y desprendimientos de taludes.

Condiciones de cimentación

Considerando el Código de Práctica Británico, a este tipo de roca se puede aplicar una carga admisible superior a 40 kp/cm^2 , mientras la norma DIN 1054 recomienda un valor de 30 kp/cm^2 .

En la práctica habitual puede considerarse cargas variables entre 5 y 10 kp/cm^2 , según el grado de fracturación y karstificación que presenten.

Condiciones para obras en tierra

- Excavabilidad

Precisarán el empleo de explosivos para su excavación.

- Estabilidad de taludes

Se consideran estables, tanto los taludes naturales como artificiales, su estabilidad estará condicionada por el grado de fracturación y karstificación.

- Empujes sobre contenciones

Las contenciones no serán necesarias.

- Aptitud para préstamos

Las calizas se consideran rocas adecuadas en el P.P.T.G., para su empleo en pedraplenes.

- Aptitud para explanada de carreteras

La explanada que se realiza en roca posee categoría E-3.

- Obras subterráneas

Las calizas pueden situarse en la clasificación de Bieniawski (1979) entre las categorías III (Buena), si bien puede existir zonas donde la categoría sea IV (Mala).

Zona III₂

Localización

Esta unidad aflora con mayor extensión en las peñas de Gaztelu, y con menos espesor en la base de los niveles de turbiditas terrígenas.

Características litológicas

Se han agrupado calizas margosas y margas, si bien la características que se desarrollan a continuación se refieren fundamentalmente a los términos margosos, ya

que los términos más calcáreos presentan características geotécnicas más próximas a las descritas para la Zona III₁.

Características geotécnicas

En general presentan un importante espesor de meteorización, por lo que su comportamiento geotécnico será el de un suelo.

Se trata de una roca blanda, donde los procesos de alteración se desarrollan con extrema rapidez, al igual que la descripción de la anterior unidad margosa, es posible que presente una expansividad marginal. No se ha observado ningún afloramiento de roca sana, por lo que no se ha podido valorar sus características geotécnicas, aunque es permisible que en profundidad presenten una resistencia elevada.

Características constructivas

- Condiciones de cimentación

Las presiones admisibles calculadas para profundidad de cimentación mínima de 1,5 - 2 m, que corresponde al nivel alterado o saturado, generalmente varían entre 1,3 y 3 kp/cm². A mayor profundidad en las margas sanas, según los valores orientativos que se dan en el Código inglés pueden considerarse presiones admisibles entre 6 y 10 kp/cm². No obstante, como norma general, para edificios altos o cuando se prevean fuertes cargas concentradas, se requerirá un estudio de resistencia y deformabilidad.

Entre los problemas de cimentación puede considerarse :

- . Variaciones importantes del espesor del horizonte comprensible, que dan lugar a asientos diferenciales inadmisibles.
- . Presencia de niveles de arcillas blandas intercaladas entre margas sanas que pueden causar fenómenos de punzonamiento.
- . Presencia de niveles de areniscas no ripables que dificulten la excavación.

- Excavabilidad

Las zonas alteradas son suelos Medios-Duros, fácilmente excavables.

En las zonas donde aparecen margas sanas presentan una ripabilidad variable, entre ripable y no ripable.

- Estabilidad de taludes

Los taludes naturales son estables, únicamente presentan el problema de la alteración de las margas que progresivamente van deteriorando el talud, observándose abundantes acaravamientos. Los taludes artificiales, en las margas alteradas producirán flujos de barro y deslizamientos, mientras que los que se efectúen en margas sanas presentarán con el tiempo un deterioro progresivo.

- Empujes sobre contenciones

Se estiman Medios, pudiendo aumentar el tiempo en función de la alteración de los materiales y de la protección que se de a la coronación de talud.

- Aptitud para préstamos

Según los términos definidos en la Metodología, los materiales superficiales procedentes de la alteración del sustrato margoso se consideran No Aptos, ocasionalmente Marginales. En general, por tanto, no se aconseja su utilización en préstamos para viales.

Las margas sanas tampoco deben utilizarse en la ejecución de pedraplenes por su elevada alterabilidad.

- Aptitud para explanada de carreteras

Se trata de suelos No Aptos, que precisarán la extensión sobre ellos de una explanada mejorada.

- Obras subterráneas

Las obras subterráneas realizadas en estas Zonas afectarán a la formación sana que, de acuerdo con los términos descritos en la Metodología se consideran terreno Medio. Considerada como formación rocosa, según la clasificación de Bieniawski (1979), corresponde a roca Media (Clase III) a Mala (Clase II).

Zona III₃

Localización

Aflora con mayor extensión en la mitad meridional de la Hoja, formando parte de la gran masa de turbiditas terrígenas.

Características litológicas

La zona está constituida íntegramente por la alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas, correspondiendo a depósitos de origen turbidíticos. Los tramos arcillosos constituyen la mayor parte del depósito, condicionando, por lo tanto, las características geotécnicas. Para la definición geotécnica en estos materiales se dispone de una completa información referente al Flysch de Irurozqui, cuyo comportamiento geotérmico en conjunto es similar a los materiales de esta zona.

Análisis mineralógico efectuado en estos materiales, indican la siguiente composición mineralógica :

Minerales de la arcilla	37%
Cuarzo	17%
Plagioclasa	Indicios
Calcita	33%
Dolomita	10%
Hematites	< 1,5%
Ankerita	2%
Yeso	Indicios

Por lo que respecta a los minerales de la arcilla su composición es la siguiente :

Ilita	73%	27% total de la muestra
Clorita/Caolinita	27%	10% del total de la muestra
Sepiolita	Indicios	

Características geotécnicas

En esta formación podemos distinguir los siguientes niveles : una capa superficial de arcilla limosa gris plástica con cierta proporción de materia orgánica (tierra vegetal) y que alcanza en torno a 0,40 m de profundidad; el nivel de alteración del material sano subyacente constituido por arcilla marrón claro con niveles de areniscas, su espesor varía entre 1,5 y 6 m con un promedio de 3 m aproximadamente; una transición al flysch de color más grisáceo que el nivel alterado, su espesor se cifra en 1,50 m aproximadamente (oscilando entre 4,0 m y su práctica inexistencia); flysch sano formado por una alternancia de margas y arcillas calcáreas gris oscuro muy duras y niveles de areniscas gris, con abundantes diaclasas subverticales en toda la serie paralela a la estratificación.

