



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 117-IV

ISABA

MEMORIA

La presente Hoja y Memoria, ha sido realizado por "Informes y Proyectos, S.A. (INYPSA)", durante el año 1998-1999, 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
------------------	------------------------

Autores y Colaboradores

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

Fernández García P. (U.C.M.)	Geomorfología y Cuaternario
------------------------------	-----------------------------

Solé Pont, J. (INYPSA)	Sedimentología
------------------------	----------------

Martínez Arias A. (INYPSA)	Hidrogeología y Geotécnica
----------------------------	----------------------------

Galán Pérez G. (TECNA)	Informatización
------------------------	-----------------

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. ESTRATIGRAFIA	3
3. MESOZOICO	4
3.1.1. Cretácico superior	4
3.1.1.1. Margas y limolitas (189). Campaniense-Maastrichtiense	4
3.1.1.2. Calizas arenosas (191). Maastrichtiense	5
3.1.1.3. Análisis secuencial del Cretácico superior	6
3.2. Terciario.....	7
3.2.1. Paleoceno-eoceno basal	7
3.2.1.1. Calizas y dolomías masivas (203). Daniense-Montiense.....	8
3.2.1.2. Calizas grises tableadas (204). Daniense-Thanetiense.....	9
3.2.1.3. Margas (212). Thanetiense-Ilerdiense	12
3.2.1.4. Análisis secuencial del Paleoceno-Eoceno basal	13
3.2.2. Eoceno.....	14
3.2.2.1. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas (nivel 10). Ilerdiense-cuisiense.....	16
3.2.2.2. Brechas calcáreas (221). Cuisiense	18
3.2.2.3. Calcarenitas (223). Cuisiense.....	19
3.2.2.4. Brechas calcáreas (224). Cuisiense	20
3.2.2.5. Margas con bloques (225). Cuisiense	21
3.2.2.6. Calcarenitas (226). Cuisiense.....	21
3.2.2.7. Alternancias de areniscas, calcarenitas y arcillas. (218). Cuisiense-Luteciense	22
3.2.2.8. Calcarenitas (229). Cuisiense-Luteciense	24
3.2.2.9. Brechas calcáreas (232). Luteciense	25
3.2.2.10. Margas con bloques (233).. Luteciense	25
3.2.2.11. Calcarenitas (234). Luteciense	26
3.2.2.12. Calcarenitas (242). Luteciense	27
3.2.2.13. Análisis secuencial del Eoceno	28
3.3. Cuaternario.....	29
3.3.1. Pleistoceno	29
3.3.1.1. Terrazas (525).	29
3.3.1.2. Arcillas de descalcificación (523).	30
3.3.2. Holoceno.....	30
3.3.2.1. Fondos de valle (527).	30
3.3.2.2. Llanuras de inundación y llanura fluvio-glaciar (526).....	30
3.3.2.3. Conos de deyección (536).	31

3.3.2.4. Coluviones (543).....	31
3.3.2.5. Deslizamientos (545).....	32
4. TECTONICA.....	33
4.1. CONSIDERACIONES GENERALES	33
4.2. DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS	35
4.2.1. Pliegues	35
4.2.2. Fracturas	36
4.2.3. Discordancias	37
5. GEOMORFOLOGÍA.....	38
5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA.	38
5.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO.....	40
5.2.1. Estudio morfoestructural.....	40
5.2.2. Estudio del modelado.	41
5.2.2.1. Formas fluviales.	41
5.2.2.2. Formas de ladera.	43
5.2.2.3. Formas kársticas.	44
5.2.2.4. Formas periglaciares.....	45
5.2.2.5. Formas poligénicas.	47
5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.	48
5.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	50
5.5. PROCESOS ACTUALES.	52
6. HISTORIA GEOLOGICA.....	55
7. GEOLOGIA ECONÓMICA	58
7.1. RECURSOS MINERALES.....	58
7.2. HIDROGEOLOGÍA	58
7.2.1. Descripción de las formaciones	60
7.2.1.1. Margas y limolitas. Campaniense-Maastrichtiense.....	60
7.2.1.2. Calizas arenosas, calizas y dolomías. Maastrichtiense- Thanetiense	61
7.2.1.3. Margas de base. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas. Thanetiense- Luteciense	61
7.2.1.4. Brechas calcáreas. Margas con bloques. Calcarenitas. Cuisiense – Luteciense.	63
7.2.1.5. Cuaternario. Formaciones superficiales.....	65
7.2.2. Unidades acuíferas	67
7.2.2.1. Calizas paleocenas.....	67
7.2.2.2. Megaturbiditas	69

7.2.2.3. Formaciones permeables del cuaternario	70
7.3. GEOTECNIA.....	71
7.3.1. Introducción	71
7.3.1. Metodología.....	72
7.3.2. Zonación geotécnica	73
7.3.2.1. Criterios de división	73
7.3.2.2. División en áreas y zonas geotécnicas.....	73
7.3.3. Características geotécnicas.....	74
7.3.3.1. Introducción	74
7.3.3.2. Introducción	74
7.3.3.3. Area I	80
7.3.3.4. Area II	82
7.3.3.5. Area III.....	97
8. BIBLIOGRAFIA.....	100

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja 1:25.000 de Isaba (117-IV) se encuentra situada 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 sur-oriental de la Hoja, en las Peñas de Ezkaure, con una altitud de 1858 m, en el pico de Las Peñas y en el sector sur occidental con 1555 m en Kakueta, 1555 m en Zokoandia y 1520 en Txorrotxarria incluidos en la Sierra de Atuzkarratz. Las cotas mínimas se sitúan sobre los 750 m, localizándose al Sur de Isaba, a lo largo del curso del río Eska, emplazándose las cotas medias alrededor de los 900 m.

La Hoja se encuentra surcada por los ríos Eska y Belagua, que con dirección NNE-SSO recorren el sector oriental de la Hoja, constituyendo las zonas topográficamente más bajas, El sector septentrional y central de la Hoja, esta surcado por el río Uztárroz, que junto con los anteriores, conforman los cursos de agua principales de esta zona. Una serie de barrancos de mayor o menor importancia, prácticamente todos de dirección NE-SO, completan la red hidrográfica. Como barrancos más importantes, se pueden citar los de: Belabarze y Berroeta, en el sector oriental. En el sector occidental, los barrancos de Amuku, Landasargia y Zotrapea, vierten sus aguas hacia el Norte, al río Uztárroz, mientras que el regato de Xabros y el río Bintes, vierten hacia el Sur, indicando la presencia de una divisoria de aguas.

Los materiales aflorantes, están involucrados en la deformación alpina e incluyen un conjunto de depósitos sinorogénicos, comprendidas entre el Cretácico terminal y el Terciario, estructurados en láminas cabalgantes.

Esta zona, enclavada en la Montaña Oriental Navarra, presenta continuidad con el Pirineo aragonés. Está afectada por tres cabalgamientos importantes: Roncesvalles, al Norte, en donde el Macizo de Quinto Real cabalga sobre los terrenos mesozoicos y cenozoicos, el de Aoiz, cabalgamiento poco definido que se empasta en los sedimentos turbidíticos, sin llegar a la superficie 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 localizan en el núcleo de los distintos anticlinales que surcan esta Hoja, estando constituidos por margas del Cretácico superior..

El Maastrichtiense está representado por margas y margocalizas en facies prodeltaicas, culminando este megaciclo con unos niveles de calizas arenosas, la potencia de este conjunto oscila entre 600 y 1.000 m.

La megasecuencia del Paleoceno es eminentemente calcárea y comienza por unas dolomías, posiblemente diagenéticas, que lateralmente se acuñan, dando paso a calizas tableadas que hacia el Norte pasan a facies de talud.

El techo del Paleoceno está constituido por margas y margocalizas correspondientes a depósitos de ambientes pelágicos, que en algunas zonas, se encuentran erosionados por las unidades suprayacentes. Por lo que respecta a los materiales del Eoceno, estos, están representados por un conjunto de turbiditas terrígenas con siete intercalaciones de megaturbiditas, que presentan distinto desarrollo en cada zona.

La cartografía de la Hoja está basada en la realizada por CARBAYO, A. y LEON, 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 ROBADOR, A. (1990), sobre las calizas del Paleoceno. Los depósitos turbidíticos por MANGIN, J. (1959), PUIGDEFABREGAS, C., (1975), LABAUME, P. (1983), TEIXELL, A. (1992) y más recientemente por PAYROS, A. (1994).

2. ESTRATIGRAFIA

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

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

3. MESOZOICO

3.1.1. Cretácico superior

3.1.1.1. Margas y limolitas (189). Campaniense-Maastrichtiense

Esta unidad aflora en el núcleo de los anticlinales de Belabarze y de Ezkaiturrea, y en el vértice nororiental de la Hoja, en la subida Belagua.

Constituye un conjunto esencialmente margoso bastante homogéneo que recibe, desde el punto de vista litoestratigráfico, la denominación de “Margas y calizas de Zuriza” (TEIXELL, 1992).

Su espesor está comprendido entre 200 y 600 m, aunque debido a la fuerte deformación interna las determinaciones de potencia son difíciles de precisar. En la presente Hoja el registro máximo visible se estima en unos 250-300 m.

Los tramos basales de la unidad están constituidos por margas compactas y limolitas con abundante glauconita, granos de cuarzo y pirita e intercalan eventualmente delgados niveles de calizas margosas de tonos oscuros y de calcarenitas arenosas y ferruginosas con rasgos turbidíticos. TEIXELL, (1992), cita en estos niveles la presencia de fauna del Campaniense. Hacia techo se desarrolla una serie monótona constituida por margas y margolimolitas de tonos grises y aspecto homogéneo con intercalaciones eventuales de calizas margosas que contienen abundante fauna: equínidos, bivalvos, briozoos, corales, gasterópodos, braquiópodos y foraminíferos. Además, se reconocen esporádicamente niveles de calcarenitas con nódulos de pirita y mica.

El contenido faunístico es muy abundante. Entre la microfauna que incluye se han determinado: *Globotruncana stuarti*, *G. rosseta*, *G. contussa*, *Racemigumbellina fructicosa*, *Bolivina incrassata*, *Pseudovalvulineria* sp., *Stesionina* sp., *Dorothia* cf. *bulleta*, *Lenticulina* sp., *Heterohelix* sp y espículas. En la zona se ha citado también la presencia de *Globotruncana gansseri*, *G. stuarti*, *G. rosseta*, *G. fructicosa*, *G. elevata stuartiformis*, *Navarella joaquina*, *Orbitoides media*, *Pseudosiderolites vidali*, *Siderolites calcitrapoides*, *Clypeorbis mamillata* y *Lepidorbitoides socialis*, que permiten datar este tramo como Maastrichtiense, aunque puede incluir parte del Campaniense superior.

Los tramos inferiores de esta unidad cartográfica se enmarcan en un contexto prodeltaico en régimen transgresivo. El tramo superior margoso, suele 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. Entre el tramo inferior y superior, TEIXELL, (1992), indica la presencia de un límite que separa dos secuencias de distinta importancia.

La composición petrológica de los niveles glauconíticos de muro se concreta en los siguientes resultados: 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 de niveles carbonatados del conjunto presenta un 5% de cuarzo, un 35% de fósiles y el 60% restante es micrita, en parte recristalizada. Hacia techo aumenta 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) y *Eiffellithus tourreiffele* que confirman su atribución al Cretácico superior.

3.1.1.2. Calizas arenosas (191). Maastrichtiense

Se puede observar en un pequeño nivel, situado en el flanco meridional del anticlinal de Ezkaurre, y cuyo mejor afloramiento se sitúa en el corte de la carretera a Belagua, próximo al puente de Molina.

La unidad está constituida por calcarenitas bioclásticas más o menos areniscosas y areniscas calcáreas, de tonos crema, muy bioturbadas, con desarrollo frecuente de superficies ferruginosas

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. TEIXELL, (1990). Ha

determinado además: *Simplorbites gensacius*, *Orbitolinoides apiculata* y *Hellenocyclina vasserae*.

En términos generales la unidad se organiza a partir de secuencias negativas de orden métrico a decamétrico de tendencia estrato y granocreciente generadas por progradación del frente deltaico hacia cuenca.

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%.

3.1.1.3. Análisis secuencial del Cretácico superior

A escala regional y en términos generales, resulta evidente la división del Cretácico superior en tres ciclos deposicionales principales: Albiense-Cenomaniense, Santoniense y Maastrichtiense. Por otra parte, se mantiene la estructuración de la cuenca abierta hacia el NO, como se deduce de los estudios sedimentológicos realizados tanto en esta Hoja como en la de Garralda (nº 116).

En el presente cuadrante se encuentra representado únicamente el ciclo superior, (Maastrichtiense).

El Maastrichtiense define en esta zona una cuenca abierta hacia el NO, con desarrollo de plataformas somerizantes. Se distinguen dos secuencias, correspondientes al Maastrichtiense inferior y al superior, si bien en la presente hoja sólo aflora la superior. La primera presenta facies turbidíticas diluidas con esporádicas intercalaciones de depósitos desorganizados. Los depósitos transgresivos y de somerización asociados están representados esencialmente por términos margolimolíticos prodeltaicos. La secuencia del Maastrichtiense superior puede desarrollar en la base turbiditas terrígenas muy diluidas y margas prodeltaicas a continuación. Localmente, (unidad cartográfica 3), se preservan términos de frente deltaico del sistema, a techo del conjunto.

3.2. Terciario

El Terciario de la Hoja está representado por depósitos marinos del Paleógeno, con un registro estratigráfico comprendido entre el Daniense-Montiense y el Luteciense .

Se diferencia una parte inferior constituida por depósitos carbonatados del Paleoceno, con unos 100-150 m de potencia en facies de plataforma a margen plataforma y talud. A techo se desarrolla una serie margocalcárea del paleoceno terminal que culmina con un tramo esencialmente margoso atribuido al llerdiense en facies de prodelta-talud, equivalente a la Fm. Millaris. La mayor parte del Paleógeno está representada por las turbiditas terrígenas del Grupo de Hecho, desarrolladas desde el llerdiense terminal hasta el Luteciense superior y procedentes de la erosión de las plataformas deltaicas orientales. El Grupo Hecho intercala ocho megacapas carbonáticas que constituyen excelentes niveles-guía en todo el surco turbidítico eoceno surpirenaico. En la Hoja se han caracterizado tres de las megacapas carbonáticas principales, (MT3 a MT5), puesto que no se alcanza un registro estratigráfico más alto donde puedan aparecer las megacapas más modernas del Gr. Echo.

3.2.1. Paleoceno-eoceno basal

La serie paleocena está constituida principalmente por calizas y margocalizas y experimenta una tendencia mantenida a la profundización en el medio de depósito y una apertura evidente de la cuenca hacia el Norte. De este modo se desarrollan términos correspondientes a plataformas carbonatadas someras en la base del conjunto paleoceno, más potentes y prolongadas en el tiempo en los sectores meridionales, (vertiente sur de la Sierra de Abodi). En vertical y hacia el Norte pasan a facies calcáreo-margosas tableadas con intercalaciones de depósitos desorganizados indicando medios de margen de plataforma y talud. La parte más superior de la serie del Paleoceno-Eoceno basal está caracterizada por el desarrollo de series rítmicas margocalcáreas, de potencia y distribución variable, en facies pelágicas y turbidíticas calcáreas.

El Paleoceno se dispone en contacto discordante sobre el Maastrichtiense, configurando una importante discordancia erosiva a escala regional que en afloramiento presenta una apariencia paraconcordante.

En el conjunto de cuadrantes que integran la Hoja a escala 1:50.000 de Ochagavía (117), la serie del Paleoceno-Eoceno basal está integrada las siguientes unidades cartográficas: U.C. 4: Tramo basal de calizas brechas y conglomerados calcáreos, que sólo aflora en los sectores más septentrionales del cuadrante de Orhi (117-II), U.C. 5: Tramo dolomítico inferior atribuido al Dano-Montiense, U.C. 6: Calizas bioclásticas y calizas micríticas tableadas y masivas con bioconstrucciones aisladas de algas y corales, intervalo que se ha asimilado al Dano-Montiense y Thanethiense basal, U.C. 7: Intervalo de calizas arenosas y margas que se desarrolla únicamente en el cuadrante 117-III a techo de la serie paleocena y U.C. 8 y 9: Serie calcáreo-margosa que corresponde al Thanetiense terminal-Ilerdiense.

En la presente Hoja (117-IV, Isaba) el Paleoceno se desarrolla en el tercio nororiental de la misma adaptándose a los flancos de las principales estructuras anticlinales. En los afloramientos más meridionales está constituido principalmente por dolomías y calizas en facies de plataforma carbonatada somera, si bien a techo del conjunto se desarrollan términos algo más margosos de plataforma más abierta. Hacia el Norte todo el conjunto se incrementa en litologías lutíticas pasando a facies más distales, predominantemente de margen de plataforma, y en el sector más nororiental aparecen depósitos de talud y cuenca pelágica.

3.2.1.1. Calizas y dolomías masivas (203). Daniense-Montiense

Este nivel aflora en el flanco meridional de los anticlinales de Ezkaurre y Belabarze, situándose sus mejores puntos de observación en la carretera de Isaba a Belagua, en el flanco Sur del anticlinal de Ezkaurre.

Forma una banda continua en el anticlinal de Ezcaurre mientras que en el de Belabarze se acuña hacia el Este en el flanco septentrional.

Litológicamente se distinguen dolomías sacaroideas porosas de color blanquecino, que constituyen la mayor parte de la unidad, y calizas dolomíticas tableadas de tonos claros.

Las dolomías presentan un aspecto masivo y homogéneo correspondiendo a dolmicritas y doloeparitas con sombras de algas y foraminíferos bentónicos como únicos componentes aloquímicos reconocibles, lo que sugiere una dolomitización

secundaria sobre depósitos de plataforma somera. Los términos calcáreos consisten esencialmente en wackestones-packstones con intraclastos, oolitos y fósiles como principales componentes aloquímicos. Se reconocen con frecuencia horizontes en los que se concentran los procesos de bioturbación y niveles aislados de acumulación de bivalvos.

Los restos fósiles son relativamente escasos, corresponden a organismos de hábitos neríticos y presentan dificultades de determinación debido a los procesos de dolomitización y recristalización. Se reconocen: *Lithothamnium* sp., *Cibicides* sp., *Planorbulina antiqua*, *Ataxophramiidae*, briozoarios, políperos y Solenoporáceas.

Los análisis petrológicos realizados en los términos calcáreos han determinado un 0-15% de intraclastos, 5-35% de fósiles, 10-80% de micrita y 0-20% de esparita, generalmente dolomítica, mientras que el contenido en CO_3CaMg puede alcanzar valores del 95% en los términos dolomíticos.

El espesor de la unidad es inferior a los 50 m. Hacia el Norte y NE se acuña por paso alteral a los términos inferiores de la U.C. 6.

Desde el punto de vista sedimentológico se integra en un medio de plataforma somera con predominio de los ambientes de baja energía, de acuerdo con los escasos elementos aloquímicos preservados, (intraclastos, oolitos, fósiles) y ausencia de estructuras tractivas destacables.

No se ha podido determinar su edad, aunque por criterios regionales se ha asignado al Daniense-Montiense, prolongándose posiblemente hasta el Thanetiense basal, (ROBADOR, 1990).

3.2.1.2. Calizas grises tableadas (204). Daniense-Thanetiense

Esta unidad constituye los resaltes calcáreos que se observan en los flancos de los anticlinales antes citados, localizándose los mejores afloramientos en la pista del barranco de Mintxate, que corta al anticlinal de Belabarze.

Esta unidad descansa concordantemente sobre el tramo calco-dolomítico descrito anteriormente del que constituye en parte un equivalente lateral

Sus afloramientos se distribuyen por las partes septentrional y central de la Hoja y en general se adaptan a los flancos de las grandes estructuras anticlinales.

La potencia de esta unidad oscila entre 50 y 150 m, dependiendo en parte del espesor de las unidades cartográficas adyacentes.

En el conjunto de cuadrantes de la Hoja a escala 1:50.000 de Ochagavía (117) se distinguen claramente dos dominios deposicionales para esta unidad cartográfica: El Dominio meridional presenta un claro predominio de facies de plataforma carbonatada somera si bien a techo se reconocen términos de calizas tableadas algo más margosas propias de ambientes sedimentarios más distales. El Dominio septentrional se caracteriza por el desarrollo de calizas tableadas progresivamente más margosas y con más intercalaciones pelíticas hacia el Norte que intercalan niveles carbonatados desorganizados e incluyen abundantes foraminíferos plantónicos, indicando medios de margen de plataforma-talud a fondos pelágicos.

En el presente cuadrante los términos del Dominio meridional se reconocen en el anticlinal de Ezcaurre y en el flanco meridional del anticlinal de Belabarze formando una serie de unos 100-150 m.

La parte inferior de la unidad está representada en este sector por calizas micríticas parcialmente recristalizadas que presentan un aspecto masivo a tableado. Contienen abundantes restos de algas calcáreas rodofíceas y miliólidos. En los estudios microplaeontológicos se han determinado además: *Planorbulina antiqua*, *Rotalia* cf. *trochidioformis*, *Quinquelina* sp., *Lithothamnium* sp., *Ataxophragmiidae*, *Solenoporáceas*, políperos, briozoarios y gasterópodos. Los términos más masivos pueden incluir mounds de algas, briozoarios y corales que pueden alcanzar los 5-10 m de espesor. Los intervalos tableados están formados por capas cuyas potencias varían entre 10 y 40 cm, con base neta, estratificación ondulada o cruzada de bajo ángulo. Normalmente aparecen amalgamadas, aunque ocasionalmente se encuentran separadas por niveles de margas calcáreas. Texturalmente predominan los términos de wackestones y packstones con fósiles como principales componentes aloquímicos, que constituyen por término medio el 20-40 % de la roca, correspondiendo el 60-80 % restante a micrita, con una recristalización media del 20 %, mientras que los granos de cuarzo aparecen por tramos en proporciones inferiores al 5%. Los términos más masivos caracterizan las facies de plataforma más somera en la unidad

distinguiéndose bioconstrucciones, facies de baja energía y secuencias de barras litorales que se reconocen en afloramiento como niveles de calizas bioclásticas con estratificación cruzada a gran escala. Los depósitos tableados se enmarcan en un contexto de plataforma carbonatada más abierta y se interpretan como complejos de capas de tormenta. En algunos casos están asociados a cicatrices erosivas muy laxas, organizándose en secuencias estrato decrecientes propias de rellenos de canales de offshore.

La parte superior está constituida por calizas tableadas más o menos limosas en capas tabulares amalgamadas de potencia centimétrica y decimétrica y presentan rasgos estratigráficos más afines a las calizas desarrolladas en el Dominio septentrional. Contienen abundantes foraminíferos plantónicos entre los que se han determinado: *Globorotalia* cf. *angulata*, *Globigerina* sp., *Lenticulina* sp., *Chilogumbellina* sp., y *Rotalia* sp. Texturalmente corresponden a wackestones y wackestones-packstones a veces arcillosos que contienen fósiles, (20-45%), como principales aloquímicos, cuarzo, (0-10%) y micrita, (5-75%) con recristalización incipiente. Las capas presentan morfologías tabulares, base neta, gradación textural incipiente, y laminación ondulada a techo. Sedimentológicamente caracterizan complejos de capas de tormenta distales en plataforma abierta-margen de plataforma.

Los afloramientos de la Unidad 6 en el sector de Belagua caracterizan, en la Hoja de Isaba, el Dominio septentrional. Los afloramientos de la parte oriental en el flanco norte del anticlinal de Belabarze constituyen una zona de tránsito entre los dos dominios, predominando las facies de plataforma abierta y margen de plataforma observación que está conforme con la apertura generalizada de la cuenca hacia el N y NE.

La potencia de la Unidad en este Dominio se cifra en unos 50-75 m y litológicamente está representada por calizas micríticas tableadas, de aspecto sucio, que intercalan delgados niveles de margas más abundantes cuanto más al Norte. Los depósitos desorganizados son bastante frecuentes en los sectores más septentrionales y constituyen intervalos decimétricos a métricos de calizas brechoides con matriz margocálcarea movilizados mediante mecanismos de debris flow. Las capas de calizas presentan morfologías tabulares a subtabulares por nodulización y potencias de orden centimétrico y decimétrico, (5 a 50 cm).. Petrográficamente corresponden a biomicritas y biogravelmicritas ligeramente arcillosas, presentan texturas de tipo

mudstone-wackestone y en menor medida de wackestone-packstone, y su composición cuantitativa de los distintos elementos ofrece los siguientes registros: Cuarzo 0-20%, otros granos detríticos (feldespatos y fragmentos de rocas) 0-5%, fósiles 10-40%, otros aloquímicos (pellets e intraclastos principalmente) 0-10%, micrita 20-75% raramente recristalizada y arcillas 0-15%. Los estudios micropaleontológicos han puesto de manifiesto la abundancia de foraminíferos plantónicos determinándose la presencia de: *Globorotalia* cf. *angulata*, *G.* cf. *velascoensis*, *G.* cf. *compressa*, *G.* *quadrata*, *G.* aff. *uncinata*, *G.* cf. *pseudobulloides*, *Globigerina* aff. *Velascoensis*, *G.* cf. *triloculinoides*, *G.* sp., *Globigerinoides* cf. *daubjergensis*, *Glomospira* sp., *Chillogumbellina* sp., *Rotalia* cf. *trochidioformis*, *R.* sp., *Trochammina* sp., *Marginulina* sp., *Lenticulina* sp., *Cibicides* cf. *subspiratus limbatus*, *C.* sp., *Dorothia* sp., *Tritaxilina* sp., *Polinomorfínidos*, *Ataxophragmiidae*, *Dentalina* sp., y espículas. Las estructuras sedimentarias son escasas y consisten en laminación paralela ocasional, pequeñas estructuras de deformación por carga y ondulaciones tractivas. Sedimentológicamente el conjunto de materiales de la Unidad 6 en el Dominio septentrional se sitúa en un ambiente de margen de plataforma-talud a cuenca pelágica.

Las determinaciones micropaleontológicas anteriormente indicadas junto con las realizadas por ROBADOR, (1990) en términos equivalentes desarrollados al SO de la Hoja, fuera de la misma, en contextos más someros del sistema de plataforma carbonatada, entre las que destaca la presencia de: *Microcodium*, *Globorotalia* cf. *velascoensis*, *G.* cf. *angulata*, *Orbitoclypeus* *seunesi*, *Operculina* *heberti*, *Miniacina* *multiformis*, *M.* *multicamerata*, *Alveolina* *primaeva* y *F.* *Aluvenensis*, facilitan su atribución al Dano-Montiense a Thanetiense inferior.

3.2.1.3. Margas (212). Thanetiense-Ilerdiense

Este nivel aflora con gran continuidad en los flancos de los anticlinales antes citados, constituyendo los niveles incompetentes en los que culminan estas elevaciones. El mejor afloramiento se localiza en la carretera de Isaba a Belagua y en la pista del barranco de Mintxate

situándose estratigráficamente sobre los niveles calcareos descritos anteriormente,

La potencia visible es del orden de 20-30 metros, acuñándose hacia el Este en el flanco septentrional del anticlinal de Belabarze, posiblemente erosionado por el conjunto turbidítico suprayacente

Litológicamente se trata de un intervalo en el que dominan los términos margosos con aspecto homogéneo si bien se observan algunos tramos en los que alternan margas y calizas margosas o limolitas calcáreas. En algunos intervalos se desarrollan términos desorganizados consistentes en depósitos de mud flow y debris flow.

Litoestratigráficamente la unidad presenta unas buenas posibilidades de correlación con la Fm. Millaris, típica del Ilerdiense y descrita como un conjunto pelítico desarrollado en ambientes de prodelta-talud que incluye de forma aislada depósitos olistostrómicos carbonatados. La semejanza litológica y cronoestratigráfica justifica la equivalencia propuesta si bien hay que hacer notar el carácter más pelágico de la unidad en la zona de estudio.

Desde el punto de vista bioestratigráfico hay que indicar la abundancia de foraminíferos plantónicos: *Globorotalia aequa*, *G. aff. velascoensis*, *G. aff. Rex*, *G. sp.*, *Globigerina sp.*, *Chilogumbellina sp.*, y *Marginulina sp.* Esta asociación permite argumentar una edd de Ilerdiense.

En otros el trabajo bioestratigráfico realizado por ROBADOR, (1990) sobre la Fm. Millaris se ha datado el Thanetiense-Ilerdiense mediante la siguiente fauna: *Morozovella velascoensis*, *Alveolina cucumiformis*, *A. ellipsoidalis*.

Los estudios de nanofósiles han determinado la presencia de *Cyclocolithus formosus* KAMPTNER, *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE y RIEDEL), *Coccolithus pelagicus* (WALUCH), *Reticulofenestra sp.*, *Sphenolithus radians* DEFLANDRE, *Discoaster multiradiatus* (BRAMLETTE y RIEDEL). Esta asociación caracteriza la zona NP-10, del Ilerdiense,.

3.2.1.4. Análisis secuencial del Paleoceno-Eoceno basal

El conjunto estratigráfico del Paleoceno e Ilerdiense constituye un sistema deposicional carbonatado formado por depósitos de plataforma y cuenca pelágica correspondientes litológicamente a calizas y margas. Presenta en la zona una

marcada tendencia a la profundización en el medio de depósito y una clara la apertura de la cuenca hacia el N y NNE.

De acuerdo con lo indicado los términos de plataforma más somera predominan en la parte base del conjunto y en los sectores meridionales. Las facies de margen de plataforma se desarrollan a techo de la serie Paleocena en los sectores meridionales mientras que hacia el Norte constituyen el equivalente de los términos de plataforma somera. Los depósitos de talud y cuenca pelágica se desarrollan ampliamente en los sectores septentrionales configurando la mayor parte y en algunos casos la totalidad de la sucesión paleocena.

Desde el punto de vista cicloestratigráfico el conjunto puede dividirse en dos secuencias principales, mediando entre ambas una importante discontinuidad sedimentaria: La secuencia inferior está integrada por las unidades cartográficas 4 a 7 y la superior por las unidades 9.

La secuencia inferior desarrolla en los sectores meridionales facies carbonatadas de plataforma somera (niveles 5 y 6) que hacia el N pasan a contexto de margen de plataforma y talud El régimen profundizante de la serie paleocena se evidencia por la presencia, en los sectores meridionales, de facies de margen de plataforma desarrolladas a techo de la unidad 6 sobre los términos de plataforma somera.

La secuencia superior registra una sedimentación de talud y cuenca pelágica más expansiva, de modo que alcanza, en este medio de depósito, los sectores más meridionales. A techo se denota el tránsito a la sedimentación turbidítica terrígena del Gr. Hecho con la presencia de la unidad 9, esencialmente pelítica.

3.2.2. Eoceno

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

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

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

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

Recopilando todos los trabajos específicos existentes se puede llegar a contabilizar un total de 12 megaturbiditas carbonatadas intercaladas en el Grupo de Hecho. No obstante, la numeración más empleada es la propuesta por LABAUME et al (1983) que considera un total de 9 megaturbiditas (MT1 a MT9). Es destacable la revisión realizada por TEIXELL (1992), que realiza hábiles modificaciones sobre la numeración anterior, 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, 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 de Isaba se han diferenciado 4 megaturbiditas, tres de ellas son correlacionables, en principio, con las MT3 a MT5 de LABAUME et al (1983) mientras que la megacapa restante corresponde a un nivel olistostrómico de escasa continuidad lateral que se encuentra entre las megacapas MT4 y MT5.

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 ha seleccionado la MT4, puesto que constituye el nivel-guía de mayor continuidad cartográfica, separando los conjuntos de turbiditas terrígenas correspondientes a las unidades cartográficas 10 y 19.

3.2.2.1. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas (nivel 10). Ilerdiense-cuisiense

Representa la serie desarrollada entre la serie paleocena y la base de la megaturbidita 4.

Cartográficamente ocupa, a excepción del tercio suroccidental de la Hoja, la mayor parte de la mitad occidental de la misma.

En algunas zonas se han incluido en los tramos basales de esta unidad, cuando no tienen entidad cartográfica suficiente, los niveles margosos posiblemente equivalentes a la unidad 9.

La unidad adquiere en esta Hoja un gran desarrollo superando ampliamente los 300 m potencia. Hacia el sur se reducen los espesores llegando a desaparecer en la vecina Hoja de Oroz-Betelu.

Litológicamente se trata de una serie alternante de pelitas grises y areniscas ferruginosas en capas de 15 a 20 cm.

Las capas de areniscas muestran toda la gama de estructuras típicas del régimen turbidítico: Morfología tabular de la capas, base neta, huellas tractivas de base (flute cast, grove cast, bounce cast, etc.) a veces deformadas por carga, ganuclasificación positiva, laminación paralela, y ripples a techo, con frecuencia de tipo climbing. Ocasionalmente se aprecia laminación convolute, lag discontinuo de cantos blandos, de fragmentos bioclásticos o de rocas e icnofauna a techo de las capas.

Los intervalos pelíticos poseen potencias de orden centimétrico a decimétrico, si bien en algunos casos pueden alcanzar varios metros de espesor. Normalmente poseen una apariencia homogénea y con frecuencia se reconocen superficies con intenso desarrollo de icnofauna.

De forma aislada y con mayor frecuencia en la parte superior de la unidad, se reconocen intercalaciones de calizas micríticas de escaso espesor que destacan en la serie por sus tonos claros. Corresponden a niveles de hemipelagitas.

Los análisis petrográficos realizados sobre las capas de areniscas indican la siguiente composición: 20-30% de cuarzo, 0-5% de granos de feldespatos, 10-20% de fragmentos de rocas, 5-25% de fósiles, 30-50% de cemento calcáreo, normalmente muy recristalizado y 0-5% de arcillas. El contenido en carbonatos es del orden del 40%. con proporciones variables en los componentes carbonatados

Las determinaciones analíticas llevadas a cabo en las capas de calizas hemipelágicas ofrecen los siguientes resultados: 0-5% de cuarzo, 0-10% de otros aloquímicos (intraclastos y fósiles), 80-90% de micrita y 5-10% de arcillas.

Desde el punto de vista sedimentológico hay que hacer notar el marcado predominio de facies de lóbulo, de franja de lóbulo y de basin plain. Globalmente la relación arenisca/pelita ofrece un valor superior a 1. No obstante y en conjunto se aprecia una dilución progresiva del depósito en vertical de modo que en la parte superior predominan las capas turbidíticas finas y aumenta considerablemente la proporción en pelitas.

La unidad presenta una gran variedad en foraminíferos plantónicos si bien hay que indicar que gran parte se encuentra resedimentada. Se han determinado: *Globorotalia aragonensis*, *G. aequa*, *G. mckannai*, *G. withei*, *Globigerina soldadoensis*, *G. cf. triangularis*, *G. primitiva*, *G. linaperta*, *G. gravelli*, *Haplophragmoides cf. canuatum*, *Robulus sp.*, *Cibicides cf. subspiratus limbatus*, *Gaudryinella schroederi*, *Trochammina sp.*, *Ammodiscus sp.*, *Tritaxilina cf. bermudezi*, y *Bathysiphon sp.* Este conjunto de foraminíferos que constituye una mezcla de asociaciones del Thanetiense, Ilerdiense y Cuisiense inferior. El hallazgo por ROBADOR (1990) en materiales equivalentes de los tres marcadores: *Globorotalia aff. rex*, *G. aff. aragonensis* y *Globigerina aff. linaperta*, permite la atribución de la presente unidad al Cuisiense inferior.

Intercala en la presente Hoja una megaturbidita cartografiable correspondiente, en relación con la nomenclatura de LABAUME et al, (1983), a la MT3.

3.2.2.2. Brechas calcáreas (221). Cuisiense

Este nivel forma parte del tramo basal de la Megacapa 3, aflorando en el límite meridional de la Hoja, cerca de la localidad de Urzainqui.

El contacto inferior es muy neto y erosivo a escala de afloramiento, con un espesor aproximado de 20 m, que se acuña lateralmente.

La unidad constituye un depósito caótico formado principalmente por cantos de calizas margosas y bioclásticos.

Su correlación con la MT3 de LABAUME et al (1983), equivalente en Navarra a la MGC de Uritz, (PAYROS et al., 1994), permite establecer una edad de Cuisiense.

3.2.2.3. Calcarenitas (223). Cuisiense

Este nivel aflora al Norte de Urzainqui, como suprayacente del nivel descrito anteriormente.

Desde el punto de vista litoestratigráfico se correlaciona con la MT3 de LABAUME et al (1983).

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

Litológicamente se trata de un nivel de calcarenitas de tonos grises con pequeños lechos de brechas calcáreas en la base.

Gobalmente muestra una estructura turbidítica poco evidente a escala de afloramiento debido a su gran potencia. Presenta base erosiva, lag de cantos blandos y fragmentos bioclásticos, estructuras de escape de agua de gran envergadura, laminación paralela bastante convolucionada y fluidificada, granoclasificación positiva de microconglomerado a tamaño de grano medio-fino y ripples de corriente a techo con costes potentes de climbing-ripples.

Su datación es controvertida debido a la intensa resedimentación faunística que presenta. De hecho contiene una gran variedad de foraminíferos bentónicos (Alveolina, Discocyclina, Asterodiscus, Nummulites, Operculina, Assilina, Quinqueloculina etc.) mezclados con fauna plantónica (Globorotálidos y Globigerínidos esencialmente). De acuerdo con la bibliografía más actualizada se ha atribuido al Cuisiense.

PAYROS et al., (1994) describen esta megacapa como MGC de Uritz, asignándole una edad de Cuisiense y situándola concretamente en los tramos superiores de la zona NP-13.

3.2.2.4. Brechas calcáreas (224). Cuisiense

Esta unidad aflora en el sector central meridional de la Hoja, casi exclusivamente en la margen izquierda del río Eska, a la altura de la Peña de Arkadoia.

El límite inferior de esta unidad es erosivo a escala local y presenta una gran continuidad lateral.

Supone el depósito olistostrómico de mayor potencia y extensión cartográfica en esta Hoja.

Supera localmente los 100 m de espesor y sus mejores afloramientos se encuentran en el límite meridional de la Hoja, en los cortes de los distintos barrancos que surcan la unidad.

Litológicamente consiste en un depósito desorganizado muy denso, de apariencia caótica y brechoide, formado por clastos y bloques de calizas margosas y bioclásticas con abundantes Nummulites. Ocasionalmente se observan algunos clastos de turbiditas terrígenas y de margas que, después de su erosión, dan lugar a grandes oquedades.

Litoestratigráficamente corresponde al tramo basal de la megacapa denominada por PAIROS et al (1994) como MGC de Espotz, que equivale a la MT4 o de Arce-Garde-Cotefablo de LABAUME et al (1983).

Su edad ha sido establecida mediante el estudio de nannoplancton calcáreo (LABAUME et al., 1983) en el Valle del Roncal, habiéndose incluido en la Zona NP-15, correspondiente al Luteciense inferior-medio. En el trabajo de PAYROS et al (1994) se realiza una revisión de la atribución bioestratigráfica de esta megacapa mediante foraminíferos asimilándose a la zona de la E. frontosa (próxima al techo del Cuisiense) según la escala elaborada por ORUE-ETXEBARRIA et al (1984). En este trabajo se ha tomado la edad establecida por los segundos autores, por lo que se ha considerado una edad de Cuisiense superior.

A diferencia de otras megaturbiditas eocenas de la cuenca surpirenaica existe un considerable acuerdo en la procedencia meridional de la presente megacapa.

3.2.2.5. Margas con bloques (225). Cuisiense

Este nivel se encuentra asociado al nivel cartográfico 16, con el que presenta un contacto transicional.

Morfológicamente se distingue como un tramo blando confinado entre los dos resaltes que configuran las unidades adyacentes de la propia MT4, (niveles 16 y 18).

Alcanza una potencia máxima de unos 50 m, acuñándose lateralmente por paso a la unidad infrayacente.

Litológicamente la unidad está formada margas con bloques dispersos, lo que le confiere un aspecto caótico.

Desde el punto de vista sedimentológico constituye un depósito de debris-flow a mud flow que representa la parte superior menos densa del término de transporte en masa de la megaturbidita.

A techo de la unidad se reconocen localmente grandes bloques de calizas en disposición subparalela a la estratificación asimilables a olistolitos que se han desplazado sobre el depósito de transporte en masa sin llegar a incorporarse al mismo, fenómeno que ha sido observado con frecuencia en las megaturbiditas del Gr. Hecho.

De acuerdo con su relación evidente con la unidad anterior su edad se establece en el Cuisiense superior.

3.2.2.6. Calcarenitas (226). Cuisiense

Este nivel, como los dos anteriores, forma parte de la MT4 de LABAUME et al., (1983) o MGC de Espotz según la terminología de PAYROS et al (1994).

Sus afloramientos se distribuyen por la mitad meridional de la Hoja, constituyendo un nivel muy continuo. Los mejores puntos de observación se encuentran en la carretera NA-137, entre los km 30 y 32.

El espesor medio de esta unidad es de unos 25 m y por lo general se observa intensamente replegada.

Litológicamente constituye un nivel homogéneo de calcarenitas de tonos marrones.

En las zonas en donde no afloran los términos inferiores desorganizados de la megacapa, se desarrollan, en la base del término calcarenítico, horizontes de brechas calcáreas y margas.

Las estructuras sedimentarias evidencian el carácter turbidítico del depósito, observándose base neta y erosiva con frecuentes estructuras de deformación por carga, granoclasificación positiva de microconglomerado a tamaño de gramo medio-fino, laminación paralela y convolute, estructuras de fluidificación de grandes dimensiones, estratificación cruzada planar, cosets de ripples de corriente a techo, predominantemente de tipo climbing y burrows de escape.

Respecto a su procedencia y edad, al estar asociado a los niveles cartográficos 16 y 17, se considera que se mantienen los mismos criterios definidos para estas unidades, es decir, se corresponde con el nivel superior de la megacapa de Garde-Cotefablo o MT4 (LABAUME, 1983)

3.2.2.7. Alternancias de areniscas, calcarenitas y arcillas. (218). Cuisiense-Luteciense

Esta unidad corresponde a la sucesión turbidítica del Grupo Hecho desarrollada en la Hoja por encima de la MT4.

Sus mejores puntos de observación se sitúan en el valle del río Eska, y en el Barranco del río Binies.

Desde el punto de vista cartográfico ocupa la mayor parte del tercio suroccidental de la Hoja de Isaba (117-IV).

La potencia del conjunto es difícil de precisar debido al intenso replegamiento que registra, si bien en la presente hoja debe ser inferior a 1000 m.

Litológicamente constituye una alternancia rítmica entre pelitas grises y areniscas

Las capas de areniscas muestran una tonalidad gris oscura a pardo-rojiza en función de su contenido en elementos ferruginosos.

Se disponen en capas tabulares de potencia decimétrica y decimétrica y presentan toda la gama de estructuras típicas del régimen turbidítico: Base neta, morfología tabular, huellas de base tractivas y de carga, granoclasificación positiva, laminación paralela eventualmente convolucionada, ripples a techo e icnofauna propia de medios pelágicos. En términos generales muestran secuencias de Bouma generalmente incompletas o truncadas, del tipo Tce, Tcde y Tbce, mientras que en los niveles más gruesos están más completas correspondiendo a los tipos Tabcde y Tbcde.

De forma intermitente se reconocen niveles de calizas micríticas más o menos arcillosas que corresponden a depósitos hemipelágicos carbonatados.

En relación con la unidad 10 hay que hacer notar que el conjunto de la unidad 19 presenta facies más lutíticas y que las capas de arenisca son más delgadas, predominando las segundas sobre las primeras (relación arenisca /pelita \square 1).

El conjunto caracteriza contextos de basin plain y franja de lóbulo, atribución que explica el predominio de facies turbidíticas diluidas.

Los análisis petrográficos realizados sobre las areniscas de esta unidad ofrecen resultados semejantes a los obtenidos en las de la unidad 10 si bien se aprecia un ligero incremento en feldespatos y especialmente en fragmentos de rocas que alcanzan valores conjuntos próximos al 20%.

Los análisis mineralógicos llevados a cabo en los términos pelíticos evidencian el origen detrítico de las arcillas, determinándose unos contenidos medios sobre la fracción arcillosa seleccionada del 70% en Illita y del 30 % en Clorita.

Los estudios micropaleontológicos indican la presencia de los siguinets foraminíferos plantónicos: *Globorotalia aragonensis*, *G. formosa formosa*, *Globigerina linaperta*, *G. soldadoensis*, *G. primitiva*, *G. gravelli*, *Ossangularia mexicana*, *Gyroidina* cf. *gyrardiana*, *lenticulina* sp., *Bathysiphon* sp., *Clavulionoides* sp. y *Cibicides* cf. *perlucidus aspensis* junto a formas bentónicas resedimentadas.

En zonas proximas, esta unidad se ha datado mediante la fauna siguiente: *Globorotalia aragonensis*, *G. Broedermanni*, *G. quetra*, *Globigerina primitiva*, *G. soldadoensis*, *Nummulites planulatus*, *Alveolina oblonga* y *A. rutimeyeri*, que marcan el techo del Cuisiense y el Luteciense

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

La unidad intercala en la Hoja de Isaba 117-IV tres megacapas carbonáticas (MT4 bis, MT5 y MT6) cuya descripción sistemática se realiza a continuación.

3.2.2.8. Calcarenítas (229). Cuisiense–Luteciense

Este nivel se observa al suroeste de Isaba, en el sector denominado Rincón de la Solana.

Cartográficamente dibuja una estrecha banda de alrededor de 1 km de recorrido puesto que se acuña hacia el SE y choca con el cabalgamiento de Ochagavía-Isaba al NO.

Litológicamente, se trata de un conjunto calcarenítico con tonos grises y base muy neta, de unos 10 metros de espesor que se acuña rápidamente.

Presenta, al igual que los términos calcareníticos homólogos de otras megaturbiditas, toda la gama de estructuras típicas del régimen turbidítico; base neta y erosiva, depósitos microconglomeráticos de carga residual, laminación paralela, escapes de fluidos y cosets de climbing ripples a techo.

La existencia de una nueva megaturbidita desarrollada entre las MT4 y MT5 ya fue constatada por PAYROS et al., (1994) en el valle del río Urrobi proponiendo la denominación de MGC de Berrondo. En la cartografía geológica a escala 1:25000 de la Hoja de Garralda (GOBIERNO DE NAVARRA, 1993), se reconoció también la misma megacapa que fue diferenciada como MT4 bis.

Tanto en las localidades referidas en anteriores trabajos como en la propia Hoja de Isaba la distribución cartográfica de la MT4 bis es muy reducida presentando en todos los casos un desarrollo local.

Por su posición estratigráfica se sitúa en el Luteciense inferior.

3.2.2.9. Brechas calcáreas (232). Luteciense

Esta unidad aflora en el sector occidental de la Hoja, en el barranco de Xabrós, próximo a la Hoja de Ochagavía (117-III), y en el río Binies, prolongándose al SE, hacia la Hoja de Roncal (143-II), en donde alcanza su mayor desarrollo registrando un espesor próximo a los 50 m.

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

Los análisis petrológicos realizados sobre los bloques ofrecen los siguientes resultados: 0-5% de cuarzo, un 0-15% de fragmentos de rocas, un 25-35% de fósiles, 35% de micrita, y 45-60 de ortoquímicos, correspondientes predominantemente a micrita. El contenido en CO₃ Ca se cifra en un 70%.

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

La edad de esta megacapa ha sido atribuida al Luteciense por LABAUME et al (1983) a partir de su contenido en nummulítidos, y se integra en la biozona NP-15 en base a su contenido en nannoplancton calcáreo.

PAYROS et al (1994), sitúan esta megaturbidita en el límite entre el Cuisiense y el Luteciense y más concretamente en el techo de la biozona de E. Frontosa, argumentando además la procedencia suroccidental del depósito.

3.2.2.10. Margas con bloques (233).. Luteciense

Este nivel aflora de forma discontinua en los mismos sectores que el nivel anterior, al que se asocia genéticamente, acuniéndose hacia el Norte.

Litológicamente está formado por margas con bloques calcáreos y de areniscas turbidíticas que confieren a la unidad un aspecto caótico, correspondiendo a un depósito de tipo debris flow progresivamente más diluido hacia techo.

Forma parte de la MT5 de LABAUME et al (1983) equivalente a la MGT de Antxoritz descrita por PAYROS et al (1994).

Respecto a su edad y procedencia se considera similar a la definida para el nivel cartográfico 21, con el que presenta un contacto transicional.

3.2.2.11. Calcarenitas (234). Luteciense

Constituye el término superior calcarenítico de la MT5.

Los mejores afloramientos de este nivel se localizan en las laderas del monte Kakueta, en el río Bintes y en la subida al repetidor de Isaba

El espesor máximo de este nivel se cifra en unos 75 m, aunque puede variar notablemente, registrándose valores menores en los sectores orientales de la Hoja.

Litológicamente está formado por una capa masiva de calcarenitas y conserva localmente en la base algunos lechos de brechas calcáreas que constituyen el residuo de los términos inferiores olistostrómicos del depósito transportado en masa.

Las estructuras sedimentarias ponen de manifiesto el carácter turbidítico del nivel. Presenta base neta y erosiva con frecuencia deformada por carga, granoclasificación positiva, estructuras de escape de agua de gran envergadura, laminación paralela y/o convolucionada y ripples de corriente a techo.

Los análisis petrográficos indican contenidos del 10-30% en terrígenos, repartidos equitativamente entre cuarzo, feldespatos y fragmentos de rocas, 25-45% en fósiles, y 25-40% en micrita, parcialmente recristalizada.

Los estudios micropaleontológicos han evidenciado la presencia de abundante fauna bentónica resedimentada (Nummulites, Assilina, Discocyclina, Orbitoides, Quinquelina, Lithotamnium) y mezclada con formas plantónicas (Globorotálidos y Globigerínidos,

principalmente). La presencia en localidades próximas a la Hoja de los marcadores: *Globorotalia aff aragonensis*, *Orbitoides cf coniplanatus*, y *Nummulites cf. laevigatus* indican una edad que alcanza ya el Luteciense.

Litoestratigráficamente forma parte de la MT5 de LABAUME et al (1985) que equivale a la MGT de Antxoritz de PAYROS et al (1994).

3.2.2.12. Calcarenitas (242). Luteciense

Este nivel se asocia a la MT6 de LABAUME (1983) o a la MGT de Zalba de PAYROS (1994).

Se desarrolla exclusivamente en el extremo suroriental de la Hoja ocupando el núcleo del sinclinal del repetidor de Isaba.

El espesor medio de esta unidad es del orden de 50 m y no registra variaciones significativas.

Litológicamente está formado por calcarenitas de tonos marrones que incluyen localmente en la base términos brechoides calcáreos sin posibilidades de representación cartográfica.

Exhibe base neta y erosiva muy deformada por carga, granoclasificación positiva, grandes y espectaculares estructuras de escape de agua, laminación paralela, convolute y cruzada, y cosets de ripples de corriente, generalmente climbing ripples, a techo.

La edad de esta megacapa es Luteciense según LABAUME et al (1983), coincidiendo con la asignación realizada por PAYROS et al (1994), quienes la sitúan en las zonas NP-15, y de *Globigerina subconglobata*.

Los análisis micropaleontológicos realizados en la Hoja sobre este nivel indican la existencia de formas bentónicas resedimentadas, *Alveolina*, *Nummulites*, algas calcáreas y briozoarios que no facilitan su determinación cronoestratigráfica.

3.2.2.13. Análisis secuencial del Eoceno

Los ciclos mayores del Eoceno se ajustan, a grandes rasgos a un modelo evolutivo constituido por un predominio de términos turbidíticos densos (megaturbiditas, otros depósitos desorganizados, lóbulos turbidíticos) en la parte baja que registran una dilución progresiva en vertical, ("basin-plain" pelítico, "channel-levée").

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

Se han distinguido los siguientes ciclos:

Ilerdiense terminal-Cuisiense

Es el comprendido entre el techo de la Fm. Margas de Millaris o del conjunto de turbiditas calcáreas de la U.C. 9 y la MT4. Los límites a muro y techo son importantes discontinuidades sedimentarias. Puede dividirse en dos subciclos, limitados por la MT3.

Por debajo de la MT3 existe poco registro y se aprecia una ligera dilución en vertical intercalándose localmente la megacapa más baja, MT2.

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

Cuisiense-Luteciense basal

Está formado por la MT4, cuyo contacto con el infrayacente es muy neto, y por la serie de turbiditas terrígenas existente hasta la base de la MT5. Registra en conjunto, una

tendencia grano y extractodecreciente, con abundancia de lóbulos turbidíticos y depósitos desorganizados en la parte inferior, y facies turbidíticas progresivamente más diluidas hacia techo.

Luteciense

En la base se encuentra la MT5, que se dispone de forma neta sobre la unidad infrayacente. El resto del ciclo se prolonga hasta el techo del registro eoceno en la Hoja de modo que intercala las dos megatiurbitas superiores; MT6 y MT7. Su organización interna es bastante compleja, estando constituida por complejos de lóbulos y canales turbidíticos intercalados en facies de "basin plain"-franja de abanico, que definirían un número indeterminado de secuencias menores.

3.3. CUATERNARIO

El Cuaternario de la Hoja de Isaba está representado en su mayoría por los depósitos de fondo de valles y terraza. Arcillas de descalcificación, deslizamientos y coluviones completan el espectro de depósitos recientes.

3.3.1. Pleistoceno

3.3.1.1. Terrazas (525).

El desarrollo de depósitos de terraza fluvial es muy restringido en la Hoja, limitándose exclusivamente a los valles de los principales ríos Belagua, Eska, etc. Se ha diferenciado un único nivel con una altura respecto al cauce: +5 -10 m, aunque de muy diferente desarrollo y extensión.

La litología se caracteriza por presentar cantos y gravas de cuarzo, cuarcita, y caliza mayoritariamente con niveles arenosos intercalados. El tamaño medio de los cantos está entre 8 y 12 cm, según su eje mayor, con tamaños máximos observados en el terreno de unos 40 cm. La matriz es areno-arcillosa medianamente compactadas y rasgos de rubefacción. Estructuras de ordenamiento fluvial, como imbricaciones de cantos, laminaciones, cicatrices erosivas, etc, han podido observarse en estos depósitos. Los espesores vistos no superan los 5 m en general. La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno.

3.3.1.2. Arcillas de descalcificación (523).

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

3.3.2. Holoceno

3.3.2.1. Fondos de valle (527).

Los fondos de valle se caracterizan por un conjunto de cantos y gravas de caliza, cuarcítica y otros, envueltos en una matriz arcillo-arenosa. El tamaño medio oscila entre 5-15 cm, junto con la presencia de algún bloque. Su carácter es subanguloso a subredondeado. La morfología de estos depósitos, en planta, es alargada y muy estrecha con un trazado serpenteante. Sólo en algunos puntos la anchura aumenta como sucede en los arroyos septentrionales en lo que aumenta drásticamente la cota y la proximidad a los frentes proglaciares. Localmente pueden aparecer abundantes bloques como consecuencia de ser una zona de montaña con cabeceras torrenciales frecuentes. La potencia no es visible en general, pero se estima que no debe superar los 3 m. Su edad es Holocena.

3.3.2.2. Llanuras de inundación y llanura fluvio-glaciar (526).

La Llanura de Inundación de los ríos más importantes de esta Hoja están constituidas fundamentalmente por materiales terrígenos finos: arcillas y lutitas con intercalaciones de arenas y ocasionalmente gravas. Localmente pueden aparecer presencia de barras laterales y de fondo, de gravas y arenas de naturaleza calcárea, dolomítica y cuarcítica. Su potencia no es visible en general, pero no debe superar los 3 m. A estos depósitos se les asigna una edad Holocena.

Localmente, algunos valles, como el del arroyo Belabarze, presentan un depósito más heterométrico y anguloso como corresponde a una génesis mixta fluvio-glaciar. Las características litológicas son, en este caso, algo diferentes: cantos calcáreos de tamaños muy variables, desde 5-6 cm hasta 70 cm, presencia de bloques angulosos inmersos en una matriz arenosa sin ninguna ordenación, así como deformaciones de carga por deshielo de masas o venas de hielo. En estos casos la potencia es algo mayor, hasta 7 m aproximadamente, como corresponde a un medio con marcadas oscilaciones climáticas, si bien no es visible en la mayoría de los casos.

3.3.2.3. Conos de deyección (536).

Asociados a los fondos de valle aparecen los conos de deyección. Se desarrollan a la salida de barrancos y arroyos cuando afluyen a un cauce de rango superior. Son frecuentes en los valles de algunos ríos, en este caso el Belagua, Eska y Belabarze, y tienen en general tamaños no superiores a los 300 m, tanto en anchura como en longitud. La litología es similar a la de los fondos de valle puesto que el área madre es la misma; sin embargo, la textura puede variar de unos conos a otros, incluso dentro del mismo depósito, pues disminuye el tamaño de grano de la zona apical a la distal. La génesis y edad de estos depósitos es Holocena, es decir, contemporánea a la de los fondos de valle puesto que unos y otros se interdentan en la mayoría de las ocasiones.

3.3.2.4. Coluviones (543).

Los coluviones aparecen por lo general al pie de las vertientes de los valles principales aunque también pueden encontrarse a media ladera. El tipo más frecuente es el primero y suele relacionarse con los conos de deyección y los fondos de valle, interdentando sus depósitos, como en las proximidades de Isaba. La morfología de estos sedimentos es la de bandas estrechas y alargada, paralelas al cauce. Por otra parte, los coluviones relacionados con zonas de fuertes pendientes pueden ofrecer cualquier morfología adaptándose a la forma de la ladera y reestructurar adecuadamente la orientación de sus cantos, observándose como "derrubios ordenados".

3.3.2.5. Deslizamientos (545).

Se producen como consecuencia de las altas pendientes y de la existencia de litologías blandas o alternantes. En la Hoja de Isaba son menos frecuentes que en el resto de las Hojas del entorno tratándose, en general, de formas erosivas donde se distingue perfectamente la cicatriz de despegue y la masa removilizada que, normalmente, afecta al suelo y los recubrimientos coluvionares. Por sus características parecen ser de tipo mixto entre rotacionales y solifluidal. Son de pequeño tamaño y edad Holocena.

4. TECTONICA

4.1. CONSIDERACIONES GENERALES

La zona estudiada se encuadra dentro del sector meridional de los Pirineos y concretamente, en el sector occidental y oriental 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 "dúplex" 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 occidental 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, pone en contacto el Macizo de Quinto Real con los materiales del Cretácico superior y Paleoceno de la Unidad de Oroz-Betelu.

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

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, 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.

Próximos al sector ocupado por estas Hojas, hay que destacar los cabalgamientos de Lácora y Larrau, representados en su mayor parte en territorio francés.

La cuenca turbidítica, esta deformada por pliegues y cabalgamientos con una gran complejidad y acortamientos notables. Los pliegues y cabalgamientos principales, están orientados generalmente ONO-ESE, y la vergencia de las estructuras es hacia el sur, teniendo en cuenta que por norma general, se asciende en la serie de norte a sur, encontrándose cada vez niveles estratigráficos y estructurales más altos en esa dirección. La intensidad de la deformación decrece consecuentemente hacia el sur y frecuentemente concentrada en la parte delantera de las láminas cabalgantes. Se pueden reconocer dos sistemas o generación principales de estructuras: un primer

sistema de cabalgamientos, generalmente de bajo ángulo y poca deformación interna de las láminas que se encuentra afectado por un segundo sistema de pliegues y cabalgamientos más inferiores.

El conjunto turbidítico está deformado en pliegues tipo "chevron", asociados a estructuras menores tipo fallas de flanco, colapso de charnelas, etc, mientras que las megacapas dan lugar a pliegues de mayor escala y geometrías redondeadas

4.2. DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

Desde el punto de vista tectónico, en esta Hoja se han diferenciado cuatro sectores estructurales delimitados por tres importantes cabalgamientos. El sector más septentrional, se localiza en el vértice NE de la Hoja, afecta a las margas del Cretácico superior y a los materiales turbidíticos terrígenos de edad Cuisiense. El sector central, afecta a los materiales comprendidos entre el Cretácico superior y el Cuisiense. El sector meridional afecta a materiales comprendidos entre el Cuisiense y el Luteciense y el sector más meridional, que se localiza en el vértice SO de la Hoja, afecta a materiales fundamentalmente del Luteciense.

4.2.1. Pliegues

En esta Hoja, las direcciones estructurales dominantes se orientan en dirección ONO-ESE.

En el sector NE definido anteriormente en esta Hoja, no se aprecian estructuras de plegamiento mayores. Los ejes de los pliegues presentan dirección ONO-ESE y cuando se pueden observar, estos están en general volcados con vergencia Sur. En la zona occidental de este sector, se observan numerosos pliegues muy apretados tipo "chevron", mientras que en la zona oriental, los materiales afectados por los plegamientos son de naturaleza más competentes (calizas paleocenas), dando lugar a pliegues más laxos y concéntricos, que se amortiguan en profundidad sobre las margas cretácicas

En el sector central, se aprecia que las direcciones dominantes de estas estructuras son más NO-SE. Afectan a la serie comprendida entre el Cretácico superior y el Cuisiense, dando lugar a pliegues de tipo conforme, produciéndose desarmonías en el

contacto con el conjunto turbidítico. Los pliegues de Ezkaurre y Belabarze, cuyos núcleos están ocupados por materiales del Cretácico superior, son los que mejor representan a este tipo de estructuras en esta zona, presentando clara vergencia hacia el Sur, con flancos invertidos en algunas zonas. En la zona occidental de este sector, los materiales afectados pertenecen al Cuisiense, por debajo de la MT4, dando lugar a pliegues apretados tipo “chevron”, que en las proximidades del cabalgamiento toman direcciones más E-O.

En el sector meridional, se pueden observar varias estructuras de plegamiento considerando la más importante el denominado sinclinal de Kakueta-Atxicota. En este sector, se observa en las proximidades con el cabalgamiento de Isaba, una serie de sinclinales y anticlinales volcados, relacionados con la propagación de los cabalgamientos, que afectan a la M.C.4. El sinclinal de Kakueta-Atxieta, es una estructura sinclinal que se hace más compleja en la zona oriental, complicándose con la interacción de un anticlinal intermedio y la acentuación de la vergencia de esta estructura hacia el Sur. Afecta fundamentalmente a las turbiditas y megaturbiditas de edad Luteciense, observándose una serie de anticlinales, localizados en el bloque superior del cabalgamiento meridional que delimita esta zona. En general, la dirección de las estructuras, cambia hacia el Oeste, a direcciones más subparalela, este cambio direccional se localiza a lo largo del río Belagua, que marca un lineamiento profundo.

En el sector SO, no se observa ninguna estructura de rango superior, solo el flanco Norte de un anticlinal que se desarrolla más al Sur, en la vecina Hoja de Roncal (143-II).

4.2.2. Fracturas

Las principales fracturas que afectan a esta Hoja, son las que delimitan los distintos sectores estructurales antes mencionados.

La fractura que delimita la lamina cabalgante septentrional presenta un plano bastante verticalizado. Este cabalgamiento pone en contacto la serie margosa del Cretácico superior, con los materiales que componen la serie turbidítica inferior de edad Cuisiense. Este cabalgamiento parece que se pierde hacia el Oeste, entre los niveles turbidíticos.

El dominio estructural central, esta delimitado al Norte por la fractura comentada anteriormente y al sur por el cabalgamiento de Isaba. Esta estructura, parece que hacia el Este se amortigua entre los depósitos turbidíticos, dando lugar a un anticlinal volcado. Hacia el Oeste, este cabalgamiento pasa a la vecina Hoja de Ochagavia (117-III), dando lugar a procesos de termalismo a lo largo de esta fractura.

El dominio estructural meridional esta separado del NO por un cabalgamiento que se prolonga tanto hacia el Oeste, por la vecina Hoja de Ochagavia por el Oeste, como hacia el Este, por la Hoja de Roncal, pasando por las proximidades de la localidad de Urzainqui. Esta fractura pone en contacto la serie turbidítica inferior de edad Cuisiense, con la serie superior turbidítica de edad Luteciense.

4.2.3. 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.

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

El límite Thanetiense no se encuentra bien definido y solo cuando en estos niveles predomina la fracción margosa se aprecia un contacto más neto.

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

5. GEOMORFOLOGÍA.

5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA.

La Hoja, a escala 1:25.000 de Isaba (117-IV) se encuentra situada en el sector noreste de la provincia de Navarra, muy próxima a la frontera con Francia.

Desde un punto de vista morfoestructural pertenece al Dominio de la Zona Surpirenaica, entre la Zona Axial y la Cuenca del Ebro. Se trata de un área de fuertes relieves, donde son frecuentes los macizos con morfología de sierra y las altas planicies en forma de divisorias. Estas características orográficas, unidas a la escasez de vías de comunicación dificulta la accesibilidad a numerosos puntos de la Hoja.

El relieve es, en general, muy abrupto, localizándose la cota más elevada en el sector sur-oriental de la Hoja, en las Peñas de Ezkaure, con 1858 m de altura, y en la Sierra de Arrigorieta con 1645 m. En el sector sur occidental con 1583 m en Kakueta, 1555 m en Zokoandia y 1520 m en Txorrotxarria incluidos en la sierra de Atuzkarratz. Las cotas mínimas se emplazan sobre los 750 m, al Sur de Isaba, a lo largo del curso del río Eska, situándose las cotas medias alrededor de los 1000 m.

La Hoja se encuentra surcada por los ríos Eska y Belagua que, con dirección NE-SO, recorren el sector oriental de la Hoja, constituyendo las zonas topográficamente más bajas. El sector septentrional y central de la Hoja está atravesado por el río Uztárróz, que junto con los anteriores, conforman los cursos de agua principales de esta zona. Una serie de barrancos de mayor o menor importancia, prácticamente todos de dirección NE-SO, completan la red hidrográfica, como los barrancos de Belabarze y Berroeta, en el sector oriental y en el sector occidental, los barrancos de Amuku, Landasargia y Zotrapea que vierten hacia el Norte al río Uztárróz y el regato de Xabros y el río Bintes que vierten hacia el Sur, indicando la presencia de una divisoria de aguas.

A pesar de la complejidad del relieve, puede observarse dos sectores morfológicos muy diferentes. La mitad occidental de la Hoja, en donde dominan las altas superficies de arrasamiento y los sistemas de Glacis, desarrollados en dirección a la red cuaternaria. Este sector se caracteriza por una marcada incisión lineal de los cursos de agua, con procesos de inestabilidad en las laderas muy acusados. El sector

oriental ofrece unas características muy diferentes, concretándose en una importante sucesión de relieves estructurales, como cuestras, crestones, antiformal, etc., que resaltan en el paisaje como resultado de la alternancia de materiales de distinta competencia. Éste será uno de las condiciones propicias para el mejor desarrollo de valles transversales, en los que puede localizarse depósitos de tipo fluvial y ocasionalmente fluvio-glaciares.

Merece, así mismo, especial interés el importante desarrollo kárstico que puede observarse en el macizo de Ezkaurre, con el desarrollo de un gran número de vistosas formas exokársticas en sus laderas y replanos. Dicho macizo se continúa algo más al sur, en la importante alineación morfoestructural de la sierra de Arrigorieta, en donde se conservan, por su altitud y orientación preferente al norte, algunos circos y nichos de nivación funcionales actualmente.

Los valores de pendiente son altos, en general, pudiéndose estimarse que más de un 70% de la Hoja superan el 30% de desnivel. Los valores más suaves se ubican en las altiplanicies erosivas y en los fondos de valle de los cursos de agua más estabilizados.

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

Los núcleos de población son sumamente escasos, sobresaliendo Isaba, que da nombre a la Hoja, en el valle del Eska y Uztarroz, en el valle del río del mismo nombre.

La red de comunicaciones es, por tanto, muy precaria reduciéndose a las carreteras que discurren por los valles de los ríos ya mencionados: valle de los ríos Eska-Belagua y valle del río Uztarroz. Destacar tan sólo una tercera y última vía que con dirección E-W discurre por el valle del Arroyo Belabarze. El resto de las comunicaciones se limita a caminos de tierra y pistas forestales que no permiten el acceso a la totalidad de la superficie de la Hoja.

5.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO.

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

5.2.1. Estudio morfoestructural.

Desde un punto de vista morfoestructural, la Hoja de Isaba se sitúa en el dominio de la Zona Surpirenaica entre la Zona Axial y la Cuenca del Ebro.

La topografía, tan accidentada, está bastante condicionada por la estructura, además de por la litología y la tectónica. Los mayores relieves aparecen en el sector meridional y oriental, en general, superando los 1400 m de altura.

La estructura general de la Hoja, consiste en una serie de anticlinales y sinclinales de gran longitud y de dirección ONO-ESE. La diferente competencia de los materiales y la extensión de las estructuras, unido a los procesos de erosión, trae como consecuencia grandes escarpes estructurales y crestas de largo recorrido que ponen de manifiesto los niveles más duros. Uno de los resaltes más representativos es el de "Las Peñas de Ezkaurre" y el de la Sierra de Arrigorieta. Esta alineación morfoestructural se prolonga en continuación con los "Altos de las Saleras del Jabros", que constituye la divisoria de aguas natural entre dos cuencas de drenaje de direcciones opuestas: una septentrional dirigida hacia la frontera francesa y otra meridional hacia el valle del Salazar.

Finalmente destacar una importante sucesión de paisajes en cuesta asimétricas, crestas y antiformalas que se localizan en el sector centro-oriental de la Hoja.

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

Resalta la dirección NE-SO, a la que se adaptan los ríos Eska, y numerosos arroyos de orden inferior. En la dirección E-O a ONO-ESE se acoplan gran parte de la red secundaria, algunas veces con un largo recorrido, y otros cauces menores que lo hacen paralelamente a las estructuras encajándose en los niveles más blandos.

La tendencia general del drenaje es de tipo "dentrítico" medianamente abierto, como corresponde a litologías homogéneas o con materiales estratificados. La red secundaria adopta localmente tendencia "subparalela" como consecuencia de los vapores de pendiente.

5.2.2. Estudio del modelado.

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

5.2.2.1. Formas fluviales.

En la Hoja de Isaba, existe un importante desarrollo de la morfología fluvial pero fundamentalmente de carácter erosivo. Los depósitos son escasos y se limitan a los fondos de valle, llanuras de inundación y terraza asociada a los cauces principales y a algunos conos de deyección.

Las características litológicas de los fondos de valle se pueden definir como un conjunto heterométrico de cantos y gravas de naturaleza cuarcita y calcárea, envueltos en una matriz areno-arcillosa. El tamaño medio oscila entre 5-15 cm y el tamaño máximo puede alcanzar los 40 cm, junto con algún bloque.

Este incremento en el tamaño de la carga sólida, así como un considerable ensanchamiento de los fondos de los ríos, unido a una suavización de la inclinación de las laderas, tiene lugar en los arroyos septentrionales, barrancos de Erroizu y Olerrea, respondiendo así a las proximidades de los frentes proglaciares o periglaciares.

Asociados a los fondos de valle aparecen los conos de deyección. Se desarrollan a la salida de barrancos y arroyos cuando afluyen a un cauce de rango superior. Son frecuentes en los valles de los ríos Belagua y Belabarze y tienen, en general, tamaños no superiores a los 300 m, tanto en anchura como en longitud, si bien alguno, como el localizado en el extremo nororiental de la Hoja puede superar estas medidas. La litología es similar a la de los fondos de valle puesto que el área madre es la misma; sin embargo, la textura puede variar de unos conos a otros, incluso dentro del mismo depósito, pues disminuye el tamaño de grano de la zona apical a la distal. La génesis de estos depósitos es contemporánea a la de los fondos de valle, puesto que unos y otros se interdentan en la mayoría de las ocasiones.

Las llanuras de inundación se asocian básicamente a los principales cursos de agua de la Hoja. Morfológicamente definen planicies elongadas paralelas a dicho curso y ligeramente sobreelevadas (1-2 m) respecto al cauce principal. Litológicamente están constituidas por materiales limo-arcillosos fundamentalmente, con intercalaciones de arenas y gravas cuarcíticas, como corresponde a un depósito de crecidas y desbordamientos en lámina. En algunos casos, se identifican la presencia de "levees" o diques naturales poblados de vegetación de ribera, definiendo una franja abultada y convexa que da paso al cauce propiamente dicho. Así mismo, se identifican la presencia de algunas pequeñas barras laterales de gravas y arenas, localizadas en zonas de mayor sinuosidad del río.

El mejor desarrollo de terrazas fluviales corresponde al valle del río Belagua-Eska, donde se ha podido diferenciar un único nivel de este depósito, con una altitud relativa de +5 -10 m respecto al cauce actual. Esta terraza baja se extiende a lo largo del río, prácticamente de forma simétrica. La litología se caracteriza por presentar cantos y gravas de cuarcita, caliza y dolomía con niveles arenosos intercalados. La matriz es areno-arcillosa medianamente compactada. El tamaño medio de los cantos es de 8-12 cm con máximos de 40 cm.

En cuanto a las formas fluviales de carácter erosivo, la Hoja de Isaba ofrece una mayor variedad y espectacularidad que las de carácter sedimentario, destacando una importante red de incisión en la mitad occidental principalmente, donde son frecuentes la linealidad tanto en cauces como en laderas las secciones transversales en "v" y la conservación de divisorias de aguas muy marcadas.

Este proceso de incisión tan acusado se debe a que se trata de un área de montaña muy próxima a la divisoria que separa la vertiente española de la vertiente francesa y a la que las pendientes son bastante pronunciadas, superando a veces el 30%.

5.2.2.2. Formas de ladera.

Dentro de este grupo se han reconocido coluviones, deslizamientos y movimientos de reptación.

Los coluviones aparecen por lo general al pie de las vertientes de los valles principales aunque también pueden encontrarse a media ladera. El tipo más frecuente es el primero y suele relacionarse con los conos de deyección y los fondos de valle, interdentando sus depósitos. La morfología de estos sedimentos es la de bandas estrechas y alargada, paralelas al cauce. Por otra parte, los coluviones relacionados con zonas de fuertes pendientes, pueden ofrecer cualquier morfología adaptándose a la forma de la ladera y, en ocasiones, se trata de "derrubios ordenados"; esto es, una imbricación de los cantos a favor de la pendiente producida por el lavado de la matriz arenosa fina, en momentos de deshielo. En estos casos se puede observar el depósito, pero no es lo más frecuente debido a la espesa vegetación y a la dificultad de acceso.

Los deslizamientos también se producen como consecuencia de las altas pendientes, de la existencia de litologías poco competentes o alternantes y de la diferente capacidad de encajamiento del río más próximo.

En esta Hoja son relativamente frecuentes pero de poca entidad, destacando pequeños deslizamientos erosivos, o bien, superficiales de suelos y alterita, de no mucho espesor pero reconocibles e identificables a la escala de trabajo. En ocasiones se tratan de deslizamientos antiguos retocados, donde se identifican con claridad la cicatriz de cabecera despegada, seguida en su caída por una zona pulida de erosión y lavado, tanto del suelo como de la vegetación.

En ocasiones, se identifica el lóbulo o masa movida en este proceso de inestabilidad, dando lugar a una morfología en la ladera característica en lenguas y replanos. Los ejemplos más relevantes de este tipo de proceso se localizan en los barrancos transversales del sector nororiental (arroyo Maze) y suroriental (Sierra de Arrigorieta

en la subida al repetidor de Isaba), donde la orientación preferente hacia zonas de "umbrías", es decir al N, parece repetirse en varios de ellos.

La reptación es un proceso lento de regulación de ladera y en cierta manera es un deslizamiento erosivo a pequeña escala. Los procesos de helada y humectación en períodos de lluvia, seguidos de desecaciones importantes, producen cambios de volumen e hinchamientos en los materiales. Esto dará lugar a un lavado lento y regular de las vertientes y de los suelos muy significativo.

5.2.2.3. Formas kársticas.

El proceso de disolución es quizá uno de los que producen resultados más espectaculares desde un punto de vista geomorfológico. El mayor complejo kárstico se desarrolla en el cuadrante SE de la Hoja, concretamente en el macizo de "Las Peñas de Ezkaurre", con una altitud superior a los 1800 m. Se trata de un macizo calcáreo de morfología asimétrica, presentando la ladera meridional una considerable mayor inclinación que la septentrional, mucho mas suavizada y en donde se instalan preferentemente el mayor número de formas exokársticas de erosión-depósito. Ambas laderas constituyen, a su vez, las vertientes de los valles limítrofes: valle del Bco. Berroeta y valle del Ayo. