



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 116-II

GARRALDA

MEMORIA

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

Dirección y Supervisión (Gobierno de Navarra)

Faci Paricio, E. Dirección del Proyecto

Castiella Muruzabal, J. Dirección del Proyecto

Galán Pérez, G. Dirección del Proyecto

Autores y Colaboradores

García de Domingo, A. (INYPSA) Cartografía, Memoria

Solé Pont, J. (INYPSA) Sedimentología

Cabra Gil, P. Geomorfología y Cuaternario

Gil Gil, Javier (INYPSA) Informática geológica

Blas Balaguera, I. (INYPSA) Informática geológica

Aguilar, P. Nannoplancton

ÍNDICE

1. INTRODUCCION	1
2. ESTRATIGRAFIA	4
2.1. PALEOZOICO	4
2.1.1. Devónico.....	4
2.1.1.1. Esquistos, brechas y dolomías (20). Fm. Urepel. Emsiense inferior - medio	4
2.1.1.2. Alternancia de areniscas y dolomías (21). Fms. Autringo y Quinto. Emsiense medio - superior	5
2.1.1.3. Esquistos y dolomías (22). Fm. Urquiaga. Emsiense superior	6
2.1.1.4. Esquistos con intercalaciones arenosos y lentejones de calizas (24). Fms. Odia y Argús. Eifeliense - Frasnense inferior	7
2.1.1.5. Calizas (25). Fm. Iturrumburu. Eifeliense - Frasnense inferior	8
2.1.1.6. Análisis secuencial del Devónico	8
2.2. MESOZOICO.....	11
2.2.1. Triásico.....	11
2.2.1.1. Conglomerados (101). Scythiense - Anisiense.....	11
2.2.1.2. Areniscas rojas y grises (103). Facies Buntsandstein. Scythiense-Anisiense	12
2.2.1.3. Alternancia de areniscas, limolitas y arcillas (104). Anisiense.....	12
2.2.1.4. Arcillas rojas con niveles de areniscas (105). Anisiense - Ladiniense	13
2.2.1.5. Análisis secuencial del Triásico	14
2.2.2. Cretácico.....	14
2.2.2.1. Arenas (150). Albiense - Cenomaniense	15
2.2.2.2. Dolomías y areniscas (188). Santoniense	15
2.2.2.3. Margas y limolitas (189). Maastrichtiense	16
2.2.2.4. Calizas arenosas (191). Maastrichtiense	17
2.2.2.5. Análisis secuencial del Cretácico superior	18
2.3. Terciario	19
2.3.1. Paleoceno - Eoceno basal	20
2.3.1.1. Dolomías y calizas dolomíticas (203). Daniense-Montiense	20
2.3.1.2. Calizas grises tableadas (204). Daniense - Montiense	21
2.3.1.3. Calizas masivas (208). Thanetiense	22
2.3.1.4. Calizas margosas (210). Thanetiense - Ilerdiense	23
2.3.1.5. Margas (212). Thanetiense - Ilerdiense	24
2.3.1.6. Análisis secuencial del Paleoceno - Eoceno basal	25
2.3.2. Eoceno.....	27
2.3.2.1. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas (nivel 34). Ilerdiense-Cuisiense	30

2.3.2.2.	Calcarenitas (220). Cuisiense.....	30
2.3.2.3.	Análisis secuencial del Ilerdiense terminal-Cuisiense.....	31
2.4.	CUATERNARIO	31
2.4.1.	Pleistoceno-Holoceno.....	31
2.4.1.1.	Arcillas de descalcificación (523)	31
2.4.1.2.	Glacis (519 y 533).....	32
2.4.2.	Pleistoceno.....	32
2.4.2.1.	Terrazas (507, 508 y 524).....	32
2.4.3.	Holoceno.....	33
2.4.3.1.	Conos de deyección (536)	33
2.4.3.2.	Canchales (548).....	33
2.4.3.3.	Coluviones (543).....	33
2.4.3.4.	Deslizamientos (545).....	34
2.4.3.5.	Fondos de valle (527)	34
3.	TECTÓNICA.....	35
3.1.	CONSIDERACIONES GENERALES	35
3.2.	DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS	36
3.2.1.	Pliegues	36
3.2.2.	Fracturas	38
3.2.3.	Discordancias	38
4.	GEOMORFOLOGIA	40
4.1.	DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	40
4.2.	ANÁLISIS MORFOLÓGICO	41
4.2.1.	Estudio morfoestructural	42
4.2.2.	Estudio del modelado	44
4.2.2.1.	Formas fluviales	44
4.2.2.2.	Formas de ladera	45
4.2.2.3.	Formas Kársticas.....	46
4.3.	FORMACIONES SUPERFICIALES	48
4.4.	EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	51
4.5.	PROCESOS ACTIVOS Y TENDENCIAS FUTURAS	52
5.	HISTORIA GEOLOGICA.....	54
6.	GEOLOGIA ECONOMICA	58
6.1.	RECURSOS MINEROS.....	58
6.1.1.	Minerales metálicos	58

6.1.1.1.	Mercurio.....	58
6.1.1.2.	Cobre.....	58
6.1.1.3.	Plomo.....	59
6.1.1.4.	Cinc.....	59
6.1.1.5.	Hierro.....	60
6.1.2.	Rocas y minerales industriales.....	60
6.2.	HIDROGEOLOGÍA.....	60
6.2.1.	Descripción de las formaciones.....	61
6.2.1.1.	Esquistos con lentejones de areniscas y calizas. Emsiense - Frasnense.....	61
6.2.1.2.	Calizas. Givetiense - Frasnense.....	62
6.2.1.3.	Conglomerados, areniscas y arcillas. Triásico.....	62
6.2.1.4.	Arenas. Albiense - Cenomaniense.....	63
6.2.1.5.	Dolomías y areniscas. Santoniense.....	63
6.2.1.6.	Margas y limolitas. Maastrichtiense.....	63
6.2.1.7.	Calizas. Maastrichtiense - Thanetiense.....	64
6.2.1.8.	Margas y margocalizas. Thanetiense - Ilerdiense.....	65
6.2.1.9.	Alternancia de arcillas, calcarenitas y areniscas. Cuisiense.....	65
6.2.1.10.	Calcarenitas. Cuisiense.....	65
6.2.1.11.	Cuaternario. Formaciones superficiales.....	66
6.2.2.	Unidades acuíferas.....	67
6.2.2.1.	Dolomías arenosas. Santoniense.....	67
6.2.2.2.	Calizas paleocenas.....	69
6.2.2.3.	Megaturbidita 2.....	70
6.2.2.4.	Formaciones permeables del Cuaternario.....	70
6.3.	GEOTÉCNIA.....	71
6.3.1.	Introducción.....	71
6.3.1.	Metodología.....	71
6.3.2.	Zonación geotécnica.....	73
6.3.2.1.	Criterios de división.....	73
6.3.2.2.	División en áreas y zonas geotécnicas.....	73
6.3.3.	Características geotécnicas.....	74
6.3.3.1.	Introducción.....	74
6.3.3.2.	Area I.....	80
6.3.3.3.	Area II.....	84
6.3.3.4.	Area III.....	94
6.3.3.5.	Area IV.....	108
7.	BIBLIOGRAFIA.....	111

1. INTRODUCCION

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

El relieve es en general muy escarpado, localizándose la cota más elevada en el sector oriental de la misma, en la sierra de Abodi, en el pico de Berrendi, al norte de Villanueva de Aézcoa, con 1391 m de altura y otra elevación importante situada en el monte Corona con 1386 m de altitud. Las cotas mínimas se emplazan sobre los 650 m de Olaldea, a lo largo del curso del río Irati, situándose las cotas medias alrededor de los 800 m.

La Hoja se encuentra surcada por el río Irati, que con dirección NE-SO recorre la mitad oriental de la misma. En el sector occidental se localiza el nacimiento del río Urrobi concretamente, en los llanos de Burguete.

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

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

Esta zona, enclavada en la Montaña Oriental Navarra, presenta continuidad con el Pirineo aragonés. Está afectada por tres cabalgamientos importantes: Roncesvalles, con el Macizo de Quinto Real cabalgada sobre los terrenos mesozoicos y cenozoicos,

Aoiz, en el que el Macizo de Oroz-Betelu es el cabalgante, y el de las Sierras de Illón y Leyre. CAMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985) han relacionado los cabalgamientos de Aoiz y Illón con los de Boltoña y Biniés-Guara, respectivamente.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

2. 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.

2.1. PALEOZOICO

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

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

2.1.1. Devónico

2.1.1.1. Esquistos, brechas y dolomías (20). Fm. Urepel. Emsiense inferior - medio

Aflora en el núcleo de la estructura de Oroz-Betelu, ofreciendo diferentes condiciones de afloramiento. La potencia de este conjunto se estima en unos 150 m. Litológicamente se diferencian dos tramos, uno inferior consistente en una alternancia entre areniscas cuarcíticas, dolomías y esquistos, y el superior formado por areniscas

ferruginosas que incluyen algún nivel de brechas rojas con clastos dolomíticos y de cuarzo o cuarcitas en una matriz arenoso-cuarcítica.

Apenas se reconocen estructuras sedimentarias, no obstante y en base a la sucesión litológica existente, el conjunto se enmarca en un medio de plataforma mixta somera que evoluciona en vertical a sistemas deltaicos siliciclásticos. Algunos autores atribuyen un origen diagenético a los niveles de brechas, sin embargo es más consecuente su asimilación a depósitos de transporte en masa de tipo "debris-flow", implicando una ruptura de la plataforma y un probable límite secuencial.

La Fm. Urepel (GOMEZ DE LLERENA, 1950 bis) puede correlacionarse tentativamente, por la existencia de brechas rojizas, con la parte alta de la Fm. Ondarrolle definida por REQUADT (1973) al este del macizo de Alduides.

La edad se establece por el hallazgo de braquiópodos en el macizo de Quinto Real.

2.1.1.2. Alternancia de areniscas y dolomías (21). Fms. Autringo y Quinto. Emsiense medio - superior

Aflora a ambos lados del núcleo de la estructura de Oroz-Betelu. La Fm. Esquistos de Autringo (REQUADT, 1973) no ofrece apenas afloramientos habiéndose identificado a techo de la unidad infrayacente algunos metros de esquistos verdes asimilables a esta formación. No obstante por correlación con el macizo de Quinto Real esta unidad está constituida por alternancia de esquistos y areniscas ferruginosas asimilables a un medio de plataforma siliciclástica transgresiva en régimen submareal "offshore". Se correlaciona con la Fm. Esquistos de Braquiópodos (KLARR, 1971) al este del macizo de Alduides. La Fm. Quinto (REQUADT, 1973), presenta mayor extensión de afloramientos, si bien su baja calidad no permite el reconocimiento de estructuras sedimentarias. Está representada litológicamente por una sucesión alternante de dolomías y areniscas, eventualmente dolarenitas, dolomías arenosas y areniscas con cemento dolomítico. Se enmarca tentativamente en un medio de plataforma mixta somera deltaico-carbonatada en régimen inter y submareal.

La potencia de ambas unidades no puede calcularse con precisión debido a la baja definición de sus límites, y por causas tectónicas. Se estima de forma aproximada un espesor de 300-500 m.

La edad se ha establecido por la presencia de braquiópodos y tentaculínidos en los esquistos inferiores.

2.1.1.3. Esquistos y dolomías (22). Fm. Urquiaga. Emsiense superior

Aflora en el sector septentrional del macizo de Oroz-Betelu. Los afloramientos, a diferencia de las unidades infrayacentes, son de notable calidad aunque bastante puntuales. Su potencia se cifra en torno a los 500 m, si bien puede ser algo mayor. La sucesión está compuesta por una alternancia entre calcoesquistos y dolomías en la parte inferior, seguida de un tramo con areniscas. El tramo inferior de calcoesquistos y dolomías, con frecuencia de dolorenitas o dolomías arenosas, presenta dificultades de observación integrándose de forma interpretativa en un contexto de "offshore" en plataforma mixta de características transgresivas.

En el tramo intermedio, con afloramientos puntuales de buena calidad, presenta mayor variedad litológica y en consecuencia registra una notable complejidad de facies producto de la diversidad de subambientes.

Los niveles de areniscas tienen potencias métricas y presentan geometrías canalizadas con laminaciones tractivas que indican un régimen intermareal.