En el Sistema Unificado corresponden fundamentalmente al tipo CL, con límite líquido comprendido entre 33.2 y 47.1 e índice de plasticidad entre 13.0 y 26.3.

El contenido de carbonatos se sitúa entre 24,0 y 51,3%. A efectos de agresividad de los suelos se ha determinado su contenido en sulfatos, expresado en tanto por ciento de SO_3^- de diversas muestras obteniéndose generalmente que el porcentaje es inapreciable.

Los ensayos de penetración dinámica tipo SPT indican que estos materiales, incluso alterados, son generalmente de resistencia compacta a dura ya que en todos los casos se alcanza el rechazo (para profundidades menores de 3,5 m).

Los ensayos de rotura a c. simple disponibles, se han efectuado en muestras alteradas y sanas, por lo que se ha podido valorar el diferente comportamiento. Se ha observado que los resultados son un reflejo del grado de alteración. Para los materiales arcillosos más alterados se obtienen resistencias de 1.22 y 1.51 kp/cm². En el nivel de transición al sustrato sano el valor de la resistencia a compresión simple ha sido de 0,07 kp/cm², en las margas relativamente sanas este ensayo ha dado valores entre 49 y 428 kp/cm² siendo los valores más bajos generalmente los de muestras a menos profundidad, con una media cercana a 200 kp/cm². Respecto a las areniscas pueden alcanzar hasta 795 kp/cm² de resistencia compresión simple.

Tomando como punto de partida los valores de la resistencia a compresión simple y empleando la correlación de Butler para arcillas sobreconsolidadas ($ER = 130 \times q_u$) se obtiene un valor de módulo de deformación a largo plazo de las margas alteradas de cerca de 100 kp/cm². No obstante, será probablemente algo más alto teniendo en cuenta que las correlaciones con los valores del golpeo en el ensayo SPT, como la enunciada por Stroud, permite deducir un módulo no inferior a 540 kp/cm². En la zona menos alterada, el módulo de deformación deducido a partir de la resistencia a compresión simple (9,97 kp/cm²) se cifra en 650 kp/cm².

La resistencia a compresión simple está bien correlacionada con la densidad seca de estos materiales. Ambos parámetros junto con la humedad natural sirven como indicadores del grado de alteración del flysch.

Respecto al comportamiento en deformación, en los dos ensayos edométricos llevados a cabo se han obtenido los siguientes parámetros. El índice de poros inicial e_0 , ha tomado valores de 0,566 y 0,611, mientras que los índices de compresión C_c resultantes han sido de 0,153 y 0,161, estos valores nos indican una consistencia del material definida como dura.

Para estimar problemas de expansividad se han consultado ensayos Lambe, clasificándose las muestras como marginales o no críticas. Por ello, no son de esperar problemas de este tipo.

La caracterización del macizo rocoso en cuanto a resistencia a compresión y módulo de deformación se realiza a partir de los parámetros de la roca matriz minorándolos mediante reglas empíricas que tienen en cuenta la existencia de

discontinuidades en el macizo. La resistencia a compresión del macizo se estima a 25 kp/cm², mientras que el módulo de deformación a adoptar se cifra en 10.500 kp/cm².

Igualmente se dispone de perfiles sísmicos realizados en esta formación, en los cuales se deduce que en el nivel más superficial correspondiente a la tierra vegetal y parte más alterada de este flysch, la velocidad de propagación de la onda sísmica es de 400 m/s aproximadamente. En la capa de flysch margoso comprimido y algo alterado esta velocidad puede oscilar entre 1000 y 1500 m/s, siendo en la zona sana superior a 3000 m/s.

Para la obtención o parámetros relacionados con obras de tierra, se han consultado ensayos de compactación con los materiales de calicatas y cuyos resultados se reflejan en el cuadro siguiente.

VALORES CORRESPONDIENTES AL FLYSCH DE IRUROZQUI

SONDEO	PROFUNDIDAD		TAMIZ 200 (%)	LL	PROCTO		C.B.R.		M.O (%)	USCS
	de	a			D.M. (t/m ³)	H.O. (%)	INDICE (100% p)	HIN. (%)		
C-116	0,50	0,70	80,0	34,9	1,89	12,4	4,3	1,80		CL
C-113	1,00	1,10	89,0	37,2	1,88	13,9				CL
C-111	0,50	0,75	71,0	33,2	1,87	14,8				CL
C-106	3,00	3,20	93,0	39,2	1,87	14,9	2,8			CL
C-115	1,20	-	95,0	40,8	1,81	16,1				CL
C-112A	0,80	1,00	97,0	39,1	1,80	15,3	3,0	1,71	0,32	CL
C-103	1,50	2,40	92,0	42,8	1,78	16,2	0,6			CL
C-110	2,30	2,65	97,0	41,0	1,73	17,5	2,5	1,64		CL
C-112	1,20	1,30	94,0	46,2	1,67	15,5	0,7	1,59		CL

Estos datos indican que los materiales de esta formación son generalmente inadecuados, en algún caso tolerables, de acuerdo con la clasificación establecida en el Pliego de Prescripciones Técnicas Generales para Obras de Carreteras y Puertos (PG-4) del MOPT.

