

HOJA 116 - 1 (ERRO)

INDICE

0. INTRODUCCION

1. ESTRATIGRAFIA

1.1 Paleozoico

1.1.1. Devónico

1.1.1.1. Cuarcitas con intercalaciones pizarrosas (nivel 6). Cuarcitas de Ocoro. Frasnense medio - superior

1.1.1.2. Esquistos arenosos (nivel 7). Esquistos de Artesiaga. Frasnense medio - superior

1.1.1.3. Lutitas y areniscas rojas (nivel 8). Famenense

1.1.1.4. Análisis secuencial del Devónico

1.1.2. Carbonífero

1.1.2.1. Calizas dolomíticas (nivel 9). Calizas de Suriain. Dinantiense

1.1.2.2. Pizarras con niveles dolomíticos (nivel 10). Esquistos de Arga. Dinantiense - Namuriense

1.1.2.3. Dolomías (nivel 11). Dolomías de Ochaverri. Namuriense

1.1.2.4. Magnesitas (nivel 12). Formación Asturreta. Namuriense

1.1.2.5. Dolomías (nivel 13). Formación Asturreta. Namuriense

1.1.2.6. Dolomías con pizarras y calizas (nivel 14). Formación Baserdi. Namuriense

1.1.2.7. Alternancias de esquistos y grauwacas (nivel 15). Formación Olazar. Westfaliense

1.1.2.8. Análisis secuencial del Carbonífero

1.2. Mesozoico

1.2.1. Triásico

- 1.2.1.1. Conglomerados (nivel 16). Facies Buntsandstein 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). Facies Buntsandstein Anisiense - Ladiniense
- 1.2.1.5. Areniscas rojas, limolitas y arcillas (nivel 20). Scythiense - Ladiniense
- 1.2.1.6. Análisis secuencial del Triásico

1.2.2. Cretácico

- 1.2.2.1. Arenas (nivel 21). Albiense - Cenomaniense
- 1.2.2.2. Calizas (nivel 22). Albiense - Cenomaniense
- 1.2.2.3. Dolomías y areniscas (nivel 23). Santoniense
- 1.2.2.4. Margas y limolitas (nivel 24). Maastrichtiense
- 1.2.2.5. Calizas arenosas (nivel 26). Maastrichtiense
- 1.2.2.6. Alternancia de calcarenitas y margas (nivel 27). Maastrichtiense
- 1.2.2.7. 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 margosas (nivel 31). Thanetiense-Ilerdiense
- 1.3.1.4. Alternancia de calizas y margas (nivel 33). 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. Calcarenitas (nivel 37). Cuisiense

1.3.2.3. Alternancias de calcarenitas y margas (nivel 38). Cuisiense

1.3.2.4. Arcillas margosas y calcarenitas (nivel 39). Cuisiense

1.3.2.5. Análisis secuencial del Ilerdiense terminal - Cuisiense

1.4. Cuaternario

1.4.1. Arcillas de descalcificación (57)

1.4.2. Glacis (58 y 67)

1.4.3. Terrazas (60 y 61)

1.4.4. Conos de deyección (62)

1.4.5. Coluviones (64)

1.4.6. Deslizamientos (65)

1.4.7. 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
- 3.2.2.4. Formas poligénicas

3.3. Formaciones superficiales

3.4. Evolución geomorfológica

3.5. Procesos activos y tendencias futuras

4. HISTORIA GEOLOGICA

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. Recursos minerales

5.1.1. Minerales metálicos

5.1.1.1. Mercurio

5.1.1.2. Plomo

5.1.1.3. Cobre

5.1.2. Rocas y minerales industriales

5.1.2.1. Magnesitas

5.1.2.2. Calizas y dolomías

5.1.2.3. Arenas y areniscas

5.2. Hidrogeología

5.2.1. Descripción de las formaciones

5.2.1.1. Esquistos con lentejones de areniscas y calizas. Frasnense -
Fameniense

5.2.1.2. Calizas dolomíticas. Dinantiense

5.2.1.3. Pizarras con niveles dolomíticos. Namuriense A

5.2.1.4. Dolomías. Namuriense B

5.2.1.5. Alternancia de esquistos y grauwas. Westfaliense

5.2.1.6. Conglomerados, areniscas y arcillas. Triásico

- 5.2.1.7. Arenas y areniscas. Triásico
- 5.2.1.8. Arenas. Albiense - Cenomaniense
- 5.2.1.9. Calizas. Albiense - Cenomaniense
- 5.2.1.10. Dolomías y areniscas. Santoniense
- 5.2.1.11. Margas. Maastrichtiense
- 5.2.1.12. Calizas. Maastrichtiense - Thanetiense
- 5.2.1.13. Margocalizas y margas. Thanetiense - Ilerdiense
- 5.2.1.14. Alternancia de arcillas, calcarenitas y areniscas. Cuisiense
- 5.2.1.15. Alternancia de calizas y margas. Cuisiense
- 5.2.1.16. Calcarenitas. Cuisiense
- 5.2.1.17. 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 3
- 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 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)

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

Autores y Colaboradores

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

0. INTRODUCCION

La Hoja 1:25.000 de Erro (116-I) se encuentra incluida en el Pirineo central, cuyo límite con el Pirineo occidental se sitúa convencionalmente en la alineación de diapiros navarros, también conocidos como "falla de Pamplona" (FEUILLEE y RAT, 1971), aunque parece existir continuidad estratigráfica y estructural entre ambos sectores.

El relieve es en general muy pronunciado, localizándose la cota más elevada en el monte Tiratun con 1294 m, situado en la mitad septentrional de la Hoja. Las cotas mínimas rondan los 600 m y se sitúan en el borde suroccidental, en las proximidades de Zubiri.

La Hoja se encuentra surcada por los cursos fluviales de los ríos Arga, en el sector occidental y regulado por el embalse de Eugui, Erro, cuyo nacimiento se sitúa en el sector septentrional, y Urrobi, que surcan el sector suroriental. Además existen numerosos barrancos por los que discurren torrenteras que imprimen al paisaje surcos pronunciados.

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 grauwas.

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. Al 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

Cuiseñse 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

La estratigrafía de esta Hoja se ha realizado en base a criterios secuenciales, definiendo unidades tectosedimentarias limitadas por rupturas deposicionales con expresión cuencial. En cada unidad así definida y delimitada se han cartografiado los distintos cuerpos litológicos, determinando hasta donde ha sido posible, sus variaciones espaciales y sus relaciones de facies.

La descripción de los niveles cartográficos se ha realizado con el apoyo de las distintas bases de datos elaboradas en esta Hoja, agrupándose dichos niveles en las diferentes unidades tectosedimentarias que se han definido en esta región, teniendo en cuenta la escala de trabajo y su carácter, eminentemente cartográfico.

1.1. Paleozoico

Estos materiales (Fig. 1.1) forman parte de las estribaciones surorientales del Macizo de Quinto-Real. A nivel regional se ha documentado la existencia de una importante discordancia a finales del Devónico, que en la Hoja separaría los materiales del Devónico superior, de la serie carbonífera.

El Devónico superior está constituido por depósitos de plataforma siliciclástica, en tanto que el Carbonífero es principalmente carbonatado hasta el tránsito al Westfaliense, destacando por su importancia económica el yacimiento de magnesitas del Namuriense. La serie carbonífera termina con una potente sucesión de turbiditas terrígenas en facies Culm.

1.1.1 Devónico

1.1.1.1. Cuarcitas con intercalaciones pizarrosas (nivel 6). Cuarcitas de Ocoro. Frasnense medio - superior

Esta unidad se observa en el sector septentrional de la Hoja, en la zona de Lasturenlarrea, al NE de Cilveti, con mala calidad de afloramiento, ya que se encuentra muy cubierta por la vegetación.

Litológicamente está formada por cuarcitas blancas con intercalaciones centimétricas de niveles esquistosos, que ocasionalmente pueden llegar a alcanzar espesores métricos. El espesor de este conjunto alternante puede oscilar entre 150 y 175 m.

Esta unidad pertenece al Grupo Irurita, encontrándose incluida dentro del Frasnense medio - superior. Sedimentológicamente, esta unidad se encuadra dentro de una plataforma siliciclástica.

1.1.1.2. Esquistos arenosos (nivel 7). Esquistos de Artesiaga. Frasnense medio - superior

Aflora, como la unidad anterior, en el sector de Lasturenlarrea. Está formada por un conjunto de lutitas con intercalaciones de areniscas y cuarcitas más o menos calcáreas, siendo su potencia del orden de 230-300 m. También se encuentra incluida dentro del Grupo Irurita, y su edad está comprendida entre el Frasnense medio - superior integrándose en un contexto de plataforma siliciclástica, probablemente en régimen predominante de "offshore" y prodelta. A techo presenta una interrupción reconocida regionalmente.

1.1.1.3. Lutitas y areniscas rojas (nivel 8). Famenense

Constituye el núcleo del anticlinal de Asturreta, apareciendo en un sólo afloramiento de escasa entidad y baja calidad, situado al sur de la Borda Bojarre.

Litológicamente está formado por un conjunto de lutitas esquistosas y areniscas cuarcíticas rojas, de aspecto multicolor, con una potencia que oscila entre 150 y 180 m.

Los niveles areniscos pueden amalgamarse dando lugar a paquetes de aspecto masivo, presentando abundantes estructuras tractivas producidas esencialmente por oleaje, definiendo contextos de "nearshore". Las facies de lutitas esquistosas presentan bandas de distintas tonalidades que recuerdan a facies lagunares salobres.

Esta unidad se ha denominado regionalmente Formación Abartán, asignándose al Fameniense.

1.1.1.4. Análisis secuencial del Devónico

Se han diferenciado seis unidades deposicionales asimilables tentativamente a ciclos de 2º orden transgresivo-regresivos 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 el presente 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 remarcada por el desarrollo de superficies lateríticas a techo de la unidad.

Eifeliense-Givetiense a Frasnense inferior

Se corresponde con las Fms. Odia, 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. Odia), 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 la Fm. Argús). El episodio somerizante alcanza su expresión más definida en la Fm. 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 con respecto a calcoesquistos es muy alta, habiéndose asimilado cartográficamente a la Fm. 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, aunque se deduce una ruptura sedimentaria de importancia por el cambio en la sedimentación de plataformas mixtas y carbonatadas a sistemas puramente siliciclásticos.

1.1.2. Carbonífero

1.1.2.1. Calizas dolomíticas (nivel 9). Calizas de Suriain. Dinantiense

Este nivel cartográfico aflora como el anterior, al sur de la Borda de Bojarre, formando parte del anticlinal de Asturreta.

Se trata de un conjunto de calizas micríticas, en ocasiones algo dolomíticas, de tonos rojizos y azulados, de unos 20 m de potencia, que regionalmente han sido denominadas por PILGER (1974) como "Calizas pastel de Suriain".

En esta unidad, WIRTH, M., (1967) ha encontrado conodontos, datando el Dinantiense. Sedimentológicamente se pueden encuadrar dentro de una plataforma carbonatada somera de baja energía, asimilable probablemente a un contexto de "lagoon".

1.1.2.2. Pizarras con niveles dolomíticos (nivel 10). Esquistos de Arga. Dinantiense - Namuriense

Esta unidad aflora en una banda de dirección submeridiana, formando parte del anticlinal de Asturreta.

Está formada por un conjunto de pizarras y calcoesquistos, de colores rojos y verdosos, que incluye hacia techo, niveles de dolomías micríticas, en ocasiones nodulosas o lenticulares. La potencia de la unidad varía entre 50 y 60 m.

Esta unidad ha sido denominada por BOER et al. (1974) Formación Esquistos abigarrados de Arga y ha sido datada por WIRTH, M. (1957) mediante conodontos, como Viseiense. En los tramos superiores, KULLMANN, J. (1970) ha datado el Namuriense A, mediante goniatites.

El ambiente de depósito correspondiente a un "lagoon" fangoso costero, posiblemente salobre, en tránsito a plataformas carbonatadas someras de baja energía.

1.1.2.3. Dolomías (nivel 11). Dolomías de Ochaverri. Namuriense

Afloran en el sector noroccidental de la Hoja, formando parte del anticlinal de Asturreta.