Existe mayor diversidad sedimentológica en los niveles de carbonatos, distinguiéndose "mudstone-wackestones" dolomíticos con laminaciones algales y huellas de desecación, estromatolitos dómicos de orden métrico, dolomicritas masivas, dolarenitas y "grainstones" dolomíticos formando secuencias de barras con estratificación cruzada de gran escala, en ocasiones definiendo formas de "sand-wave". Eventualmente se reconocen desarrollos lateríticos a techo de las secuencias de barras. Los intervalos de calcoesquistos poseen potencias decimétricas a métricas y presentan en algunos casos estratificación "linsen" y "wavy".

En conjunto se enmarca en un contexto de plataforma mixta somera con abundantes construcciones algales en medios inter y supramareales y desarrollo de complejos de barras y canales originados bajo dispositivos deltaicos. Los niveles de calcoesquistos y de dolomicritas masivas se generan en zonas protegidas de baja energía correspondientes, en términos generales, a medios de "lagoon".

El tramo superior se caracteriza por la disminución de los términos de calcoesquistos y por la implantación de construcciones de corales, presentando algunos cortes de buena calidad. Los términos areniscosos corresponden a canales mareales. Los niveles carbonatados presentan gran variedad de formas distinguiéndose dolarenitas, calcarenitas bioclásticas y dolomías arenosas configurando rellenos de canales mareales, definiendo "sand-waves" de láminas muy inclinadas, o bien organizándose en ciclos negativos característicos de barras costeras. Las calizas coralíferas aparecen en niveles de potencia métrica a decamétrica correspondiendo a "boundstones" propios de arrecifes y "floatstones" de talud de bioconstrucciones. Son frecuentes los desarrollos lateríticos a techo de los bancos de carbonatos.

La Formación Urquiaga, (REQUADT, 1973) ha sido datada en el macizo de Quinto Real en base a su contenido en braquiópodos y corales rugosos y tabulados.

En conjunto constituido por las Fms. Autringo, Quinto y Urquiaga se correlaciona con la Fm. Alternante Caliza-Dolomía definida pro KLARR (1971) al este del macizo de Alduides.

2.1.1.4. Esquistos con intercalaciones arenosos y lentejones de calizas (24). Fms. Odia y Argús. Eifeliense - Frasnense inferior

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

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

La Fm. Esquistos de Argús (REQUADT, 1973) se divide en dos partes. La inferior está representada por limolitas grises homogéneas y pizarras oscuras grafitosas, correspondiendo a fondos anóxicos de plataforma distal. La parte superior, está

constituida por una alternancia entre calcoesquistos y bancos métricos de dolomías y dolarenitas.

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

2.1.1.5. Calizas (25). Fm. Iturrumburu. Eifeliense - Frasnense inferior

Esta unidad aflora en el P.K. 18 de la carretera que une Oroz-Betelu con Garralda, al norte de Olaldea.

Esta unidad se encuentra intercalada entre los niveles descritos anteriormente y está formada por un conjunto de calizas grises, dolomías, dolarenitas y calcoesquistos masivos, con una potencia aproximada de unos 200 m, habiéndose denominado por REQUADT, 1973 como Fm. Calizas de Iturrumburu.

Una observación más detallada de los niveles de carbonatos permite diferenciar estilos distintos de organización por encima y por debajo del techo del nivel de calizas de Iturrumburu, donde se desarrolla una importante superficie de laterización-paleokarstificación. Los niveles de carbonatos se organizan, hasta el techo de la Fm. Iturrumburu, en ciclos negativos de somerización propios de barras costeras, mientras que los bancos suprayacentes lo hacen en ciclos positivos asociándose a formas canalizadas laxas asimilables a canales de plataforma dominada por tormentas, indicando una tendencia transgresiva.

2.1.1.6. Análisis secuencial del Devónico

Se han diferenciado seis unidades deposicionales asimilables tentativamente a ciclos de 2º orden transgresivo-regresivo en el sentido de VAIL et al. (1990). el modelo evolutivo para ciclos de 2º orden en plataformas mixtas y carbonatadas, se compone de un primer episodio transgresivo representado por alternancias rítmicas entre pelitas y capas tabulares detríticas más o menos carbonatadas desarrolladas en ambientes dominados por el efecto de las tormentas, y un segundo episodio caracterizado por la progradación de las plataformas en régimen de somerización. Los límites secuenciales que se han definido en este trabajo presentan características específicas muy

diversas, habiéndose identificado como superficies lateríticas, paleokarstificaciones, desarrollo de brechas poligénicas, etc., pero en todos los casos están marcados por la superposición de facies de alternancias rítmicas transgresivas sobre depósitos de plataforma somerizante.

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

.Emsiense inferior a medio

En la Hoja aflora de forma incompleta, reconociéndose exclusivamente el episodio de somerización-progradación de la plataforma. Corresponde aproximadamente a la Fm. Urepel/Ondarrolle (U.C. 20). El paquete superior de areniscas se interpreta como el producto de la progradación de las facies de "nearshore" de sistemas deltaicos.

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

.Emsiense medio a superior

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

.Emsiense superior

Está representado por la Fm. Urquiaga (U.C. 22). El límite secuencial con la unidad deposicional infrayacente está marcado por la superposición de facies transgresivas de alternancias entre calcoesquistos y capas de carbonatos detríticos asimilables a contextos de plataforma mixta dominada por tormentas. El intervalo de somerización está representado por depósitos de plataforma mixta somera que registra gran variedad de subambientes: Canales mareales siliciclásticos, construcciones de corales, estromatolitos, barras carbonáticas costeras, etc. La tendencia somerizante está marcada por el desarrollo de superficies lateríticas a techo de la unidad.

.Eifeliense-Givetiense a Fransniense inferior

Se corresponde con las Fms. Odiá, Argús e Iturrumburu (U.C. 24 y 25) si bien las dos últimas están comprendidas de forma parcial.

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

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

.Frasniense inferior

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

.Frasniense medio a superior

Equivale al Grupo Irurita (U. C. 33). Corresponde a facies de plataforma siliciclástica en régimen predominantemente transgresivo. Probablemente pueden realizarse subdivisiones secuenciales dentro del Grupo Iturita, sin embargo el incompleto registro estratigráfico, la mala calidad de afloramiento y la intensa deformación, constituyen limitaciones importantes para llevar a cabo observaciones de mayor detalle.

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

2.2. MESOZOICO

2.2.1. Triásico

El Triásico (Fig. 1.2) se presenta en facies Buntsandstein y aflora en el sector centro meridional de la Hoja, formando parte del macizo de Oroz-Betelu, prolongándose hacia el oeste en una franja que se interna en la Hoja 1:25.000 de Erro.

2.2.1.1. Conglomerados (101). Scythiense - Anisiense

Esta unidad conforma una estrecha banda situada en el sector occidental del macizo de Oroz-Betelu, no aflorando en el borde oriental y septentrional, exceptuando un pequeño afloramiento muy compactado en el que se pueden observar además de conglomerados, niveles de brechas cuarcíticas que indican según CHESTERIKOFF (1963), que estos materiales se han depositado rellenando una depresión kárstica.

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

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

2.2.1.2. Areniscas rojas y grises (103). Facies Buntsandstein. Scythiense-Anisiense

Esta unidad se deposita sobre los niveles conglomeráticos descritos anteriormente o directamente sobre los materiales paleozoicos, como ocurre en el límite oriental del macizo de Oroz-Betelu.

Los mejores puntos de observación en esta Hoja, se sitúan a lo largo de las vertientes que conforman el cauce del río Irati.

Su potencia es del orden del centenar de metros, estando compuesta por areniscas cuarcítico-micáceas rojizas de grano medio a fino y, ocasionalmente, de grano medio-grueso, en bancos gruesos, con cemento silíceo y a veces ferruginoso.

Estos depósitos se organizan en secuencias positivas de relleno de canales fluviales de baja sinuosidad compuestos por "sets" tabulares de laminas cruzadas y "cosets" de estratificación cruzada de mediana escala, de tipo surco y planar. Atendiendo a criterios regionales la unidad se puede enmarcar en el intervalo Scythiense-Anisiense.

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

2.2.1.3. Alternancia de areniscas, limolitas y arcillas (104). Anisiense

Este nivel constituye la gran masa de depósitos triásicos aflorantes en el sector sur-occidental de la Hoja.

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.

Análisis petrológicos de areniscas han determinado una composición entre los terrígenos del 75% de cuarzo, 5% de feldespato potásico, 5% de fragmentos de rocas metamórficas y el resto de cemento.

2.2.1.4. Arcillas rojas con niveles de areniscas (105). Anisiense - Ladiniense

Este nivel aflora en una estrecha banda que con dirección NO-SE recorre la vertiente meridional del monte Corona desde el Eratxu a Irumugueta y en el valle situado entre la borda Materena y Apezarena, encontrándose muy cubierta por la vegetación.

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

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

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

2.2.1.5. Análisis secuencial del Triásico

Se propone una división secuencial integrada por las unidades deposicionales.

La unidad inferior corresponde al intervalo conglomerático basal (U.C. 101) cuyo contacto neto con la unidad cartográfica suprayacente (U.C. 103) 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. 103 y la mayor parte de la U.C. 104. 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.

2.2.2. Cretácico

Los materiales del Cretácico adquieren un gran desarrollo en esta Hoja aflorando en el corredor de Garayoa-Arive-Garralda-crta. Burguete, en el valle del Irati formando parte de los núcleos de los anticlinales de kadea y del arroyo de Astapar, así como en el vértice suroccidental en los alrededores del Juandetxako.

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.

2.2.2.1. Arenas (150). Albiense - Cenomaniense

Este nivel aflora en el cruce de la carretera 135 con la 127, prolongándose hacia esta Hoja. Los afloramientos son de mala calidad, situándose los mejores puntos de observación en el cruce de estas carreteras, concretamente en las proximidades de la zona de camping.

Esta unidad aparece adosada al domo de Oroz-Betelu, con potencias que no superan los 15-20 m. Como ocurre con los depósitos arcillosos de la unidad terminal del Triásico (105), estos sedimentos parecen presentar un control tectónico, tanto a nivel de su sedimentación como de su preservación, determinado, por fracturas de dirección NE-SO.

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

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

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

2.2.2.2. Dolomías y areniscas (188). Santiense

En esta Hoja aflora en una banda continua, bordeando el macizo de Oroz-Betelu, sobre los materiales detríticos del Triásico y localmente en las proximidades del camping de Burgüete, en contacto tectónico, con los materiales arenosos descritos

anteriormente. Los contactos con las unidades infra y suprayacentes son netos y remarcados por desarrollos lateríticos.

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

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

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

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

2.2.2.3. Margas y limolitas (189). Maastrichtiense

Esta unidad, teniendo en cuenta su naturaleza incompetente, constituye el fondo de los valles por donde discurre gran parte del río Irati y de los arroyos Betondoa, Maiturri y Zakarloa, con una potencia aproximada de 600 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, gasterópodos, braquiópodos y foraminíferos. Además, presentan esporádicas intercalaciones de calcarenitas con nódulos de pirita y mica.

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

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

Los niveles glauconíticos de muro, han determinado una composición mediante análisis petrológicos que se concreta en los siguientes porcentajes: 10% de cuarzo, 70% de fósiles, 14% de micrita, 2% de glauconita y 4% de arcillas. El contenido en carbonatos es del 70%.

El resto del conjunto, presenta un 5% de cuarzo, un 35% de fósiles y el 60% restante es micrita, en parte recristalizada. Hacia techo comienza a incorporarse un porcentaje de arcilla que puede llegar a alcanzar el 30%. El contenido en carbonatos es del orden del 50-60%.

Los estudios de nannofósiles calcáreos han determinado: *Watzmaweria barnesae* (BLACK), *Eiffelithus Turreiffele* que indican el Cretácico superior.

2.2.2.4. Calizas arenosas (191). Maastrichtiense

Se puede observar en un pequeño afloramiento situado en el vértice suroccidental de la Hoja, en la ladera septentrional del monte Juandetxako.

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

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

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

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

2.2.2.5. Análisis secuencial del Cretácico superior

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

El ciclo Santoniense está representado exclusivamente por depósitos litorales asimilados al intervalo de somerización de la unidad secuencial. El desarrollo de una superficie detrítica en el contacto con el Maastrichtiense y la existencia de una laguna estratigráfica que podría abarcar todo el Campaniense, constituyen criterios suficientemente notables para justificar un límite secuencial importante. Por otra parte, la diferencia de espesores de la unidad Santoniense puede deberse al carácter erosional de la ruptura.