De las determinaciones de humedad realizadas se deduce que el contenido de agua de las muestras superficiales alteradas es sólo ligeramente superior al óptimo exigido en la compactación. Este contenido desciende en las muestras de materiales sanos por lo que sería necesario su humectación para su empleo, además de algún tratamiento que resolviera el problema de su evolutibilidad.

Una característica fundamental de esta formación, que comparte con todas aquellas de carácter arcilloso y fuertemente preconsolidadas en su elevada susceptibilidad a la alteración inducida por la meteorización física-química. Así los desmontes observados presentan taludes de mediana pendiente, estando el material en superficie muy troceado formando escamas que se desprenden fácilmente con la mano, aunque, como señala Wilson, para este tipo de formaciones la alteración no suele profundizar mucho debido a la cubierta que forma el suelo residual formado.

A continuación se resumen las características geomecánicas de estos materiales :

CUADRO RESUMEN DE CARACTERISTICAS LITOLOGICAS Y GEOMECANICAS		
PROPIEDADES	Margas alteradas	Margas sanas
Clasificación USCS	CL	
Porcentaje de finos (%)	99 - 71 (MEDIA = 90,4)	
Límite líquido	47,1 - 33,2 (MEDIA = 39,7)	
Índice de plasticidad	26,3 - 13,0 (MEDIA = 20,3)	
Porcentaje de carbonatos (%)	51,3 - 24,0 (MEDIA = 37,4)	
Porcentaje de sulfatos (%)	0,21 - IND (INAPRECIABLE)	
Porcentaje de materia orgánica (%)	0,90 - 0,32	2,76 - 2,48
Densidad seca (t/m^3)	1,89-1,64 (MEDIA=1,74)	(MEDIA = 2,57)
Humedad natural (%)	19,6-15,4 (MEDIA=18,1)	5,2-1,2 (MEDIA=2,9)
Q_u (kp/cm^2)	9,97 - 1,22	795-49 (MEDIA=267)
Cohesión (kp/cm^2)	0,2 - 1,35	2 - 15
Ángulo de rozamiento interno	22,3 - 32,6	30 - 35
Módulo de deformación (kp/cm^2)	100 - 650	10500
Q_u = Resistencia a compresión simple		
NOTA : Parámetros de resistencia al corte similares a los de MARGAS DE PAMPLONA		

Características constructivas

- Condiciones de cimentación

En función de los valores de la resistencia al corte, resistencia a compresión simple y parámetros de deformabilidad, se han calculado las presiones admisibles, en los términos que establece la Metodología, para los suelos superficiales de alteración de esta formación.

Las presiones admisibles calculadas en el nivel superficial reblandecido o saturado son en el peor de los casos superiores a $1,4 \text{ kp/cm}^2$, según se deduce de los ensayos de resistencia a compresión simple. Atendiendo a los resultados de los ensayos SPT serán probablemente mayores. En los niveles algo alterados y en los relativamente sanos, según los valores orientativos que se dan en el Código inglés CP2004/1972, pueden considerarse presiones admisibles entre 6 y 10 kp/cm^2 , posiblemente superiores dada la resistencia a compresión, superior en muchos casos a los 100 kp/cm^2 , pero que para edificios habituales suponen valores suficientes. No obstante, como norma general, para edificios altos o cuando se prevean fuertes cargas concentradas, se requerirá un estudio de resistencia y deformabilidad.

El tipo de cimentación a emplear depende del espesor del horizonte alterado y de su grado de alteración, particularmente en las áreas donde su potencia sea mayor. Se supone por otra parte, que la edificación carece de sótanos, que obligan a efectuar la excavación del terreno y pueden cambiar totalmente el planteamiento de la elección.

Con mayor probabilidad la cimentación será de tipo superficial (zapatas o losa) o semiprofunda, mediante pozos. Para edificios bajos, de menos de seis alturas, la cimentación en general, podrá realizarse mediante zapatas; para alturas superiores se deberá o bien recurrir a losa si la capacidad portante del terreno se sitúa en torno a $1,5 \text{ kp/cm}^2$, o bien deberán buscarse niveles resistentes más profundos en cuyo caso se deberá recurrir a cimentación semiprofunda (mediante pozos) siempre que esos niveles se encuentren entre 3 y 6 m de profundidad. Ocasionalmente, puede ser necesario el empleo de pilotes si el espesor de margas alteradas es superior a 5-6 m y se precisen cargos admisibles superiores a las que posean dichas margas en el punto considerado.

El empleo de losa de cimentación puede ser particularmente adecuado cuando en el área ocupada por el edificio, se produzcan variaciones notables en el espesor del horizonte alterado, que den lugar a asentamientos diferenciales inadmisibles si se pretendiera cimentar mediante zapatas aisladas, por otra parte, la cimentación por losa es una solución costosa para edificios bajos (6-8 plantas).

En donde el espesor del horizonte alterado es más reducido, la ejecución de cimentaciones requerirá un acondicionamiento previo del terreno (desmontes) en función de sus condiciones topográficas y el tipo de cimentación más probable será el superficial.

En función de los resultados del análisis del contenido en sulfatos de los materiales de esta formación no se esperan problemas de agresividad; tampoco de afluencia de agua a las excavaciones.

Entre los problemas de cimentación pueden considerarse :

- . Variaciones importantes del espesor del horizonte compresible, que dan lugar a asentamientos diferenciales inadmisibles.
- . Alterabilidad del material que aconseja realizar las cimentaciones inmediatamente después de excavadas o al menos la protección del fondo con una capa de hormigón pobre.
- . Dificultad en la excavación al encontrarse el horizonte no ripable a poca profundidad que puede llegar a aparecer a 2,50 m.

Condiciones para obras de tierra

- Excavabilidad

A partir de 4,0 m de profundidad, como media, se deberá excavar con ayuda de explosivos ya que se detectan rocas en estado sano con velocidades de onda sísmica superiores a 3.000 m/sg. y no arrancables por medios mecánicos según los catálogos de distintos fabricantes de maquinaria de movimiento de tierras.

Los niveles suprayacentes son arrancables por medios mecánicos convencionales, es decir tractores o bulldozers de potencia superior a 240 CV en estado normal de uso.

Se recomienda además para evitar una intensa fracturación del macizo la utilización de técnicas especiales de voladura como el precorte o el control exhaustivo del volumen de explosivo. Esta precaución redundará además en una mejor conservación del talud de desmonte y una menor meteorización.

- Estabilidad de taludes

En referencia a este punto, la problemática que presenta esta formación similar a la de las margas eocenas englobadas con la denominación de Margas de Pamplona.

Se observa en los taludes naturales la típica escamación y fisuración de estas formaciones que no impide sin embargo que existan taludes naturales abruptos, ya que su resistencia es elevada. Soportan bien, salvo con estratificación desfavorable, cortes de elevada altura con taludes inclinados. La presencia de capas de areniscas calcáreas, que arman el talud, es un factor primordial para esta resistencia.

Desde el punto de vista de la estructura del macizo, la existencia de zonas con alto buzamiento de las capas de flysch margoso (60° a 70°) implica que ángulos de corte por debajo de los 60° darían lugar a taludes seguros ya que todos los estratos quedarían enclavados y encajados en el terreno sin posibilidades de rotura plana a favor de la estratificación. Sólo sería entonces posible roturas a favor de planos de continuidad (diaclasas) con orientación desfavorable, que da lugar al fenómeno de toppling o vuelco de estratos. Otras zonas, sin embargo, presentan buzamientos de 25° a 45° . En donde se dieran condiciones desfavorables de rumbos de desmonte y de la estratificación paralelos, deben adoptarse taludes suaves del orden de la inclinación de la estratificación para prevenir la rotura plana a favor del buzamiento de los estratos, máxime teniendo en cuenta la alterabilidad de estos materiales. El talud del lado contrario no presentaría problemas de estabilidad al dirigirse los estratos hacia el interior del macizo pudiendo adoptarse taludes abruptos.

En la zona de meteorización de la roca la rotura del talud puede llegar a ser circular, según se señala en el Capítulo 9 del libro "Rock Slope Engineering" de

Hoek y Bray. Estos deslizamientos serían poco profundos dado que la alteración no es muy profunda.

- Empujes sobre contenciones

Se estiman entre Bajos y Medios, dependiendo de la alteración de los materiales y de la protección que se de a la coronación del talud.

- Aptitud para préstamos

Al igual que las Margas de Pamplona se consideran materiales No Aptos, ocasionalmente Marginales. Las condiciones de su posible uso deben ajustarse a lo que recomienda en el caso de las Margas de Pamplona.

- Aptitud para explanada de carreteras

Se trata de suelos No Aptos, que precisarán la extensión sobre ellos de una explanada mejorada.

- Obras subterráneas

Las obras subterráneas realizadas en estas Zonas afectarán a la formación sana que, de acuerdo con los términos descritos en la Metodología se consideran terreno medio. Considerada como formación rocosa, según la clasificación de Bieniawski (1979), corresponde a roca Media (Clase III).

Zona III₄

Localización

Esta zona, está formada por niveles calcáreos intercalados entre los niveles detríticos turbidíticos descritos anteriormente.

Características litológicas

Esta zona está constituida por tres niveles característicos formados por un tramo basal con brechas calcáreas, un nivel intermedio formado por margas por bloques y un tramo superior calcarenítico; la potencia de este conjunto es del orden de los 200 m, acuñándose en algunas ocasiones lateralmente, concretamente los niveles cartográficos 35, 36, 37 y 41. Estos niveles han sido denominados por LABAUME (1983) como megaturbiditas 2, 3, 4 y 5.

Características geomecánicas

Las calcarenitas deben poseer resistencia entre baja (q_u 60-200 kp/cm²) y moderada (q_u = 200-600 kp/cm²), con eventuales zonas Muy Malas (RQD = 0-25).

Cualquier estudio de detalle que precise la definición geomecánica del macizo rocoso deberá atender a la caracterización completa de sus discontinuidades (orientación, continuidad, espaciado, abertura, relleno y rugosidad), con especial atención a la localización de zonas laminadas o intercalaciones margosas.

Características constructivas

- Condiciones de cimentación

De acuerdo con los valores orientativos que da la norma DIN 1054 y el código inglés CP2004/1972, teniendo en cuenta el buzamiento de los estratos, pueden considerarse, también con carácter orientativo, presiones admisibles del orden de 10 kp/cm². Sin embargo, para un diseño correcto de la cimentación y para edificios altos o con cargas concentradas altas, será necesario un estudio de fracturación del macizo rocoso.

Para edificios habituales, con cargas máximas de unos 3-4 kp/cm², la resistencia del terreno es suficiente, el tipo de cimentación más probable será el superficial mediante zapatas aisladas, cuya área no debe ser inferior a 4 veces el ancho del pilar o 1 x 1 m² para prever excentricidades y concentración de tensiones.

Respecto a cimentaciones próximas a bordes de taludes puede ser necesario recurrir a anclajes o bulonados en función de la disposición de la estratificación y de la red de diaclasado, para evitar inestabilidades debidas a la aplicación de cargas en coronación.

Condiciones para obras de tierra

- Excavabilidad

La ripabilidad de los materiales, viene condicionada por su fracturación. en general no se consideran ripables.

- Estabilidad de taludes

No se ha observado inestabilidad importante.

- Empujes sobre contenciones

En general, serán de tipo Bajo o Nulos.

