

# HOJA 116 - III (ARCE)

## INDICE

### 0. INTRODUCCION

### 1. ESTRATIGRAFIA

#### 1.1. Mesozoico

##### 1.1.1. Triásico

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

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

1.1.1.3. Análisis secuencial del Triásico

##### 1.1.2. Cretácico

1.1.2.1. Dolomías y areniscas (nivel 23). Santoniense

1.1.2.2. Margas y limolitas (nivel 24). Maastrichtiense

1.1.2.3. Calizas (nivel 25). Maastrichtiense

1.1.2.4. Calizas arenosas (nivel 26). Maastrichtiense

1.1.2.5. Calcarenitas y margas (nivel 27). Maastrichtiense

1.1.2.6. Análisis secuencias del Cretácico superior

#### 1.2. Terciario

##### 1.2.1. Paleoceno - Eoceno basal

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

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

1.2.1.3. Calizas masivas (nivel 30). Thanetiense

1.2.1.4. Calizas margosas (nivel 31). Thanetiense-Ilerdiense

1.2.1.5. Margas (nivel 32). Thanetiense - Ilerdiense

1.2.1.6. Análisis secuencial del Paleoceno - Eoceno basal

## 1.2.2. Eoceno

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

1.2.2.2. Calcarenitas (nivel 37). Cuisiense

1.2.2.3. Brechas calcáreas (nivel 40). Cuisiense

1.2.2.4. Margas con bloques (nivel 41). Cuisiense

1.2.2.5. Calcarenitas (nivel 42). Cuisiense

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

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

1.2.2.8. Margas con bloques (nivel 45). Luteciense

1.2.2.9. Calcarenitas (nivel 46). Luteciense

1.2.2.10. Alternancias de areniscas, calcarenitas y arcillas  
(nivel 47). Luteciense

1.2.2.11. Brechas calcáreas (nivel 48). Luteciense

1.2.2.12. Margas con bloques (nivel 49). Luteciense

1.2.2.13. Calcarenitas (nivel 50). Luteciense

1.2.2.14. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas  
(nivel 51). Luteciense

1.2.2.15. Brechas calcáreas (nivel 52). Luteciense

1.2.2.16. Margas con bloques (nivel 53). Luteciense

1.2.2.17. Calcarenitas (nivel 54). Luteciense

1.2.2.18. Arcillas con niveles arenosos (nivel 55). Luteciense

1.2.2.19. Calcarenitas (nivel 56). Luteciense

1.2.2.20. Análisis secuencial del Eoceno

## 1.3. Cuaternario

1.3.1. Arcillas de descalcificación (57)

1.3.2. Glacis

1.3.3. Terrazas (59, 60 y 61)

1.3.4. Conos de deyección (62)

- 1.3.5. Coluviones (64)
- 1.3.6. Deslizamientos (65)
- 1.3.7. 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. Dinámica actual y subactual. 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. Cobre

5.1.2. Rocas y minerales industriales

5.1.2.1. Bario

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. Areniscas y arcillas. Triásico

5.2.1.2. Dolomías y areniscas. Santoniense

5.2.1.3. Margas. Maastrichtiense

5.2.1.4. Calizas. Maastrichtiense

5.2.1.5. Calizas. Maastrichtiense - Thanetiense

5.2.1.6. Margas y margocalizas. Thanetiense - Ilerdiense

5.2.1.7. Alternancia de arcillas, calcarenitas y areniscas. Cuisiense -  
Luteciense

5.2.1.8. Calizas. Cuisiense - Luteciense

5.2.1.9. Margas y bloques calcáreos. Cuisiense - Luteciense

5.2.1.10. Cuaternario. Formaciones superficiales

5.2.2. Unidades acuíferas

5.2.2.1. Dolomías arenosas. Santoniense

5.2.2.2. Calizas paleocenas

5.2.2.3. Megaturbidita

5.2.2.4. Formaciones permeables del Cuaternario

## **5.3. Geotécnia**

5.3.1. Introducción

5.3.2. Metodología

### 5.3.3. Zonación geotécnica

#### 5.3.3.1. Criterios de división

#### 5.3.3.2. División en áreas y zonas geotécnicas

### 5.3.4. Características geotécnicas

#### 5.3.4.1. Introducción

#### 5.3.4.2. Características geotécnicas y constructivas de los diferentes materiales

## **6. BIBLIOGRAFIA**

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

### **Dirección y Supervisión (Gobierno de Navarra)**

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
	.	Cabra Gil, P.	Geomorfología y
	.		Cuaternario
	.	Gil Gil, J. (INYPSA)	Informática geológica
	.	Blas Balaguera, I. (INYPSA)	Informática geológica
.	Aguilar, P.	Nannoplancton	

## 0. INTRODUCCION

La Hoja 1:25.000 de Arce (116-III) 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" (FEVILLEE y RAT, 1971), aunque parece existir continuidad estratigráfica y estructural entre ambos sectores.

El relieve es abrupto, localizándose las cotas más elevadas en el sector septentrional de la Hoja, en el monte Larroquin con 1280 m de altura. Las cotas mínimas se sitúan sobre los 550-600 m, emplazándose en los cursos fluviales.

La Hoja se encuentra surcada por los cursos fluviales de los ríos Erro y Urrobi que recorren la Hoja en dirección submeridiana. Además existen numerosos barrancos por los que discurren torrenteras que imprimen al paisaje incisiones pronunciadas.

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 aflorante 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 sectoral Carbonífero, están formados por esquistos, calizas, dolomías con niveles de magnesitas y alternancias de esquistos y grauwacas.

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

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

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

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

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



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

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

## **1. ESTRATIGRAFIA**

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. Mesozoico**

#### **1.1.1. Triásico**

Aflora en el sector nororiental de la Hoja, a lo largo del valle del río Urrobi presentándose en facies Buntsandstein (Fig. 1.1).

##### **1.1.1.1. Areniscas rojas y grises (nivel 17). Facies Buntsandstein. Scythiense-Anisiense**

Esta unidad aflora en el cauce del río Urrobi y forma parte del domo de Oroz-Betelu, en donde se deposita por encima de un nivel de conglomerados silíceos.

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

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

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

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

Este nivel aflora en continuidad estratigráfica con el anterior, situándose sus mejores puntos de observación en el sector nor-oriental de la Hoja, en la margen izquierda del río Urrobi, no observándose en la margen derecha al haber sido erosionado, antes del depósito de los materiales calcáreos del Santoniense.

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

### 1.1.1.3. Análisis secuencial del Triásico

Se propone una división secuencial integrada por las unidades deposicionales.

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

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

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

### 1.1.2. Cretácico

Los materiales del Cretácico afloran en el límite norte de la Hoja en dos afloramientos situados en el valle del río Erro y del río Urrobi, formando parte de los núcleos de dos grandes estructuras anticlinales que con dirección ONO-ESE recorren el sector septentrional.

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

El primero tiene muy poca representación en la Hoja y está compuesto esencialmente por arenas silíceas sueltas. El segundo aparece generalmente adosado al Triásico y litológicamente consiste en dolomías arenosas y areniscas con cemento

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

#### 1.1.2.1. Dolomías y areniscas (nivel 23). Santoniense

Estos materiales afloran dentro de esta Hoja en el vértice nororiental, en el valle del río Urrobi, a la altura de la localidad de Imizcoz.

El límite inferior con las unidades detríticas del Triásico es muy neto y erosivo, mientras que el superior con las unidades margosas del Maastrichtiense es neto y está remarcado por desarrollos lateríticos.

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

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

Esta unidad con una potencia de unos 100 m ha sido datada como Santoniense en Hojas próximas a ésta, mediante la siguiente fauna : Lacazina elongada, Idalina antiqua, Nummofallotia cretacia, Lacazina elongada, Globotruncana lapparenti tricarinata.

El contenido de carbonato cálcico magnésico alcanza el 90%.

#### 1.1.2.2. Margas y limolitas (nivel 24). Maastrichtiense

Esta unidad aflora en el límite septentrional de la Hoja, en los alrededores de Urdiroz y en el barranco de Loizu, 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 equinidos y bivalvos. Hacia techo pasa a una serie monótona de margas y margolimolitas de tonos grises y aspecto homogéneo, con fauna de equínidos, bivalvos, briozoos, corales, gastorópodos, braquiópodos y foraminíferos. Además, presentan esporádicas intercalaciones de calcarenitas con nódulos de pirita y mica.

El contenido faunístico es muy abundante con habiéndose datado en Hojas próximas mediante la fauna siguiente : 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 este 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 "off shore" prodeltaico con desarrollo ocasional de capas de tormenta (calcarenitas margosas), muy afectadas por bioturbación.

El contenido en CO<sub>3</sub> es del orden del 45%.

Los estudios de nannofósiles calcáreos han determinado : Watznawerca barnesae (BLACK), Eiffellithus Turrseiffele que indican un Cretácico superior.

#### 1.1.2.3. Calizas (nivel 25). Maastrichtiense

Esta unidad aflora con entidad suficiente para ser cartografiada en el vértice occidental del valle del Urrobi, no obstante es posible observar niveles de calizas similares a los que aquí se describen incluidos en el nivel cartográfico 24, descrito anteriormente, aunque con un escaso espesor que no facilita su cartografía.

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

La potencia de estas unidades del orden de 30 m, llegando a acunarse lateralmente perdiendo potencia.

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

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

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

#### 1.1.2.4. Calizas arenosas (nivel 26). Maastrichtiense

Afloran en la estructura de Urdiroz, en el sector septentrional de la Hoja y en núcleo de la estructura de la Peña del Potxe, observándose buenos afloramientos en los cortes de la carretera que discurre paralela al río Urrobi.

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, broquiópodos, 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 20 y un 30% de sílice, del 2 al 5% de feldespatos, un 2% de fragmentos de rocas, un 40% de fósiles y un 35% de micrita y micrita recristalizada, con un contenido en CO<sub>3</sub>Ca que oscila entre el 60 y el 70%.

#### 1.1.2.5. Calcarenitas y margas (nivel 27). Maastrichtiense

Este nivel aflora en el valle del río Erro, en el sector septentrional de la Hoja y más concretamente en los alrededores de Larraingoa.

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 puede llegar a alcanzar los 1000 m de espesor, no obstante en esta zona no supera los 200 m, llegando a desaparecer en los bordes del surco turbidítico que se desarrolla hacia el NO. Las capas de areniscas presentan gradación positiva, base neta con "flute" y "bounce cast", estratificación paralela y "ripples" de corriente a techo. Los espesores 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 joaquini, 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.

#### 1.1.2.6. Análisis secuencias del Cretácico superior

En términos generales, resulta evidente la división del Cretácico superior en tres ciclos deposicionales mayores : Albiense-Cenomaniense, Santoniense, y Maastrichtiense (Fig. 1.2). 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, desarrollándose una superficie de lateritización y una laguna estratigráfica que abarcaría el Turoniense, Conaciense y, probablemente, parte del Santoniense (Fig. 1.2).