Litológicamente, se trata de dolomicritas, en ocasiones muy recrystalizadas, de aspecto bastante homogéneo, que intercalan en los tramos basales niveles delgados de calcoesquistos. La potencia de este conjunto es del orden de 300 m y ha sido denominado Dolomías de Ochaverri por BOER et al. (1974).

Sedimentológicamente, esta unidad se encuadra en un medio de plataforma carbonatada somera de baja energía.

1.1.2.4. Magnesitas (nivel 12). Formación Asturreta. Namuriense

En la Hoja, estos niveles de magnesitas se pueden observar en un amplio afloramiento constituyendo parte del anticlinal de Asturreta.

En general, el horizonte de magnesitas llega a poseer un espesor de 180 m y está compuesto por esquistos arcillosos marrones y pardos con cubos de pirita en la base, que pasan en la vertical, de forma sucesiva, a dolomías alternantes con esquistos, dolomías sacaroideas, magnesita en grandes cristales con nódulos de sílex e intercalaciones de dolomías y pizarras, dolomías sacaroideas, magnesita y, finalmente, dolomías ocasionalmente alternantes con esquistos negros.

Esta unidad ha sido estudiada mediante goniatites encontrados en los niveles esquistosos por GOMEZ DE LLARENA (1950) que datan el Namuriense B. Estos niveles de magnesita se encuentran en relación lateral con las dolomías de la Fm. Asturreta.

El origen de estos niveles magnesíticos es muy controvertido, existiendo dos teorías diferentes que abogan por su génesis sedimentaria o diagenética. Los últimos modelos genéticos proponen un origen diagenético sobre sedimentos propios de una plataforma subsidente.

1.1.2.5. Dolomías (nivel 13). Formación Asturreta. Namuriense

Estas dolomías se pueden observar en un pequeño afloramiento situado al norte de la Borda Iñaut, en el sector septentrional de la Hoja, con intercalaciones de niveles de magnesitas. Se encuentra en relación lateral con las magnesitas descritas anteriormente, presentando un aspecto litológico semejante a las "Dolomías de Ochaverri" descritas anteriormente, distinguiéndose de éstas por la presencia de materia orgánica carbonosa con pirita.

El conjunto se incluye en un medio de plataforma carbonatada somera de baja energía, rica en materia orgánica y con un desarrollo eventual de fondos anóxicos, presentando de afinidad con facies de "lagoon" costero carbonatado.

1.1.2.6. Dolomías con pizarras y calizas (nivel 14). Formación Baserdi. Namuriense

Afloran en el sector noroccidental de la Hoja, en una banda que bordea el anticlinal de Asturreta. La unidad está constituida por calizas, dolomías y pizarras. Los niveles de carbonatos presentan algunas estructuras tractivas posiblemente producidas por tormentas y oleajes.

La base puede representar un límite secuencial, reflejando el paso de facies someras a facies más profundas. El límite secuencial estaría marcado por el techo de las magnesitas.

A techo se desarrolla un intervalo de pizarras oscuras homogéneas con braquiópodos y bivalvos. Esta unidad ha sido datada por KULLMANN (1970) mediante conodontos como Namuriense B.

1.1.2.7. Alternancias de esquistos y grauwas (nivel 15). Formación Olazar. Westfaliense

Aflora en el vértice noroccidental, constituyendo la masa paleozoica que bordea al anticlinal de Asturreta.

Se trata de una potente serie de alternancia rítmica entre esquistos limolíticos y grauwas de carácter turbidítico. Las capas de areniscas presentan incipiente gradación positiva, laminación paralela en la base y eventualmente "ripples" a techo. Esporádicamente aparecen tramos de "slumping" y "debris-flow". La potencia de la unidad oscila entre 400 y 500 m, no obstante, en zonas próximas puede llegar a alcanzar los 1000 m de espesor.

Presenta carácter turbidítico, con un límite secuencial en la base que representa la importancia de las plataformas carbonatadas namurienses, con inclusión de olistolitos de calizas y dolomías en la serie turbidítica.

1.2.2.8. Análisis secuencial del Carbonífero

A grandes rasgos se diferencian dos grandes ciclos deposicionales. El ciclo inferior está representado por las formaciones del Carbonífero inferior y Namuriense, que se encuentran caracterizadas por depósitos marinos muy someros, generalmente de "lagoon" costero. La única subdivisión que puede argumentarse se establece a techo de la Fm. Asturreta por encima de la cual (Fm. Baserdi) aparecen facies menos someras ("shoreface-offshore") de tendencia profundizante (pizarras negras). El límite secuencial entre ambas unidades deposicionales está marcado por el techo de las magnesitas.

El carácter turbidítico de la Fm. Olazar justifica la individualización de un nuevo megaciclo deposicional. La ruptura de las plataformas carbonatadas namurienses está evidenciada por la existencia de olistolitos de calizas o dolomías en la serie turbidítica.

1.2. Mesozoico

1.2.1. Triásico

El Triásico de la Hoja (Fig. 1.2) se presenta en facies Buntsandstein exclusivamente y aflora en dos sectores dentro de ella : septentrional, formando parte del Macizo de Quinto Real, cabalgante sobre los materiales del Cretácico superior, y suroriental, dentro del Macizo de Oroz-Betelu.

1.2.1.1. Conglomerados (nivel 16). Facies Buntsandstein Scythiense - Anisiense

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, silixitas 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. Scythiense-Anisiense

Esta unidad se deposita sobre los niveles conglomeráticos descritos anteriormente o directamente sobre los materiales paleozoicos. Aflora en los márgenes del río Urrobi, formando parte del domo de Oroz-Betelu.

Su potencia es del orden del centenar de metros, estando compuesta por areniscas cuarcítico-micáceas rojizas 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 laminas cruzadas y "cosets" de estratificación cruzada de mediana escala, de tipo surco y planar. Atendiendo a criterios regionales la unidad se puede enmarcar en el intervalo Scythiense-Anisiense.

Los análisis petrológicos de areniscas han determinado un 70% de cuarzo, un 5% de feldespatos y un 25% de arcillas.

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

Este nivel aflora en continuidad estratigráfica con el anterior, situándose su mejores puntos de observación en el sector oriental de la Hoja, concretamente en el valle del río Urrobi.

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 permiten 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 del 75% de cuarzo, 5% de feldespato potásico, 5% de fragmentos de rocas metamórficas y el resto de cemento.

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

Este nivel aflora en las proximidades de Villanueva y Arrieta y en la margen derecha del río Urrobi, en las inmediaciones de la Borda Gardorena, con muy mala calidad de observación ya que se encuentran muy cubierta por la vegetación.

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 Ladiniense.

1.2.1.5. Areniscas rojas, limolitas y arcillas (nivel 20). Scythiense - Ladiniense

Se trata de un nivel comprensivo de todas las unidades Triásicas descritas anteriormente. Aflora con muy mala calidad en el vértice noroccidental de la Hoja y constituye los términos superiores afectados por el cabalgamiento de Roncesvalles.

1.2.1.6. 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 Tríasico. 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 del Cretácico afloran en la mitad suroriental de la Hoja y en el corredor comprendido entre Eugui y Alveti. Asimismo, se observan pequeños afloramientos de este tipo de materiales en los núcleos de pequeños anticlinales, algunos de ellos volcados hacia el sur y muy comprimidos.

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 Tríasico 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. Arenas (nivel 21). Albiense - Cenomaniense

Este nivel aflora en el sector oriental de la Hoja, desde el cruce entre las carreteras comarcales C-127 y C-135, hacia el sur, aproximadamente hasta Larreburu. Los afloramientos son de mala calidad, situándose el mejor punto de observación, en el cruce entre las dos carreteras comarcales, en una pequeña explotación de arenas.

Esta unidad aparece adosada al domo de Oroz-Betelu, con potencias que no superan los 15-20 m. Como ocurre con los depósitos arcillosos de la unidad terminal del Tríasico (nivel 19), estos sedimentos parecen presentar un control tectónico, tanto a nivel

de su sedimentación como de su preservación, determinado, por fracturas de dirección NE-SO.

Litológicamente consiste en arenas silíceas con matriz caolinífera, no cementadas, de grano fino y que eventualmente tienen carácter ferruginoso. Presentan alternancias de niveles arcillosos, con gran abundancia de restos vegetales, así como niveles de microconglomerados en la base con cantos de cuarzo y cuarcita.

Estas arenas presentan laminaciones tractivas, estratificación cruzada planar, bimodal y "waves-ripples". Se interpreta como un depósito de canales fluvio-mareales en régimen supra e intermareal.

Esta unidad ha sido estudiada por CIRY, R. et al (1963) y por CHESTERIKOFF (1963) que señala la presencia de calizas arenosas con orbitolinas mal conservadas. Estos son los únicos restos fósiles que se han determinado, no permitiendo una datación precisa; no obstante, atendiendo a criterios regionales se asigna a este nivel una edad comprendida entre el Albiense superior y el Cenomaniense.

1.2.2.2. Calizas (nivel 22). Albiense - Cenomaniense

Afloran en el sector noroccidental de la Hoja, en una serie de afloramientos dispersos, relacionados con el cabalgamiento de Roncesvalles.

Litológicamente, la unidad está formada por depósitos de calizas recristalizadas brechoides, arenosas y calizas organógenas, con facies similares a las urgonianas. Los niveles de brechas presentan bloques de distinto tamaño, desde 1 m hasta microconglomerados.

En esta unidad se ha encontrado microfauna, entre ella : Orbitolina gr. cóncava y Daxia cenomana, junto con Lithothamnium, Ataxophragmiidae, Quinqueloculina, que datan esta unidad como Albiense superior - Cenomaniense.

1.2.2.3. Dolomías y areniscas (nivel 23). Santoniense

Afloran en una banda continua alrededor del Triásico del Macizo de Oroz-Betelu y en el sector de Larreburu sobre los materiales detríticos del Albiense. 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 brechoideas 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%.

1.2.2.4. Margas y limolitas (nivel 24). Maastrichtiense

Esta unidad aflora con gran extensión en el valle del río Erro, es esencialmente margosa y presenta potencias comprendidas entre 600 y más de 1000 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 margolimitas 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 : Globotruncana contusa, G. gansseri, G. stuarti, G. rosseta, G. elevata stuartiformis y Navarella joaquinii, 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 : *Watznawerka barnesae* (BLACK), *Eiffellithus Turrseiffele* que indican un Cretácico superior.

1.2.2.5. Calizas arenosas (nivel 26). Maastrichtiense

Afloran en el sector meridional de la Hoja, al oeste de Saragüeta, en las proximidades del manantial de Babatxondo, acuñándose hacia el norte, donde llegan a desaparecer.

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%.

1.2.2.6. Alternancia de calcarenitas y margas (nivel 27). Maastrichtiense

Este nivel aflora en el corredor situado entre Eugui y Cilveti y en el sector meridional de la Hoja en los alrededores de Urniza.

Se trata de una alternancia rítmica de areniscas ferruginosas con cemento carbonatado y pelitas grises, con predominio de estas últimas hacia techo.

La potencia de este conjunto turbidítico es superior a los 1000 m, presentando las capas de areniscas gradación positiva, base neta con "flute" y "bounce cast", estratificación paralela y "ripples" de corriente a techo. Los espesores de estas capas están comprendidas entre 0,5 y 25 cm. Incorporan con frecuencia niveles desorganizados del tipo "mud-flow" y "slumping", siendo poco frecuentes los niveles de "debris-flow".

Hacia la mitad de este conjunto se intercalan progresivamente capas tabulares de calizas y calcarenitas, que llegan a amalgamarse y constituyen un tramo más competente. Este nivel se correlaciona con otro nivel calcarenítico que aflora en la Hoja de Oroz-Betelu (nivel 27) y que delimita el Maastrichtiense inferior y superior. Estos niveles calcáreos presentan gradación textural, de "packstones - grainstone" a "packstone - wackestone" ligeramente margoso, mostrando una afinidad turbidítica con base neta, laminación paralela a muro y "ripples" de corriente a techo. No obstante, en los tramos de

capas amalgamadas de calizas, se aprecian influencias de tormentas con retoques de los "ripples" por oleaje y desarrollo de laminaciones onduladas muy tendidas.