- Aptitud para préstamos

Se trata de rocas adecuadas para su empleo en pedraplenes de acuerdo con los conceptos establecidos en el Pliego de Prescripciones Técnicas Generales anteriormente citado.

- Aptitud para explanada de carreteras

Pueden constituir explanada tipo E-3.

- Obras subterráneas

Según la clasificación de Bieniawski (1979), considerando una orientación de las diaclasas entre media y desfavorable, se clasifican los materiales de II_4 , entre las categorías III (Media) y II (Buena).

Localización

Se encuentra distribuidos por todo el área de la Hoja y en concreto adquieren un mayor desarrollo a lo largo del río Irati.

Características litológicas

Litológicamente los materiales de edad cuaternaria que aflora en esta Hoja; están formados en una gran parte por los sedimentos detríticos, conglomerados, arenas, limos y arcillas que conforman el aluvial del río Irati. Además existen grandes extensiones de material coluvionar.

Características geotécnicas

Como se ha descrito anteriormente, se han agrupado dentro de esta zona todos los depósitos cuaternarios. No se dispone de ensayos de estos materiales, pero en general se tratan de depósitos escasamente consolidados, donde los problemas geotécnicos están condicionados a la disposición geomorfológica y estratigráfica.

Características constructivas

- Cimentación

Existe una amplia gama de valores en función del subsuelo donde se prevé cimentar.

A falta de ensayos geotécnicos puntuales, considerando los valores que aparecen en las diferentes Normas y Códigos se pueden diseñar cargas admisibles variables entre 1 y 5 kp/cm² dependiendo de que se trate de un limo de consistencia rígida a una grava de compacidad alta.

Igualmente, en los depósitos aluviales, deberá contemplarse, en el momento de diseñar la cimentación, la posición del nivel freático y sus posibles variaciones, que pueden dar lugar a subpresiones sobre las obras de cimentación.

Cuando se trata de depósitos coluviales, se aconseja llevar la cimentación al sustrato rocoso.

Condiciones para obras de tierra

- Excavabilidad

En general, son todos fácilmente excavables.

- Estabilidad de taludes

Los taludes naturales en depósitos de terraza se mantienen estables, los artificiales, en ausencia del nivel freático, se mantienen verticales con alturas pequeñas 2-3 m, para mayores alturas deben proyectarse 3 H: 4 V, tomando eventualmente medidas correctoras.

Los taludes artificiales, en material aluvial, cuando está por encima del nivel freático se mantienen estables, si se corta el nivel freático se produce desmoramientos.

Por último en material coluvial, se aconseja no sobrepasar los 30°.

- Empujes sobre contenciones

Varían entre Bajos y Altos.

- Aptitud para préstamos

Existe una amplia gama en tipos de suelos, desde inadecuados a seleccionados.

- Aptitud para explanadas de carreteras

Los depósitos de terraza se consideran entre Aptos y Marginales, los materiales aluviales son marginales y el material que constituye coluviones se considera no apto.

Obras subterráneas

En general las obras subterráneas importantes, afectarán al sustrato.

Obras de menor entidad, encontrarían un terreno difícil, según lo establecido en la Metodología.

6. BIBLIOGRAFIA

ADAN DE YARZA, R.

1918

Descripción físico-geológica del País Vasco-Navarro. Geografía General del País Vasco Navarro.

t.1., pp. 1-86. 49 fig., 1 mapa geol. 1:800.000, Barcelona

ARCE, R., OLMEDO, F., PESQUERA, A. y VELASCO, F.

1984

Metamorfismo de grado bajo y muy bajo en la mitad occidental del macizo de Aldudes (Navarra).

I Congr. Esp. Geol. T-II. 15-25

BARNOLAS, A.; SAMSO, J.M.; TEIXELL, S.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, Libro-Guía Excursión n 1, Vic, 1991, 123 pp.

BARNOLAS, A. y TEIXELL, A.

1992

La cuenca surpirenaica de Jaca como ejemplo de cuenca de antepaís marina profunda con sedimentación carbonática en el margen distal.

Simposio sobre Geología de los Pirineos, III Congr. Geol. de Esp. Salamanca 9 pp.

BERTRAND, L.

1911

Sur la structure géol. des Pyrénées occid. et leurs relations avec les Pyrénées orient. et cent.; essai d'une carte struct. Pyrén.

Bull. Soc. Géol. France, 4 sér., 11, pp. 122-153, 6 figs., 1 pl., Paris

BOER, H.V.; KRAUSE, H.F.; MOHR, K.; MULLER, R.; PILGER, A. y REQUADT, H.

1974

La région de magnesite d'Eugui dans les Pyrénées Occidentales. Pirineos (C:S:I:C:) 111:21-39

CAMARA, P. y KLIMOWITZ, J.

1985

Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica

Estudios geológicos nº 41 391-404.

CANUDO, J.L.; MOLINA, E.; RIVELINE, J.; SERRA-KIEL, J. y SUCUNZA, M.

1988

Les événements biostratigraphiques de la zone prépyréenne d'Aragon (Espagne), de l'Eocène moyen à l'Oligocène inférieur.

Rev. de Micropl., 31.

CARBAYO, A.; DEL VALLE, J.; LEON, L. y VILLALOBOS, K.F.

1978

Hoja Geológica a escala 1:50.000 (MAGNA), nº 116, Garralda

CARBAYO, A. y DEL VALLE, J.

1974

Hoja Geológica a escala 1:50.000 (MAGNA) nº 91, Valcarlos

CARBALLO, A.; KPAUSSE, N.F. PILGER, A.

1974

Mapa Geológico de España. Esc. 1:50.000. 2ª Ser. Hoja nº 91. Valcarlos. IGME.

CASTIELLA, J.; SOLE, J. y DEL VALLE, J.

1978

Memoria Explicativa de la Hoja 1:200.000. Mapa Geológico de Navarra.

Servicio Geológico, Diputación Foral de Navarra.

CASTIELLA, J.; SOLE, J.; NIÑEROLA, S. y OTAMENDI, A.

1982

Las aguas subterráneas en Navarra. Proyecto hidrogeológico

Diputación Foral de Navarra, 230 pp.

CAVELIER, C.

1968

L'Eocene superieur et la base de l'Oligocene en Europe occidentale

Memoire du BRGM, Colloque sur L'Eocene.

CIRY, R.

1951

Observations sur le Crétacé de la Navarre espagnole au nord-ouest de Pamplone.

C.R. Acad. Sc., 233, pp. 72-74, Paris.

CIRY, R.; AMIOT, M. y FEVILLÉE, P.

1963

Les transgressions cretacées sur le massif d'Oroz-Betelu

B.A.S.G.F. (7), V, P. 701-707

COLOM, G.

1945

Estudio preliminar de las microfaunas de foraminíferos de las margas eocenas y oligocenas de Navarra.

Est. Geol. nº 2 pp. 33-84. Madrid.

CORPAS, J.R.

1991

Guía de Navarra.

Ed. El País-Aguilar, 231 pp., Madrid

CHAVEZ, A.; NEURDIN, R.; MAROCCO, J.; DELFAUD, J.

1985

Sedimentary organization of the upper Eocene deep sea fan (Tubiditas de Yesa) of Sangüesa 6th Europ Meeting of Sedimentology IAS-Lleida 84-87.

CHESTERIKOFF, A.

1964

Note sur l'existence d'un paléodome dans la region de Burguete - Arive - Arrieta (Pyrénées basques espagnoles) et ses relations métalogeniques avec les mineralisations peripheriques
Bull. Soc. Geol. de France (7), VI

DAMESTOY, G.

1961

Etude de la serie devonienne de la vallee du Quinto (Basses - Pyrénées)

C.R. sonom. S.G.F., p. 75-76

DEL VALLE, J. y PUIGDEFABREGAS, C.

1978

Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 141. Pamplona

IGME

DELFAUD, J.

1969

Essais sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurasiqne et le Crétacé supérieur.

Thèse Fac. Sc. Bordeaux, 5 vol., 820 pp.

DONEZAR, M.; ILLARREGUI, M.; DEL VAL, J. y DEL VALLE DE LERSUNDI, J.

1990

Mapas de erosión actual y erosión potencial en Navarra, a escala 1:200.000.

Inst. Suelo y Conc. Parc. de Navarra - I.T.G.E.

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.

FACI, E.; CASTIELLA, J.; DEL VALLE, J.; GARCIA, A.; DIAZ, A.; SALVANY, J.M.; CABRA, P. y RAMIREZ, J.

1992

Actualización del Mapa Geológico de Navarra a escala 1.200.000

Gobierno de Navarra.

FEUILLEE, P.

1965

Contribution á la connaissance du Crétace moyen du Nord et de l'Oueste de la Navarre espagnole.

Actes 4^o Congrès Intern. Etudes Pyrénéenes, Pau-Lourdes, 11,16 sept.1962, 1, sect.1, pp.

FROUTE J.Y.

1988

Le rôle de l'accident d'Estella dans l'histoire géologique Cretace superieru a Miocene des Navarra-Alavais.

These. Universite de Pau

GARCIA SANSEGUNDO, J.

1991

Estratigrafía y estructura de la Zona Axial Pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça.

Tesis Doct. Univ. de Oviedo.

GOMEZ DE LLARENA, J.

1950

La magnesita de Eugui (Navarra)

Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid, 48

HEDDEBAUT, C.

1965

Recherches stratigraphiques et paleontologiques dans le massif des Aldudes (Basses - Pyrénées)

Bul. Soc. Geol. France, 7

HEDDEBAUT, C.

1967

Observations tectoniques sur le massif des Aldudes (Basses Pyrénées)

C.R. Somm Seances Soc. Geol. France

HERNANDEZ SAMPELAYO, P.

1933

El flysch en Yesa, Navarra.

Not. y Comunicados del IGME.

HOTTINGER, L.

1961

Acerca de las Alveolinas paleocenas y eocenas

N. y C. IGME, nº 64, p. 37, Madrid.

JOHNS, D.R., MUTTI, E., ROSELL, J. y SEGURET, M.

1981

Origin of a thick, redeposited carbonate bed in the Eocene turbidites of the Hecho Group.
South-Central Pyrenees.

Geology, 9, pp. 161-164.

KLARR, K.

1971

Der geologische Bau des südöstlichen Teiles vom Aldudes - Quinto Real - Massiv
(Spanische Westpyrenäen)

Clausthaler Geol. Abh. II Clausthal - Zellerfeld

KLARR, K.

1974

La structure géologique de la partie sud-est du Massif des Aldudes - Quinto Real
(Pyrénées Occidentales)

Pirineos III

KULLMANN, J.

1970

Oberdevonische und karbonische Goniatiten-Faunen in den Spanischen Westpyrenäen.

Clausthaler Geol. Abh. H. 12.

LABAUME, P.

1983

Evolution tectono-sédimentaire et mégaturbidites du bassin turbiditique éocène sud-pyrénéen.

These 3^{ème} cycle, USTL, Montpellier, 170 p.

LABAUME, P.; MUTTI, E.; SEURET, M. y ROSELL, J.

1983

Megaturbidites carbonatées du bassin turbiditique d l'Eocene inferieur et moyen sud-pyrénéen.

Bull. Soc. Géol. France, (6), 25 pp.

LABAUME, P.; MUTTI, E.; y SEURET, M.

1987

Megaturbidites : A Depositonal Model From the Eoceno of the SW-Pyrenean Foreland Basin Geo-Marine. Letters 7 pp. 91-101.

LABAUME, P., SEURET, M. y SYEVE, C.

1985

Evolution of a turbidite foreland basin an analogy with an accretionay prism : Example of the Eoceno South-Pyrenean basin.

Tectonics 4 pp. 661-68.

LAMARE, P.

1927

Sur la structure des Pyrénées navarraisses.

C.R. XIV^o Congr. Geol. Intern., T. 2, p. 693-698, Madrid.

LAMARE, P.

1931

Sur l'age des couches á facies flysch de la zone sudpyrénéenne en Navarra.

C.R. Somm. S.G.F., 4 mai 1931, 9-10, 107-109, Paris.

LEON, I.; MARROCCO, R.; NEURDIN, J. y DELFAUD, J.

1985

The tidal-flat of the Sangüesa zone, Uppermost Eocene (Areniscas de Liedana Formation) of the South Pyrenean Basin of Jaca-Pam.

6th European Reg. Meeting of Sediment. IAS, Lleida-85, pp.248-251 (Abstract)

LEON, O. I.

1972

Síntesis paleogeográfica y estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra. Paso al Eoceno. Bol. Inst. Geol. Min. España t. 83, pp. 234-241, Madrid.

LEON, O. I.

1985

Etude sedimentologique et reconstitution du cadre geodynamique de la sedimentation detritique fini Eocene-Oligocene sud Pyreneen.

These. Universite de Pou.

MAGNA. (MAGNESITAS DE NAVARRA, S.A.)

1985

Mineralizaciones de magnesita en el anticlinal de Asturreta (Navarra).

Informe interno.

MANGIN, J.P.

1960

Le Nummulitique sud.pyrénéen á l'Ouest de l'Aragon

Pirineos, 51-58, 631 p., 113 figs. 19 pls., 1 carte géol. au 1:200.000, Zaragoza

MANGIN, J.P.

1965

Le segment Basco-Aragonais dun Front Sud-Pyrénéen

Actes IV Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes Pau-Lourdes, 11-16, Set. 1962, 1 (1), pp. 69-73, 1 fig., Toulouse.

MENSUAS, S.

1960

La Navarra media oriental. Estudio geográfico.

Inst. Príncipe de Viana, Dep. Geol. Aplic. Zaragoza, Serv. Reg. 8, 186, pp., 40 figs. y 25 láminas.

MIROUSE, R.

1967

Le Dévonien des Pyrénées occidentales et Centrales (France).

Interm. Sympos. Devonian System. Vol., I, pp. 153-170, 1 fig., Calgary

MOHR, R. y PILGER, A.

1965

Das Nord-Süd-streichende Lineament von Elizondo in den westlichen Pyrenäen.

Geol. Rdsch., 54 (1964), 2, s. 1044-1060, 7 Abb., Stuttgart.

MULLER, J.

1967

Sur la superposition des déformations dans les Pyrénées occidentales.

C.R. Acad. Sc. 265, Sér. D. pp. 400-402, Paris

MUTTI, E.

1977

Distinctive thin-bedded turbidite facies and related environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrenees. Spain).

Sedimentology, 24.

MUTTI, E.

1984

The Hecho Eocene Submarine Fan System. South-Central Pyrenees Spain.

Geo-Marine Letters, 3.

MUTTI, E.; LUTERBACHER, H.; FERRER, J. y ROSELL, J.

1972

Schemas stratigrafico e lineament. Facies del paleog. marino della zona cent. Sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Nav.).

Mem. Soc. Gel. Ital., 11 : 391-416.

MUTTI, E.; REMACHA, E.; SGAVETTI, M.; ROSELL, J.; VALLONI, R. y ZAMORANO, M.

1985

Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho. Group turbidite systems. South-central Pyrenees.

In : M.D. Milá y J. Rosell eds : 6th European Regional Meeting I.A.S. y Lleida.

PAYROS, A.; ORUE-ETXEBARRIA, X.; BACETA, J.J. y PUJALTE, V.

1994

Las "megaturbiditas" y otros depósitos de resedimentación carbonatada a gran escala del Eoceno surpirenaico : Nuevos datos del área Urrobi - Ultzama (Navarra).

En prensa

PFLUG, R.

1973

El diapiro de Estella (traducción de J. GOMEZ DE LLARENA)

Rev. MUNIBE. Soc. Cien. Nat. ARANZADI, año XXV, núm. 2-4 pp. 171-202, San Sebastián.

PILGER, A.

1974

Dévonien supérieur, Carbonifère inférieur et Namurien avec la magnésite d'Eugui au Sud Ouest du massif d'Aldudes Quinto Real dans les Pyrénées Occidentales espagnoles. Pirineos (C.S.I.C.) III: 129-145

PLAZIAT, J.C.

1969

La transgr. de l'Eocene moyen en Haut Arag. et Nav. et son role dans la defin. des grandes ensembles struct. en domaine subpy.

94° Cong. National del Societe savants. Pau 1969. Sciences vol. 2, pp. 293-304.

PUIGDEFABREGAS, C.

1975

La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca

Tesis Doctoral. Pirineos, 104

PUIGDEFABREGAS, C. y SOLER, M.

1973

Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gallego (prov. de Huesca).

Pirineos, 109 : 5-15.

PUIGDEFABREGAS, C.; ROJAS, B.; SANCHEZ, I.; DEL VALLE, J.

1978

Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. 2ª Ser. Hoja nº 142. Aoiz. IGME

PUIGDEFABREGAS, C.; MUÑOZ, J.A. y MARZO, M.

1986

Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin.

In : P.A. Allen y P. Homewood (eds). Foreland Basins Seep. Publ. Int. Ass. Sediment., 8.

RAMIREZ DEL POZO, J.

1971

Bioestratigrafía y microfácies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (región cantábrica)

Mem. Inst. Geol. M.E. 78 (3 vol.) 357 p., 141 lám., Madrid.

REMACHA, E.

1983

Sand tongues de la Unidad de Broto (Grupo de Hecho) entre el anticlinal de Boltaña y el Río Osca (Prov. de Huesca).

Tesis Doct. Univ. Autónoma de Barcelona, 163 p.

REMACHA, E.; ARBUÉS, P. y CARRERAS, M.

1987

Precisiones sobre los límites de la secuencia deposicional de Jaca. Evolución de las facies desde la base de la secuencia hasta el techo de la arenisca de Sabiñánigo.

Bol. Geol. y Min. 98, pp 40-48.

REMACHA, I. 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, Libro Guía excursión nº 8. Vic. 117 pp.

REQUADT, M.

1974

Aperçu sur la stratigraphie et le facies du Devonien inferieur et moyen dans les Pyrénées Occidentales d'Espagne.

Pirineos, III

RIBA, O. y PEREZ MATEOS, J.

1962

Sobre una inversión de aportes sedimentarios en el borde Norte de la cuenca Terciaria del Ebro (Navarra)

II Reunión del Grupo Español de Sedimentología. Sevilla.

RIOS, J.M.; ALMELA, A. y GARRIDO, J.

1944

Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo Navarro

Notas y com. Inst. Geol. y Min. España. 13 (1944) : 141-164; 14 (1945) : 139-198; 16 (1946) : 57-119.

RIOS, L.M.; LANAJA, J.M. y FRUTOS, E.

1982

Mapa Geológico de España Escala 1:50.000. 2ª Ser. Hoja nº 178.

BROTO. IGME.

ROBADOR, A.

1990

Early Stratigraphy

In : Introduction to early Paleogene of the South Pyrenean basin. Field Trip guidebook.

I.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos). IUGS-UNESCO, Chap. 2.

ROBADOR, A.; SAMSO, J.M.; SERRA-KIEL, J. y TOSQUELLA, J.

1990

Field Guide. In: Introduction to the early Paleogene of the south Pyrenean basin. Field Trip Guidebook.

L.G.C.P. Project 286 (Early Paleogene Benthos), IUGS-UNESCO, Chap, 4, pp. 131-159

ROSELL, J. y PUIGDEFABREGAS, C.

1975

The sedimentary evolution of the Paleogene south Pyrenean basin.

IAS 9 th. International Congress. Nice, July 1975.

RUIZ DE AGONA, M.

1947

Nota preliminar. El Bartonense en la cuenca de Pamplona.

N. y C. IGME., nº 17, p. 159-166, Madrid.

RUPKE, N.A.

1976

Sedimentology of very thick calcarenite-marlstone beds in a flysch succession, southwestern Pyrenees.

Sedimentology 23.

SEGURET, M.; LABAUME, P. y MADARIAGA, R.

1984

Eoceno seismicity in the Pyrenees from megaturbidites in the south-Pyrenean Basin (North Spain).

Mr. Geol., 5, pp. 117-131.

SOLER, M. y PUIGDEFABREGAS, C.

1970

Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental

Pirineos, 96

SOUQUET, P.

1967

Le Crétace Supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre

Thèse Doct. Sc. Nat. Arch. Orig. Centre Docum. C.N.R.S. Nr. 1.351, 488 p., 13 cartes, 86 pl.,

Toulouse 1967 (édit privat., 529, p., 29 pl. Toulouse, 1967).

TEIXELL CACHARO, A.

1992

Estructura Alpina en la transversal de la terminación occidental de la zona Axial Pirenaica.

Tesis Doctoral, Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología.

Facultad de Geología, Universitat de Barcelona.

VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; EISNER, P.N. y PEREZ CRUZ, G.A.

1990

Stratigraphic signatures separating tectonic, eustatic and sedimentologic effects on sedimentary sections.

AAPG Anual Convention, San Francisco. AAPG. Bul.

VAN DE VELDE, E.

1967

Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc, Huesca province.

Est. Geol.

VAN LUNSEN, H.A.

1970

Geology of the Ara-Cinca region. Spanish Pyrenees. Provincie of Huesca.

Geol. Utraiectina, 16.

VILLALOBOS, L.; RAMIREZ, J.

1974

Contribución al estudio del Cretácico superior de facies flysch de Navarra.

Pirineos III.

FIGURA 1.6. CUADRO DE EQUIVALENCIAS DE LAS MEGATURBIDITAS CARBONATICAS DEL GRUPO DE HECHO

ESTE TRABAJO	PAYROS ET AL (1994)	TEIXELL (1992)	LABAUME ET AL (1983)	UNID. CART.	EDAD
MT1	-	MC1 CIRCO DE AISA	-	-	CUISIENSE
MT2	-	MC2 MAGDALENA	MT2 ISABA	35-36	
MT3	MGC URITZ	MC3 VILLANUA	MT3 URZAMQUI-VILLANUA	37	
MT4	MGC ESPOTZ	MC4 GARDE-COTEFABLO	MT4 ARCE-GARDE-COTEFABLO	40 a 42	
MT4 bis	MGC BERRONDO	-	-	-	
MT5	MGT ANT XORITZ	MC5 RONCAL	MT5 RONCAL-FISCAL	44 a 46	LUTECIENSE
MT5 bis	MGC ORBAIZ	Reconocida a E. de la Foz de Biniés	-	-	
MT6	MGT ZALBA	MC6 FAGO	MT6 FAGO	48 a 50	
MT7	MGT IROTZ	MC7 ARTESA	MT7 ARTESA	52 a 54	
MT8	-	MC8 EMBUN-JACA	MT8 EMBUN	56	
MT9	-	MC8 EMBUN-JACA	MT9 JACA	56	