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 track"). Los depósitos transgresivos y de somerización de la secuencia ("Trangresive" y "High stand system track") 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 cartografiables). 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.

## **1.2. Terciario**

El Terciario de este sector está representado por depósitos marinos del Paleógeno, con un registro estratigráfico comprendido entre Daniense-Montiense y Luteciense (Fig. 1.3).

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.

#### 1.2.1. 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.

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

Este nivel se desarrolla en el sector septentrional del río Urrobi, formando parte de la estructura de Urdiroz y en el vértice suroriental de la Hoja, en la incisión que realiza el río Urrobi a la altura de la Peña del Potxe.

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

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

Los análisis petrológicos de calizas han determinado un 15% de intraclastos, un 5% de fósiles y un 80% de micrita, con un contenido en CO<sub>3</sub> Ca Mg del 95%.

#### 1.2.1.2. Calizas grises tableadas (nivel 29). Daniense-Thanetiense

Esta unidad aflora en el tercio septentrional de la Hoja, formando los resaltes estructurales calcáreos de los montes de Oralde, Labia de Espoz y Larrogain y en el vértice suroriental de la Hoja, formando parte de la estructura de la Peña del Potxe.

La potencia de esta unidades del orden de unos 100 m, disminuyendo hacia el sur de la Hoja.

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 maastrichtiense. 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.

#### 1.2.1.3. Calizas masivas (nivel 30). Thanetiense

Esta unidad constituye los últimos resaltes calcáreos observados en Errea, en el corte del río Erro, a la altura de Txintxumear, formando parte del núcleo de una estructura anticlinal, y en el corte que realiza el río Urrobi en la Peña del Potxe.

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

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

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

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

#### 1.2.1.4. Calizas margosas (nivel 31). Thanetiense-Ilerdiense

Este nivel se puede observar a techo tanto de la unidad cartográfica 30 como de la 20, situándose sus mejores puntos de observación en la carretera que sube a Errea. Esta unidad con sus espesores de unos 25 m se acuña rápidamente hasta reducirse a espesores incartografiados.

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 reota 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, Galobigerina cf. triloculinoidea y Globorotalia cf. pseudobulloidea, que datan del Thanetiense.

#### 1.2.1.5. Margas (nivel 32). Thanetiense - Ilerdiense

Este nivel aflora con gran amplitud en la estructura de la Peña del Potxe, tanto en el flanco septentrional como en el meridional.

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

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

Estas formas se interpretan como diques de canales submarinos. ("Channel-levée") que se desarrollan en contextos de margen de plataforma prodeltaica-talud o bien en etapas de colmatación de surcos. En algunas ocasiones se intercalan niveles calcareníticos arenosos de afinidad turbidítica y muy poca potencia asimilables a T.B.T. o bien a capas de tormenta distales.

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

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

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

#### 1.2.1.6. 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. 1.4) 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.

### 1.2.2. Eoceno

La serie eocena está constituida por una potente sucesión turbidítica denominada Grupo de Hecho (MUTTI et al, 1972), que intercala ocho niveles aliostrómicos 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 32), 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 olistostramas carbonáticos.

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

Los niveles aliostrómicos 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. 1.5), equivalentes tentativamente a los determinados por otros autores en el espacio estratigráfico comprendido entre las MT2 a MT6 de LABAUME et al (1983).

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

Existe una notable controversia respecto a la procedencia de las megaturbiditas. Originalmente, LABAUME et al (1983),, SEGURET et al (1989) y CAMARA y KLIMOWITZ (1985), atribuyeron un origen septentrional a los depósitos olistostrómicos carbonáticos, que se originarían a partir del desmantelamiento episódico de plataformas desarrolladas sobre el margen activo de la cuenca, y de las que no se ha preservado registro estratigráfico. Otros autores, PUIGEFADREGAS et al. (1986), BARNOLAS y TEIXELL (1992) y PAYROS et al (1992), han argumentado posteriormente la procedencia meridional de las megaturbiditas calcáreas, efectuando algunas correlaciones con las rupturas sedimentarias existentes en las plataformas carbonatadas del margen sur de la cuenca.

En términos generales se aprecia una relación bastante estrecha entre el depósito de las principales megaturbiditas y la reactivación de los sistemas turbidíticos siliciclásticos, de modo que resulta consecuente y práctica la utilización de las megacapas

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

#### 1.2.2.1. 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, los niveles margosos de la unidad 32 cuando no tienen entidad cartográfica suficiente.

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%.

#### 1.2.2.2. Calcarenitas (nivel 37). Cuisiense.

Este nivel aflora de un modo discontinuo al norte de Errea, y sin entidad cartografiada es posible observarlo en el sector septentrional de la Hoja 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 cuisense, 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.

#### 1.2.2.3. Brechas calcáreas (nivel 40). Cuisiense

Esta unidad aflora en el sector central de la Hoja, recorriendo con dirección subparalela desde el norte del Barrancon de Oiaki hasta el este de Zanduetta. Asimismo se

observa en la estructura de Peña del Potxe. El límite inferior de esta unidad es erosivo a nivel local, sobre todo en las zonas donde hacen "onlap".

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

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

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

La procedencia probable de esta megaturbidita ha quedada establecida como meridional, correlacionándose con la ruptura existente entre la Fm. Calizas de la Sierra de Alaiz y la Fm. Calizas del Acantilado de Echauri, descritos en estas localidades para la cartografía de las Hojas de Cizur y Elorz a escala 1:25.000.

#### 1.2.2.4. Margas con bloques (nivel 41). Cuisiense

Este nivel se encuentra asociado al nivel cartográfico 40, con una potencia máxima de unos 50 m, acuñándose hasta desaparecer cartográficamente a la altura de Espoz. En el sector de Peña del Potxe, desaparece hacia el norte en donde se acuña para volver a poseer entidad cartográfica en el valle del Urrobi.

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

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

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

#### 1.2.2.5. Calcarenitas (nivel 42). Cuisiense

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

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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

#### 1.2.2.7. Brechas calcáreas (nivel 44). Cuisiense - Luteciense

Esta unidad aflora en el sector central de la Hoja, alcanzando su máximo desarrollo en la zona de Oiarzabalmendi con un espesor de unos 150 m, acunándose hacia el sur, a la altura de Asnoz.

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

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

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

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

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

Los análisis petrológicos de calizas indican un 5% de cuarzo, un 15% de fragmentos de rocas, un 25% de fósiles, 35% de micrita, y un 20% de arcillas con un contenido en CO<sub>3</sub> Ca del 70%.

#### 1.2.2.8. Margas con bloques (nivel 45). Luteciense

Este nivel aflora de forma discontinua, asociado al nivel cartográfico 44 descrito anteriormente, alcanzando un mayor desarrollo en el sector occidental de la Hoja, acuñándose hacia el este, a la altura de la borda de Iribarren.

Litológicamente está formado por margas con bloques calcáreos que confieren a la unidad un aspecto bréchoide, como se puede apreciar al sur del Lakarri y en el alto de Ekain.

Este nivel cartográfico se correlaciona con el tramo margoso bréchico de la MT5 de LABAUME et al (1983) y con la M.G.T. de Antxoritz de PAYROS et al (1994).

Respecto a su edad y procedencia se considera similar a la definida para el nivel cartográfico 44, al que se encuentra ligado genéticamente.

#### 1.2.2.9. Calcarenitas (nivel 46). Luteciense

Este nivel constituye el tramo cartográfico que define geográficamente la MT5 ya que los dos niveles anteriores se acuñan hacia el sur, quedando sólo como testigo de este evento, este nivel calcarenítico.

Las mayores potencias de este nivel se observan al sur de Arzabaleta con espesores que oscilan alrededor de 75 m, para quedar reducido a una decena de metros a la altura del sondeo de Aoiz I.

Litológicamente está formado por calcarenitas gradadas, con un 5% de cuarzo, 45% de fósiles, un 25% de micrita y un 25% de micrita recristalizada.

Los estudios de microfauna han determinado : Globorotalia aff arogonensis, Orbitoides cf coniplanatus, Nummulites cf laevigatus que indican el Luteciense.

Como se ha indicado anteriormente, este nivel constituye el tramo calcarenítico superior de la MT5 de LABAUME et al (1985) y de la M.G.T. de Antxoritz de PAYROS et al (1994).

#### 1.2.2.10. Alternancias de areniscas, calcarenitas y arcillas (nivel 47). Luteciense

Se incluyen en este nivel los materiales sedimentados entre la MT5 y la MT6 de LABAUME (1983), situándose los mejores puntos de observación en el sector meridional de la Hoja, a lo largo del valle del río Erro.

La potencia de este nivel es del orden de unos 600 m, estando formado por un conjunto de turbiditas terrígenas constituidas por una alternancia de areniscas con cemento calcáreo, distribuidas en bancos de unos 30 cm de espesor, y arcillas calcáreas de color beige. Se han reconocido abundantes depósitos de canales turbidíticos con relleno calcarenítico-arenoso, intercalados entre facies de "basin plain" y franja de abanico. En el techo de esta unidad se reconocen frecuentes depósitos desorganizados, alguno de los cuales incluyen clastos calcáreos, que pueden estar en relación con una nueva megaturbidita, no catalogada por LABAUME et al (1983) pero que ha sido descrita por PAYROS et al (1994) en la vecina Hoja 1:50.000 de Aoiz, denominada como M.G.T. de Orbaiz. Esta megacapa es posiblemente correlacionable con la reconocida por TEIXELL (1992) al este de la Foz de Biniés, en una posición estratigráfica equivalente.

El notable desarrollo de facies canalizadas induce a una correlación con la Unidad de Fiscal, descrita en el sector de Jaca, como un conjunto de canales turbidíticos de procedencia N y NE, por VAN LUNSEN (1970), ESTRADA (1982) y RIOS et al (1982).

En la Hoja MAGNA de Garralda, se indica la presencia, en este tramo de la microfauna siguiente : Nummulites uronesis, N. laevigatus, N. millecaput, Alveolina frumentiformis, Asterodiscus stellaris, Globigerinoides higginsi, Globorotalia spinulosa, G. bulbrookii, del Luteciense.

Los estudios petrológicos han determinado un 5% de cuarzo, un 45% de fósiles, un 40% de micrita con un 10% de arcillas. En cuanto al contenido en CO<sub>3</sub>Ca es del orden del 60%.

Los estudios de nonnofauna, han determinado : Reticulofenestra sp, Cocolithus pelagicus, C. formosus, que sólo indican fauna eocena con resedimentos del Cretácico.

#### 1.2.2.11. Brechas calcáreas (nivel 48). Luteciense

Esta unidad aflora en el sector sur-occidental de la Hoja, alcanzando su máximo desarrollo en la zona del Alto, acuñándose hacia el sur. El espesor medio es del orden de 30 m.

Litológicamente, está formado por grandes olistolitos sin soporte clástico, con cantos de calizas y margas.

Esta megaturbidita ha sido denominada por PAYROS et al (1994) como M.G.T. - Zalba y se correlaciona tentativamente con la MT6 de Fago (LABAUME et al, 1983).

La edad de esta megacapa es Luteciense según LABAUME et al (1983), coincidiendo con la asignación realizada por PAYROS et al (1994), en concreto se encuentra en la zona NP-15, zona de G-subconglobata.

#### 1.2.2.12. Margas con bloques (nivel 49). Luteciense

Esta unidad aflora de forma en continuidad estratigráfica con el tramo descrito anteriormente. La potencia media de este nivel es del orden de 30 m, acuñándose hacia el SE.

Litológicamente está formado por margas con bloques calcáreos, que en campo dan lugar a un tramo blando.

Este nivel cartográfico se correlaciona con el tramo margoso brechico de la MT6 de LABAUME et al (1983) y con la MGT de Zalba según PAYROS et al (1994).

Respecto a su edad, al estar relacionada con el nivel 48, se asocia al Luteciense siguiendo los criterios de PAYROS et al (1994).

#### 1.2.2.13. Calcarenitas (nivel 50). Luteciense

Este nivel como los dos anteriores se asocian a la MT6 de LABAUME (1983) o a la MGT de Zalba de PAYROS (1994).

El espesor medio de esta unidad es del orden de 15 m y litológicamente está formado por calcarenitas de tonos marrones con granoclasificación y estructuras de escape de agua.

Respecto a la procedencia y edad, al estar asociado a los niveles cartográficos 48 y 49, se considera que se mantienen los mismos criterios definidos por estas unidades.

#### 1.2.2.14. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas (nivel 51). Luteciense

Aflora en el sector suroccidental de la Hoja, situándose sus mejores puntos de observación a lo largo del valle del río Erro.

Estos sedimentos corresponden a los depósitos comprendidos entre la MT6 y MT7 de LABAUME, con una potencia aproximada de 500 m. Se distingue de las unidades de turbiditas terrígenas anteriores por la disminución en la potencia de las capas de arenisca y de tamaño de grano y la reducción en la relación arenisca/pelita. Se reconocen facies de "basin plain", franja de abanico bastante pelítico y facies de "channel-levée". En vertical experimenta una progresiva dilución de depósitos adquiriendo un carácter muy pelítico.

En la Hoja 1:50.000 (MAGNA) de Garralda, se indica la presencia en este tramo de la microfauna siguiente : Nummulites cf aturicus, Assilina cf exporens, Asterudiscus cf stella, Plectina eocenica, Karrerrella halkyardi, Globorotalia centralis, Assilina exponens, Catapsidrax echinatus, que indican el Luteciense.

Los estudios de nannofauna, han determinado : Reticulofenestra sp, Cocolithus pelagicus (WACLICH), C. eopelagicus (BRAMIETTE et RIEDEL), Eiffelithus turdisseffeli (DEFLANDRE) que indica un eoceno con resedimentaciones del Cretácico superior.

#### 1.2.2.15. Brechas calcáreas (nivel 52). Luteciense

Este nivel aflora en el vértice suroccidental de la Hoja, recorriendo este sector con dirección NO-SE. Los mejores puntos de observación se sitúan en los alrededores de Leyún y en Elia, en donde ha sido descrita por PAYROS et al (1994) denominándole M.G.T. de Irotz. Asimismo se correlaciona tentativamente con la MT7 o de Artesa (LABAUME et al, 1983).

La potencia de esta unidad es del orden de 50 m acunándose hacia el este hasta llegar a desaparecer.

Litológicamente está formado por brechas arenosas con clastos de calizas bioclásticas y Nummulites sueltos.

Los estudios micropaleontológicos han situado a este nivel en el Luteciense, concretamente en la zona de G. subconglobata, que se correlaciona con el tramo medio de la NP-15 (PAYROS et al, 1994).

La procedencia de esta megaturbidita, se sitúa en el margen meridional y suroccidental.

#### 1.2.2.16. Margas con bloques (nivel 53). Luteciense

Este nivel aflora con una potencia de unos 15 m en continuidad estratigráfica con el tramo de brechas descrito anteriormente. Sus mejores puntos de observación se sitúan al norte de Elia.

Litológicamente está formado por margas con cantos calcáreos sin que se observe la presencia de grandes bloques.

Este nivel cartográfico, que en el campo da lugar a un tramo de naturaleza blanda, se correlaciona con el tramo margoso bréchico de la MT7 de LABAUME et al (1985) y con la MGT de Irotz de PAYROS et al (1994).

Respecto a su edad y procedencia se considera similar a la definida para el nivel 52, al que se encuentra unido genéticamente.

#### 1.2.2.17. Calcarenitas (nivel 54). Luteciense

Este nivel constituye el tramo superior definido en la MT7 de LABAUME et al (1983), con una potencia aproximada de 10 m.

Litológicamente está formado por calcarenitas de tonos marrones, con grano clasificación positiva, muy homogénea.

La edad de este conjunto, así como su procedencia es similar a la expresada para los niveles cartográficos 52 y 53 descritos anteriormente.

#### 1.2.2.18. Arcillas con niveles arenosos (nivel 55). Luteciense

Esta unidad aflora en el vértice suroccidental de la Hoja, situándose sus mejores puntos de observación en los alrededores de la localidad de Elia.

Representa los últimos 600 m de la sucesión de turbiditas terrígenas del Grupo Hecho. Litológicamente está formado por un conjunto de arcillas con pasadas de calcarenitas de pequeño espesor.

Se trata de un depósito de turbiditas diluidas que se ha denominado como "Flysh de Irurozqui".

Estas turbiditas terrígenas están compuestas principalmente por facies de "channel levée" y de "bassin plain" - franja de abanico. a techo de esta serie, aflora un tramo de unos 50 m con mayor contenido en capas de areniscas que se interpreta como depósitos de "overbank" de canales turbidíticos.

En la Hoja MAGNA 1:50.000 de Garralda, esta unidad ha sido datada como Luteciense en base a la fauna siguiente : Nummulites cf Aturicus, Assilina cf exponens, Asterodiscus cf stella, Plectina eocenica, Kerreriella halkyardi, Globorotalia centralis, Assilina exponens y Catapsidrax echinatus.

Los estudios de nonaufauna han determinado : Coccolithus pelagicus (WALLICH), Reticulofenestra sp, Watznaveria barnesae (BLACK), Coccolithus eopelagicus (BRAMLETTE) que indica el Eoceno con resedimentaciones del Cretácico.

La composición mineralógica de estos tramos margosos es la siguiente: minerales de la arcilla 37%, cuarzo 17%, plagioclasa indicios, calcita 33%, dolomita 10%, hematites < 1,5%, ankerita 2% e indicios de yeso.

Respecto a los minerales de la arcilla su composición es la siguiente: relita 73%, clorita/caolinita caolinita 27%, seprolita indicios.

#### 1.2.2.19. Calcarenitas (nivel 56). Luteciense

Estos niveles calcareníticos se encuentran intercalados entre el "flysh de Irurozqui" descrito anteriormente.



Aflora exclusivamente en la esquina SO de la Hoja. Están formados por calcarenitas que en ningún caso superan los 15 m de espesor.

Estos niveles pueden representar dos pequeñas megaturbiditas que según la clasificación de LABAUME et al (1983) pueden corresponder a la MT8 y MT9. La correlación del nivel calcarenítico inferior con la MT8 (Megacapa de Embún) parece que puede ser factible, siendo más dudosa la correlación de la calcarenita superior con la MT9 (megaturbidita de Jaca), ya que TEIXELL (1992) demuestra que la MT8 y MT9 es la misma capa, no existiendo, por lo tanto, la MT9. La MT8 se han denominado como de Embún-Jaca. En esta zona la MT9 constituiría posiblemente una megaturbidita local, sin equivalente en Jaca.

La edad de estos niveles se considera Luteciense ya que se encuentran incluidas dentro de los sedimentos del "flysh de Irurozqui".

#### 1.2.2.20. Análisis secuencial del Eoceno

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

Los principales niveles de megaturbiditas carbonáticas se han empleado como referencia basal de los ciclos. Esta circunstancia implica isocronía entre los impulsos de reactivación de los sistemas de turbiditas terrígenas originados a partir de la removilización de los frentes deltaicos orientales, y el colapso episódico de las plataformas carbonatas marginales en relación con eventos sísmicos catastróficos. Sin embargo, localmente, se aprecia un ligero desfase, empezando la sedimentación de turbiditas terrígenas densas con anterioridad al depósito de la megacapa asociada.

Las secuencias de orden menor se reconocen como superposiciones de facies turbidíticas más groseras (canales, depósitos desorganizados, etc.) sobre depósitos diluidos ("channel-levée", plataformas pelágicas). Su descripción no se realiza en el

presente informe puesto que su individualización exige un estudio cuyo detalle sobrepasa ampliamente las exigencias del proyecto.

Se han distinguido los siguientes ciclos :

. **Ilerdiense**

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

. **Ilerdiense terminal - Cuisiense**

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

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

. **Cuisiense**

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

. **Cuisiense - Luteciense**

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

. **1<sup>er</sup> Ciclo luteciense**

Se considera la serie comprendida entre las bases de las MT6 y 7. Sin embargo, en las inmediaciones de Zalba, se observa una fuerte superficie de truncación a unos 20 m por debajo de la base de la MT6, dato que manifiesta un cierto desfase entre la reactivación de los sistemas turbidíticos y el colapso en la plataforma carbonatada.

En conjunto se trata de una unidad más pelítica representada principalmente por turbiditas diluidas tipo "channel levée" si bien en la parte base incorpora facies más areniscosas de franja de abanico.

. **2<sup>o</sup> Ciclo luteciense**

Es el comprendido entre las bases de las MTs 7 y 9 y corresponde al Flisch de Irurozqui. Está representado por depósitos turbidíticos diluidos muy pelíticos, generalmente asimilables a "channel-levée". No muestra una organización vertical bien definida y la presencia de la MT8, intercalada en la parte superior de la unidad, no parece estar en relación con cambios secuenciales significativos.

. **3<sup>er</sup> Ciclo Luteciense (Luteciense superior)**

Su base está definida por la MT9 y el desarrollo de un tramo relativamente más arenoso respecto al precedente, que ha sido interpretado como complejo de

depósitos de "overbank" en relación con desbordamientos de canales turbidíticos (Complejo de Rapitán, Remacha et al., 1987). constituye el fin de la sedimentación turbidítica del Grupo de Hecho y representa los términos basales de un ciclo somerizante bien definido, que se completaría con las Fms. Margas de Larrés (Remacha et al, 1987) y Limolitas de Urroz (Puigdefábregas, 1975), correspondientes a contextos de talud-prodelta y plataforma deltáica distales, respectivamente.

### **1.3. Cuaternario**

El Cuaternario de la Hoja de Arce está representado por depósitos de carácter fluvial y de ladera, además de las arcillas de descalcificación que se rellenan el fondo de amplias dolinas.

#### **1.3.1. Arcillas de descalcificación (57)**

Son aquellos depósitos que rellenan el fondo de las dolinas y uvales, así como otras formas menores del karst. En general se trata de arcillas rojas o pardo rojizas con un cierto contenido en limo, arena e incluso fragmentos de rocas carbonatadas desprendidas de las paredes de las dolinas. La potencia es difícil de determinar por la inaccesibilidad del relieve, pero se supone muy variable dependiendo de la intensidad del proceso y del tamaño de las formas que rellenan.

#### **1.3.2. Glacis**

Dentro de la hoja de Arce sólo aparece un representante en el límite nororiental de la zona, en la vertiente derecha del río Urrobi. Se trata de un pequeño afloramiento, muy similar a las terrazas pero con mayor pendiente. Su tamaño no es significativo.

#### **1.3.3. Terrazas (59, 60, 61)**

Los únicos afloramientos de terrazas son los originados por el río Erro en los alrededores de Urricelgui y Zunzarren. Se han separado tres niveles con alturas, sobre el nivel del cauce, de +3 -7 m, +10 -15 m y +15 -25 m. Se trata de pequeños depósitos, muy limitados en su desarrollo por el encajamiento de los valles, lo que incide también en la pendiente que acusan, mezclándose con depósitos de carácter lateral. La litología está caracterizada por un conjunto de gravas de cuarcita, caliza, cuarzo y areniscas y una matriz arenoso-arcillosa. Presentan un dispositivo morfológico de terrazas colgadas a excepción del nivel inferior.

Los datos tomados en el terreno definen a estos depósitos como un conjunto de gravas y cantos de naturaleza mayoritariamente cuarcítica y caliza, reconociéndose además algunos de areniscas y de diversas rocas metamórficas. El tamaño medio de los cantos está entre 4 y 8 cm, según el eje mayor, con tamaños máximos observados superiores a 30 cm. La matriz es arenosa con cierto contenido en arcilla lo que le confiere un color marrón rojizo a la totalidad del depósito. La potencia aproximada se supone en unos 3-4 m, no superando nunca los 5 m. Aunque los perfiles observados no son excesivamente limpios se reconocen en algunos puntos, por ejemplo en Urricelgue, estructuras fluviales como estratificaciones cruzadas, cicatrices erosivas, imbricaciones, etc.

#### 1.3.4. Conos de deyección (62)

Los conos de deyección destacan en el valle del Urrobi, sobre todo en el tramo comprendido entre Uriz y Nagore. Se originan a la salida de algunos arroyos y barrancos que afluyen a este valle y al valle del Erro, aunque los de este último valle son de menor desarrollo. Su tamaño es variable, oscilando desde un centenar de metros hasta algo más de medio kilómetro de longitud, con una anchura de dimensiones similares. Tanto en el valle del Urrobi como en el del Erro estos depósitos se interdentan con los de los coluviones y con los de los fondos de valle lo que indica una formación coetánea. Hay que señalar también que existen dos tipos de conos : los que aparecen en el valle del Urrobi y el resto. Los primeros son de amplias dimensiones y muy planos con un depósito poco potente, al contrario de los segundos, muy reducidos superficialmente pero con mayor potencia.

#### 1.3.5. Coluviones (64)

Los coluviones se originan en las laderas y, por lo general, al pie de las mismas, aunque también pueden aparecer depósitos de este tipo a media ladera, concretamente en la Hoja de Arce se localizan los diferentes alturas. Se pueden reconocer varios tipos aunque en la cartografía se han incluido todos dentro de una misma clase. Los primeros son aquellos que se depositan al pie de las laderas, en los valles de los principales cauces y también de los arroyos secundarios, formando bandas alargadas y paralelas a los mismos. Es frecuente que sus depósitos se interdigiten con los de carácter aluvial, tanto con fondos de valle como con conos de deyección. Algunos ejemplos se puede observar en los valles del Erro y del Urrobi.

Un segundo tipo son todos aquellos coluviones relacionados con las altas pendientes y que pueden aparecer a cualquier altura de la ladera. Son formas anchas y cortas, a veces potentes, no descartando la posibilidad de que algunas de ellas correspondan a derrubios ordenados, aunque la espesa vegetación y el mal acceso a estos puntos impiden una observación directa.

#### 1.3.6. Deslizamientos (65)

La otra forma importante la constituyen los deslizamientos bastante comunes como consecuencia de las acusadas pendientes y la presencia de litologías de carácter blando o alternante. Tienen de diversos tamaños y en algunos de ellos es fácil observar la cicatriz de despegue. En general son rotacionales, pero a veces la morfología del depósito indica, también, un transporte de tipo solifluidal. Llama la atención la tendencia mayoritaria a una dirección S y SE, que se podría atribuir a una mayor exposición solar y a una menor cobertera vegetal, pero sin poder afirmarlo con seguridad.

#### 1.3.7. Fondos de valle (66)

Los fondos de valle, ofrecen litología y textura similares a la de las terrazas, rellenan las partes bajas de valles y vaguadas, dando unos depósitos con morfología alargada, estrecha y serpenteante. Sólo en algunos tramos del Erro y del Urrobi pueden llegar a alcanzar 500 m de anchura, coincidiendo casi siempre con el desarrollo de terrazas y conos de deyección.

Entre los elementos gruesos son muy abundantes los bloques puesto que se trata de un área de montaña, próxima a una gran divisoria, lo que implica grandes diferencias altimétricas y por tanto gran capacidad de transporte de los cursos de agua. La potencia de estos depósitos no es visible casi nunca en su totalidad, pero se supone que no debe superar los 5 m.

## **2. TECTONICA**

### **2.1. Consideraciones generales**

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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

## **2.2. Descripción de las principales estructuras**

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

### 2.2.1. Pliegues

En esta Hoja existen tres sectores con directrices estructurales diferentes.

El sector nororiental, formado fundamentalmente por materiales calcáreos paleocenos, que dan lugar a estructuras de dirección este-oeste, muy apretados y en general de pequeña extensión, dando lugar a abundantes relevos en los pliegues.

Como estructuras de mayor amplitud hay que destacar el anticlinal de Urdiruz que con dirección subparalela, se prolonga hacia el oeste, al norte de Larraingoa, amortiguándose en los depósitos turbidíticos terrígenos eocenos.

En general estas estructuras presentan vergencias sur o suroeste, observándose un desplazamiento hacia el norte de los ejes de los pliegues, entre las poblaciones de Ardaiz y Lorzo, por donde debe discurrir un lineamiento del basamento que produce esta desviación de los ejes.

El sector central y suroccidental de la Hoja, se encuentra surcado por varias estructuras cuya característica fundamental está constituida por la gran extensión longitudinal que presentan, prolongándose hacia el este por la vecina Hoja de Oroz-Betelu. En general son estructuras laxas, con suave vergencia hacia el sur, encontrándose influenciadas por la estructura de la Peña del Potxe. Hay que destacar que las megacapas carbonáticas se disponen en pliegues de mayor escala con geometrías redondeadas, típicos niveles competentes intercalados entre materiales más deformables.

El sector suroriental, formado preferentemente por la estructura de la Peña del Potxe, que conforma un anticlinal, cuyo núcleo está constituido por materiales calcáreos del Cretácico superior-Paleoceno y que actualmente se encuentra sobreimpuesto por el río Urrobi.

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

En resumen los pliegues redondeados y grandes de las rocas competentes calcáreas Cretácico-Paleoceno, pasan a través de pliegues menores en los turbiditas,

indicando que la litología ejerce un control importante en los mecanismos de plegamiento y en las geometrías resultantes.

### 2.2.2. Fracturas

En esta Hoja los sistemas de fracturación se distribuyen, a grandes rasgos, en los mismos sectores en los que se han subdividido los pliegues.

Así en el sector noroccidental, con predominio de materiales calcáreos competentes, se han inventariado varias fallas normales con salto decamétrico a hectométrico que afectan a las calizas del Paleoceno y a la serie turbidítica. La orientación dominante de estas fallas es NE-SO y en general presentan trazas curvas.

En el sector central y suroccidental, las fracturas desarrolladas sobre los materiales detríticos de origen turbidítico del Eoceno son de naturaleza normales y en general de salto métrico a decamétrico. Son fracturas que se detectan al afectar a los materiales calcáreos de las megaturbiditas y presentan direcciones submeridianas, paralelas a los cursos fluviales importantes y que posiblemente determinen fracturas de zócalo.

El sector suroriental, se encuentra surcado por varias fracturas normales cuyo labio hundido es el meridional y su salto es de orden hectométrico, cortando la estructura plegada con dirección subparalela.

En profundidad se han detectado mediante el sondeo de Nagore cabalgamientos ciegos que pinzan materiales permotriásicos.

### 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.

La primera interrupción importante es la observada en la base de los materiales dolomíticos arenosos del Santoniense, poniendo en contacto este tipo de depósitos con los materiales arcillo-arenosos del Triásico.

El límite entre esta unidad dolomítica-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 suave discordancia erosiva en toda la Hoja.

El límite Thanetiense no se observa fácilmente ya que en esta zona no se encuentra en facies turbidíticas, no obstante y aunque con imprecisiones se puede observar en el sector del Txintxurrimear y en la Peña del Potxe.

El límite Ilerdiense es claramente visible y se encuentra marcado por la entrada de las turbiditas terrígenas que dan lugar a una discordancia erosiva.

Posteriormente cada megaturbidita presenta una superficie de erosión en su base.

### **3. GEOMORFOLOGIA**

#### **3.1. Descripción fisiográfica**

La Hoja a escala 1:25.000 del Arce (116-III) se encuentra situada dentro de la provincia de Navarra, en el sector noroeste.

Desde un punto de vista morfoestructural pertenece al dominio de la Zona Surpirenáica en su límite con la zona axial (Figura 3.1).

Se trata de un área de montaña con un relieve muy abrupto y accidentado, difícilmente accesible en todos los sectores por la escasez de caminos y por la densa vegetación.

La altura media de la hoja está alrededor de los 800 m encontrándose los puntos más bajos, al sur, en los valles de los principales ríos y los más altos al norte, donde a veces se superan los 1200 m como sucede en Peña Pausarán con 1276 m y al NO de Urdiruz entre los parajes de Ziarrate, Latsunaga y Lurtuze con 1214 m. Hay que señalar también algunos puntos que sobresalen en el paisaje como son los picos de Measkoiz (1014 m), Earte (858 m), Elke (1064 m), además de Peña de Ukua (1066 m) y Peña Urdiña (1057 m).

La red de drenaje está representada por dos cauces principales que atraviesan la Hoja de norte a sur : el Erro, en la mitad occidental, y el Urrobi, en la oriental, este último separa las Sierras de Osa y Labia. A estos dos ríos afluye una densa red de arroyos y barrancos, de corto recorrido y acusada pendiente que poseen un alto poder erosivo y dan lugar a profundas incisiones en el terreno, ya sea aprovechando la presencia de materiales blandos o las directrices estructurales de carácter regional.

El relieve de la hoja, pese a lo abrupto, es bastante homogéneo a excepción del sector centro-septentrional, donde existe una alta superficie de carácter básicamente estructural, desarrollada sobre calizas, y sobre la que se instala un paisaje kárstico con un excelente conjunto de formas de disolución. Esta superficie queda limitada por un gran escarpe favorecido por los materiales carbonatados.

Por otra parte las altas pendientes dan lugar a algunos movimientos de importancia en las laderas, siendo frecuentes los deslizamientos en casi todo el ámbito de la hoja.

Climatológicamente, la zona pertenece al Dominio Mediterráneo Templado, con precipitaciones medias anuales entre 1100 y 1500 mm con una temperatura media anual entre 10 y 12°C una máxima de 36°C y una mínima de -8°C. Hay que destacar la existencia de una estación fría con precipitación sólida.

Los núcleos de población son muy pequeños y se asientan con los valles de los dos cauces fluviales principales, así en el Valle del Erro se sitúan Larraingoa, Urricelqui, Zuzarzen y Zalba y en el Valle del Urrobi, también denominado Valle de Arce, se encuentra Uriz, Zandueta, Arce y Nagore. La comunicación entre un valle y otro es prácticamente nula a excepción de algún camino o senda pero siempre de difícil recorrido, tanto por el estado de los mismos como por la densidad de la vegetación.

La red principal de comunicaciones la constituyen las dos carreteras asfaltadas que discurren por los valles del Erro y del Urrobi y una escasa red de caminos de tierra que no permiten el acceso a la totalidad de la superficie de la hoja.

## **3.2. Análisis morfológico**

En este apartado se describe el relieve del área de estudio teniendo en cuenta dos puntos de vista, uno estático o morfoestructural y otro dinámico o relativo 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 Arce (116-III) se sitúa desde un punto de vista morfoestructural en la Zona Surpirenaica casi en el límite con la Zona Axial.

La topografía es muy accidentada y está totalmente condicionada por la estructura, la litología y la tectónica. Los mayores relieves se localizan en el sector centro septentrional de la hoja, entre los valles del Erro y del Urrobi, donde las barras calcáreas

paleocenas, suavemente plegadas, dan lugar a un gran resalte de carácter estructural limitado por fuertes escarpes. Este nivel carbonatado tiene un alto grado de fracturación lo que favorece la penetración del agua meteórica en el macizo y el desarrollo de los procesos de disolución. Es decir, como la fracturación controla parcialmente la karstificación, es fácil encontrar alineaciones de dolinas e incluso dolinas alargadas según las principales direcciones regionales (ENE-OSO y E-O).

La estructura general de la hoja consiste en una serie de anticlinales y sinclinales de gran longitud y de dirección aproximada E-O. La diferente competencia de los materiales y la longitud de las estructuras da lugar a grandes escarpes estructurales y crestas de largo recorrido como lo que atraviesa, de O a E, el sector central desde Lakarri y el Alto de Ekain hasta el Txaparral, pasando por los altos de Osarzabalmendi y Azerisito. Más al sur, concretamente en el cuadrante SE se reconocen también cuestras, "hog back" y resaltes de capas duras además de algunos replanos estructurales desarrollados sobre los niveles competentes de las turbiditas paleocenas.

La morfología de la red de drenaje es uno de los aspectos que mejor refleja la influencia de la estructura en la configuración del relieve y en la distribución de conjuntos fisiográficos. Además, la linealidad de algunos cauces y la orientación preferente de muchos de ellos, según determinadas directrices, así como los cambios bruscos en los perfiles longitudinales, indican que la circulación de las aguas se dirige preferentemente a las zonas de debilidad y a 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 rectilíneas, observándose la existencia de tres direcciones principales.

En primer lugar la dirección N-S que incluye los dos cauces principales que atraviesan la hoja, el Erro y el Urrobi que recogen las aguas de las zonas más altas del Pirineo, dirigiéndose a la cuenca del Ebro. En la dirección E-O circulan cauces de menor envergadura y lo hacen paralelamente a las estructuras encajándose en los niveles menos competentes. Por último, y menos frecuente, se reconoce la dirección NE-SO, también transitada por cauces menores y a veces, aunque no siempre, coincidente con la fracturación.

Como se observa, también en este esquema, el sector centro-septentrional no ofrece un drenaje canalizado. Ello se debe a la existencia de un gran nivel calizo (Paleoceno) sobre el que se desarrolla un intenso karst. En conjunto, la morfología de la hoja es de tipo dentrítico, como corresponde a un sector de litología homogénea o a áreas con sedimentos estratificados, en los que alternan materiales de diferentes competencia, dispuestos en series monoclinales. Este último es el caso de la Hoja de Arce.

### 3.2.2. Estudio del modelado

Se consideran aquí todas aquellas formas cartografiadas en el mapa, tanto erosivas como sedimentarias, que se han originado como consecuencia de los procesos exógenos. Además de indicar y describir dichos procesos, se describirán las formas atendiendo a su tamaño, distribución espacial, potencia e intentando establecer las relaciones entre unas y otras.

#### 3.2.2.1. Formas fluviales

Dentro de la Hoja de Arce existe un importante desarrollo de la morfología fluvial, pero fundamentalmente de la de carácter erosivo. Los depósitos son escasos limitándose a los fondos de los valles. La mayor variedad de formas sedimentarias se localizan en los valles del Erro y del Urrobi, donde coexisten fondos de valle, conos de deyección y algunos nivelillos de terrazas.

Los únicos afloramientos de terrazas son los originados por el río Erro en los alrededores de Urricelgui y Zunzarren. Se han separado tres niveles con alturas, sobre el nivel del cauce, de +3 -7 m, +10 -15 m y +15 -25 m. Se trata de pequeños depósitos, muy limitados en su desarrollo por el encajamiento de los valles, lo que incide también en la pendiente que acusan, mezclándose con depósitos de carácter lateral. La litología está caracterizada por un conjunto de gravas de cuarcita, caliza, cuarzo y areniscas y una matriz arenoso-arcillosa. Presentan un dispositivo morfológico de terrazas colgadas a excepción del nivel inferior.

Los conos de deyección destacan en el valle del Urrobi, sobre todo en el tramo comprendido entre Uriz y Nagore. Se originan a la salida de algunos arroyos y barrancos que afluyen a este valle y al valle del Erro, aunque los de este último valle son



de menor desarrollo. Su tamaño es variable, oscilando desde un centenar de metros hasta algo más de medio kilómetro de longitud, con una anchura de dimensiones similares. Tanto en el valle del Urrobi como en el del Erro estos depósitos se interdentan con los de los coluviones y con los de los fondos de valle lo que indica una formación coetánea. Hay que señalar también que existen dos tipos de conos : los que aparecen en el valle del Urrobi y el resto. Los primeros son de amplias dimensiones y muy planos con un depósito poco potente, al contrario de los segundos, muy reducidos superficialmente pero con mayor potencia.

Los fondos de valle, con litología y textura similares a la de las terrazas, rellenan las partes bajas de valles y vaguadas, dando unos depósitos con morfología alargada, estrecha y serpenteante. Sólo en algunos tramos del Erro y del Urrobi pueden llegar a alcanzar 500 m de anchura, coincidiendo casi siempre con el desarrollo de terrazas y conos de deyección.

En cuanto a las formas fluviales de carácter erosivo, son mucho más numerosas, variadas y espectaculares que las de carácter sedimentario, destacando una importante red de incisión que, en algunos lugares, llega a producir magníficas cárcavas, además de hoces y barrancos.

La acusada incisión de la red se debe a que se trata de un área de montaña muy próxima a la gran divisoria franco-española y que ofrece unas pendientes muy acusadas, en general superiores al 20%, es decir a 10% (Figura 3.3).

Bajo estas condiciones y una tendencia general al levantamiento, la red de drenaje incide notablemente, dando lugar a un relieve en el que abundan los barrancos y los interfluvios en arista. Este hecho es común en toda la superficie de la hoja, sobre todo en el sector de Gurpegui, al sur, donde se reconoce un paisaje de "bad lands" o de cárcavas. La presencia de materiales blandos de carácter margoso favorece el desarrollo de estas formas.

Por otra parte, en los materiales más duros, la incisión de los cursos principales y algunos secundarios da lugar a hoces o cañones de diferente desarrollo. En ocasiones la profundización es favorecida por los procesos kársticos o de disolución. Los mejores ejemplos se localizan en la esquina SE de la hoja, al sur de la localidad de Nagore, en el valle del río Urrobi.

### 3.2.2.2. Formas de ladera

En este grupo sólo se han reconocido coluviones, deslizamientos y caídas de bloques, los dos primeros de carácter sedimentario y el último de carácter mixto, erosivo sedimentario.

Los coluviones se originan en las laderas y, por lo general, al pie de las mismas, aunque también pueden aparecer depósitos de este tipo a media ladera, concretamente en la Hoja de Arce se localizan los diferentes alturas. Se pueden reconocer varios tipos aunque en la cartografía se han incluido todos dentro de una misma clase. Los primeros son aquellos que se depositan al pie de las laderas, en los valles de los principales cauces y también de los arroyos secundarios, formando bandas alargadas y paralelas a los mismos. Es frecuente que sus depósitos se interdigiten con los de carácter aluvial, tanto con fondos de valle como con conos de deyección. Algunos ejemplos se puede observar en los valles del Erro y del Urrobi.

Un segundo tipo son todos aquellos coluviones relacionados con las altas pendientes y que pueden aparecer a cualquier altura de la ladera. Son formas anchas y cortas, a veces potentes, no descartando la posibilidad de que algunas de ellas correspondan a derrubios ordenados, aunque la espesa vegetación y el mal acceso a estos puntos impiden una observación directa.

La otra forma importante la constituyen los deslizamientos bastante comunes como consecuencia de las acusadas pendientes y la presencia de litologías de carácter blando o alternante. Tienen de diversos tamaños y en algunos de ellos es fácil observar la cicatriz de despegue. En general son rotacionales, pero a veces la morfología del depósito indica, también, un transporte de tipo solifluidal. Llama la atención la tendencia mayoritaria a una dirección S y SE, que se podría atribuir a una mayor exposición solar y a una menor cobertera vegetal, pero sin poder afirmarlo con seguridad.

Por último, las formas mixtas, de erosión-sedimentación, están representadas por las caídas de bloques o desprendimientos que tienen lugar al pie de los grandes escarpes de la Sierra de Labia.

### 3.2.2.3. Formas kársticas

En la Hoja de Arce, el desarrollo del karst, se produce sobre el conjunto carbonatado de edad paleocena que ocupa el sector centro-septentrional de la misma. La superficie sobre la que se instala este conjunto es irregular y oscila entre los 900 y los 1200 m aproximadamente, estando totalmente perforada por los procesos de disolución y ofreciendo una serie de formas exokársticas de diferente envergadura, de entre las cuales la más representativa es la dolina. Esta forma tiene una geometría muy variada, en planta y en perfil, aunque la mayoría de las veces es redondeada u oval, pudiendo reconocerse varios tipos.

Las dolinas que aparecen en esta zona, entre Ardaiz y Urdíroz varían desde pocos centímetros hasta 2 km y pueden ser redondas, ovaladas, en embudo, en artesa, etc., reconociéndose también simas y sumideros. Esta diversidad de formas se dispone en la mayoría de los casos según unas direcciones preferentes que son las que parecen controlar el proceso. En este caso se reconoce un alargamiento y una alineación que curiosamente coincide con la dirección principal del plegamiento en este sector. La dolina de mayor tamaño es la que se desarrolla entre Borde Patxana y Borda Zuriona con casi 2 km de longitud.

Además de las dolinas, se pueden reconocer lapiaces desnudos y semidesnudos en los que no faltan las formas menores como : crestas, senos, alveolos y pasillos.

Para el desarrollo de estas formas y en general del karst son decisivas las estructuras y la red de diaclasas, puesto que la existencia de líneas de discontinuidad favorece el proceso de disolución. Si a esto se suma la presencia de una estación fría, con precipitación sólida, se produce una celeridad de la karstificación puesto que las aguas de fusión son muy agresivas.

Todas las formas aquí mencionadas corresponden a la tipología erosiva, pero si se tiene en cuenta el producto resultante de la disolución, es decir, las arcillas de descalcificación, hay que señalar que no presentan una morfología concreta, apareciendo en el fondo de las dolinas y cubriendo total o parcialmente las formas menores de lapiaz.

Por lo que se refiere al tiempo de actuación de estos procesos, es difícil de precisar, aunque se supone que se inician en época reciente, principalmente en el

Cuaternario, no descartándose la posibilidad de que empiecen un poco antes, incluso en el Plioceno.

#### 3.2.2.4. Formas poligénicas

Se definen como tales todas aquellas formas que requieren dos o más procesos para su formación. Dentro de la Hoja de Arce la única forma que representa este grupo la constituyen los glacis, con un solo representante en el límite nor-oriental de la zona, en la vertiente derecha del río Urrobi. Se trata de un pequeño afloramiento muy similar a las terrazas pero con una mayor pendiente. Su morfología es casi la de un cuadrado y su tamaño es bastante insignificante.

### 3.3. Formaciones superficiales

Las Formaciones Superficiales se pueden definir de muy diversas maneras según los diferentes especialistas, pero en esta ocasión se considera la definición realizada por Goy et al (1981) por su sentido geológico. Así, definen como formaciones superficiales todos aquellos materiales, coherentes o no, que han podido sufrir una consolidación posterior y que están directamente relacionados con el relieve que vemos en la actualidad y por tanto con la evolución del mismo.

La principal característica que deben poseer es la de ser cartografiables a la escala de trabajo y, por otra parte, quedar definidas por una serie de atributos tales como : geometría, textura, génesis, potencia y, en ocasiones, edad.

Dentro de todo el conjunto son las formaciones superficiales de carácter fluvial las que alcanzan mayor representación y variedad en el ámbito de la Hoja, destacando las terrazas del río Erro. Se han cartografiado tres niveles con alturas relativas de +3 -7 m, +10 -15 m, +15 -25 m, sobre el nivel del "talweg" actual. Los datos tomados en el terreno definen a estos depósitos como un conjunto de gravas y cantos de naturaleza mayoritariamente cuarcítica y caliza, reconociéndose además algunos de areniscas y de diversas rocas metamórficas. El tamaño medio de los cantos está entre 4 y 8 cm, según el eje mayor, con tamaños máximos observados superiores a 30 cm. La matriz es arenosa con cierto contenido en arcilla lo que le confiere un color marrón rojizo a la totalidad del depósito. La potencia aproximada se supone en unos 3-4 m, no superando nunca los 5 m.

Aunque los perfiles observados no son excesivamente limpios se reconocen en algunos puntos, por ejemplo en Urricelgue, estructuras fluviales como estratificaciones cruzadas, cicatrices erosivas, imbricaciones, etc.

La edad asignada a estos materiales es Pleistoceno aunque cabe la posibilidad de que la terraza más baja, llegue incluso al Holoceno.

Los fondos de valle constituyen una unidad importante, dada la escasez de otros depósitos recientes. Su litología es muy similar a la de las terrazas en cuanto a los elementos groseros, pero la textura difiere algo, al presentar una matriz con un mayor contenido en finos. Entre los elementos gruesos son muy abundantes los bloques puesto que se trata de un área de montaña, próxima a una gran divisoria, lo que implica grandes diferencias altimétricas y por tanto gran capacidad de transporte de los cursos de agua. La potencia de estos depósitos no es visible casi nunca en su totalidad, pero se supone que no debe superar los 5 m.

En cuanto a los canos de deyección hay que señalar la similitud litológica con las formaciones anteriores, pero también su diferencia textural. Esta diferencia es observable, incluso dentro del mismo depósito, entre la zona apical y la distal. La potencia varía en el mismo sentido, oscilando entre 6-7 m a menos de 1 m. Los mejores ejemplos se localizan en el valle del Urrobi, donde estos depósitos se instalan sobre los depósitos del fondo de valle interdentándose, a veces, con ellos. La edad que se les asigna es Holoceno por su situación en las zonas más bajas de los valles y por su relación con los depósitos más recientes.

Las formaciones superficiales de ladera están representadas por los coluviones y los deslizamientos. Los coluviones, a excepción de algunos ejemplos desarrollados en el sector de Errea, tienen una extensión bastante reducida. Su litología y textura varía mucho de unos puntos a otros, pero tienen en común la heterogeneidad y la escasa compacidad. La naturaleza de sus elementos depende en cada caso de la litología del sustrato que los abastece, de la pendiente y de la longitud de la ladera. Por tanto un coluvión puede estar constituido por una acumulación de bloques con pocos elementos finos, como los que aparecen bajo los grandes escarpes calcáreos (SO de Urdiroz) mientras otro está constituido por una acumulación de material fino con fragmentos angulosos de calizas, dolomías o areniscas. En definitiva se trata de formaciones caóticas, poco coherentes y con un espesor muy variable. Se les asigna una edad holocena.

Por lo que se refiere a las formaciones superficiales de origen kárstico, quedan reducidas a las arcillas de descalcificación que rellenan el fondo de las dolinas y uvales, así como otras formas menores del karst. En general se trata de arcillas rojas o pardo rojizas con un cierto contenido en limo, arena e incluso fragmentos de rocas carbonatadas desprendidas de las paredes de las dolinas. La potencia es difícil de determinar por la inaccesibilidad del relieve, pero se supone muy variable dependiendo de la intensidad del proceso y del tamaño de las formas que rellenan.

La intensidad del proceso en este sector norte de la Sierra de Labia es muy acusada debido a la conjunción de una serie de factores como : litología carbonatada, zonas de suave pendiente, alto grado de fracturación y clima. La edad que se asigna a estas formaciones es Plioceno - actualidad.

Por último, dentro de las formaciones superficiales de origen poligénico, sólo se consideran los glacis con un único representante en el borde noreste de la Hoja, en la margen derecha del Urrobi. Este afloramiento presenta idénticas características que las de una terraza y su potencia aproximada es de 3 m. A techo se observa un suelo pardo rojizo de poco espesor.

### **3.4. Evolución geomorfológica**

La evolución geomorfológica de la Hoja de Arce no puede establecerse sin integrarla en un contexto regional más amplio, pues se trata de un área muy reducida donde no existen puntos de referencia definidos. Por ello, hay que considerar que en un sentido morfoestructural, la Hoja de Arce, pertenece en su totalidad a la Zona Surpirenaica casi en su límite con la zona axial.

Desde un punto de vista geomorfológico el nivel de referencia más claro lo constituye una serie de retazos de una antigua superficie de erosión, desarrollada fuera del ámbito de la Hoja, en la Sierra de Sarvil (Hoja de Cizur, a escala 1:25.000, nº 141-I). El mayor problema que presenta esta superficie como ya 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 dicho arrasamiento. No obstante, por las características que presenta y por las cotas a las que se desarrolla (900-1000 m) podría asimilarse a la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (PEÑA et al 1984) a la que se 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 un futuro de trabajos geomorfológicos en hojas próximas, permitirá completar muchos de los datos de los que ahora se carece.

La finalización del ciclo neógeno supone la colmatación de las grandes cuencas y un cambio en la morfogénesis general que consiste en el paso de un régimen endorreico a otro exorreico. Ello supone que los grandes ríos, en el proceso de erosión remontante, llegan a las cuencas iniciando 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 se intensifica y el encajamiento da lugar a profundas incisiones y valles muy encajados. Todo ello produce un relieve con grandes diferencias altimétricas en el que son frecuentes barrancos, cañones, aristas, dando lugar a una morfología poco suavizada.

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

A medida que avanza el Cuaternario (Pleistoceno medio y superior) la red fluvial sigue su proceso, de instalación dejando en algunos tramos depósitos de terrazas a lo que hay que añadir la formación de nuevos cauces y por tanto de nuevos interfluvios, definiéndose 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 y en las zonas de interfluvio tienen lugar otra serie de procesos como son los kársticos, los lacustres, los poligénicos, etc., que contribuyen a definir o a modificar la morfología local.

### **3.5. Dinámica actual y subactual. Tendencias futuras**

En la Hoja de Arce se reconocen tres tipos de procesos funcionales en la actualidad y son :

- 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 y en especial al sur, en la cuenca del arroyo Gurpegui, donde la presencia de margas facilita la erosión, dando lugar a numerosas cárcavas y al retroceso de algunas cabeceras.

El hecho de ser un área de divisoria importante ya indica que va a existir un predominio de la erosión, no sólo en la actualidad sino en un futuro inmediato. Esta erosión será más o menos intensa dependiendo de los movimientos tectónicos, del nivel de base general y sobre todo de la competencia o incompetencia de los sedimentos. Este último aspecto es muy claro en la hoja de Arce donde muchos de los valles se desarrollan aprovechando los materiales menos competentes, dejando los competentes en las zonas de interfluvio para dar lugar a grandes escarpes, crestas, cuevas y "hog back". 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 produce principalmente 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) y provoca la apertura de las mismas por los cambios de 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 de la vertiente.

En la Hoja de Arce este hecho se produce abundantemente a lo largo de todo el gran escarpe que dan las calizas paleocenas del sector centro septentrional.

Por otra parte, los deslizamientos también forman parte de la dinámica actual, siendo frecuentes en toda la superficie de la Hoja. La naturaleza margosa-arenosa



de algunos sectores junto a las altas pendientes y el clima favorecen la inestabilidad de las masas a deslizar, una vez que el agua meteórica entra en el sistema por los planos de discontinuidad.

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 Urdiroz 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.

#### **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 Arce, teniendo en cuenta que esta Historia Geológica se realiza en común para las cuatro Hojas 1:25.000 que componen esta Hoja.

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

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

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

El ciclo inferior, representado por las formaciones del Carbonífero inferior y Namuriense, está caracterizado por depósitos marinos muy someros, asimilables a un "lagoon" costero, que pasan a techo a depósitos en facies más profundas ("shorefaceoff shore") 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, 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 pirinaica 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 siete indicios de escaso interés y pequeño desarrollo.

#### **5.1.1. Minerales metálicos**

##### **5.1.1.1. Mercurio**

Se han encontrado tres indicios de este recurso en las proximidades del camino que sube hacia Imizeoz, en la mina de Arrieta, que actualmente se encuentra abandonada.

Esta mineralización de tipo filoniano, se encuentra encajada sobre materiales areniscos del Triásico, en relación con fracturas del borde del macizo.

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 para su explotación actual.

##### **5.1.1.2. Cobre**

Los indicios de cobre se encuentran asociados a los de mercurio descrito anteriormente, localizándose geográficamente en los alrededores de la mina de Arrieta.

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. Bario

Asociado al mercurio y al cobre descrito anteriormente existe un indicio de barita, localizado en la mina de Arrieta.

La mineralización es de tipo filoniana y se encuentra genéticamente ligada a las mineralizaciones de recursos y de cobre, encajándose sobre los materiales areniscosos del Triásico.

Actualmente y aunque no se ha estudiado con precisión, el potencial minero de este indicio parece que no presenta suficiente importancia para su explotación.

##### 5.1.2.2. Calizas y dolomías

Dentro de los límites de esta Hoja se han localizado varias explotaciones antiguas, de pequeña entidad que actualmente se encuentran abandonadas. Estas explotaciones se han realizado de forma esporádica y de modo artesanal, no alcanzando ninguna de ellas gran interés comercial.

Se han localizado una antigua y pequeña explotación sobre las dolomías arenosas del Santoniense, situada a la altura del P.K. 39 de la carretera de Aoiz a Burguete, a lo largo del río Urrobi.

Estas dolomías presentan un alto contenido en material detrítico 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 lo acompañan presentan en algunas zonas una alta concentración.

En el sector suroriental de la Hoja, al sur de Nagore, se han inventariado dos pequeñas explotaciones de calizas, que han beneficiado los niveles calcáreos de la Magaturbidita 4.

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

#### 5.1.2.3. Arenas y areniscas

Corresponden a materiales detríticos del Triásico que afloran en el sector septentrional de la Hoja, en la margen derecha del río Urrobi, a la altura de la mina de Arrieta, en donde se han explotado antiguamente.

## 5.2. Hidrogeología

Hidrogeológicamente la Hoja de Arce 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 Hm<sup>3</sup> en Eugui, así como los afluentes del río Aragón, por su margen derecha, el río Erro con aportaciones anuales del orden de 218 Hm<sup>3</sup> en Urroz y el río Urrobi, con aportaciones anuales medias de 376 Hm<sup>3</sup> 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 km<sup>2</sup> con una aportación pluviométrica del orden de 304 Hm<sup>3</sup>/año y una infiltración de 152 Hm<sup>3</sup>/año. En el sector de Irati - Salazar la lluvia útil anual es del orden de 918 mm.

### 5.2.1. Descripción de las formaciones

#### 5.2.1.1. Areniscas y arcillas. 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. La permeabilidad se considera media en los niveles más cercanos a la superficie, en donde la alteración es más efectiva y 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.

#### 5.2.1.2. 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.

#### 5.2.1.3. Margas. Maastrichtiense

Esta unidad comprende los tramos cartográficos 24 y 27 de la cartografía geológica, 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 limolitas con glauconita. Hacia el sector de Larraingoa se han incluido en este tramo, unos niveles turbidíticos formados por calcarenitas alternantes con margas.

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

#### 5.2.1.4. Calizas. Maastrichtiense

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

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

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

#### 5.2.1.5. Calizas. Maastrichtiense - Thanetiense

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

El nivel inferior 26, está constituido por calcarenitas bioclásticas, areniscosas y areniscas calcáreas apoyadas sobre la unidad inferior mediante una suave discordancia; este nivel aflora en un sector septentrional de la Hoja y en el núcleo de la estructura de la Peña del Potxe.

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

La unidad 29, se observa a techo de la definida anteriormente y conforma la base de la gran masa calcárea que se observa en la Peña del Potxe y en la banda que discurre desde Oialde hasta Larrogain. La potencia de esta unidad es del orden de 100 m, disminuyendo hacia el sur de la Hoja. Esta formado por calizas tableadas bioclásticas en capas de 10 a 40 cm.

La unidad 30 constituye los últimos resaltes calcáreos en Errea, en Txintxumean y en la Peña del Potxe. Litológicamente está formado por calizas micríticas con bioconstrucciones de aspecto masivo.

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

#### 5.2.1.6. Margas y margocalizas. Thanetiense - Ilerdiense

Esta unidad hidrogeológica comprende los tramos cartográficos 31 y 32 diferenciados en el mapa geológico.

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

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

#### 5.2.1.7. Alternancia de arcillas, calcarenitas y areniscas. Cuisiense-Luteciense

Esta unidad hidrogeológica comprende los niveles cartográficos 34, 43, 47, 51 y 55 constituyendo la gran masa de sedimentos que forman esta Hoja.

Está formado por un conjunto alternante de areniscas con cemento carbonatado y arcillas grises, distribuidas en bancos de unos 30 cm de espesor. A techo (nivel 55), abundan las capas arcillosas en detrimento de los niveles de calcarenitas y arenosos que son de menor espesor.

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

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

#### 5.2.1.8. Calizas. Cuisiense - Luteciense

Este nivel hidrogeológico comprende los tramos cartográficos 35, 36, 37, 39, 40, 42, 44, 46, 48, 50, 52, 54 y 56, se encuentran incluidos dentro de la unidad hidrogeológica descrita anteriormente, que confirma estos niveles acuíferos.

Estas unidades afloran en el sector meridional de la Hoja acuñándose algunos de ellos, como el nivel 44, hacia la zona sureste. En general la potencia es muy variable, desde los 200 m en la zona de mayor espesor hasta llegar a desaparecer en las zonas antes citadas.

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

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

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

#### 5.2.1.9. Margas y bloques calcáreos. Cuisiense - Luteciense

Este nivel hidrogeológico está constituido por los tramos cartográficos 41, 45, 49 y 53, incluyéndose entre los niveles calcáreos descritos anteriormente, independizando hidráulicamente en algunos sectores los tramos calcáreos que componen las megaturbiditas.

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

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

#### 5.2.1.10. 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. 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 porosidad 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
- . Megaturbiditas
- . Formaciones permeables del Cuaternario

#### 5.2.2.1. Dolomías arenosas. Santoniense

##### Geometría

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

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

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

### Funcionamiento hidráulico

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

La descarga de este acuífero se realiza mediante varios manantiales, dentro de los límites de esta Hoja se ha inventariado un manantial al norte de Imizcoz con un caudal que oscila entre 1 - 5 l/seg. Asimismo se considera como muy importante la descarga de este acuífero en el río Urrobi, con posible transvase de aguas superficiales a favor de niveles permeables atravesados por éstos.

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

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

### Parámetros hidrogeológicos

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

#### 5.2.2.2. Calizas Paleocenas



## Geometría

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

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

## Funcionamiento hidráulico

En cuanto al funcionamiento hidráulico, la recarga se produce mediante infiltración directa del agua de lluvia sobre los afloramientos del acuífero y la descarga por manantiales, como los observados en las proximidades de Errea, con caudales que varían entre 1 y 5 l/seg. La interacción de este acuífero con los cursos fluviales debe de ser muy importante, drenando el acuífero por los puntos de contacto con los ríos Erro e Irati, incluso es posible transvasos de agua de un curso fluvial a otro a favor de este acuífero.

## Parámetros hidráulicos

En este sector del acuífero y en Hjas 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 concretos para este acuífero se supone una permeabilidad media-alta.

### 5.2.2.3. Megaturbidíticas

## Geometría

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

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

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

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

#### Funcionamiento hidráulico

La recarga de estos niveles se produce por infiltración directa del agua de lluvia sobre los afloramientos de estos materiales y la descarga se produce por algunos manantiales próximos al contacto de los niveles calcáreos con la formación de turbiditas detríticas, o en fracturas que relacionan estos niveles. Manantiales de este tipo son los inventariados en las proximidades de Orosa con caudales que varían entre 1 y 10 l/seg.

Es importante destacar el transvase que se produce entre los cursos fluviales a favor de estos niveles permeables. El flujo se produce cuando un mismo nivel permeable es atravesado por varios ríos, siendo el sentido de flujo al que va desde el de mayor cota al de menor.

### Parámetros hidrogeológicos

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

No obstante, las Hojas próximas de Garralda (116-II) y Oroz-Betelu (116-IV), el Gobierno de Navarra ha realizado ensayos de bombeo con transmisividades del orden de 300 m<sup>2</sup>/día.

#### 5.2.2.4. Formaciones permeables del Cuaternario

### Geometría

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

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

### Funcionamiento hidráulico

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

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

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

### Parámetros hidrogeológicos

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

## **5.3. Geotécnia**

### 5.3.1. Introducción

Se ha realizado una caracterización geotécnica de la Hoja nº 116-III a escala 1:25.000, correspondiente a Arce.

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 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 II : Zona II<sub>1</sub>, II<sub>4</sub> y II<sub>5</sub>,
- Area III : Zonas III<sub>1</sub>, III<sub>2</sub>, III<sub>3</sub> y III<sub>4</sub>
- Area IV : Zona IV<sub>1</sub>

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 :

- 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.

**CUADRO 5.1. HOJA DE ARCE**

<b>UNIDAD CARTOGRAFICA</b>	<b>ZONACION GEOTECNICA</b>	<b>DESCRIPCION</b>
57, 58, 59, 60, 61, 62, 64, 65, 66,	IV <sub>1</sub>	Gravas, arenas, limos y arcillas
37, 40, 41, 42, 44, 45, 46, 48, 49, 50, 52, 53, 54, 56	III <sub>4</sub>	Calcarenitas
34, 43, 47, 51, 55	III <sub>3</sub>	Alternancia de areniscas, margas y calcarenitas
31 y 32	III <sub>2</sub>	Calizas margosas y margas
26, 28, 29 y 30	III <sub>1</sub>	Dolomías, calizas dolomíticas, calizas tableadas y masivas
24, 25 y 27	II <sub>5</sub>	Margas, limolitas y calizas margosas
23	II <sub>4</sub>	Dolomías y areniscas
17 y 18	II <sub>1</sub>	Conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas



### Análisis químico

- Agresividad

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

<b>En las aguas</b>	<b>En el terreno</b>	<b>Agresividad</b>
< 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 :

<b>C.P.V.</b>	<b>Descripción</b>
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.

<b>ROCA</b>		<b>ENSAYO DE CAMPO</b>	
<b>Descripción</b>	<b>Co (MPa)</b>	<b>Navaja</b>	<b>Martillo geológico</b>
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

<b>Tensión de rotura a compresión simple en Kg/cm<sup>2</sup></b>	<b>Consistencia</b>
< 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 :

<b>N<sub>30</sub></b>	<b>Compacidad del terreno</b>
< 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<sub>c</sub>) obtenido del ensayo edométrico. Los valores típicos de los suelos son los que se exponen en la siguiente tabla :

<b>Índice de Compresión C<sub>c</sub></b>	<b>Consistencia</b>
---	---------------------

< 0,1	Duro
0,1 - 0,2	Semiduro
> 0,2	Fangos

### Módulo de deformación y coeficiente de Poisson

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

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

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

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

#### -Cimentación

Normalmente se ha utilizado el criterio expuesto en los códigos (Británico y DIN 1054).

En suelos y debido a que no se dispone de datos sobre asientos, estos han sido estimados, considerando la consistencia media del terreno.

#### -Excavabilidad

Los terrenos se han clasificado de acuerdo con la Norma Tecnológica de Edificación : Acondicionamiento del Terreno. Desmontes. Vaciados (NTE-ADV (1976)) en los siguientes grupos : 1) Duro. Atacable con máquina y/o escarificador, pero no con pico, como terrenos de tránsito, rocas descompuestas, tierras muy compactas, 2) Medio. Atacable con el pico, pero no con la pala, como arcillas semicompactas, con o sin gravas o gravillas, 3) Blando. Atacable con la pala, como tierras sueltas,

tierra vegetal, arenas. Cuando en la excavación se encuentran mezclados los terrenos se establece el porcentaje de cada uno de los tres tipo.

#### - Estabilidad de taludes

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

#### - Empujes sobre contenciones

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

#### - Aptitud para préstamos

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

#### - Aptitud para explanada de carreteras

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

#### Obras subterráneas

Se utiliza el término "muy difícil" para suelos muy blandos bajo el nivel freático o suelos potencialmente expansivos "difícil" designa terrenos blandos o arenosos limpios bajo el nivel freático; "medio", a suelos firmes, casi rocas blandas, que sólo a veces

presentan problemas de nivel freático, con cierta capacidad de 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 II

### **Zona II<sub>1</sub>**

#### Localización

Aflora en el sector septentrional de la Hoja, en el valle 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 kp/cm<sup>2</sup>), mientras que en tramos más profundos ésta puede considerarse como medianamente resistente (250-500 kp/cm<sup>2</sup>).

### 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<sup>2</sup>, 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 II<sub>4</sub>**

### Localización

Esta zona se apoya sobre los niveles detríticos del Triásico, aflorando en el mismo sector descrito anteriormente.

### Características litológicas

La zona está constituida por dolomías muy arenosas, calizas y niveles de areniscas ocreas 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  $40 \text{ kp/cm}^2$ , mientras la norma DIN 1054 recomienda un valor de  $30 \text{ kp/cm}^2$ .

En la práctica habitual puede considerarse cargas variables entre 5 y 10 kp/cm<sup>2</sup>, 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 II<sub>5</sub>**

#### Localización

Esta unidad aflora en los alrededores de Urdiroz y en el barranco de Lorzu.

### 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 :

<b>LITOLOGIA</b>	<b>CLASIF.</b>	<b>DENSIDAD</b>	<b>% PASA 200</b>	<b>q<sub>u</sub> kp/cm<sup>2</sup></b>	<b>E kp/cm<sup>2</sup></b>	<b>COEF. POISSON</b>
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/cm<sup>2</sup>. En las margas sanas, según los valores orientativos que se dan en el Código inglés pueden considerarse presiones admisibles entre 6 y 10 kp/cm<sup>2</sup>, posiblemente superiores, dada su resistencia a compresión superior que en muchos casos puede superar los 100 kp/cm<sup>2</sup> pero que para edificios habituales suponen valores suficientes. No obstante, como norma general, para edificios altos o cuando se prevean fuertes cargas concentradas, se requerirá un estudio de resistencia y deformabilidad.

Entre los problemas de cimentación puede considerarse :

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

#### Condiciones para obras de tierras

##### -Excavabilidad

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

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

Los niveles de calizas arenosas, no son ripables.

##### -Estabilidad de taludes

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

-Empujes sobre contenciones

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

5.3.4.2.2. Area III

**Zona III<sub>1</sub>**

Localización

Los principales afloramientos de esta zona se localizan en la estructura de Urdiruz y en la Peña del Potxe, al sureste de la Hoja.

### Características litológicas

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

### Características geotécnicas

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

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

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

### Condiciones de cimentación

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

En la práctica habitual puede considerarse cargas variables entre 5 y  $10 \text{ kp/cm}^2$ , 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 III<sub>2</sub>**

### Localización

Se puede observar formando un pequeño nivel en los alrededores de Errea, en una estrecha banda de dirección E-O, que pasa por Oriz y en la Peña Potxe.

### Características litológicas

Se han agrupado calizas margosas y margas, si bien la características que se desarrollan a continuación se refieren fundamentalmente a los términos margosos, ya que los términos más calcáreos presentan características geotécnicas más próximas a las descritas para la Zona III<sub>1</sub>.

### 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  $\text{kp/cm}^2$ . 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  $\text{kp/cm}^2$ . 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 da 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 III<sub>3</sub>**

#### Localización

Esta zona constituye la gran masa de materiales aflorantes en la mitad meridional de la Hoja.

#### 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 :

<b>Minerales de la arcilla</b>	<b>37%</b>
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<sup>2</sup>. En el nivel de transición al sustrato sano el valor de la resistencia a compresión simple ha sido de 0,07 kp/cm<sup>2</sup>, en las margas relativamente sanas este ensayo ha dado valores entre 49 y 428 kp/cm<sup>2</sup> siendo los valores más bajos generalmente los de muestras a menos profundidad, con una media cercana a 200 kp/cm<sup>2</sup>. Respecto a las areniscas pueden alcanzar hasta 795 kp/cm<sup>2</sup> 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<sup>2</sup>. 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<sup>2</sup>. En la zona menos alterada, el módulo de deformación deducido a partir de la resistencia a compresión simple (9,97 kp/cm<sup>2</sup>) se cifra en 650 kp/cm<sup>2</sup>.

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/cm<sup>2</sup>, mientras que el módulo de deformación a adoptar se cifra en 10.500 kp/cm<sup>2</sup>.

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 <sup>3</sup> )	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 :

<b>CUADRO RESUMEN DE CARACTERISTICAS LITOLOGICAS Y GEOMECANICAS</b>		
<b>PROPIEDADES</b>	<b>Margas alteradas</b>	<b>Margas sanas</b>
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		
<b>NOTA :</b> 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  $10 \text{ kp/cm}^2$ , posiblemente superiores dada la resistencia a compresión, superior en muchos casos a los  $100 \text{ kp/cm}^2$ , pero que para edificios habituales suponen valores suficientes. No obstante, como norma general, para edificios altos o cuando se prevean fuertes cargas concentradas, se requerirá un estudio de resistencia y deformabilidad.

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

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



6 m y se precisen cargos admisibles superiores a las que posean dichas margas en el punto considerado.

El empleo de losa de cimentación puede ser particularmente adecuado cuando en el área ocupada por el edificio, se produzcan variaciones notables en el espesor del horizonte alterado, que den lugar a 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 III<sub>4</sub>**

#### Localización

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

### Características litológicas

Esta zona está constituida por tres niveles característicos formados por un tramo basal constituido por brechas calcáreas, un nivel intermedio formado por margas por bloques y un tramo superior calcarenítico; la potencia de este conjunto es del orden de los 200 m, acuñándose en algunas ocasiones lateralmente, concretamente los niveles cartográficos 41, 44, 45 y 56. Estos niveles han sido denominados por LABAUME (1983) como megaturbiditas 3, 4, 5, 6, 7 y 8.

### Características geomecánicas

Las calcarenitas deben poseer resistencia entre baja ( $q_u$  60-200 kp/cm<sup>2</sup>) y moderada ( $q_u$  = 200-600 kp/cm<sup>2</sup>), 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/cm<sup>2</sup>. 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/cm<sup>2</sup>, 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 m<sup>2</sup> para prever excentricidades y concentración de tensiones.

Respecto a cimentaciones próximas a bordes de taludes puede ser necesario recurrir a anclajes o bulonados en función de la disposición de la estratificación y de la red

de diaclasado, para evitar inestabilidades debidas a la aplicación de cargas en coronación.

### Condiciones para obras de tierra

#### - Excavabilidad

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

#### - Estabilidad de taludes

No se ha observado inestabilidad importante.

#### - Empujes sobre contenciones

En general, serán de tipo Bajo o Nulos.

#### - Aptitud para préstamos

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

#### - Aptitud para explanada de carreteras

Pueden constituir explanada tipo E-3.

#### - Obras subterráneas

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

#### 5.3.4.2.3 Area IV

##### Localización

Se encuentra distribuidos por todo el área de la Hoja y en concreto adquieren un mayor desarrollo a lo largo de los ríos Erro y Urrubi.

##### 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 Erro y Urrumbi. 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/cm<sup>2</sup> 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.- BIBLIOGRAFÍA

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 Jurasiq ue 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<sup>o</sup> 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<sup>ème</sup> cycle, USTL, Montpellier, 170 p.

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

1983

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

Bull. Soc. Géol. France, (6), 25 pp.

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

1987

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

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

1985

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

Tectonics 4 pp. 661-68.

LAMARE, P.

1927

Sur la structure des Pyrénées navarraisses.

C.R. XIV<sup>o</sup> 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 1.5. CUADRO DE EQUIVALENCIAS DE LAS MEGATURBIDITAS CARBONATICAS DEL GRUPO DE HECHO**

<b>ESTE TRABAJO</b>	<b>PAYROS ET AL (1994)</b>	<b>TEIXELL (1992)</b>	<b>LABAUME ET AL (1983)</b>	<b>UNID. CART.</b>	<b>EDAD</b>
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	