Como se ha indicado anteriormente, la serie turbidítica presenta hacia el techo una progresiva dilución, presentando las capas de calcarenitas o areniscas potencias centimétricas a milimétricas (T.B.T), pasando en la vertical a términos exclusivamente margosos. En los últimos metros de la serie de Eugui se observan unos niveles ferruginosos que se asocian con episodios de somerización con posible influencia edáfica, correlacionándose con los depósitos deltaicos de la unidad 26.

La datación de estos niveles se ha realizado mediante la microfauna siguiente : Nummofallotia cretacea, Globotruncana gansseri, G. citae, G. contusa, G. elevata stuartiformis, Novarella joaquina, y Racemigumbellina fructicosa que asignan a este nivel una edad Maastrichtiense.

Texturalmente presenta un contenido de cuarzo comprendido entre el 2% y el 20% con un 10-20% de fósiles; el resto está constituido por micrita y esparita, en algunas ocasiones muy recristalizadas.

1.2.2.7. 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 se puede observar en un pequeño afloramiento situado en el sector meridional de la Hoja, al oeste del manantial Babatxondo.

Este tramo marca la discordancia del Paleoceno sobre el Cretácico superior y no sobrepasa los 15 m de espesor en la zona de mayor desarrollo, llegando a desaparecer en el sector septentrional 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 tractivas.

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).

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

Aflora en una banda de dirección ONO-ESE que se extiende desde Ospel a Errebel. Asimismo se observa en el sector de Aincioa y en Erro.

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 margosas (nivel 31). Thanetiense-Ilerdiense

Este nivel se puede observar en los alrededores de Aincioa y con peor calidad de afloramiento al oeste de Mezquiriz.

El contacto con la unidad cartográfica inferior (nivel 29) se presenta en discordancia erosiva, llegando a situarse directamente sobre las margas del Maastrichtiense (nivel 24) en las proximidades de Mezquirez.

Su potencia es muy variable, aunque generalmente es inferior a los 25 m. Litológicamente está formado por una alternancia entre margas y calizas limosas o limolitas calcáreas con gradación positiva incipiente, base neta y "wave ripples" a techo; se interpretan como complejos de capas de tormentas, y en conjunto se incluye en un medio de plataforma abierta, concretamente en un margen de plataforma dominada por tormentas.

Texturalmente presentan menos del 10% de cuarzo, así como un 20% de fósiles, 55% de micrita y el resto de arcilla. Presentan un contenido en carbonato del orden del 80%.

Los estudios de microfauna han determinado Globorotalia cf. gyrardana, Giobigerina cf. triloculinoides y Globorotalia cf. pseudobulloides, que datan del Thanetiense.

1.3.1.4. Alternancia de calizas y margas (nivel 33). Thanetiense - Ilerdiense

Este nivel cartográfico constituye gran parte del afloramiento que se puede observar en la carretera de acceso a Eugui desde la localidad de Saigos, define un surco turbidítico, cuya potencia máxima estimada es del orden de los 400 m.

Litológicamente consiste en una alternancia de frecuencia decimétrica entre calizas detríticas y margas, la proporción de caliza/marga es en términos generales muy alta, amalgamándose en muchos casos las capas de caliza. Estas presentan geometría tabular, con bases erosivas y canalizadas en algunas ocasiones. Texturalmente muestran gradación positiva con "grainstone-packstone" en la base y "packstone-wackestone" margolimosas a techo.

Los componentes aloquímicos corresponden a intraclastos, bioclástos de fauna nerítica muy fragmentados, foraminíferos pelágicos y partículas de cuarzo de grano muy finos a tamaño limo. Las estructuras tractivas observadas son "flute y bounce cast", eventualmente cantos blandos en la base, laminación paralela y "ripples" de corriente a techo.

En el muro de la unidad, se reconocen abundantes depósitos desorganizados, "debris-flow", "mud-flow", "slumping", que en algunas ocasiones alcanzan potencias de hasta 20 m, constituyendo auténticas megabrechas carbonáticas.

Ambientalmente, estos depósitos pertenecen a un surco turbidítico alimentado por el desmantelamiento de plataformas carbonatadas, cuyo registro empieza probablemente en el Thanetiense y se prolonga a lo largo del Ilerdiense.

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 Tremp.-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), SEURET 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

Constituye la gran masa de materiales sedimentados entre los últimos niveles de calizas margosas (nivel 21) o equivalentes en facies turbidíticas calcáreas (nivel 33) y la megaturbidita 4 (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. Calcarenitas (nivel 37) Cuisiense

Este nivel aflora de un modo discontinuo al norte de Aincioa, con una potencia aproximada de unos 50 m, que disminuye lateralmente, hasta potencias de orden métrico incartografiables a la escala de trabajo.

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.

1.3.2.3. Alternancias de calcarenitas y margas (nivel 38). Cuisiense

Estos niveles afloran en el núcleo de dos anticlinales que con dirección ENE-OSO discurren paralelos a la carretera que sube al puerto de Erro.

Esta unidad presenta unas facies similares a las descritas en la unidad cartográfica 33, definidas por una alternancia de calizas detríticas y margas de tonos grises, con un mayor predominio de los componentes margosos. Las calizas presentan geometrías tabulares, con bases netas, gradación positiva con "grainstone-packstone" en la base y "packstone-wackestone" a techo.

No es posible conocer el espesor de esta unidad ya que no aflora su muro, si bien sobrepasa los 75 m. En cuanto a su edad, se ha asignado al Cuisiense, teniendo en cuenta su inclusión dentro de la gran unidad de turbiditas terrígenas.

Ambientalmente, estos niveles de turbiditas calcáreas se pueden asimilar a inclusiones esporádicas dentro del gran aparato turbidítico terrígeno, de pequeños sistemas de naturaleza calcárea y, por lo tanto, de distinta procedencia.

1.3.2.4. Arcillas margosas y calcarenitas (nivel 39). Cuisiense

Este nivel aflora en los alrededores de Lirzoain, constituyendo un valle muy cubierto por depósitos cuaternarios.

Litológicamente está formado por un conjunto de margas gris azuladas con intercalaciones de niveles de calcarenitas cuyo tamaño oscila entre 2 y 5 cm.

Este nivel se sitúa en el techo del conjunto estratigráfico, antes del contacto erosivo de la MT4, cuyo máximo desarrollo lo adquiere en las Hojas situadas más al sur y suroeste.

Estas facies representan turbiditas diluidas con un alto contenido en fracción pelítica con la incorporación de facies de plataforma pelágica.

Los estudios de microfauna realizados sobre esta unidad están la presencia de: Hastigerina micra, Globorotalia bullbrooki, G. aragonensis, G. bolivariana, Globigerina yeguaensis, G. boweri, G. cf. linaperta, G. cf. senni.

1.3.2.5. Análisis secuencial del Ilerdiense terminal-Cuisiense

Es el comprendido entre la Fm. Margas de Millaris 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, apreciándose 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.

1.4. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios de la Hoja de Erro son muy escasos, limitándose a los relacionados con la red fluvial y las laderas. También se consideran aquí los productos residuales del karst.

1.4.1. Arcillas de descalcificación (57)

Se trata, en general, de arcillas rojas o pardo rojizas con un pequeño contenido en limo y arena, e incluso algunos fragmentos de rocas que se desprenden de las paredes de las dolinas. La potencia, difícil de determinar por la inaccesibilidad del relieve y porque no es frecuente poder observar el perfil transversal de una dolina con su depósito, se supone bastante variable dependiendo del tamaño de la dolina y de la intensidad del proceso. Esta última es muy acusada en la Sierra de Labia, debido a la conjunción de una serie de factores como son la litología carbonatada, una cierta suavidad topográfica en los sectores más altos del relieve, el alto grado de fracturación y la existencia de un clima agresivo con una estación nival que favorece la disolución. La edad asignada a estas formaciones es Plioceno-Actual.

1.4.2. Glacis (58 y 67)

Hay que considerar dos tipos, los glacis de cobertera y los glacis subactuales, que alcanzan su máximo desarrollo en la esquina noreste de la Hoja, zona conocida como Llanada de Burguete. Los primeros son de carácter conglomerático y, en cabecera, pueden alcanzar un espesor importante; los segundos, están formados por una delgada película de arcillas, arenas y gravas que probablemente no superan los dos metros. Los glacis de cobertera suelen desarrollar, a techo, un suelo pardo rojizo de poco espesor. El tamaño de los cantos ofrece una media superior a los 4 cm con máximos, observados en el terreno, superiores a 40 cm. La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno.

1.4.3. Terrazas (60 y 61)

Se han reconocido dos niveles de terraza, a +3 m y +15 m sobre el nivel actual del "thalweg". Los datos tomados en el terreno definen estos depósitos como un conjunto de gravas y cantos de naturaleza calcárea y cuarcítica, mayoritariamente, aunque también se reconocen algunos de areniscas y rocas metamórficas.

El tamaño medio, según el eje mayor, está comprendido entre 5 y 10 cm observándose en algunos puntos tamaños superiores a los 40 cm. La matriz es arenosa y tiene cierto contenido en finos (limo + arcilla). El color general del depósito es pardo marrón y aunque la potencia no se observa nunca en su totalidad, se supone que no sobrepasa los 4-5 m. En algunos puntos del valle del Arga se reconocen estructuras fluviales como cicatrices erosivas, rellenos de fondo de canal e imbricaciones de cantos y bloques. La edad que se asigna a estos depósitos es Pleistoceno, aunque es muy posible que la terraza más baja pueda llegar incluso al Holoceno.

1.4.4. Conos de deyección (62)

Aparecen a la salida de barrancos y arroyos cuando afluyen a un cauce de rango superior. Son frecuentes en los valles de los principales ríos y tienen pequeño tamaño no superando los 200-300 m tanto en anchura como en longitud. La litología es similar a la de las terrazas puesto que tienen el mismo área madre, y son el producto final de la sedimentación de los arroyos. La textura es variable, incluso dentro del mismo depósito, disminuyendo el tamaño de grano desde la zona apical a la distal. La potencia también varía en el mismo sentido oscilando entre 5-7 m en la zona de máximo espesor, hasta menos de 1 m en el borde distal. La génesis de estos depósitos es contemporánea con la de los depósitos de fondo de valle con los que se interdentan en la mayoría de las ocasiones.

1.4.5. Coluviones (64)

Se originan al pie de laderas, aunque a veces pueden aparecer a media vertiente. El tipo más frecuente es el que se origina en el fondo de algunos valles, interdentándose con los conos de deyección o con los depósitos de fondo de valle como sucede en las proximidades de Espinal - Auzperri. En general tienen formas estrechas y alargadas, paralelas al cauce. Los coluviones relacionados con las altas pendientes pueden ofrecer cualquier morfología y cabe la posibilidad de que, en ocasiones, se trate de

derrubios ordenados, aunque la espesa vegetación y el difícil acceso impiden, en general, una observación directa de estos depósitos.

1.4.6. Deslizamientos (65)

Por su parte, los deslizamientos se producen como consecuencia de las altas pendientes y de la existencia de litologías blandas o alternantes. Son de diversos tamaños y en algunos de ellos es fácil observar la cicatriz de despegue, como sucede con el deslizamiento que aparece al norte de Urniza. En la mayoría de los casos, estos movimientos son de tipo rotacional, pero a veces la morfología del depósito indica que hay también transporte de carácter solifluidal. No son de grandes dimensiones a excepción del mencionado anteriormente.

1.4.7. Fondos de Valle (66)

Son quizás los depósitos con mayor entidad dentro del ámbito de la Hoja. Aunque su litología es similar a la de las terrazas, existen pequeñas variaciones tanto por el área madre del que proceden, como por un aumento de elementos finos. Entre los elementos gruesos abundan los bloques de gran tamaño. Esto es debido a que se trata de cursos altos, en zona montañosa donde la capacidad erosiva es acusada 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 lo largo de los cauces. La potencia no es visible, en la mayoría de los casos, pero por observaciones puntuales puede deducirse que no debe superar los 5 m. Los aluviales de mayor desarrollo son los de los ríos Arga, Erro y Urrobi, seguidos de los de los barrancos Mugakolarre, Aizperro, Lizarzu y Arteta. 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-esquistos 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 existen varios sectores con comportamiento tectónico diferente. Así, en el sector noroccidental los materiales aflorantes se incluyen dentro del Macizo de Quinto Real, formando parte del denominado anticlinal de Asturreta, en cuyo núcleo afloran materiales del Carbonífero superior, con orientación principal de dirección

N-S (hasta NNO-SSE) y otras de menor importancia de dirección E-O (BOER et al, 1974). Esta estructura de Asturreta presenta en sus flancos niveles de magnesita que se explotan en la vecina Hoja 1:50.000 de Valcarlos.