El Maastrichtiense define en esta zona una cuenca abierta hacia el NO, con desarrollo de plataformas somerizantes en los sectores meridionales (U.C. 190 y 191) y existencia de un surco turbidítico al NO (U.C. 184). Se distinguen dos secuencias, correspondientes al Maastrichtiense inferior y al superior. La primera presenta facies turbidíticas bien desarrolladas con depósitos desorganizados, constituyendo los términos de nivel del mar bajo ("low stand system tract"). Los depósitos transgresivos y de somerización de la secuencia ("Trangresive" y "High stand system tract") están representados en el surco por la entrada de turbiditas calcáreas con influencia de tormentas, y en la plataforma, por términos margolimolíticos prodeltaicos que gradan a complejos calcareníticos de capas de tormenta y "goullies" (U.C. 190 y equivalentes no cartografiados). La secuencia del Maastrichtiense superior muestra una organización similar, con turbiditas terrígenas en el surco algo más diluidas, en términos generales que las de la secuencia precedente, y margas prodeltaicas a continuación. En los sectores meridionales la secuencia termina con depósitos prodeltaicos litorales (U.C. 191) y en el surco, con margas que presentan posibles rasgos edáficos.

2.3. Terciario

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

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

Ilerdiense terminal hasta el Luteciense superior y procedentes de la erosión de las plataformas deltaicas orientales. El Grupo de Hecho intercala ocho megacapas carbonáticas que constituyen excelentes niveles-guía en todo el surco turbidítico Eoceno pirinaico.

2.3.1. Paleoceno - Eoceno basal

La serie paleocena está constituida principalmente por calizas correspondientes a plataformas carbonatadas someras. el Paleoceno se dispone en contacto discordante sobre el Maastrichtiense, presentando en términos generales, un tramo dolomítico basal atribuido al Dano-Montiense (U.C. 203), calizas tableadas y a continuación calizas bioclásticas (U.C. 204) sucedidas por paquetes masivos de calizas micríticas con bioconstrucciones de algas y corales (U.C. 208) que se acuñan hacia el norte y oeste y finalmente un tramo generalmente muy erosionado por el Eoceno, constituido por calcarenitas, calizas detríticas margosas, margas y limolitas calcáreas (U.C. 210 y 212), que corresponde al Thanetiense terminal-Ilerdiense basal. Hacia el NO, en la vecina Hoja de Erro, la unidad 210 puede pasar a turbiditas calcáreas.

2.3.1.1. Dolomías y calizas dolomíticas (203). Daniense-Montiense

Este nivel sólo se puede observar en la ladera del Jaundetxako, situado en el vértice suroccidental de la Hoja, acuñándose en el resto.

Este tramo marca la discordancia del Paleoceno sobre el Cretácico superior y no sobrepasa los 15 m de espesor en la zona de mayor desarrollo. 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).

2.3.1.2. Calizas grises tableadas (204). Daniense - Montiense

Esta unidad aflora con gran extensión dentro de los límites de la Hoja alcanzando un mayor desarrollo en el sector noroccidental de la misma.

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

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

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

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

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

Menos frecuentes son las secuencias de barras litorales que se reconocen en afloramiento como niveles de apariencia más masiva, de calizas bioclásticas con estratificación cruzada a gran escala. Forman secuencias de potencia métrica o decamétrica desarrolladas a techo de los tramos de calizas tableadas y se interpretan como barras litorales generadas en episodios de tendencia somerizante. Eventualmente se reconocen depósitos de baja energía intercalados entre los complejos de capas de tormenta y barras litorales; consisten en calizas micríticas con texturas "wackestone-mudstone", ricas en algas y ostrácodos, que se generan en zonas protegidas por barras y niveles de margas calcáreas en relación con el depósito de decantación de las capas de tormenta.

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

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

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

Composicionalmente presentan un 2% de cuarzo, un 18% de fósiles y un 80% de micrita, llegando en algunos casos los fósiles a alcanzar el 55%, disminuyendo hasta el 40% la micrita, clasificándose como biointramicrita.

2.3.1.3. Calizas masivas (208). Thanetiense

Esta unidad constituye los últimos resaltes calcáreos observados en el sinclinal de Aria, alcanzando el máximo desarrollo hacia el SE, llegándose a acuñar hacia el N y NO, tanto porque posiblemente llegue a desaparecer sedimentariamente, como por encontrarse erosionado, por los niveles de turbiditas detríticas.

Litológicamente están formados por calizas micríticas con bioconstrucciones de corales, que constituyen paquetes homogéneos masivos decamétricos 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*.

2.3.1.4. Calizas margosas (210). Thanetiense - Ilerdiense

Este nivel adquiere un gran desarrollo dentro de los límites de esta Hoja, situándose sus mejores puntos de observación en el camino que sube a la sierra de Abodi, así como en la carretera que de Orbara sube a las bordas de Lizarkueta.

El espesor de esta unidad puede llegar a alcanzar más del centenar de metros acuñándose rápidamente hacia el sur y el oeste.

En esta unidad comienza una nueva megasecuencia sedimentaria con un contacto inferior muy neto y ocasionalmente erosivo.

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

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

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

2.3.1.5. Margas (212). Thanetiense - Ilerdiense

Este nivel aflora con gran continuidad en la sierra de Abodi y en Lizarkueta, constituyendo los niveles incompetentes en los que culminan estas elevaciones.

La potencia visible es del orden del centenar de metros, situándose estratigráficamente como suprayacentes a los niveles calcomargosos descritos anteriormente, no obstante se ha observado algún tramo con esta litología intercalado entre las calizas margosas del nivel cartográfico 210.

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: *Cyclococolithus formosus* KAMPTNER, *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE y RIEDEL), *Coccolithus pelagicus* (WALUCH), *Reticulofenestra* sp, *Sphenolithus radians* DEFLANDRE,

Discoaster multiradiatus (BRAMLETTE y RIEDEL) y que indican un llerdiense, zona NP-10.

2.3.1.6. 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, efectuadas por ROBADOR (1990).

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

Así, ROBADOR (1990) define para este sector del Pirineo las Fms. Calizas de Abaurrea y Margas y Calizas de Berrendi; la primera de ellas se divide en dos miembros, el Miembro inferior equivale a la U.C. 203 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. 204) y a techo por calizas con bioconstrucciones (U.C. 208).

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. 204) en la parte baja y bioconstrucciones en la alta (U.C. 208), mientras que en los sectores septentrionales de la Hoja pasaría a facies de plataforma abierta-margen de plataforma afines a la (U.C. 210); los dos miembros restantes corresponderían al Thanetiense terminal en facies de margen de plataforma (U.C. 210) y al llerdiense, esencialmente margoso (U.C. 212).

En consecuencia, y conforme al criterio de ROBADOR (1990), las unidades cartográficas 204 y 208 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 204.

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. 203). 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. 204) 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. 208). 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. 204) 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. 208).

Hacia los sectores septentrionales de la Hoja, la secuencia está constituida por depósitos de plataforma abierta y de margen de plataforma (U.C. 210) 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. 210). 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 213.

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.

2.3.2. Eoceno

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

Los tramos inferiores del Ilerdiense, ya se han descrito anteriormente (niveles 210 y 213), situándose por encima de ellos los sedimentos pertenecientes al Grupo Hecho, del Cuisiense-Luteciense.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Constituye la gran masa de materiales sedimentados entre los últimos niveles de calizas margosas (nivel 210-212) o equivalentes en facies turbidíticas calcáreas (213) y la megaturbidita 4 (niveles cartográficos 224 a 226).

En algunas zonas se han incluido en los tramos basales de esta unidad, cuando no tienen entidad cartográfica suficiente, los niveles margosos de la unidad 212.

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%.

2.3.2.2. Calcarenitas (220). Cuisiense

Este nivel aflora en el vértice suroriental de la Hoja, en las elevaciones denominadas Ardajaoiezkia.

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

Litológicamente se trata de un nivel de calcarenitas masivas de tonos grises con base neta.

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

2.3.2.3. Análisis secuencial del Ilerdiense terminal-Cuisiense

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

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

2.4. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios de la Hoja de Garralda son muy escasos y se limitan a los que se describen a continuación.

2.4.1. Pleistoceno-Holoceno

2.4.1.1. Arcillas de descalcificación (523)

Se trata, en general, de arcillas rojas o pardos rojizas con cierto contenido en limo, arena, e incluso algunos fragmentos de calizas o dolomias desprendidos de las paredes de las dolinas. La potencia de las arcillas es difícil de determinar por la inaccesibilidad del relieve y por la variabilidad que presenta de unos puntos a otros. Esta variabilidad, en las dolinas, depende del tamaño de las mismas, de la naturaleza

y textura de la roca y de la intensidad del proceso kárstico. Este último ofrece el mayor desarrollo al norte del río Irati, entre éste último y el arroyo Astapar donde se dan una serie de factores como: litología carbonatada, cierta suavidad en el relieve, alto grado de fracturación y clima agresivo con una existencia de estación nival que favorece la disolución. La edad asignada a estas arcillas es Plioceno-Actualidad.

2.4.1.2. Glacis (519 y 533)

En el ámbito de la Hoja de Garralda los únicos representantes de este grupo son los glacis y se hallan confinados en la esquina NO de la Hoja, en la conocida Llanura de Burguete que continua en la vecina hoja de Erro. Estas formas quedan limitadas, al sur por el barranco de Mugokolarre y por el arroyo de Oiarburu. Se han diferenciado dos tipos de glacis, los de cobertera y los actuales. Los primeros tienen un depósito de carácter conglomerático que recuerda al de una "raña"; los segundos se forman a expensas de los primeros y consisten en formas muy planas, con depósitos de poco espesor, que sirven de enlace entre los glacis de cobertera y los fondos de valle. Sus depósitos son texturalmente más finos y ofrecen una morfología más suavizada.

2.4.2. Pleistoceno

2.4.2.1. Terrazas (507, 508 y 524)

Las terrazas ofrecen buenos afloramientos en la esquina noroeste de la Hoja, desarrollándose entre el río Urrobi y el arroyo Suringua. Se reconocen hasta tres niveles diferentes con alturas que, sobre el nivel del cauce actual alcanzan +3-7 m, +10-15 m y +15-25 m. La terraza baja es la de mayor desarrollo con unos 3 km de longitud y unos 500 m de anchura. Las otras se limitan a pequeños depósitos paralelos a los cauces. La litología se caracteriza por una serie de cantos y gravas de cuarcita, caliza, cuarzo, dolomía y algunas areniscas inmersas en una matriz arenosa-arcillosa. El tamaño medio de los cantos está entre 5 y 10 cm, según el eje mayor, con tamaños máximos observados en el terreno de unos 40 cm. La matriz es bastante arenosa aunque con un cierto contenido en limo y arcilla. El color del depósito es marrón rojizo y la potencia parece ser de 3-4 m. Aunque los perfiles observados no son demasiado limpios, se reconocen, en algunos puntos, estructuras claramente fluviales como son: imbricaciones, estratificaciones cruzadas, cicatrices erosivas, rellenos de fondo de canal, etc. La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno, aunque cabe la posibilidad de que la terraza más baja llegue incluso al Holoceno.

2.4.3. Holoceno

2.4.3.1. Conos de deyección (536)

Los conos de deyección también son depósitos granulares pero de una gran heterometría y escasa consolidación. La litología es muy similar a la de los fondos de valle por tener áreas madres comunes aunque, no obstante pueden aparecer diferencias locales. En cuanto al tamaño de los granos existe un gran contraste, incluso dentro del mismo depósito, entre la zona apical y la distal, disminuyendo acusadamente de la primera a la segunda. Lo mismo sucede con la potencia variando en igual sentido entre 6-7 m hasta pocos centímetros.

Los mejores ejemplos son los que aparecen en el barranco de Maiturri donde se interdentan con los depósitos del fondo de valle y con los coluviones. Este hecho hace que se les asigne una edad Holoceno, por su relación con estos sedimentos recientes.

2.4.3.2. Canchales (548)

Depósitos de gravedad que se desarrollan debajo de las grandes cornisas calcáreas. Consisten en una acumulación de cantos y bloques angulosos por debajo del escarpe. La fracturación de las calizas favorece la caída libre de estos fragmentos que se sitúan al pie del escarpe después de haber sufrido un escaso transporte. La ausencia de material fino los diferencia de los coluviones. Dentro de estos últimos no se descarta la posibilidad de que se trate de derrubios ordenados pero la densa vegetación y el difícil acceso impiden, en general, una observación directa de estos depósitos.

2.4.3.3. Coluviones (543)

Se originan en las vertientes, tanto al pie de las mismas como a alturas intermedias, pero lo más frecuente es el primer caso. Cuando aparecen en el fondo de algunos valles, se relacionan con los conos de deyección y los aluviales. Los mejores ejemplos se localizan en los arroyos Zakarhoa y Maiturri. Se trata, en general, de formas estrechas y alargadas paralelas al cauce con depósitos heterométricos formados por una mezcla caótica de cantos, bloques y finos.

2.4.3.4. Deslizamientos (545)

En cuanto a los deslizamientos, carecen de importancia en esta Hoja, puesto que sólo se han reconocido dos ejemplos, uno en el límite norte, en la margen derecha del barranco Lauzaran, y otro al sur en Olaldea. Tienen pequeñas dimensiones y se trata de deslizamientos de tipo rotacional. Por último, se han señalado las áreas donde existen desprendimientos, que como puede observarse, se limitan al pie de los grandes escarpes de Lutoa y Monte Urkiorrete al norte, Agurría al oeste y sierra de Abodi al este.

2.4.3.5. Fondos de valle (527)

Los fondos de valle constituyen quizás los depósitos más importantes dentro de la Hoja, dada la escasez de sedimentos cuaternarios. Aunque la litología es similar a la de las terrazas, existen pequeñas variaciones debidas a las diferencias en las áreas madres que las alimentan, reconociéndose un mayor porcentaje de finos en estos depósitos. Entre los elementos groseros se reconocen cantos, gravas y bloques de calizas, cuarcitas, dolomias, cuarzo, areniscas y algunos fragmentos de rocas metamórficas. La presencia de grandes bloques es debida a la situación de la zona en un área de montaña, donde las diferencias altimétricas y las pendientes son muy acusadas, a lo que hay que añadir una climatología agresiva con alta pluviometría. La existencia de una estación fría, con precipitación sólida, favorece la alteración mecánica y la puesta en movimiento de grandes fragmentos de roca a través de los cauces. La potencia no es visible, en la mayoría de los casos, pero observaciones puntuales inducen a pensar que no debe superar los 5 metros.

Los aluviales de mayor desarrollo son los de los ríos Irati y Urrobi, así como los de los barrancos Maiturri, Zakarloa, Suringua, etc. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

3. TECTÓNICA

3.1. 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 Cobertura 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.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

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

3.2.1. Pliegues

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

Esta macroestructura está formada por estructuras complejas con anticlinales y sinclinales generalmente fallados en el núcleo. Los materiales paleozoicos aflorantes en esta ventana se encuadran preferentemente dentro del Devónico inferior-medio. Esta macroestructura se encuentra cortada por una falla de dirección NO-SE que divide el paleodomo en dos sectores, el septentrional en donde aflora materiales de Devónico inferior, que se encuentran estructurados en un anticlinario de dirección NO-SE cuyo núcleo está constituido por materiales del Emsiense inferior-medio y cuyo flanco sur se encuentra cortado por esta fractura, mientras que el flanco septentrional se desarrolla hacia el norte estructurado con pliegues de dirección N-S muy complejos y el meridional, formado por una serie sin estructura aparente, formada por materiales de edad Eifeliense - Frasnense.

Esta estructura comenzó a funcionar durante la orogenia hercínica y ha producido variaciones de potencia y cambios de buzamientos en los sedimentos depositados con posterioridad, permitiendo suponer el funcionamiento del paleodomo hasta el Cretácico superior (CHESTERIKOFF, 1963), así como su traslación paralela a sí misma, hacia el sur.

El resto de las estructuras de plegamiento se desarrollan al norte del paleodomo de Oroz-Betelu, presentan dirección NO-SE, con estructuras muy comprimidas e incluso volcadas, con vergencia S o SO. Este tipo de estructuras es debido al empuje que ha sufrido esta zona hacia el sur, en el emplazamiento del Macizo de Alduides, chocando con el bloque rígido que forma el paleodomo de Oroz-Betelu.

De norte a sur estas estructuras son las siguientes: anticlinal de Aguiaran que con dirección E-O, recorre el barranco del mismo nombre. El núcleo se puede observar en Siminsaldea, formado por margas del Maastrichtiense. En esta zona esta estructura sufre un pequeño giro hacia el norte.

La siguiente estructura es el sinclinal de Orbaiceta, muy amplio en cuyo núcleo se observa los depósitos margosos del Ilerdiense.

Hacia el sur se encuentra la banda plegada de Orbara, que consta de varios anticlinales y sinclinales, más apretados en el sector occidental y amplios en el sector oriental, con un máximo desarrollo en el sinclinal de la sierra de Abodi. Estas estructuras presentan una dirección NO-SE sin cambios bruscos en su dirección,

aunque parece que las estructuras más meridionales, como el sinclinal de Aria toma una dirección subparalela en el vértice sur-oriental.

3.2.2. Fracturas

Las principales fracturas que surcan el paleodomo de Oroz-Betelu, se integran en un sistema de dirección NO-SE. Es importante destacar que en este sector no existen materiales plásticos del Triásico superior y por lo tanto no existen desplazamientos importantes de la cobertera sobre los materiales paleozoicos, al menos en esta zona.

En el macizo de Oroz-Betelu, estas fracturas son de naturaleza normal con saltos decamétricos y hectométricos que dan lugar a pequeñas cubetas tectónicas en donde se depositaron los materiales arcillosos del Triásico y los detríticos del Albiense-Cenomaniense.

En el sector septentrional de la Hoja se ha cartografiado una pequeña falla inversa que pone en contacto materiales margosos del Cretácico superior con margas y margocalizas del Ilerdiense. Esta estructura, de dirección E-O, posiblemente está en relación con el empuje de los materiales paleozoicos que constituyen el macizo de Quinto Real.

El resto de las fracturas se desarrollan sobre materiales terciarios y son pequeñas fracturas de acomodación de los pliegues que afectan a estos materiales.

3.2.3. Discordancias

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

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

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

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

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

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

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

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

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

4. GEOMORFOLOGIA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja de Garralda (116-II), a escala 1:25.000, se sitúa al noroeste de la provincia de Navarra, muy próxima a la frontera con Francia. Se trata de una zona de fuertes relieves donde dominan las altas sierras, seccionadas por algunos cursos de agua importantes como el río Irati y el arroyo Maiturri. Administrativamente pertenece a la Comunidad Autónoma de Navarra, de carácter uniprovincial y fisiográficamente forma parte de la Cuenca del Ebro en su límite con la Vertiente norte y la Vertiente francesa.

Desde un punto de vista estructural, este sector se integra en la Zona Surpirenaica en el límite sur de la Zona Axial (Figura 3.1) y está constituido por materiales que van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario, estos últimos muy escasos.

La orografía es abrupta con importantes diferencias altimétricas y laderas de pendientes muy altas, con frecuencia superiores al 30%. Las mayores alturas se ubican al este de la Sierra de Abodi en los altos de Berrendi y Martxate con 1346 y 1388 m respectivamente y en el Monte Corona, en el cuadrante SO con 1386 m. Otros puntos a destacar son Arriedergorría (1167 m), Ugaguibel (1236 m), Arreguía (1092 m), Ardaja (1118 m), Sanagra (1164 m) y San Marcos (1154 m). Los puntos más bajos, como es natural, se encuentran en los valles de los ríos, y al sur de la Hoja, donde en el valle del Irati descienden por debajo de los 600 m.

Todo este relieve tan abrupto y accidentado está fuertemente incidido por una serie de barrancos y arroyos que vierten sus aguas a la Cuenca del Ebro, pero que dentro de la hoja se ordenan en torno a un cauce principal: el Irati. Este cauce penetra en la Hoja por el noroeste, con una dirección N-S, cambiando a NE-SO en las proximidades de Orbaiceta, donde adquiere una morfología meandriforme hasta el sur de Garralda disponiéndose N-S, hasta salir de la Hoja por la localidad de Olaldea. Sus afluentes principales son, por la margen derecha, los arroyos de Arrazola, Eguiarán, Astapar Maiturri, Erreka y Arrigorrieta y, por la izquierda, los barrancos de Errotazarralde, Sarduan y el arroyo de Betondoa.

Otro curso importante es el río Urrobi que aparece en la esquina NO, en la zona de relieve más suave, conocida como Llanada de Burguete. Sus afluentes principales son

los arroyos de Suringua, Soratxarrieta, Oiarburu, etc. A excepción de esta zona, la morfología general del área consiste en una serie de valles e interfluvios acusados lo que indica importantes procesos de incisión fluvial. También pueden reconocerse algunos paisajes kársticos, quizás menos desarrollados que en hojas adyacentes, pero igualmente característicos como ocurre al este de Villanueva de Aézcoa o sur de la sierra de Abodi.

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

El principal núcleo de población es Garralda, situada en el valle del Maiturri. El resto de los centros urbanos de cierta importancia como Orbaiceta, Orbara, Arive y Olaldea se instalan en el valle del Irati. También hay que destacar Burguete en el valle del Urrobi, además de Villanueva de Aézcoa y Garayoa en otros valles de rango inferior. Se trata en general de pequeños núcleos de población a los que se accede por pequeñas carreteras locales.

Para terminar, la red principal de comunicaciones se ordena en torno a la carretera que recorre el valle del Irati. De ella salen otras vías a los núcleos urbanos próximos. Las elevadas pendientes y la vegetación boscosa no favorecen la creación de nuevas vías y el acceso a la totalidad de la Hoja se hace prácticamente imposible. Existen además una serie de pistas forestales que en época de climatología adversa son prácticamente intransitables.

4.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

Este apartado consta de dos partes bastante diferenciadas. Una dedicada al estudio del relieve desde un punto de vista estático, o relacionado con la estructura, y otra de carácter dinámico que da cuenta de la morfología ocasionada por los procesos exógenos al actuar sobre un sustrato determinado y bajo unas condiciones climáticas determinadas.

4.2.1. Estudio morfoestructural

La Hoja de Garralda (116-II), a escala 1:25.000, pertenece, desde un punto de vista estructural, al Dominio de la Zona Surpirenaica en su límite con la Zona Axial.

La orografía es muy accidentada y está muy controlada por la litología y la tectónica. Las zonas más altas, al igual que en el resto de las hojas circundantes, se localizan entre los grandes ríos, en este caso el Irati y el Urrobi, destacando la sierra de Abodi y el monte Corona.

El esquema geológico general es bastante sencillo, reconociéndose un zócalo paleozoico entre Garralda y Olaldea, al sur de la Hoja, con un Triásico alrededor. Este conjunto tiene forma alargada, con una dirección NO-SE y se conoce como domo de Oroz-Betelu. Por encima se instalan un Cretácico y un Paleoceno, mayoritariamente carbonatados, y un Eoceno de turbiditas detríticas. Finalmente se reconocen unos depósitos cuaternarios sobreimpuestos que consisten en un conjunto de aluviales dejados por los principales ríos y en una serie de glaciares que aparecen en el cuadrante NO de la Hoja. Por otra parte, al norte del domo de Oroz-Betelu, los sedimentos cretácicos y terciarios ofrecen una estructura general de anticlinales y sinclinales de gran longitud con una dirección ONO-ESE. La diferente competencia de los materiales y la longitud de las estructuras da lugar a grandes escarpes y a crestas de largo recorrido como puede observarse en el Mapa Geomorfológico. Destacan las del alto de Arreguía y la que se extiende desde Arribera hasta San Francisco en el cuadrante SE. También en el cuadrante NE son frecuentes estos escarpes en ambos márgenes del Irati y en la esquina SO, hacia el barranco Salsangua.

Existen otras formas estructurales como el "hog back" o cuesta pronunciada que aparece al sur de la localidad de Garralda, además de algunos resaltes de capas duras que no llegan a dar crestas, como los existentes al norte de Aria y al este de Arive.

Por otra parte, en el sector centro septentrional, los materiales carbonatados responsables de estos escarpes, están afectados por una intensa fracturación lo que favorece la penetración del agua de lluvia en el macizo y el desarrollo de procesos de disolución que degradan estos escarpes.

Dentro de este capítulo se analiza también la morfología de la red de drenaje puesto que el recorrido del agua es uno de los hechos que mejor refleja la influencia de la estructura en la configuración del relieve y en la distribución de los conjuntos fisiográficos. Además, la linealidad de algunos tramos y la orientación preferente de muchos de ellos según determinadas direcciones, así como los cambios bruscos en los perfiles transversales y longitudinales, indican que el agua se canaliza preferentemente por las zonas de debilidad y a favor de las pendientes más altas. Así en la Figura 3.2 se muestra un esquema de la red de drenaje, a escala 1:100.000 donde se señalan las principales direcciones de flujo de los tramos más rectilíneos, observándose ciertas preferencias.

En primer lugar se reconoce con cierta frecuencia la dirección O-E a ONO-ESE. Se adaptan a ella cauces secundarios de largo recorrido, paralelos a las estructuras principales, por encajamiento en los materiales menos competentes. Dos buenos ejemplos de ello son los arroyos Maiturri y Artekia, en la mitad septentrional de la hoja, además de un tramo del Irati, en el sector noreste.

La dirección N-S corresponde a pequeños cauces, en general de primer orden, a tramos de cabecera, o a algunos fragmentos de los cursos principales, en este caso el Irati, en las proximidades de Orbaiceta, Arive y Olaldea.

También existen dos familias de dirección NO-SE y NE-SO ocupadas por cauces secundarios y tramos de la red principal que coinciden, en general, con las principales fallas y fracturas.

Hay un hecho curioso que merece la pena destacar y es el carácter centrífugo del drenaje alrededor del monte Corona, coincidente con un sector del domo de Oroz-Betelu, lo que podría indicar movimientos de ascenso del mismo en época reciente.

Para finalizar este apartado hay que señalar que la red de drenaje ofrece una morfología de tipo dendrítico y, en algunos sectores, subtipo angular con textura de densidad media. Estas redes son características de áreas con litologías muy homogéneas o con sedimentos estratificados en los que alternan materiales de diferente competencia, dispuestos en series monoclinales.

4.2.2. Estudio del modelado

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

4.2.2.1. Formas fluviales

La morfología fluvial alcanza un importante desarrollo en la Hoja de Garralda pero lo más importante es aquella de carácter erosivo. También existen algunos depósitos destacando las terrazas, los fondos de valle y los conos de deyección.

Las terrazas ofrecen buenos afloramientos en la esquina noroeste de la Hoja, desarrollándose entre el río Urrobi y el arroyo Suringua. Se reconocen hasta tres niveles diferentes con alturas que, sobre el nivel del cauce actual alcanzan +3-7 m, +10-15 m y +15-25 m. La terraza baja es la de mayor desarrollo con unos 3 km de longitud y unos 500 m de anchura. Las otras se limitan a pequeños depósitos paralelos a los cauces. La litología se caracteriza por una serie de cantos y gravas de cuarcita, caliza, cuarzo, dolomía y algunas areniscas inmersas en una matriz arenosa-arcillosa. El nivel superior presenta un dispositivo de terrazo colgado y los dos inferiores de terrazas solapadas o encajadas. Existe además un pequeño afloramiento en el arroyo Legartza, al NE de la hoja, cerca de la fábrica de armas de Orbaiceta.

Los conos de deyección aparecen en algunos valles, como los del Irati o del Maiturri, procedentes de pequeños barrancos que afluyen a estos cauces de rango superior. Su forma de abanico es muy característica pero el tamaño de los mismos varía mucho dependiendo de la pendiente y de la longitud del barranco del que proceden; en este caso los más grandes son los que se encuentran en el arroyo Maiturri con longitudes y anchuras comprendidas entre 300 y 500 m. La litología es similar a la de las terrazas y la de los fondos de valle pero su textura es algo diferente variando incluso dentro del mismo depósito, al disminuir el tamaño de grano y la potencia desde la zona apical a la distal. La génesis de estos depósitos es contemporánea a la de los fondos de valle puesto que unos y otros aparecen interdentados en la mayoría de las ocasiones.

Dentro de las formas con depósito no se pueden olvidar los fondos de valle con litologías similares a las de las terrazas y con una textura que posee un mayor

contenido en finos. En planta se trata de formas alargadas y estrechas con un trazado serpenteante. Sólo algunos aluviales como el del río Urrobi y los de los arroyos Sirungua y Maiturri alcanzan anchuras considerables pudiendo superar los 500 m.

Después de describir las formas fluviales con depósitos se describen las formas erosivas, más numerosas y espectaculares. Quizás lo más importante es la red de incisión que en su encajamiento da lugar a profundos barrancos y hoces. Ello se debe a que la zona de estudio se sitúa en un área de alta montaña, muy próxima a una gran divisoria (vertiente española-vertiente francesa) donde las pendientes son muy acusadas superando en general el 20% y en ocasiones el 35%. Estas condiciones, y una tendencia al levantamiento del relieve, hacen que la escorrentía produzca grandes entalladuras dando lugar a una morfología abrupta y acusada de barrancos e interfluvios. La presencia de materiales blandos en alternancia con otros más competentes favorece el desarrollo de estas formas. Por otra parte, en los materiales más duros, la incisión de la red da lugar a hoces y cañones como sucede en la mitad sur del valle del Irati, en los alrededores de Arive. En muchos casos, como en éste, la profundidad de encajamiento está favorecida por los procesos de karstificación de los macizos carbonatados.

También es frecuente el proceso de erosión lateral de los cauces, sobre todo en las zonas de meandros. El valle del Irati ofrece buenos ejemplos de ello sobre todo en el tramo comprendido entre Arive y Orbara.

4.2.2.2. Formas de ladera

Las formas de ladera han quedado representadas en la Hoja de Garralda por coluviones, canchales y deslizamientos.

Los coluviones se originan en las vertientes, tanto al pie de las mismas como a alturas intermedias, pero lo más frecuente es el primer caso. Cuando aparecen en el fondo de algunos valles, se relacionan con los conos de deyección y los aluviales. Los mejores ejemplos se localizan en los arroyos Zakarloa y Maiturri. Se trata, en general, de formas estrechas y alargadas paralelas al cauce con depósitos heterométricos formados por una mezcla caótica de cantos, bloques y finos.

Existen otra serie de depósitos de gravedad que se conocen con el nombre de canchales y que se desarrollan debajo de las grandes cornisas calcáreas. Consisten

en una acumulación de cantos y bloques angulosos por debajo del escarpe. La fracturación de las calizas favorece la caída libre de estos fragmentos que se sitúan casi al pie del escarpe después de haber sufrido un escaso transporte. La ausencia de material fino los diferencia de los coluviones. Dentro de estos últimos no se descarta la posibilidad de que se trate de derrubios ordenados pero la densa vegetación y el difícil acceso impiden, en general, una observación directa de estos depósitos.

En cuanto a los deslizamientos, carecen de importancia en esta Hoja, puesto que sólo se han reconocido dos ejemplos, uno en el límite norte, en la margen derecha del barranco Lauzaran, y otro al sur en Olaldea. Tienen pequeñas dimensiones y se trata de deslizamientos de tipo rotacional. Por último, se han señalado las áreas donde existen desprendimientos, que como puede observarse, se limitan al pie de los grandes escarpes de Lutoa y monte Urkiorrete al norte, Agurría al oeste y sierra de Abodi al este.

Todos estos procesos de ladera podrían ser de gran magnitud debido a la pendiente y al clima agresivo; sin embargo, su desarrollo está limitado por la existencia de una densa cobertura vegetal con un potente desarrollo de los suelos, que impiden claramente la erosión.

4.2.2.3. Formas Kársticas

Son relativamente frecuentes aunque alcanzan menor desarrollo que en las hojas vecinas. Aparecen sobre materiales carbonatados del Cretácico o del Paleoceno o sobre materiales detríticos poco potentes que tienen por debajo sedimentos carbonatados. En este último caso la disolución se produce en los materiales subyacentes pero se manifiesta en superficie por medio de caídas, colapsos, etc.

Las principales manifestaciones kársticas de la Hoja de Garralda se localizan sobre la cornisa existente al norte de Orbara, en Peña Olarraz, más al sur y en el sector comprendido entre la sierra de Abodi y el barranco Etxarteta.

Sobre estas superficies karstificadas se reconocen numerosas formas exokársticas de diferente tamaño, siendo la dolina la forma más representativa. Su geometría ofrece una gran variedad, tanto en planta como en perfil. En planta suele ser redondeada u ovalada y, en perfil se reconocen dolinas en artesa, en embudo, de fondo plano, etc.

También es muy variable el tamaño oscilando, entre pocos metros y 500 m aproximadamente, según el eje mayor.

Se reconocen otras formas menores de karst como las que se desarrollan en los lapiares: crestas, senos, pasillos, alveolos, etc., pueden presentarse más o menos cubiertas por las arcillas de descalcificación y la vegetación. Según el grado de enterramiento los lapiares pueden ser cubiertos, semicubiertos y desnudos. Los focos kársticos de la Hoja de Garralda pertenecen al segundo grupo.

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

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

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

3.2.2.4. Formas

poligénicas

Se definen como tales todas aquellas formas que requieren de dos o más procesos para su formación. En el ámbito de la Hoja de Garralda los únicos representantes de este grupo son los glaciares y se hallan confinados en la esquina NO de la Hoja en la conocida Llanura de Burguete que continua en la vecina Hoja de Erro. Estas formas quedan limitadas, al sur por el barranco de Mugokolarre y por el arroyo de Oiarburu. Se han diferenciado dos tipos de glaciares, los de cobertera y los actuales. Los primeros tienen un depósito de carácter conglomerático que recuerda al de una "raña"; los

segundos se forman a expensas de los primeros y consisten en formas muy planas, con depósitos de poco espesor y que sirven de enlace entre los glaciares de cobertura y los fondos de valle. Sus depósitos son texturalmente más finos y ofrecen una morfología más suavizada.

4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se consideran como formaciones superficiales todos aquellos depósitos coherentes o no, que han podido sufrir una consolidación posterior, y que su formación está relacionada con la evolución del relieve que existe en la actualidad (GOY et al., 1931).

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

En la Hoja de Garralda las formaciones superficiales de carácter fluvial son las que alcanzan mayor representación, a pesar de no ser muy abundantes. Destacan el aluvial y las terrazas del río Urrobi y los fondos de valle del Irati y sus afluentes, además de los conos de deyección del arroyo Maiturri. Glaciares, coluviones canchales, deslizamientos y arcillas de descalcificación completan el espectro de las formaciones superficiales existentes en la Hoja.

Por lo que a las terrazas se refiere se han cartografiado hasta tres niveles con alturas a +3-7 m, +10-15 m y, +15-25 m sobre el nivel del "talweg" actual. Los datos recogidos "in situ" definen a estos depósitos como un conjunto de cantos, gravas y bloques de naturaleza cuarcítica y caliza mayoritariamente, aunque también existen de cuarzo, areniscas y de diversas rocas metamórficas. El tamaño medio de los cantos está entre 5 y 10 cm, según el eje mayor, con tamaños máximos observados en el terreno de unos 40 cm. La matriz es bastante arenosa aunque con un cierto contenido en limo y arcilla. El color del depósito es marrón rojizo y la potencia parece ser de 3-4 m. Aunque los perfiles observados no son demasiado limpios, se reconocen, en algunos puntos, estructuras claramente fluviales como son: imbricaciones, estratificaciones cruzadas, cicatrices erosivas, rellenos de fondo de canal, etc. La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno, aunque cabe la posibilidad de que la terraza más baja llegue incluso al Holoceno.

Los fondos de valle constituyen quizás los depósitos más importantes dentro de la Hoja, dada la escasez de sedimentos cuaternarios. Aunque la litología es similar a la de las terrazas, existen pequeñas variaciones debidas a las diferencias en las áreas madres que las alimentan, reconociéndose un mayor porcentaje de finos en estos depósitos. Entre los elementos groseros se reconocen cantos, gravas y bloques de calizas, cuarcitas, dolomias, cuarzo, areniscas y algunos fragmentos de rocas metamórficas. La presencia de grandes bloques es debida a la situación de la zona en un área de montaña, donde las diferencias altimétricas y las pendientes son muy acusadas, a lo que hay que añadir una climatología agresiva con alta pluviometría. La existencia de una estación fría, con precipitación sólida, favorece la alteración mecánica y la puesta en movimiento de grandes fragmentos de roca a través de los cauces. La potencia no es visible, en la mayoría de los casos, pero observaciones puntuales inducen a pensar que no debe superar los 5 metros.

Los aluviales de mayor desarrollo son los de los ríos Irati y Urrobi, así como los de los barrancos Maiturri, Zakarloa, Suringua, etc. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

Los conos de deyección también son depósitos granulares pero de una gran heterometría y escasa consolidación. La litología es muy similar a la de los fondos de valle por tener áreas madres comunes aunque, no obstante pueden aparecer diferencias locales. En cuanto al tamaño de los granos existe un gran contraste, incluso dentro del mismo depósito, entre la zona apical y la distal, disminuyendo acusadamente de la primera a la segunda. Lo mismo sucede con la potencia variando en igual sentido entre 6-7 m hasta pocos centímetros.

Los mejores ejemplos son los que aparecen en el barranco de Maiturri donde se interdentan con los depósitos del fondo de valle y con los coluviones. Este hecho hace que se les asigne una edad Holoceno, por su relación con estos sedimentos recientes.

Por lo que se refiere a las formaciones superficiales de ladera están representadas por coluviones, canchales y algunos deslizamientos.