Estos pliegues muestran una vergencia muy pronunciada hacia el oeste y con frecuencia se invierten, inclinándose sus ejes generalmente hacia el sur. Las esquistosidades dominantes se han desarrollado paralelamente a los pliegues. Asimismo existen pliegues de menor envergadura de dirección E-O que KRAUSSE (1973) y MULLER (1967) suponen ligados a los mismos esfuerzos que ocasionaron los pliegues de orientación N-S.

DUNOYER DE SEGONZAZ y HEDDEBAUT (1971), KRALIK (1977) y ARCE et al (1984) aseguran la existencia de un metamorfismo de anquizona sin que se aprecie un gradiente hacia la base del Paleozoico. En la zona de Asturreta, la presencia de pirofilita \pm caolinita, indica la existencia inequívoca de un metamorfismo regional de grado muy bajo a bajo y de presiones débiles (ARCE et al 1984).

En el resto de la Hoja, los pliegues presentan una dirección subparalela, con zonas en donde el plegamiento es muy intenso, como ocurre con los materiales calcáreos del Daniense-Montiense, que llegan a presentar estructuras tumbadas con clara vergencia al norte.

Las estructuras de plegamiento se desarrollan fundamentalmente sobre materiales terciarios. En el sector de Eugui, se distinguen dos estadios de deformación que dan lugar en una primera etapa a la formación de pliegues con dirección N 90° y superficies axiales subverticales hacia el sur, que pasan hacia el norte a direcciones N 40°; la esquistosidad es de plano axial. La segunda etapa presenta pliegues con dirección análoga a las anteriores, que provoca en estos pliegues una reactivación con agudizamiento de los pliegues y deformación de la esquistosidad con formación de repliegues secundarios.

2.2.2. Fracturas

La principal fractura que surca la Hoja, es el denominado Cabalgamiento de Roncesvalles, que pone en contacto a los materiales paleozoicos del Macizo de Quinto Real con materiales del Cretácico superior de la Unidad de Oroz-Betelu.

En la Hoja esta estructura presenta dirección ENE-OSO y como se ha indicado anteriormente pone en contacto materiales del Paleozoico con materiales del Cretácico superior, dejando esquirlas del Cretácico inferior calcáreo y de materiales detríticos del Triásico.

En la zona del Macizo de Quinto Real, sólo se observan pequeñas fracturas relacionadas con el emplazamiento del Macizo en las zonas de los periclinales de la estructura del anticlinal de Asturreta.

En el resto de la Hoja se observan fracturas en el vértice suroriental, afectando fundamentalmente a los materiales cuya edad está comprendida entre el Triásico y los materiales margosos del Cretácico superior.

Estas fracturas presentan dirección predominante ENE-OSO y sus conjugadas y posiblemente son fracturas de zócalo reactivadas desde el Triásico hasta el Cretácico superior. Estas fracturas dan lugar a pequeñas cuencas tectónicas en las que se depositan los depósitos arcillosos del Triásico terminal y los depósitos detríticos del Cretácico inferior.

Asimismo, existen fracturas de dirección submeridiana con una componente direccional muy importante.

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.

Respecto a los materiales paleozoicos hay que destacar la discordancia erosiva producida por la entrada de los materiales detríticos de la Fm. Olazar.

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 Erro (116-I, 26-7) se sitúa en el sector septentrional de la provincia de Navarra, al NE de Pamplona y muy próxima a la frontera con Francia. Se trata de una zona de fuerte relieve, donde dominan las altas sierras atravesadas, en general de norte a sur, por tres importantes valles que de oeste a este son los siguientes : el valle de Arga, el valle del Erro y el valle del Urrobi.

Desde un punto de vista estructural, este área pertenece en su totalidad a la zona Surpirenaica, en el límite con la zona Axial (Figura 3.1), y está constituida por materiales mayoritariamente terciarios, aunque también existen materiales de otras edades como paleozoicos, triásicos, cretácicos y cuaternarios, estos últimos escasos (Figura 3.1).

Administrativamente pertenece a la Comunidad Autónoma de Navarra, de carácter uniprovincial, y fisiográficamente forma parte de la Cuenca del Ebro, en su límite con la vertiente norte y la vertiente francesa.

Orográficamente se trata de una zona de relieves acusados donde la altura media se encuentra entre los 800 y 850 m, destacando como punto más alto el pico de Tiratun (1294 m), en el sector centro septentrional de la Hoja. Sobresalen también sobre el paisaje los altos de Lerdenguibel (1216 m), en el borde oriental, Azegui (1016 m) y Arzabal (1204 m) próximos al Embalse de Eugui, y Arizarte (1021 m) al norte de Mezquiriz. También superan los 1100 m los altos de Lirambaztar, Algarrain y Arguiarain, en el límite sur de la hoja, al NE de Aincioa, constituyendo las estribaciones más septentrionales de la Sierra de Labia.

Todo este relieve tan abrupto se haya profundamente seccionado por una serie de arroyos y barrancos que vierten sus aguas al río Ebro pero que en la Hoja se ordenan alrededor de tres cauces principales : Arga, Erro y Urrobi. El primero de ellos, con una dirección aproximada N-S atraviesa el borde oeste de la Hoja y está represado en su tramo norte, dando lugar al Embalse de Eugui. Su curso varía entre sinuoso y meandriforme y sus principales tributarios son el barranco de Leranoz, por la margen derecha, y los de Gurratxaga, Etxarro, Arteta y Osagain, por la izquierda. El segundo curso importante es el del río Erro, con una morfología muy variada desde su entrada en la Hoja,

donde discurre con tramos rectilíneos N-S y NE-SO, hasta llegar a la localidad de Viscarret - Guendiain, desde donde con una dirección general NE-SO y un cauce de morfología meandromorfe, llega hasta Erro recuperando el trazado rectilíneo hasta la localidad de Urniza donde pasa a la contigua Hoja por el sur de Arce. Sus afluentes principales son los barrancos de Odiako-Erreka, Ipetelar, Markalain, Mearre, Bienerreka, Askalde y Txendi por la margen derecha, y los de Askasarieta, Mariturri, Insain, Ojarzabal y Labakitxar, por la izquierda. Por último, el Urrobi aparece, al este, labrando un profundo valle entre las Sierras de Labia y Osa con una dirección aproximada N-S. Afluyen a él por la margen derecha los barrancos de Oiamberoki, Mezerrekalde y Saragüeta y, por la izquierda, los de Iruerrekaeta, Berrazabal, Zokota y Salsangua.

Por otra parte, la morfología general consiste en una serie de valles e interfluvios, más o menos acusados, debido a los procesos de incisión fluvial. Algo diferente es el paisaje kárstico que se desarrolla sobre la Sierra de Labia, entre los valles del Erro y del Urrobi, donde la presencia y disposición de los materiales carbonatados del Paleoceno y del Cretácico favorecen este relieve dominado por los procesos de alteración química.

Climatológicamente, la Hoja de Erro pertenece al Dominio Mediterráneo Templado, con precipitaciones medias anuales de aproximadamente 1300 mm y una temperatura media anual comprendida entre 10 y 12°C, con máximas de 36°C y mínimas de -10°C. Hay que destacar, además, la existencia de una estación fría con precipitación sólida.

El principal núcleo de población es Erro, de pequeño tamaño, que al igual que el resto de las localidades de la Hoja, se asienta en uno de los principales valles. Además de Erro destacan Espinal-Auzperri, Viscarret-Guerendiáin, Eugui, Urtaxun y todo el núcleo urbano que constituyen el poblado y la zona industrial de Magnesitas de Navarra, en los alrededores de Zubiri. Siguen en importancia otra serie de centros menores entre los que se encuentran Ostériz, Cilveti, Esnoz, Mezquiriz, Saragüeta y Villanueva.

Finalmente, la red principal de comunicación la constituyen una serie de carreteras comarcales y locales que discurren por los principales valles, como los del Arga, Erro y Urrobi, existiendo algunas otras que, con trazados muy sinuosos y elevadas pendientes ponen en comunicación un valle con otro. A estas hay que añadir una red de caminos de tierra, no muy numerosos, que no permiten el acceso fácil a la totalidad de la superficie de la Hoja.

3.2. Análisis morfológico

En este apartado se describen las formas del relieve del área de estudio, considerándolas desde dos ópticas diferentes, una estática o relacionada con la estructura y otra dinámica o relativa a la actuación de los procesos exógenos sobre el sustrato existente y bajo unas condiciones climáticas determinadas.

3.2.1. Estudio morfoestructural

La Hoja de Erro a escala 1:25.000 (116-I), como ya se ha mencionado anteriormente, se integra en el Dominio de la Zona Surpirenaica, casi en el límite con la Zona Axial.

La topografía es muy accidentada y está bastante controlada por la estructura, la litología y la tectónica. Las mayores alturas se localizan en la zona septentrional, entre los valles del Arga, Erro y Urrobi, descendiendo ligeramente hacia el sur, independientemente de la edad de los materiales existentes. En este sentido, el esquema geológico es bastante sencillo, apareciendo un zócalo paleozoico en el extremo noroeste, así como un Triásico no salino bordeando a este núcleo paleozoico y al este de la Hoja, en el valle del Urrobi. Entre ambos afloramientos se instalan un Cretácico-Paleoceno, mayoritariamente carbonatados, un ciclo Ilerdiense-Cuisiense inferior y otro Emsiense-Luteciense, ambos consistentes en un conjunto de turbiditas detríticas y, finalmente, un Cuaternario sobreimpuesto caracterizado por los aluviales de los principales ríos y por una serie de glaciares que aparecen en la esquina NE de la Hoja.

La dirección principal del plegamiento, a excepción de los materiales paleozoicos es ENE-OSO. También las fracturas de mayor envergadura aparecen en esta dirección, aunque existen otras comprendidas entre NO-SE y ONO-ESE.

Todo este conjunto de factores condiciona sobremanera la distribución y características de las diferentes masas de relieve. Así, todo el sector septentrional, comprendido entre los ríos Arga y Erro, es el que mejor manifiesta el modelado estructural, debido al conjunto de anticlinales y sinclinales que se suceden de N a S y a la diferente competencia de los materiales afectados. En este sector se reconocen grandes

escarpes, crestas como la del Alto de Tiratun, replanos estructurales en Meakondo y Astobia, cuestras e incluso antiformes, en Izaargui y Borda Zabalea. Otro conjunto de relieves estructurales se desarrolla entre los valles del Erro y del Urrobi, en la Sierra de Labia. La suavidad del plegamiento en esta zona y la existencia de un nivel carbonatado a techo de la serie, da como resultado el predominio de replanos estructurales e incluso superficies estructurales. Los mejores ejemplos se observan en la margen derecha del Urrobi en los altos de Berragu, Irezabalta, Irusterreta, Peña Lirán, Lirambaztar y Arguiarain. Estos materiales carbonatados que aparecen a techo, tienen un alto grado de fracturación, lo que favorece la penetración del agua meteórica en el macizo y el desarrollo de los procesos de disolución, degradando bastante estas superficies y replanos.

Por otra parte, se han señalado en la cartografía una serie de fallas que se caracterizan por dar lugar a expresiones morfológicas como cauces muy rectilíneos, escarpes, escarpes desplazados, etc.

Dentro de este apartado, y para terminar, se analiza la morfología de la red de drenaje puesto que es uno de los aspectos que mejor refleja la influencia de la estructura en la configuración del relieve y en la distribución de los conjuntos fisiográficos. Además, la linealidad de algunos cauces y la orientación preferente de muchos de ellos según determinadas directrices, así como una serie de cambios bruscos en los perfiles transversales y longitudinales, indican que la circulación de las aguas se canaliza preferentemente por las zonas de debilidad y a favor de las mayores pendientes.

En la Figura 3.2, se muestra un esquema de la red de drenaje a escala 1:100.000, donde se han señalado las principales direcciones de flujo de los tramos más rectilíneos, observándose la existencia de algunas direcciones preferentes.

En primer lugar se reconoce con cierta frecuencia la dirección N-S, que corresponde a la que mayoritariamente se adaptan los principales ríos como el Arga, el Urrobi y algunos tramos del Erro. Estos cauces recogen las aguas de las zonas más altas del Pirineo para llevarlas al colector principal que es el Ebro. En la dirección E-O, circulan cauces de menor envergadura y algunos tramos del Arga y del Erro, y lo hacen acoplándose a las estructuras, dando los mayores encajamientos en los niveles menos competentes.

Por último, existen dos familias de direcciones NE-SO y NO-SE, ocupadas por cauces menores y, a veces aunque no siempre, coinciden con la fracturación.

Es notoria la ausencia de un drenaje canalizado en el sector comprendido entre los ríos Erro y Urrobi. Este hecho se debe a la existencia de un karst que recoge las aguas de escorrentía, filtrándolas hacia el interior del macizo. En superficie sólo se observan pequeños drenajes aislados que desaparecen de repente, para aparecer de nuevo aguas abajo.

Finalmente, la observación de la red de drenaje permite reconocer una morfología de tipo dendrítico con una textura de densidad media. Este tipo de red es característico de áreas con litologías homogéneas o con sedimentos estratificados en los que alternan materiales de diferente competencia, dispuestos en series monoclinales.

3.2.2. Estudio del modelado

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

3.2.2.1. Formas fluviales

La Hoja de Erro se caracteriza por un imponente desarrollo de la morfología fluvial pero, fundamentalmente, la de carácter erosivo. Los depósitos son bastante escasos y se limitan a fondos de valle, conos de deyección y algunas terrazas, que se localizan prioritariamente en los valles del Arga, Erro y Urrobi. Las que aparecen en la Hoja pertenecen a los dos primeros, no desarrollando más de dos niveles situadas entre los +3 m y +15 m sobre el nivel actual del cauce.

Se trata, en el caso del Arga, de depósitos alargados y estrechos, paralelos al cauce; en el del Erro ocupan zonas de meandro dando lugar a formas más redondeadas. La litología se caracteriza por un conjunto de gravas de cuarcita, caliza y algunas de cuarzo y arenisca, envueltas en una matriz arenosa-arcillosa.

El dispositivo morfológico de estos depósitos es, en general, el de terrazas encajadas salvo los niveles más altos del río Arga donde se encuentran colgadas, dejando ver los depósitos infrayacentes. Los escarpes son netos y están muy poco degradados.

Los conos de deyección aparecen a la salida de barrancos y arroyos cuando afluyen a un cauce de rango superior. Son frecuentes en los valles de los principales ríos y tienen pequeño tamaño no superando los 200-300 m tanto en anchura como en longitud. La litología es similar a la de las terrazas puesto que tienen el mismo área madre, y son el producto final de la sedimentación de los arroyos. La textura es variable, incluso dentro del mismo depósito, disminuyendo el tamaño de grano desde la zona apical a la distal. La potencia también varía en el mismo sentido oscilando entre 5-7 m en la zona de máximo espesor, hasta menos de 1 m en el borde distal. La génesis de estos depósitos es contemporánea con la de los depósitos de fondo de valle con los que se interdentan en la mayoría de las ocasiones.

Los fondos de valle sí que tienen litología y textura similares a las de las terrazas y ocupan las partes inferiores de valles y vaguadas. En planta tienen formas alargadas y estrechas y un trazado serpenteante. La anchura de estos depósitos oscila entre una decena y 300 m aproximadamente.

Con posterioridad a la descripción de las formas fluviales de sedimentación, se describen las formas fluviales erosivas, más numerosas, variables y con un desarrollo más espectacular que las de carácter sedimentario. En primer lugar destaca la importante red de incisión que da lugar a profundos barrancos y hoces. Esta acusada incisión de la red se debe a la situación de esta zona en un área de montaña, muy próximo a la divisoria que separa la vertiente española y la francesa, donde las pendientes son muy acusadas, superando en general el 20%, es decir, los 10-12°. En estas condiciones y con una tendencia del relieve, al levantamiento, las aguas de escorrentía producen grandes incisiones y entalladuras en el relieve dando lugar a una morfología abrupta y acusada de barrancos e interfluvios en arista que aunque se observan en toda la Hoja, son la morfología dominante en la mitad oeste. La presencia de materiales blandos alternando con otros más competentes favorece el desarrollo de estas formas.

Por otra parte, en los materiales más duros, la incisión de la red da lugar a hoces y cañones como en el barranco Salsangua, en la esquina SE. En ocasiones, la profundidad de encajamiento es favorecida por la acción kárstica. Otro proceso frecuente

es la erosión lateral de los cauces, hecho que se reconoce en algunos tramos de los ríos Arga, Erro y Urrobi.

3.2.2.2. Formas de ladera

Dentro de este grupo de formas se han reconocido coluviones, deslizamientos y desprendimientos.

Los coluviones se originan al pie de laderas, aunque a veces pueden aparecer a media vertiente. El tipo más frecuente es el que se origina en el fondo de algunos valles, interdentándose con los conos de deyección o con los depósitos de fondo de valle como sucede en las proximidades de Espinal - Auzperri. En general tienen formas estrechas y alargadas, paralelas al cauce. Los coluviones relacionados con las altas pendientes pueden ofrecer cualquier morfología y cabe la posibilidad de que, en ocasiones, se trate de derrubios ordenados, aunque la espesa vegetación y el difícil acceso impiden, en general, una observación directa de estos depósitos.

Por su parte, los deslizamientos se producen como consecuencia de las altas pendientes y de la existencia de litologías blandas o alternantes. Son de diversos tamaños y en algunos de ellos es fácil observar la cicatriz de despegue, como sucede con el deslizamiento que aparece al norte de Urniza. En la mayoría de los casos estos movimientos son de tipo rotacional, pero a veces la morfología del depósito indica que hay también transporte de carácter solifluidal. No son de grandes dimensiones a excepción del mencionado anteriormente.

Por último, se consideran los desprendimientos que aparecen al pie de los grandes escarpes de la Hoja, como los de los alrededores de Aincioa, Beizagoi y Tiratún, estos dos últimos en el sector centro-septentrional.

3.2.2.3. Formas kársticas

El mayor complejo kárstico de la Hoja se desarrolla sobre un conjunto carbonatado de edad Cretácico-Paleoceno que aparece entre los valles del Erro y del Urrobi. Se trata del sector septentrional de la Sierra de Labia. La superficie sobre la que se

instala este proceso es bastante irregular y se sitúa entre los 900 y 1150 m. Dicha superficie está totalmente perforada y se reconocen en ella un sinnúmero de formas exokársticas de diferente envergadura, siendo la dolina la forma más representativa. Su geometría es muy variada, tanto en planta como en perfil, aunque la mayoría de las veces es redondeada u oval en superficie. Por su forma en profundidad, pueden ser dolinas en artesa, en embudo, de fondo plano, etc.

Las dolinas son de muy diversos tamaños y varían desde pocos metros a 500-600 m pudiendo ser redondas, ovaladas o incluso ofrecer una morfología más complicada. Esta diversidad de formas responde a determinadas direcciones que parecen controlar el proceso. Así, se reconoce un alargamiento y una alineación de formas en la dirección E-O que curiosamente coincide con la dirección principal del plegamiento. La forma de mayor tamaño está situada junto al barranco de Ojarzábal, con casi 600 m de longitud según el eje mayor, también de dirección E-O.

Existen también otras formas menores del karst, como las que se reconocen en los lapiazes : crestas, senos, pasillos, alveolos, etc., que pueden estar cubiertos o semicubiertos por las arcillas de descalcificación. Según el grado de enterramiento, los lapiazes se pueden definir como cubiertos, semicubiertos o desnudos. El karst de la Sierra de Labia pertenece al segundo grupo.

El desarrollo del proceso kárstico está íntimamente relacionado con la estructura y la fracturación, puesto que la existencia de líneas de discontinuidad favorece la penetración del agua y por tanto la disolución. Estos factores son muy favorables en el caso de la Hoja de Erro. Si a ello se suma la presencia de una estación fría con precipitación sólida, el proceso de karstificación se acelera y agudiza, puesto que las aguas de fusión son muy agresivas.

Todas las formas hasta aquí mencionadas corresponden a la tipología erosiva, pero si se tiene en cuenta la sedimentaria hay que hablar de las arcillas de descalcificación, que más que un sedimento es el producto residual de los procesos de disolución. Este material no se presenta con una morfología concreta sino que cubre el fondo de las dolinas, rellena huecos y alveolos, tapizando total o parcialmente las formas menores del karst.

El tiempo de actuación de estos procesos es difícil de precisar y, aunque se supone que se inician en época reciente, principalmente en el Cuaternario, no se descarta la posibilidad de un comienzo anterior, por ejemplo en el Plioceno.

3.2.2.4. Formas poligénicas

Se definen como tales todas aquellas formas que requieren de uno o más procesos para su formación. En el ámbito de la Hoja los únicos representantes de este grupo son los glaciares. Existen dos tipos : glaciares de cobertera y glaciares actuales o subactuales. Los primeros alcanzan su máximo desarrollo en la esquina noreste, en la zona conocida como Llanada de Burguete, extendiéndose por la vecina Hoja de Garralda. Estas formas quedan limitadas al sur por el barranco de Mugakolarre. El depósito es de carácter conglomerático y recuerda al de una "raña".

Entre estos depósitos y el barranco de Mugakolarre, al sur, y Siringua, al este, se desarrollan unos glaciares muy planos y de poco espesor que se han definido como glaciares actuales o subactuales. Tienen depósitos texturalmente más finos y una morfología más suavizada.

3.3. Formaciones superficiales

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

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

Las formaciones superficiales de carácter fluvial son las que alcanzan mayor representación, a pesar de no ser muy abundantes, destacando el aluvial y las terrazas de los ríos Arga y Erro, así como los fondos de valle y conos de deyección del resto de los arroyos y barrancos que aparecen en la hoja. Glaciares, coluviones, deslizamientos y las arcillas de descalcificación que rellenan el fondo de algunas dolinas, completan el conjunto de formaciones superficiales.

Se han reconocido dos niveles de terraza, a +3 m y +15 m sobre el nivel actual del "thalweg". Los datos tomados en el terreno definen a estos depósitos como un conjunto de gravas y cantos de naturaleza calcárea y cuarcítica, mayoritariamente, aunque también se reconocen algunos de areniscas y rocas metamórficas.

El tamaño medio, según el eje mayor, está comprendido entre 5 y 10 cm, observándose en algunos puntos tamaños superiores a los 40 cm. La matriz es arenosa y tiene cierto contenido en finos (limo + arcilla). El color general del depósito es pardo marrón y aunque la potencia no se observa nunca en su totalidad, se supone que no sobrepasa los 4-5 m. En algunos puntos del valle del Arga se reconocen estructuras fluviales, como cicatrices erosivas, rellenos de fondo de canal e imbricaciones de cantos y bloques. La edad que se asigna a estos depósitos es Pleistoceno, aunque es muy posible que la terraza más baja pueda llegar incluso al Holoceno.

Los fondos de valle son quizás los depósitos con mayor entidad dentro del ámbito de la Hoja. Aunque su litología es similar a la de las terrazas, existen pequeñas variaciones tanto por el área madre del que proceden, como por un aumento de elementos finos. Entre los elementos gruesos abundan los bloques de gran tamaño. Esto es debido a que se trata de cursos altos, en zona montañosa donde la capacidad erosiva es acusada 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 lo largo de los cauces. La potencia no es visible, en la mayoría de los casos, pero por observaciones puntuales puede deducirse que no debe superar los 5 m. Los aluviales de mayor desarrollo son los de los ríos Arga, Erro y Urrobi, seguidos de los de los barrancos Mugakolarre, Aizperro, Lizarzu y Arteta. A estos depósitos se les asigna una edad Holocena.

Por otra parte, las formaciones superficiales de origen kárstico se reducen al conjunto de arcillas de descalcificación que rellenan el fondo de dolinas y uvalas, así como otras formas menores del karst. Se trata, en general, de arcillas rojas o pardo rojizas con un pequeño contenido en limo y arena e incluso algunos fragmentos de rocas que se desprenden de las paredes de las dolinas. La potencia, difícil de determinar por la inaccesibilidad del relieve y porque no es frecuente poder observar el perfil transversal de una dolina con su depósito, se supone bastante variable dependiendo del tamaño de la dolina y de la intensidad del proceso. Este último es muy acusado en la Sierra de Labia, debido a la conjunción de una serie de factores como son la litología carbonatada, una

cierta suavidad topográfica en los sectores más altos del relieve, el alto grado de fracturación y la existencia de un clima agresivo con una estación nival que favorece la disolución. La edad asignada a estas formaciones es Plioceno-Actual.

Finalmente, dentro de las formaciones superficiales de origen poligénico hay que considerar los glacis de cobertera y los glacis subactuales, que alcanzan su máximo desarrollo en la esquina noreste de la Hoja, zona conocida como Llanada de Burguete. Los primeros son de carácter conglomerático y, en cabecera, pueden alcanzar un espesor importante; los segundos, están formados por una delgada película de arcillas, arenas y gravas que probablemente no supera los dos metros. Los glacis de cobertera suelen desarrollar, a techo, un suelo pardo rojizo de poco espesor. El tamaño de los cantos ofrece una media superior a los 4 cm con máximos, observados en el terreno, superiores a 40 cm. La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno.

3.4. Evolución geomorfológica

La evolución geomorfológica de la Hoja de Erro debe establecerse dentro de un contexto regional más amplio, puesto que se trata de un área muy reducida en la que no existen puntos de referencia conocidos. Por ello, si consideramos este sector desde un punto morfoestructural, hay que incluirlo en su totalidad dentro de la Zona Surpirenaica, casi en el límite con la Zona Axial.

Desde un punto de vista geomorfológico, el nivel de referencia más claro lo constituyen una serie de retazos de una antigua superficie de erosión, desarrollada fuera del ámbito de la Hoja, en la Sierra de Sarvil (Hoja de Cizur, a escala 1:25.000, nº 141-I). El mayor problema que presenta esta superficie, como ya se señala en la memoria de la Hoja de Cizur, es conocer su edad, lo que es difícil puesto que no existen sedimentos recientes en áreas próximas que puedan relacionarse con dichos arrasamientos. 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 amplia, Vallesiense-Plioceno; es decir el final de la elaboración de la 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 el 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, que consiste en el paso de un régimen endorreico a otro exorreico. Esto 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.

En un área como la de estudio donde no existen sedimentos postorogénicos, a excepción de los cuaternarios, la erosión 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, que dan lugar a una morfología muy poco suavizada.

Finalmente, y dentro de los procesos de alteración química, destacan los de disolución, responsables del karst. El mayor complejo kárstico se desarrolla entre Ardaiz y Urdirroz al norte de la Hoja y sobre el conjunto carbonatado paleoceno. Las características de este karst ya han sido descritas en apartados anteriores y sólo hay que añadir que en este caso la disolución está favorecida por la disposición estructural, la red de diaclasas y la existencia de una estación fría con precipitación sólida. Aunque el karst es funcional en la actualidad, el comienzo de su desarrollo se supone Cuaternario o Plio-Cuaternario.

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.

3.5. Procesos activos y tendencias futuras

En la Hoja de Erro se reconocen tres tipos de procesos que son funcionales en la actualidad :

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

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. Esto se debe a que se trata de un área de divisoria importante, en la que existe un predominio de la erosión y en la que va a existir en un futuro inmediato. La 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 Arce, donde muchos de los valles profundos se desarrollan aprovechando los materiales menos competentes, quedando en las zonas de interfluvio los competentes, para dar lugar a grandes escarpes, crestas, cuestas y "hog backs". Esto ocurre en general con los cursos que llevan una dirección E-O.

En cuanto a los movimientos de ladera hay que señalar como funcionales las caídas de bloques y los deslizamientos. Los primeros se producen a partir de los materiales carbonatados del Paleoceno, debido a su amplia exposición superficial y al 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 al cambiar la temperatura. Este proceso tiende al aislamiento de bloques que, en una posición de inestabilidad, como ocurre en el frente del escarpe, tienden a caer por gravedad depositándose a cotas inferiores en la vertiente. En la Hoja de Arce, este hecho se produce abundantemente a lo largo de todo el gran escarpe que constituyen las calizas paleocenas del sector centro septentrional.

Por lo que se refiere a los segundos, es decir, a los deslizamientos, también forman parte de la dinámica actual, siendo frecuentes en toda la superficie de la Hoja. La naturaleza margo-arenosa de algunos sectores unida a las altas pendientes y al clima, favorecen la inestabilidad de las masas, que tienden a deslizarse una vez que el agua meteórica entra en el sistema por los planos de discontinuidad.

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, desarrollándose coluviones, glaciares, etc.

A medida que avanza el Cuaternario (Pleistoceno medio y superior) la red fluvial siguió su proceso de instalación dejando en algunos tramos depósitos de terrazas. Hay que añadir también la formación de nuevos cauces y, por tanto, de nuevos interfluvios, empezando a definirse 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.

Finalmente hay que señalar que a medida que avanza el proceso de incisión, en las laderas actúa la gravedad, mientras que en las zonas de interfluvio tienen lugar otra serie de procesos como son los kársticos, lacustres, poligénicos, etc., que contribuyen a definir o a modificar la morfología local.

4. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se proporciona una visión generalizada de la evolución tectónica y sedimentaria del sector abarcado por la Hoja 1:25.000 de Erro, teniendo en cuenta que esta Historia Geológica se realiza en común para las cuatro Hojas 1:25.000 que componen la Hoja 1:50.000 de Garralda (116).

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 laterización 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 han reconocido 7 indicios de escaso interés y pequeño desarrollo, de los que sólo los de magnesitas pueden presentar cierto interés económico.

5.1.1. Minerales metálicos

5.1.1.1. Mercurio

Se ha encontrado un indicio de mercurio en las proximidades del Barranco Urdangouiela encajado sobre materiales areniscos del Triásico, pertenecientes al Macizo de Quinto Real.

Se presenta ligado a otros elementos minoritarios como wolframio y cerio. Aunque se desconoce la morfología de los yacimientos de esta zona, parece que debe tratarse de filones con orientaciones variadas encajados sobre materiales triásicos. La mena ha sido descrita como cinabrio (GOBIERNO DE NAVARRA - ITGE, 1990).

La sucesión de procesos propuesta por CHESTERIKOFF (1963) para la génesis de las mineralizaciones, señala un primer episodio de formación de cuarzo, seguido de cobre gris y calcopirita; en un tercer episodio se generó cinabrio en el seno de sílice mal cristalizada y en el cuarto y último, se formaron algunos minerales secundarios como covellina, malaquita, azurita e hidróxidos de hierro.

Respecto al potencial minero de este indicio, y aunque no se ha estudiado con precisión, parece que no presenta excesiva importancia.

5.1.1.2. Plomo

Se ha encontrado un indicio de plomo, al norte de Eugui, encajado en materiales turbidíticos del Maastrichtiense.

En general los indicios de esta sustancia son mal conocidos en la región; esta mineralización se encuentra relacionada con los materiales paleozoicos del Macizo de Quinto Real, emplazado sobre los materiales turbidíticos cretácicos. Las mineralizaciones se presentan en forma de galena, independizadas de los minerales de cobre y mercurio.

Respecto a su potencial minero, los datos existentes no permiten cuantificar las reservas de este mineral; no obstante, su posible aprovechamiento no parece tener excesivo interés.

5.1.1.3. Cobre

Se han localizado tres indicios de cobre dentro de los límites de esta Hoja. Estos indicios se sitúan en Larreburu y Lusarreta, asociados con filones de cuarzo de orientación NO-SE, rellenando posibles fracturas antiguas y encajados sobre materiales triásicos.

La asociación mineralógica más frecuente presenta calcopirita, malaquita, azurita y covellina. En general, estas mineralizaciones se encuentran diseminadas en filones de cuarzo de origen hidrotermal, generados por debajo de 400°C; las asociaciones observadas presentan cobre gris, calcopirita, covellina, malaquita y azurita.

El emplazamiento debió realizarse con posterioridad al Campaniense y con anterioridad al depósito del flysch eoceno. Conviene señalar que las mineralizaciones de cobre parecen ser independientes de las de mercurio, plomo y cinc (CHESTERIKOFF, 1973).

Respecto al potencial minero de esta zona, se desconocen en gran medida las condiciones del yacimiento, que impiden en el mayor parte de los casos determinar su morfología, por lo que no parece rentable su explotación.

5.1.2. Rocas y minerales industriales

5.1.2.1. Magnesitas

Se han localizado indicios de esta sustancia en el sector septentrional de la Hoja, formando parte de los materiales correspondientes al Macizo de Quinto Real y que se explotan en el anticlinal de Asturreta, ya dentro de la Hoja de Valcarlos, aunque muy próximos al límite con esta Hoja.

Los indicios se localizan en el anticlinal de Asturreta y en los alrededores de Elutx. La magnesita se encuentra ubicada en los afloramientos paleozoicos del sector occidental del Macizo de Quinto Real, concretamente en los flancos del anticlinal de Asturreta. Esta estructura muestra orientación N-S, con inmersión de su eje hacia el sur y vergencias occidentales. Como aspecto destacado, es preciso resaltar las evidencias magmáticas observadas (DE BOER y MOHR, 1966).

El horizonte de magnesitas posee un espesor máximo de 180 m, mostrando su mayor pureza en el flanco occidental del anticlinal de Asturreta. Hacia el norte y este aumenta progresivamente la proporción de intercalaciones dolomíticas, llegando a perder la magnesita su carácter explotable.

El yacimiento se encuentra deformado, con filones rellenos por magnesita y dolomita, con pequeñas fallas intraformacionales. La mineralización está constituida fundamentalmente por magnesita y dolomita, apareciendo en menor proporción cuarzo, calcita, illita, clorita, piritita y materia orgánica, y como accesorios, turmalina, circón y rutilo.

Los niveles de magnesita están integrados por cristales blancos y grises alternantes con materiales negros carbonosos, que en ocasiones poseen carácter pizarroso. En algunos puntos se observan nódulos de sílex, geodas de magnesita y dolomita, así como cristales de piritita. En ocasiones se aprecia la interdentación de grandes cristales de magnesita con dolomías de grano fino.

Los cristales de magnesita son incoloros, de formas lenticulares y aciculares y su diámetro varía entre 1 y 3 mm. Se disponen con formas empalizadas, configurando suturas estilolíticas; los cristales aparecen orientados perpendicularmente a los planos de estratificación. Se han definido como ritmitas de cristalización diagenética

(FONTBOTE y AMSTUTZ, 1980; FONTBOTE, 1980) en las que los cristales de magnesita aparecen zonados, con un núcleo oscuro rico en materia orgánica y una envoltura de espesor variable, con cristales dispuestos en rosetas o de forma brechoide.

Los análisis químicos existentes (IGME, 1978) han determinado la composición media siguiente : SiO₂ (4%), CaO (6%), Fe₂O₃ (1,5%), Al₂O₃ (0,5%), MgO (39%) y CO₂ (48%); sin embargo, se ha señalado la existencia de dos grupos de magnesita de diferente calidad. En las de primera calidad el contenido en MgO y la pérdida por calcinación tienden a disminuir hacia las fracciones más finas, alcanzándose el contenido mínimo de ambas en la fracción inferior a 0,037 mm, coincidiendo con un incremento del contenido en SiO₂. Las magnesitas de segunda calidad muestran irregularidades en los valores de MgO con respecto a la pérdida por calcinación; igualmente, los contenidos de CaO y SiO₂, aumentan al disminuir el tamaño de grano.

Mineralógicamente, las muestras de primera calidad están constituidas por magnesita, con Fe y Ca en solución sólida, dolomita, cuarzo, siderita, illita-moscovita, piritita y sílice en pequeñas proporciones. En cuanto a las de segunda calidad, además de los minerales señalados, se constata la presencia de materia carbonosa.

En cuanto a la génesis del yacimiento, no existe uniformidad de criterio, existiendo dos teorías diferentes, que abogan por su origen sedimentario o diagenético. Para algunos autores, se generan en aguas marinas someras, dentro de ambientes de lagunas y albuferas en un régimen climático tropical o subtropical (GOMEZ DE LLARENA, 1950-1968). En dichos ambientes, los cloruros y sulfatos reaccionarían con el carbonato amónico procedente de la descomposición de la materia orgánica, generándose carbonatos magnésicos y dolomíticos. De acuerdo con la textura del mineral, la presencia de seudomorfos de yeso y las determinaciones isotópicas C-O, así como con reconstrucciones paleogeográficas de la cuenca, también ha sido sugerido su origen primario (PETRASCHKEK et al, 1977), suponiendo un ambiente restringido de tipo evaporítico.

Sin embargo, son numerosos los autores que propugnan por un origen diagenético de la magnesita (DESTOMBES, 1955-1956; LOTZE, 1955; PILGER, 1959 y GONZALEZ LOPEZ et al, 1977, entre otros). Según ellos, los sedimentos aflorantes en la región presentan características ambientales de plataforma subsidente, caracterizada por el depósito de dolomías que cristalizarían posteriormente, aunque no se descarta que el depósito original correspondiese a un barro de aragonito y calcita magnésica, transformada

en dolomita en las primeras etapas diagenéticas. Posteriormente se produciría la actuación de soluciones hidrotermales relacionadas con los episodios magmáticos existentes en torno al yacimiento, que ascenderían a través de fracturas; el metasomatismo daría lugar al reemplazamiento de dolomita por magnesita a temperaturas inferiores a 350°C en períodos de relativa tranquilidad tectónica. Finalmente, se produciría una segunda generación de dolomita que reemplazaría parcialmente a la magnesita.

Los últimos modelos genéticos señalan la existencia de cinco etapas de formación (VELASCO et al, 1987): 1) Proceso de dolomitización sindiagenética por concentración temprana de Mg en la sedimentación de dolomita e hidromagnesita en una plataforma epicontinental; 2) Formación de magnesitas rítmicas listadas diagenéticamente por circulación lateral de soluciones salinas, con dolomitización progresiva y magnesitización; 3) Compactación final con pérdida de volumen y desarrollo de estilolitos subparalelos; 4) Deformación y metamorfismo de grado bajo o muy bajo, con removilizaciones en el depósito y zonas circundantes; y 5) Removilizaciones posteriores relacionadas con las fallas en dirección de directriz E-O, reactivadas durante las fases alpinas.

5.1.2.2. Calizas y dolomías

Dentro de los límites de esta Hoja se ha localizado una antigua explotación de dolomías arenosas de edad santoniense situada en las proximidades de Espinal.

Estas dolomías presentan un alto contenido en detríticos, fundamentalmente de naturaleza silíceo, y se han usado como áridos de trituración.

El potencial minero de estas dolomías no parece que muestren un alto interés ya que los materiales detríticos que las acompañan presentan en algunas zonas una alta concentración. Asimismo, se han observado pequeñas explotaciones en las calizas del Paleoceno, como en la carretera de Cilveti, enfocadas a la construcción y reparación local de caminos.

5.1.2.3. Arenas y areniscas

Corresponden a los materiales detríticos del Cretácico inferior que afloran en la margen derecha del río Urrubi, aunque debido a su escaso afloramiento es difícil calcular sus posibilidades de explotación.

5.2. Hidrogeología

Hidrográficamente, 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. Frasnense - Famenense

En esta unidad se agrupan las formaciones de litología esquistosa y cuarcítica, que corresponden a los niveles cartográficos nº 6, 7 y 8.

Estas unidades forman parte del Macizo de Quinto Real - Alduides y se encuentran cabalgando mediante la falla de Roncesvalles a los materiales margosos del Cretácico superior. Presentan un espesor de unos 600 m y se encuentran muy compactados y metamorizados, estando comprendida su edad entre el Frasnense medio y el Famenense.

Hidrogeológicamente estos materiales se consideran de permeabilidad baja a muy baja, inventariándose un manantial cuyo caudal oscila entorno a 1 l/seg. Puntualmente pueden llegar a alcanzar cierta permeabilidad en las zonas superficiales de alteración relacionadas con fracturas.

5.2.1.2. Calizas dolomíticas. Dinantiense

Este tramo (nivel cartográfico 9), aflora en el sector nor-occidental de la Hoja, en un pequeño nivel de unos 20 m de espesor.

Litológicamente son calizas micríticas algo dolomitizadas, de tonos rojizos y azulados, que han sido denominadas "Calizas de Suriain".

Se han considerado materiales de permeabilidad media-baja, aunque esta zona debido a su escaso afloramiento, hidrogeológicamente no presentan excesiva importancia.

5.2.1.3. Pizarras con niveles dolomíticos. Namuriense A

Esta unidad hidrogeológica está constituida por el nivel cartográfico 10 que aflora formando parte del núcleo del anticlinal de Asturreta.

Está formada por un conjunto de pizarras y calcoesquistos de tonos rojizos con inclusiones de niveles de dolomías micríticas.

Regionalmente esta unidad se conoce como "Esquistos abigarrados de Arga", datada como Viseiense.

Se estima una permeabilidad baja a muy baja, con algunos niveles de permeabilidad baja en las zonas próximas a la superficie, debido a la alteración de los materiales pizarrosos preexistentes.

5.2.1.4. Dolomías. Namuriense B

Esta unidad hidrogeológica comprende los niveles cartográficos 11, 12, 13 y 14, formando parte del anticlinal de Asturreta.

Litológicamente está formada por dolomicritas, en ocasiones muy recristalizadas y homogéneas, que hacia techo incluyen niveles de magnesita y niveles de pizarras su edad está limitada al Namuriense B su potencia es del orden de 500 m y en general es muy heterogénea.

Para todo este conjunto se ha estimado una permeabilidad media-baja, ya que aunque se encuentra muy karstificada, este karst, antiguo, está relleno de material arcilloso.

5.2.1.5. Alternancia de esquistos y grauwas. Westfaliense

Este nivel comprende el tramo cartográfico 15, formado por un conjunto de esquistos y grauwas.

Presenta grandes afloramientos en el vértice noroccidental de la Hoja, con una potencia que oscila entre 400 y 500 m.

Hidrogeológicamente se le ha asignado una permeabilidad baja a muy baja, y sólo los niveles superficiales de alteración pueden constituir pequeños acuíferos cuando están relacionados con el sistema de fracturación principal, en estos casos dan lugar a pequeños manantiales con caudales inferiores a 1 l/seg.

5.2.1.6. Conglomerados, areniscas y arcillas. Triásico

Esta unidad forma parte de los niveles superiores de la Unidad tectónica de Quinto Real - Alduides, limitada por el cabalgamiento de Roncesvalles.

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

Se han incluido en este tramo los niveles arcillosos de techo del conjunto triásico (nivel 19) y el tramo comprensivo del nivel cartográfico 20, aflorante en el paleodomo de Oroz-Betelu.

Hidrogeológicamente 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.

5.2.1.7. Arenas y areniscas. Triásico

Esta unidad comprende los niveles cartográficos 16, 17 y 18 que afloran en el límite del paleodomo de Oroz-Betelu.

Litológicamente está formada por conglomerados, areniscas con cemento silíceo y arcillas a techo.

La potencia de este conjunto detrítico es del orden de unos 300 m. Su permeabilidad se considera media en los niveles más cercanos a la superficie, en las zonas

donde la alteración es muy efectiva y, más concretamente, en las zonas próximas a grandes fracturas.

En profundidad, los valores de permeabilidad decrecen considerablemente, al desaparecer la permeabilidad secundaria superficial y encontrarse las areniscas más cementadas y por lo tanto más compactas.

5.2.1.8. Arenas. Albiense - Cenomaniense

Este tramo comprende el nivel cartográfico nº 21 y aflora como un nivel discontinuo, relacionado con una cubeta tectónica, adosado al borde occidental del macizo de Oroz-Betelu.

Litológicamente está formado por arenas silíceas con matriz caolinífera de grano fino, alternante con niveles arcillosos.

Este tramo se considera de permeabilidad media-baja, aunque teniendo en cuenta su pequeño espesor, así como su acuñaamiento lateral, da lugar a pequeños acuíferos no representativos.

5.2.1.9. Calizas. Albiense - Cenomaniense

Esta unidad corresponde al nivel cartográfico 22. Litológicamente está formada por calizas recristalizadas arenosas, aflorando en el vértice noroccidental de la Hoja, en una disposición tectónica sobre los materiales detríticos del Triásico.

La permeabilidad asignada a este tramo es media - baja, encontrándose estos materiales calcáreos muy recristalizados debido a su emplazamiento tectónico.

5.2.1.10. 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.

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.

5.2.1.11. Margas. Maastrichtiense

Esta unidad comprende los tramos cartográficos 24 y 27, 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.

Hacia el sector de Eugui se han incluido en este tramo unos niveles turbidíticos formados por calcarenitas alternantes con margas. Estos niveles sólo afloran en el sector de Eugui y en los alrededores de Orniña, acuñándose hacia el este de la Hoja.

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

5.2.1.12. Calizas. Maastrichtiense-Thaletiense

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

El nivel inferior 26 está constituido por calcarenitas bioclásticas areniscosas y areniscas calcáreas, apoyadas sobre la unidad inferior mediante una suave discordancia; Este nivel sólo se observa en el límite meridional de la Hoja, acuñándose hacia el norte, donde desaparece.

A techo se observa el nivel 28, constituido por dolomías de aspecto homogéneo, aflorante en el mismo sector que la unidad anterior, acuñándose asimismo hacia el norte.

La unidad 29 es la que forma la gran masa calcárea que se observa desde Ospel hasta Errebela, intensamente replegada, con potencias entorno al centenar de metros, acuñándose por erosión de los materiales suprayacentes hacia el sur.

Hidrogeológicamente se ha considerado a estos materiales de permeabilidad media - alta por fisuración y karstificación.

5.2.1.13. Margocalizas y margas. Thanetiense - Ilerdiense

Esta unidad hidrogeológica comprende los tramos cartográficos 31 y 33, estando formada la primera por una alternancia, de calizas margosas y margas. Lateralmente éstas pasan mediante un contacto erosivo a una alternancia, con frecuencia decimétrica, entre calizas detríticas y margas, que representan el nivel cartográfico 33. Estos niveles turbidíticos adquieren en la Hoja potencias próximas a los 400 m en las zonas de mayor desarrollo, llegando a erosionar en las inmediaciones de Eugui, a las unidades calcáreas descritas anteriormente.

Hidrogeológicamente se ha considerado a estos niveles como de permeabilidad media-baja, dado el carácter margoso del conjunto; incluso los niveles calcáreos que se disponen en capas planoparalelas con gran extensión lateral, se encuentran aislados por los niveles margosos.

5.2.1.14. Alternancia de arcillas, calcarenitas y areniscas. Cuisiense

Esta unidad hidrogeológica está constituida por el nivel cartográfico 34 que aflora con gran extensión y potencia por el sector occidental de la Hoja.

Está formada por un conjunto alternante de areniscas ferruginosas con contenidos variables de componentes carbonatados, distribuidos en capas de 15 a 20 cm, alternando con arcillas.

La potencia de esta unidad es del orden de 500 m, presentando un límite inferior erosivo sobre las calizas del Paleoceno, llegando incluso a erosionar la totalidad de este acuífero y situándose sobre las margas del Maastrichtiense.

Hidrogeológicamente se ha considerado la unidad como de permeabilidad baja a muy baja, sellando los acuíferos calcáreos inferiores.

5.2.1.15. Alternancia de calizas y margas. Cuisiense

Esta unidad hidrogeológica está constituida por el nivel cartográfico 38, formado por una alternancia de calizas detríticas y margas grises, similares a las descritas en el nivel 33. Los niveles calcáreos presentan geometrías tabulares con bases netas, estando aislados entre sí por niveles margosos. El límite inferior es erosivo sobre los niveles detríticos descritos anteriormente.

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

5.2.1.16. Calcarenitas. Cuisiense

Este nivel se encuentra incluido dentro del tramo de turbiditas detríticas (nivel cartográfico 34) descrito anteriormente. Está constituido por el nivel cartográfico 38, que aflora al sur de Esnoz.

Está constituido por unos 50 m de calcarenitas grises, presentando base erosiva, y representa la megaturbidita 3 de LABAUME et al (1983). Este nivel no es continuo, acuñándose tanto hacia el norte como hacia el este y oeste de la Hoja.

Hidrogeológicamente presenta una permeabilidad media-alta por fisuración y karstificación.

5.2.1.17. Cuaternario. Formaciones superficiales

El Cuaternario está representado fundamentalmente por los depósitos de carácter fluvial constituidos por los sistemas de terrazas, entre los que se han reconocido dos niveles formados por un conjunto de gravas y cantos de naturaleza calcárea y cuarcítica, con un máximo desarrollo en el río Arga. La permeabilidad de estos materiales

es media-alta, debido fundamentalmente a su porosidad intergranular; comprende los niveles cartográficos 60 y 61.

Los fondos de valle presentan una litología similar a la descrita para los niveles de terrazas, aunque en algunas ocasiones presentan una gran abundancia de limos. Hidrogeológicamente se considera la permeabilidad de estos niveles media-alta, predominando la permeabilidad media cuando las facies lutíticas aumentan su proporción.

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, exceptuando el tramo superior del río Urrobi, donde el límite inferior está constituido por las arenas del Albiense. 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.

En el sector de Erro, el río Erro sufre una disminución apreciable de caudal en las proximidades de Oraneda, cuando el río surca el acuífero, en el que se pueden apreciar varias dolinas. Posteriormente, río abajo, a 1 km de la localidad de Erro, existe una surgencia en el propio lecho del río, por donde este curso fluvial recupera el caudal perdido.

Esto indica que existen relaciones entre las aguas superficiales y subterráneas con existencia de trasvases entre ríos a favor de niveles permeables atravesados por estos.

En este acuífero, dentro de los límites de la Hoja, se han inventariado manantiales que pueden llegar a dar caudales que varían entre 10 y 100 l/seg., como el situado al norte de Villanueva.

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 potencias que superan el centenar de metros en el sector septentrional de la Hoja, disminuyendo hacia el sur; en Erro no supera los 10 m de espesor, aumentando ligeramente hacia Algurrain, donde puede llegar a alcanzar los 30 m de espesor. Este nivel acuífero se encuentra cortado por las turbiditas calcáreas del Ilerdiense a la altura de la Borda Marterena, con una superficie de erosión que llega al embalse de Eugui, donde llega a desaparecer el nivel acuífero.

Funcionamiento hidráulico

En cuanto al funcionamiento, la recarga se produce mediante infiltración directa del agua de lluvia sobre los afloramientos del acuífero y la descarga, mediante manantiales.

Así, se ha inventariado al sureste de Eugui un manantial que drena estas calizas con caudales que oscilan entre 5 y 10 l/seg. Asimismo, la circulación entre las aguas superficiales del río Arga, en muy poca proporción, y los arroyos de cabecera del río Erro con este acuífero pueden ser muy importantes; en general estos cursos fluviales son las zonas de descarga de este acuífero.

Parámetros hidrogeológicos

En este sector del acuífero y en Hojas próximas a ésta (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 específicos para este acuífero, se supone una permeabilidad media-alta.

5.2.2.3. Megaturbidita 3

Geometría

Esta unidad está formada por calcarenitas, y aunque su litología permite catalogar este nivel como de permeabilidad media-alta, su extensión geográfica es muy pequeña, por lo que el acuífero es de escasa entidad. Se sitúa al norte de Aincioa acuñándose rápidamente en superficie hacia el este y oeste de dicha localidad constituyendo un pequeño acuífero colgado sin conexión con ningún otro nivel.

Funcionamiento hidráulico

La recarga se produce por infiltración directa del agua de lluvia, estando conectado posiblemente mediante fracturas al acuífero paleoceno, descargando por un manantial situada en esta misma falla.

Parámetros hidrogeológicos

No se tienen datos de parámetros hidrogeológicos en relación con la unidad. En términos generales se estima para ella una permeabilidad media-alta.

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-I a escala 1:25.000, correspondiente a Erro.

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 y I₂
Area II : Zona II₁, II₂, II₃, 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 :

Ensayos de identificación y estado

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

CUADRO 5.1. HOJA DE ERRO

UNIDAD CARTOGRAFICA	ZONACION GEOTECNICA	DESCRIPCION
57, 58, 60, 61, 62, 64, 65, 66, 67	IV ₁	Gravas, arenas, limos y arcillas
37	III ₄	Calcarenitas
34, 38 y 39	III ₃	Alternancia de areniscas, margas y calcarenitas
31 y 32	III ₂	Calizas margosas y margas
26, 28 y 29	III ₁	Dolomías, calizas dolomíticas, calizas tableadas y masivas
24 y 27	II ₅	Margas, limolitas y calizas margosas
22 y 23	II ₄	Dolomías y areniscas
21	II ₃	Arenas
19	II ₂	Arcillas con niveles de areniscas
16, 17, 18 y 20	II ₁	Conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas
9, 11, 12, 13 y 14	I ₂	Calizas
6, 7, 8, 10 y 15	I ₁	Esquistos, brechas, dolomías y areniscas

- 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 datos que se disponen sobre la expansividad del terreno, están obtenidos a través del ensayo Lambre 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 Protor 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 autoporte 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 al norte del cabalgamiento de Roncesvalles, extendiéndose desde Lasturenlarrea hasta el Embalse de Eugui, encontrándose intensamente replegado y algo metamorfizado.

Características litológicas

Dentro de esta zona se han agrupado los materiales de las Formaciones Ocoro, Artesiaga, Arga, Suriaín y Olazar, 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).

Zona I₂

Localización

Se localiza en el anticlinal de Asturreta formando los flancos de esta estructura. Asimismo aflora en el sector de Elutx.

Características litológicas

Está constituida por calizas, dolomías, doloarenitas y calcoesquistos masivos.

Características geotécnicas

Como en el caso anterior no se dispone de reconocimientos geotécnicos de interés.

Según la ISRM, son materiales que presentan una resistencia a compresión simple alta ($q_u = 600 - 200 \text{ kp/cm}^2$), la resistencia del macizo está condicionada a las características de las discontinuidades.

Hay que señalar que pueden presentarse fenómenos de karstificación, con rellenos de arcillas.

Características constructivas

- Condiciones de cimentación

El Código de Práctica Británico, indica para este tipo de roca una presión admisible superior a 44 kp/cm^2 , mientras la Norma DIN 1054 establece una presión de 30 kp/cm^2 . si bien al considerar un elevado grado de diaclasado la carga admisible se reduciría a la mitad. Los problemas de cimentación que pueda presentarse en estos materiales están asociados a los fenómenos de karstificación los cuales dan lugar a oquedades frecuentemente rellenas de arcilla.

Condiciones para obras de tierra

- Excavabilidad

Las calizas de esta zona, no son ripables, siendo necesario el uso de explosivos para su excavación.

- Estabilidad de taludes

En los taludes naturales no se observan fenómenos de inestabilidad, a excepción de las zonas muy karstificadas donde se producen desprendimientos.

Los taludes artificiales podrán ser bastante verticales dependiendo del grado de fracturación y la disposición de los planos.

- Empujes sobre contenciones

Las contenciones, en general, no serán necesarias.

- Aptitud para préstamos

Son adecuadas para su uso en pedraplenes.

- Aptitud para explanada de carreteras

Las características referentes a la categoría de la explanada, son las mismas que las descritas en la anterior zona.

- Obras subterráneas

La aplicación de la clasificación de Bieniawski (1979), de manera orientativa, califica a los materiales de la Zona I₂ entre III (Media) y IV (Mala), eventualmente V (Muy Mala).

5.3.4.2.2. Area II

Zona II₁

Localización

Esta zona se puede observar en el frente de cabalgamiento de Roncesvalles, en el sector de Arzabal y a lo largo del curso del río Urrobi.

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 ($60-200 \text{ kp/cm}^2$), mientras que en tramos más profundos ésta puede considerarse como medianamente resistente ($250-500 \text{ kp/cm}^2$).

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/cm^2 , 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 se localiza en el vértice suroriental de la Hoja, en los alrededores de Villanueva.

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 II₃

Localización

Esta zona aflora en el sector oriental de la Hoja, en la margen derecha del río Urrobi, limitado por fracturas que estructuran el depósito.

Características litológicas

Son arenas silíceas caoliníferas escasamente cementadas, de grano fino y suelen presentar alteraciones de niveles arcillosos.

Características geotécnicas

No se dispone de ensayos de laboratorio, además de la escasez y mala calidad de los afloramientos. Las observaciones de campo, permiten estimar una compacidad entre Media y Compacta, para profundidades superiores a 2 m esto equivaldría a valores de N30 entre 10 y 50.

Características constructivas

- Condiciones de cimentación

Según el Código de Práctica Británico, para un área de compacidad media, se puede aplicar cargas admisibles entre 1 y 3 kp/cm², siempre considerando la presión del nivel freático por debajo del cimiento.

Condiciones para obras en tierra

- Excavabilidad

Fácilmente excavables.

- Estabilidad de taludes

Pueden darse taludes estables e inestables, en los taludes artificiales, en función de la condición hidrogeológicas que presenten.

- Empujes sobre contenciones

Serán de tipo Medio o Alto.

- Aptitud para préstamos

Considerando resultados de laboratorio en materiales semejantes, se pueden considerar entre Marginales y Aptos.

- Aptitud para explanada de carreteras

Son Marginales y Aptos, según la definición en la metodología.

- Obras subterráneas

Son terrenos que varían entre Medios y Difíciles, incluso localmente Muy Difíciles.

Zona II₄

Localización

Los sedimentos integrados en esta zona, se disponen según una banda continua entorno al macizo de Oroz-Betelu, situándose los afloramientos más importantes en la Sierra de Labra, en Santa Engracia.

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 aflora con mayor extensión entre el río Erro y el río Urrobi y al este del pantano de Eugui, hasta Celveti.

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 acarreamientos. 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 se observan desde Ospel hasta Errebel, en el sector de Aincioa y en Erro.

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 zona aflora con mayor extensión entre Saigos y el embalse de Eugui y en los alrededores de Aincioa.

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 Zoan 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

Esta unidad se puede observar al norte de Aincioa y con mayor extensión desde Zubiri hasta los llanos de Burguete, formando parte de los núcleos de los sinclinales.

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/cm^2 . En el nivel de transición al sustrato sano el valor de la resistencia a compresión simple ha sido de 0,07 kp/cm^2 , en las margas relativamente sanas este ensayo ha dado valores entre 49 y 428 kp/cm^2 siendo los valores más bajos generalmente los de muestras a menos profundidad, con una media cercana a 200 kp/cm^2 . Respecto a las areniscas pueden alcanzar hasta 795 kp/cm^2 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/cm^2 . 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/cm^2 . 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 pozas) 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 asientos 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 asientos 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 aflora al norte de Aincioa formando un nivel que se acuña rápidamente hacia el este y oeste.

Características litológicas

Esta zona está constituida exclusivamente por calcarenitas de tonos grises, con potencias mínimas de 30 metros, disminuyendo lateralmente hasta potencias del orden métrico. Esta unidad ha sido denominada como Megaturbiditas por LABAUME (1983).

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 II₄, entre las categorías III (Media) y II (Buena).

5.3.4.2.4 Area IV

Localización

Se encuentran distribuidas por todo el ámbito en la Hoja, aunque adquieren un mayor desarrollo a lo largo del río Irati y en los llanos de Burguete.

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 de los ríos Arga, Erro e 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} cicle, USTL, Montpellier, 170 p.

LABAUME, P.; MUTTI, E.; SEGURET, 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 SEGURET, M.

1987

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

LABAUME, P., SEGURET, 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	