Los coluviones, aparecen con un gran desarrollo en los barrancos de Zakarloa y Maiturri, al pie de las laderas, e íntimamente relacionados con los fondos de valle y los conos de deyección, es decir, con los últimos episodios de la evolución de estos

valles. Aunque lo más común es que se encuentren en esta posición, también aparecen a media ladera como sucede en la vertiente norte de la sierra de Abodi.

Texturalmente se caracterizan por su heterogeneidad, escasa compacidad y ausencia de estructura interna. Los depósitos observados en el terreno varían desde una acumulación de bloques angulosos con escasez de finos, es decir canchales, hasta una acumulación de material fino con fragmentos de calizas, dolomias y areniscas. Los canchales son frecuentes al pie de las grandes cornisas calcáreas como la de Muti, al oeste de Orbara, o la de la vertiente sur de la sierra de Abodi.

Los deslizamientos son escasos y de pequeño tamaño por lo que aquí no se les concederá mayor importancia. La edad asignada al conjunto de depósitos gravitacionales es Holoceno, siendo los deslizamientos los más recientes.

En cuanto a las formaciones superficiales de origen kárstico, se reducen al conjunto de arcillas de descalcificación que rellenan las formas del karst. Se trata, en general, de arcillas rojas o pardos rojizas con cierto contenido en limo, arena, e incluso algunos fragmentos de calizas o dolomias desprendidos de las paredes de las dolinas. La potencia de las arcillas es difícil de determinar por la inaccesibilidad del relieve y por la variabilidad que presenta de unos puntos a otros. Esta variabilidad, en las dolinas, depende del tamaño de las mismas, de la naturaleza y textura de la roca y de la intensidad del proceso kárstico. Este último ofrece el mayor desarrollo al norte del río Irati, entre éste último y el arroyo Astapar donde se dan una serie de factores como: litología carbonatada, cierta suavidad en el relieve, alto grado de fracturación y clima agresivo con una existencia de estación nival que favorece la disolución. La edad asignada a estas arcillas es Plioceno-Actualidad.

Por último y entre las formaciones superficiales de origen poligénico se han cartografiado glaciares de cobertera y glaciares subactuales que alcanzan su máximo desarrollo en la esquina noroeste de la Hoja, en el sector conocido como Llanada de Burguete. Los primeros son de carácter conglomerático y en cabecera pueden alcanzar un espesor importante y los segundos están formados por una delgada película de arcillas, arenas y gravas que probablemente no supera los dos metros. Los glaciares de cobertera suelen desarrollar a techo un suelo pardo rojizo de poco espesor. El tamaño de los cantos ofrece una media superior a los 4 cm con máximas observadas en el terreno, superiores a 40 cm. La edad asignada a los glaciares de cobertera es Pleistoceno y a los glaciares actuales o subactuales, Holoceno-Actualidad.

4.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

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

Desde un punto de vista geomorfológico el nivel de referencia más claro lo constituyen una serie de retazos de una antigua superficie de erosión, desarrollada fuera del ámbito de la Hoja, concretamente 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 cual es difícil puesto que no existen sedimentos recientes en áreas próximas que puedan relacionarse con dichos arrasamientos. No obstante, por las características que presenta y por las cotas a las que se desarrolla (900-1000 m) podría asimilarse a la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (PEÑA et al 1984) a la que se atribuye una edad Vallesiense-Plioceno. El final de la elaboración de esta superficie, coincidiría con la terminación del relleno neógeno, representado, en la mayoría de las grandes cuencas, por las "calizas del Páramo". Aunque dentro del ámbito de la Hoja no existen depósitos de esta edad, la realización en un futuro de trabajos geomorfológicos, en Hojas próximas, permitirá completar muchos de los datos de los que ahora se carece.

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

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

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

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

4.5. PROCESOS ACTIVOS Y TENDENCIAS FUTURAS

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

-Erosión fluvial

-Movimientos de ladera

-Alteración química (karstificación)

Dentro de la acción fluvial, uno de los procesos más acusados es el de incisión vertical como puede observarse en todo el ámbito de la Hoja, Esto se debe a que se trata de un área de divisoria importante, lo que indica que existe un predominio de la erosión. 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 esta Hoja donde muchos de los valles se desarrollan aprovechando los materiales menos competentes, dejando los competentes en las zonas de interfluvio originando grandes escarpes, crestas,

cuestas y "hog back". Esto ocurre en general con los cursos que llevan una dirección NO-SE.

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), provocando la apertura de las mismas por el cambio 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 en la vertiente a cotas inferiores. En la Hoja de Garralda este hecho se produce abundantemente a lo largo de los escarpes que dan las calizas cretácicas y paleocenas.

Por otra parte, los deslizamientos también forman parte de la dinámica actual, aunque son poco frecuentes en toda la superficie de la Hoja. La naturaleza margoso-arenosa de algunos sectores, junto a las altas pendientes y el clima, favorece 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 los ríos Irati y Astapar 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 preven grandes cambios en el 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.

5. HISTORIA GEOLOGICA

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

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

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

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

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

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

El segundo megaciclo está formado por depósitos de limolitas y areniscas grauváquicas de carácter turbidítico que equivalen a las clásicas "facies Culm". Este

límite secuencial marca la ruptura de las plataformas carbonatadas namurienses, con la existencia de olistolitos de calizas o dolomías en la serie turbidítica.

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

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

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

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

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

El ciclo deposicional intermedio está formado por los sedimentos dolomítico-arenosos del Santiense. El contacto con la unidad anterior es discordante, truncando los términos arenosos del Ciclo Inferior, y desarrollando una superficie de laterización y una laguna estratigráfica que abarca desde el Turoniense hasta parte del Santiense. 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 margolimiticos prodeltaicos que gradan a complejos calcareníticos de capas de tormenta.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. RECURSOS MINEROS

En el ámbito de la Hoja se han recorrido 8 indicios de escaso interés y pequeño desarrollo.

6.1.1. Minerales metálicos

6.1.1.1. Mercurio

Se han inventariado 5 indicios de este recurso, situados cuatro de ellos en Baratzeko-erreka, y el quinto en Bordaldea. Estos indicios han sido descritos por CHESTERIFOFF (1964), indicando sus relaciones metalogenéticas.

Los mineralizaciones del Baratzeko-erreka se encuentran dispersas por las calizas y dolomías arenosas del Santoniense.

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.

6.1.1.2. Cobre

Los indicios de cobre se encuentran asociados a los de mercurio, descritos anteriormente, localizándose geográficamente en los mismos lugares.

La asociación mineralógica más frecuente presenta calcopirita, malaquita, azurita y covellina.

En general, estas mineralizaciones se encuentran diseminadas entre las calizas y dolomías arenosas del Santoniense, 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.

6.1.1.3. Plomo

Los indicios de plomo se limitan a los inventariados por CHESTERIKOFF (1963) en el Baratzeko-erreka.

Estas mineralizaciones se presentan en forma de galena, independizada de los minerales de mercurio, dando lugar a pequeñas masas dispersas en el seno de las calizas del Cretácico superior.

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

6.1.1.4. Cinc

Los indicios de esta sustancia se sitúan en el Baratzeko-erreka.

Estos indicios se encuentran asociados a los descritos anteriormente y por lo tanto se encuentran diseminados en las calizas y dolomías arenosas del Santoniense,

En algunas ocasiones presentan morfología estratiforme, indicando para algunos autores una génesis sinsedimentaria.

En estos indicios situados en el Baratzeko-erreka, tanto la blenda como la galena, aparecen independizadas de las mineralizaciones de cobre y mercurio, que poseen una mayor entidad.

Respecto a su potencial minero, no parece que presenten un gran interés para su beneficio, no obstante se carece de estudios técnicos que determinen con precisión sus leyes y reservas.

6.1.1.5. Hierro

Existen tres indicios de hierro, situados dos en los alrededores de Olaldea y el tercero al sur de Garayoa.

Los indicios situados en Olaldea son de tipo estratiforme y filoniano respectivamente y se encuentran encajados sobre materiales del Devónico, mientras que el situado al sur de Garayoa encaja en materiales del Santoniense.

Las paragénesis son muy variadas, pudiendo aparecer siderita, malaquita, azurita, limolita, pirita, oligistos, hematites y magnetitas.

Respecto a su potencial minero es escaso y actualmente las explotaciones que existen en Navarra se encuentran abandonadas debido en gran parte a la baja ley de los yacimientos. Los datos referentes a aspectos económicos y a reservas son mínimos por lo que no es posible establecer una estimación de su posible aprovechamiento.

6.1.2. Rocas y minerales industriales

Aunque no existen explotaciones actuales, ni abandonadas de rocas y minerales industriales, existen yacimientos de rocas calcáreas, dolomías, areniscas que pueden tener un potencial interés.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

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

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

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

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

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

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

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

6.2.1. Descripción de las formaciones

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

6.2.1.1. Esquistos con lentejones de areniscas y calizas. Emsiense - Frasnense

En esta unidad se agrupan las formaciones de litología esquistosa y cuarcítica, que corresponden a los niveles cartográficos nº 1, 2, 3 y 4.

Estas unidades forman parte del macizo de Oroz-Betelu y se encuentran muy fracturadas y metamorfizadas.

Estos materiales presentan un espesor de unos 600 m y se encuentran muy compactados y metamorfizados estando comprendida su edad entre el Emsiense y el Frasnense medio.

6.2.1.2. Calizas. Givetiense - Frasnense

Este tramo hidrogeológico comprende la unidad cartográfica 5 y aflora al norte de Olaldea, en la carretera a Arive.

Litológicamente está formado por un conjunto de calizas grises, dolomías muy recristalizadas y calcoesquistos, que se encuentran intercalados con geometría lantejón entre los niveles descritos anteriormente.

La potencia máxima observada de este nivel, del orden de 200 m, acuñándose lateralmente.

Hidrogeológicamente se estima para este tramo una permeabilidad media-baja, aunque en esta zona debido al escaso afloramiento no presenta ningún interés hidrogeológico.

6.2.1.3. Conglomerados, areniscas y arcillas. Triásico

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

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.

6.2.1.4. Arenas. Albiense - Cenomaniense

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

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

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

6.2.1.5. 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 suroccidental 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.

6.2.1.6. Margas y limolitas. Maastrichtiense

Esta unidad comprende el tramo cartográfico 24 de la cartografía geológica, presentándose con una potencia que oscila entre 600 y 100 m.

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

Aflora bordeando el paleodomo de Oroz-Betelu y en la banda plegada de Villanueva de Aézcoa.

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

6.2.1.7. Calizas. Maastrichtiense - Thanetiense

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

El nivel inferior 26, está constituido por calcarenitas bioclásticas, areniscosas y areniscas calcáreas apoyadas sobre la unidad inferior mediante una suave discordancia; este nivel aflora en un sector suroccidental de la Hoja en los alrededores del monte Juandetxako.

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 que se observa al norte en la banda calcárea que discurre desde Garralda hasta Garayoa. La potencia de esta unidad es del orden de 100 m, disminuyendo hacia el norte 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 Arive y al norte de Garayoa, desapareciendo al oeste de Garralda y al norte de Villanueva de Aézcoa. 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.

6.2.1.8. Margas y margocalizas. Thanetiense - Ilerdiense

Esta unidad hidrogeológica comprende los tramos cartográficos 31 y 32, diferenciados en el mapa geológico, aflorando con gran extensión al norte de Villanueva de Aézcoa. Está formado por margocalizas limosas y limolitas calcáreas en la base que pasan a techo a margas de aspecto homogéneo.

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

6.2.1.9. Alternancia de arcillas, calcarenitas y areniscas. Cuisiense

Esta unidad hidrogeológica comprende por el nivel cartográfico 34 constituyendo la gran masa de sedimentos que afloran en el sector occidental de la Hoja.

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

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

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

6.2.1.10. Calcarenitas. Cuisiense

Este nivel se encuentra incluido dentro del tramo de turbiditas detríticas (nivel cartográfico 34) descrito anteriormente. Está constituido por el nivel cartográfico 26 que aflora en Ugatrina.

Está constituido por unos 30 m de calcarenitas grises, con base erosiva, representando la Megaturbidita 2 de LABAUME et al (1983). Este nivel no es continuo acuñándose tanto hacia el norte como hacia el oeste de la Hoja.

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

6.2.1.11. Cuaternario. Formaciones superficiales

El Cuaternario de esta Hoja está representado fundamentalmente por los depósitos de carácter fluvial constituidos por los sistemas de terrazas, entre los que se han reconocido tres niveles formados por un conjunto de gravas y cantos de naturaleza calcárea y cuarcítica, con un máximo desarrollo en el río Irati. La permeabilidad de estos materiales es media-alta, debido fundamentalmente a su porosidad intergranular; comprende los niveles cartográficos 59, 60 y 61.

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

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

Los coluviones, deslizamientos, glaciares y canchales 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 dolinas en general, son de permeabilidad media-alta.

6.2.2. Unidades acuíferas

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

.Dolomías santonienses

.Calizas paleocenas

.Megaturbidita 2

.Formaciones permeables del Cuaternario

6.2.2.1. 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 kartificadas, 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 manantiales. Dentro de los límites de esta Hoja se ha inventariado varios situados al sur de Garayoa, Arive y Aizpekaxkoa con caudales que no superan en ningún caso los 5 l/seg. Asimismo se consideran muy importantes las relaciones hidráulicas que presenta este acuífero con el río Irati, con posible transvase de aguas superficiales a favor de niveles permeables atravesados por estos cursos fluviales.

La circulación se produce mediante la karstificación dentro del acuífero, conectado 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 tectónica que han sufrido estos niveles, mediante el desarrollo de fallas normales con saltos hectométricos que 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.

6.2.2.2. 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 que aflora en la mitad noreste de la Hoja aparece muy plegado con pliegues apretados, no encontrándose afectado por grandes fracturas que compartimentan esta unidad.

El espesor medio de este acuífero es del orden del centenar de metros, aumentando el espesor hacia el sureste, con el desarrollo de los niveles calcáreos masivos con construcciones.

Funcionamiento hidráulico

En cuanto al funcionamiento, la recarga se produce mediante infiltración directa del agua de lluvia sobre los afloramientos del acuífero y la descarga, mediante manantiales, como los inventariados al norte de Villanueva de Aézcoa, Orbara, Lauzaran, Indabe con caudales menores a 1 l/seg. y el manantial de borda García con caudales del orden de 5 l/seg. La interacción de este acuífero con los cursos fluviales es muy importante, así el río Irati gana 208 l/seg. al cortar las calizas paleocenas, al norte de Arive.

Parámetros hidráulicos

En este acuífero y en la Hoja próxima de Oroz-Betelu (116-IV) se han realizado ensayos de bombeo por el Gobierno de Navarra en el sector de Irati - Salazar.

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

6.2.2.3. Megaturbidita 2

Geometría

Esta unidad está formada por calcarenitas y aunque su litología permite catalogar a este nivel con permeabilidad media-alta, su extensión geográfica es pequeña por lo que el acuífero es de escasa entidad. Este nivel se encuentra incluido entre el conjunto de turbiditas detríticas eocenas aflorante en esta Hoja en el vértice suroriental, acuñándose hacia el noreste.

Funcionamiento hidráulico

La recarga de estos niveles se produce por infiltración directa del agua de lluvia, estando conectado posiblemente mediante fracturas al acuífero paleoceno, descargando por manantiales o cursos fluviales situados fuera de los límites de esta Hoja.

Parámetros hidrogeológicos

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

6.2.2.4. 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.

6.3. GEOTÉCNIA

6.3.1. Introducción

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

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.

6.3.1. 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.

6.3.2. Zonación geotécnica

6.3.2.1. 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.

6.3.2.2. División en áreas y zonas geotécnicas

Area I: Representa los materiales paleozoicos

Area II: Comprende a los materiales triásicos y cretácicos

Area III: Comprende los materiales terciarios

Area IV: Se han agrupado los depósitos cuaternarios

Estas áreas se han dividido en las siguientes zonas:

Area I: Zona I1 y I2

Area II: Zona II1, II2, II3, II4 y II5,

Area III: Zonas III1, III2, III3 y III4

Area IV: Zona IV1

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

UNIDAD CARTOGRAFICA	ZONACION GEOTECNIC A	DESCRIPCION
523, 519, 508, 524, 536, 543, 545, 527, 534	IV ₁	Gravas, arenas, limos y arcillas
223	III ₄	Calcarenitas
218, 217 y 230	III ₃	Alternancia de areniscas, margas y calcarenitas
210 y 212	III ₂	Calizas margosas y margas
191, 203 y 204	III ₁	Dolomías, calizas dolomíticas, calizas tableadas y masivas
189 y 184	II ₅	Margas, limolitas y calizas margosas
149 y 188	II ₄	Dolomías y areniscas
150	II ₃	Arenas
105	II ₂	Arcillas con niveles de areniscas
101, 103, 104 y 106	II ₁	Conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas
41, 44, 46, 45 y 47	I ₂	Calizas
33, 35, 38, 43 y 49	I ₁	Esquistos, brechas, dolomías y areniscas

6.3.3. Características geotécnicas

6.3.3.1. 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.

Análisis químico

-Agresividad

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

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

-Expansividad

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

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

Ensayos de resistencia, compactación y deformabilidad

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

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

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

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

Igualmente, considerando la resistencia a compresión simple, se puede valorar la consistencia del terreno, de manera cualitativa. Consistencia del terreno según NTE, CEG, 1975

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

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

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

Consistencia en arcillas

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

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

Módulo de deformación y coeficiente de Poisson

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

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

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

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

-Cimentación

Normalmente se ha utilizado el criterio expuesto en los códigos (Británico y DIN 1054). En suelos y debido a que no se dispone de datos sobre asentamientos, 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 tipos.

-Estabilidad de taludes

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

-Empujes sobre contenciones

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

-Aptitud para préstamos

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

-Aptitud para explanada de carreteras

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

Obras subterráneas

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

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

-Resistencia de la roca

-RQD

-Separación entre diaclasa

-Presencia de agua

-Disposición de las juntas respecto a la excavación

Bieniawski establece cinco categorías en función del valor RMR:

Clase I Roca muy buena: RMR = 81-100

Clase II Roca buena: RMR = 61-80

Clase III Roca media: RMR = 41-60

Clase IV Roca mala: RMR = 21-40

Clase V Roca muy mala: RMR 20

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

6.3.3.2. Area I

Zona I1

Localización

Esta zona forma parte del núcleo del paleodomo de Oroz-Betelu, en su sector septentrional y se encuentra cortado por el río Irati, en donde se pueden observar los mejores afloramientos.

Características litológicas

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

Características geotécnicas

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

Siguiendo la terminología de la ISRM, la resistencia a compresión podría variar entre la resistencia alta o muy alta (> 600 kg/cm²) para las brechas, dolomías y areniscas y moderada (200-600 kg/cm²) para los esquistos, que dependen en gran medida de la disposición de los planos de esquistosidad.

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

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

Características constructivas

-Condiciones de cimentación

Según el Código de Práctica Británico nº 4, se puede aplicar una carga admisible, en este tipo de rocas, superiores a 30 kg/cm² y si consideramos la Norma DIN 1054, la carga admisible que se podría aplicar se encuentra entre 7 y 15 kg/cm², dependiendo que la cimentación se efectúe en esquistos o brechas y calizas. Entre los problemas que puede encontrar una cimentación determinada destacan:

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

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

-Excavabilidad

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

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

-Estabilidad de taludes

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

En el resto de zonas son estables los taludes naturales.

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

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

-Empujes sobre contenciones

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

-Aptitud para préstamos

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

Los esquistos requieren un estudio especial.

-Aptitud para explanada de carreteras

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

-Obras subterráneas

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

Zona I2

Localización

Esta zona aflora en el río Irati en las proximidades de la fábrica de Olaldea y se encuentra intercalada entre los materiales descritos para la Zona I1.

Características litológicas

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

Características geotécnicas

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

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

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

Características constructivas

-Condiciones de cimentación

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

-Excavabilidad

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

-Estabilidad de taludes

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

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

-Empujes sobre contenciones

Las contenciones, en general, no serán necesarias.

-Aptitud para préstamos

Son adecuadas para su uso en pedraplenes.

-Aptitud para explanada de carreteras

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

-Obras subterráneas

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

6.3.3.3. Area II

Zona II1

Localización

Los materiales característicos de esta zona afloran en el sector suroccidental de la Hoja, formando las estribaciones del monte Corona.

Características litológicas

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

Características geotécnicas

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

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

Características constructivas

-Condiciones de cimentación

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

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

Condiciones para obras de tierra

-Excavabilidad

Los suelos de alteración se consideran terreno medio, según las definiciones dadas en la Metodología; los niveles más superficiales de areniscas, por su alteración y

diaclasado son ripables, pero en profundidad, de cuantía no determinable de forma orientativa, precisarán el empleo de explosivos para su excavación.

-Estabilidad de taludes

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

-Empujes sobre contenciones

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

-Aptitud para préstamos

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

-aptitud para explanada de carreteras

Los recubrimientos y niveles arcillosos se consideran Marginales según los términos definidos en la Metodología. En el caso de las areniscas, debe distinguirse entre pedraplenes y desmontes. En el primer caso, la categoría de la explanada dependerá de las características del material utilizado en la coronación y en desmontes de categoría de la explanada, en roca, corresponde a la E-3. Se recomienda el relleno de las depresiones que existan y que retengan agua con hormigón de cemento tipo H-50 para situar encima una base del firme de suelo seleccionado de al menos 30 cm de espesor; la explanada tendrá la regularidad e inclinación necesarias de modo que se asegure la evacuación del agua infiltrada a través de las capas o juntas del firme de la calzada y arcenes.

-Obras subterráneas

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

Zona II2

Localización

Esta zona aflora en la vertiente meridional del monte Corona.

Características litológicas

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

Características geotécnicas

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

Características constructivas

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

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

Excavabilidad

Son materiales fácilmente excavables.

Estabilidad de taludes

En los taludes naturales se dan fenómenos de reptación.

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

Empujes sobre contenciones

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

Aptitudes para préstamos

En general se trata de materiales No Aptos y Marginales.

Aptitud para explanada de carretera

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

Obras subterráneas

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

Zona II3

Localización

Se trata de un pequeño afloramiento situado al oeste de la Hoja.

Características litológicas

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

Características geotécnicas

No se dispone de ensayos de laboratorio, además de la escasez y mala calidad de los afloramientos. Las observaciones de campo, permiten estimar una compacidad entre

Media y Compacta, para profundidades superiores a 2 m esto equivaldría a valores de N30 entre 10 y 50.

Características constructivas

-Condiciones de cimentación

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

Condiciones para obras en tierra

-Excavabilidad

Fácilmente excavables.

-Estabilidad de taludes

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

-Empujes sobre contenciones

Serán de tipo Medio o Alto.

-Aptitud para préstamos

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

-Aptitud para explanada de carreteras

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

-Obras subterráneas

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

Zona II4

Localización

Los materiales de esta zona afloran en una banda continua bordeando el sector septentrional del macizo de Oroz-Betelu.

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 kp/cm^2 , mientras la norma DIN 1054 recomienda un valor de 30 kp/cm^2 .

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

Condiciones para obras en tierra

-Excavabilidad

Precisarán el empleo de explosivos para su excavación.

-Estabilidad de taludes

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

-Empujes sobre contenciones

Las contenciones no serán necesarias.

-Aptitud para préstamos

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

-Aptitud para explanada de carreteras

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

-Obras subterráneas

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

Zona II5

Localización

Esta zona aflora en el fondo de los valles del río Irati y en una banda de dirección NNO-SSE surcada por los arroyos Betondoa, Marturri y Zakorloa.

Características litológicas

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

Características geotécnicas

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

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

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

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

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

Características constructivas

-Condiciones de cimentación

Las presiones admisibles calculadas para profundidad de cimentación mínima de 1,5 - 2 m, que corresponde al nivel superficial reblandecido o saturado, generalmente varían para las margas alteradas (de consistencia muy firme o dura casi siempre) entre 1,3 y 3 kp/cm². En las margas sanas, según los valores orientativos que se dan en el Código inglés pueden considerarse presiones admisibles entre 6 y 10 kp/cm², posiblemente superiores, dada su resistencia a compresión superior que en muchos casos puede superar los 100 kp/cm² pero que para edificios habituales suponen

valores suficientes. No obstante, como norma general, para edificios altos o cuando se prevean fuertes cargas concentradas, se requerirá un estudio de resistencia y deformabilidad.

Entre los problemas de cimentación puede considerarse:

.Variaciones importantes del espesor del horizonte compresible, que dan lugar a asentamientos diferenciales inadmisibles.

.Presencia de niveles de arcillas blandas intercaladas entre margas sanas que pueden causar fenómenos de punzonamiento. Condiciones para obras de tierras

-Excavabilidad

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

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

Los niveles de calizas arenosas, no son ripables.

-Estabilidad de taludes

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

-Empujes sobre contenciones

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

-Aptitud para préstamos

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

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

-Aptitud para explanada de carreteras

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

-Obras subterráneas

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

6.3.3.4. Area III

Zona III1

Localización

Se localiza en la vertiente septentrional del Juandetxako y en la mitad nororiental de la Hoja, constituyendo la masa de relieves calcáreos.

Características litológicas

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

Características geotécnicas

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

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

Condiciones de cimentación

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

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

Condiciones para obras en tierra

-Excavabilidad

Precisarán el empleo de explosivos para su excavación.

-Estabilidad de taludes

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

-Empujes sobre contenciones

Las contenciones no serán necesarias.

-Aptitud para préstamos

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

-Aptitud para explanada de carreteras

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

-Obras subterráneas

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

Zona III2

Localización

Constituye los niveles superiores que constituyen la sierra de Abodi y las elevaciones montañosas de Orbara y Orbaiceta.

Características litológicas

Se han agrupado calizas margosas y margas, si bien la características que se desarrollan a continuación se refieren fundamentalmente a los términos margosos, ya que los términos más calcáreos presentan características geotécnicas más próximas a las descritas para la Zoan III1.

Características geotécnicas

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

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

Características constructivas

-Condiciones de cimentación

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

Entre los problemas de cimentación puede considerarse:

.Variaciones importantes del espesor del horizonte comprensible, que dan lugar a asientos diferenciales inadmisibles.

.Presencia de niveles de arcillas blandas intercaladas entre margas sanas que pueden causar fenómenos de punzonamiento.

.Presencia de niveles de areniscas no ripables que dificulten la excavación.

-Excavabilidad

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

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

-Estabilidad de taludes

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

-Empujes sobre contenciones

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

-Aptitud para préstamos

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

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

-Aptitud para explanada de carreteras

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

-Obras subterráneas

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

Zona III3

Localización

En esta Hoja, los materiales que componen esta zona, se sitúan en las elevaciones al este de Burguete.

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 Iruozqui, cuyo comportamiento geotérmico en conjunto es similar a los materiales de esta zona.

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

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

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

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

Características geotécnicas

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

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

El contenido de carbonatos se sitúa entre 24,0 y 51,3%. A efectos de agresividad de los suelos se ha determinado su contenido en sulfatos, expresado en tanto por ciento de SO₃ de diversas muestras obteniéndose generalmente que el porcentaje es inapreciable.

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

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

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

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

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

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

La caracterización del macizo rocoso en cuanto a resistencia a compresión y módulo de deformación se realiza a partir de los parámetros de la roca matriz minorándolos mediante reglas empíricas que tienen en cuenta la existencia de discontinuidades en el macizo. La resistencia a compresión del macizo se estima a 25 kp/cm², mientras que el módulo de deformación a adoptar se cifra en 10.500 kp/cm².

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

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

VALORES CORRESPONDIENTES AL IRUROZQUI

SONDEO	PROFUNDIDAD		TAMIZ200	LL	PROCTO		C.B.R.		M.O	USCS
	de	a			D.M. (t/m ³)	H.O. (%)	INDICE (100% p)	HIN. (%)		
C-116	0,50	0,70	80,0	34,9	1,89	12,4	4,3	1,80		CL
C-113	1,00	1,10	89,0	37,2	1,88	13,9				CL
C-111	0,50	0,75	71,0	33,2	1,87	14,8				CL
C-106	3,00	3,20	93,0	39,2	1,87	14,9	2,8			CL
C-115	1,20	-	95,0	40,8	1,81	16,1				CL
C-112A	0,80	1,00	97,0	39,1	1,80	15,3	3,0	1,71	0,32	CL
C-103	1,50	2,40	92,0	42,8	1,78	16,2	0,6			CL
C-110	2,30	2,65	97,0	41,0	1,73	17,5	2,5	1,64		CL
C-112	1,20	1,30	94,0	46,2	1,67	15,5	0,7	1,59		CL

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

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

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

A continuación se resumen las características geomecánicas de estos materiales:

CUADRO RESUMEN DE CARACTERISTICAS LITOLÓGICAS Y GEOMECAÑICAS

CUADRO RESUMEN DE CARACTERISTICAS LITOLÓGICAS Y GEOMECAÑICAS		
PROPIEDADES	Margas alteradas	Margas sanas
Clasificación USCS	CL	
Porcentaje de finos (%)	99 - 71 (MEDIA = 90,4)	
Límite líquido	47,1 - 33,2 (MEDIA = 39,7)	
Índice de plasticidad	26,3 - 13,0 (MEDIA = 20,3)	
Porcentaje de carbonatos (%)	51,3 - 24,0 (MEDIA = 37,4)	
Porcentaje de sulfatos (%)	0,21 - IND (INAPRECIABLE)	

Porcentaje de materia orgánica (%)	0,90 - 0,32	2,76 - 2,48
Densidad seca (t/m ³)	1,89-1,64 (MEDIA=1,74)	(MEDIA = 2,57)
Humedad natural (%)	19,6-15,4 (MEDIA=18,1)	5,2-1,2 (MEDIA=2,9)
Q _u (kp/cm ²)	9,97 - 1,22	795-49 (MEDIA=267)
Cohesión (kp/cm ²)	0,2 - 1,35	2 - 15
Angulo de rozamiento interno	22,3 - 32,6	30 - 35
Módulo de deformación (kp/cm ²)	100 - 650	10500
Q _u = Resistencia a compresión simple		
NOTA: Parámetros de resistencia al corte similares a los de MARGAS DE PAMPLONA		

Características constructivas

-Condiciones de cimentación

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

Las presiones admisibles calculadas en el nivel superficial reblandecido o saturado son en el peor de los casos superiores a 1,4 kp/cm², según se deduce de los ensayos de resistencia a compresión simple. Atendiendo a los resultados de los ensayos SPT serán probablemente mayores. En los niveles algo alterados y en los relativamente sanos, según los valores orientativos que se dan en el Código inglés CP2004/1972, pueden considerarse presiones admisibles entre 6 y 10 kp/cm², posiblemente superiores dada la resistencia a compresión, superior en muchos casos a los 100 kp/cm², pero que para edificios habituales suponen valores suficientes. No obstante, como norma general, para edificios altos o cuando se prevean fuertes cargas concentradas, se requerirá un estudio de resistencia y deformabilidad.

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 kp/cm², o bien deberán buscarse niveles resistentes más profundos en cuyo caso se deberá recurrir a cimentación semiprofunda (mediante pozos) siempre que esos niveles se encuentren entre 3 y 6 m de profundidad. Ocasionalmente, puede ser necesario el empleo de pilotes si el espesor de margas alteradas es superior a 5-6 m y se precisen cargos admisibles superiores a las que posean dichas margas en el punto considerado.

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

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

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

Entre los problemas de cimentación pueden considerarse:

.Variaciones importantes del espesor del horizonte compresible, que dan lugar a asentamientos diferenciales inadmisibles.

.Alterabilidad del material que aconseja realizar las cimentaciones inmediatamente después de excavadas o al menos la protección del fondo con una capa de hormigón pobre.

.Dificultad en la excavación al encontrarse el horizonte no ripable a poca profundidad que puede llegar a aparecer a 2,50 m.

Condiciones para obras de tierra

-Excavabilidad

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

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

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

-Estabilidad de taludes

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

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

Desde el punto de vista de la estructura del macizo, la existencia de zonas con alto buzamiento de las capas de flysch margoso (60° a 70°) implica que ángulos de corte por debajo de los 60° darían lugar a taludes seguros ya que todos los estratos quedarían enclavados y encajados en el terreno sin posibilidades de rotura plana a favor de la estratificación. Sólo sería entonces posible roturas a favor de planos de continuidad (diaclasas) con orientación desfavorable, que da lugar al fenómeno de

toppling o vuelco de estratos. Otras zonas, sin embargo, presentan buzamientos de 25° a 45°. En donde se dieran condiciones desfavorables de rumbos de desmonte y de la estratificación paralelos, deben adoptarse taludes suaves del orden de la inclinación de la estratificación para prevenir la rotura plana a favor del buzamiento de los estratos, máxime teniendo en cuenta la alterabilidad de estos materiales. El talud del lado contrario no presentaría problemas de estabilidad al dirigirse los estratos hacia el interior del macizo pudiendo adoptarse taludes abruptos.

En la zona de meteorización de la roca la rotura del talud puede llegar a ser circular, según se señala en el Capítulo 9 del libro "Rock Slope Engineering" de Hoek y Bray. Estos deslizamientos serían poco profundos dado que la alteración no es muy profunda.

-Empujes sobre contenciones

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

-Aptitud para préstamos

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

-Aptitud para explanada de carreteras

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

-Obras subterráneas

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

Zona III4

Localización

En esta Hoja, estos niveles sólo se pueden observar en las elevaciones de Ardujodiezkiu. Características litológicas

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

Características geomecánicas

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

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

Características constructivas

-Condiciones de cimentación

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

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

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

-Excavabilidad

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

-Estabilidad de taludes

No se ha observado inestabilidad importante.

-Empujes sobre contenciones

En general, serán de tipo Bajo o Nulos.

-Aptitud para préstamos

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

-Aptitud para explanada de carreteras

Pueden constituir explanada tipo E-3.

-Obras subterráneas

Según la clasificación de Bieniawski (1979), considerando una orientación de las diaclasas entre media y desfavorable, se clasifican los materiales de II4, entre las categorías III (Media) y II (Buena).

6.3.3.5. Area IV

Localización

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

Características litológicas

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

Características geotécnicas

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

Características constructivas

-Cimentación

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

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

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

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

Condiciones para obras de tierra

-Excavabilidad

En general, son todos fácilmente excavables.

-Estabilidad de taludes

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

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

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

-Empujes sobre contenciones

Varían entre Bajos y Altos.

-Aptitud para préstamos

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

-Aptitud para explanadas de carreteras

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

Obras subterráneas

En general las obras subterráneas importantes, afectarán al sustrato.

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

7. BIBLIOGRAFIA

ADAN DE YARZA, R.

1918

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

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

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

1984

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

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

BARNOLAS, A.; SAMSO, J.M.; TEIXELL, S.A.; TOSQUELLA, J. y ZAMORANO, M.

1991

Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona.

I Congreso Grupo Español del Terciario, Libro-Guía Excursión n 1, Vic, 1991, 123 pp.

BARNOLAS, A. y TEIXELL, A.

1992

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

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

BERTRAND, L.

1911

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

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

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

1974

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

CAMARA, P. y KLIMOWITZ, J.

1985

Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica

Estudios geológicos nº 41 391-404.

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

1988

Les événements biostratigraphiques de la zone prépyrénéenne 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 supérieur 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 FEVILLEE, 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. som. 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 Jurasique et le Crétacé supérieur.

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

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

1990

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

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

ESTRADA, M.R.

1982

Lóbulos deposicionales de la parte superior del Grupo de Hecho entre los anticlinales de Boltaña y el río Aragón (Huesca).

Tesis Doct., Univ. Autónoma de Barcelona, 164 p.

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

1992

Actualización del Mapa Geológico de Navarra a escala 1.200.000

Gobierno de Navarra.

FEUILLEE, P.

1965

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

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

FROUTE J.Y.

1988

Le rôle de l'accident d'Estella dans l'histoire géologique Cretace superieur 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 Ribagorca.

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 (Spanish Westpyrenäen)

Clausthaler Geol. Abh. II Clausthal - Zefferfeld

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 megaturbidites du bassin turbiditique eocène sud-pyrénéen.

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

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

1983

Megaturbidites carbonatées du bassin turbiditique d'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen.

Bull. Soc. Géol. France, (6), 25 pp.

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

1987

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

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

1985

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

Tectonics 4 pp. 661-68.

LAMARE, P.

1927

Sur la structure des Pyrénées navarraïsses.

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

LAMARE, P.

1931

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

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

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

1985

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

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

LEON, O. I.

1972

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

LEON, O. I.

1985

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

These. Universite de Pou.

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

1985

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

Informe interno.

MANGIN, J.P.

1960

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

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

MANGIN, J.P.

1965

Le segment Basco-Aragonais dun Front Sud-Pyrénéen

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

MENSUAS, S.

1960

La Navarra media oriental. Estudio geográfico.

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

MIROUSE, R.

1967

Le Dévonien des Pyrénées occidentales et Centrales (France).

Intern. 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 superposicion 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 Secp. Publ. Int. Ass. Sediment., 8.

RAMIREZ DEL POZO, J.

1971

Bioestratigrafía y microfacies 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. Autonoma 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 PUIGDEFRABREGAS, 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

Eocene 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 Annual 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. Province of Huesca.

Geol. Utraiectina, 16.

VILLALOBOS, L.; RAMIREZ, J.

1974

Contribución al estudio del Cretácico superior de facies flysch de Navarra.

Pirineos III.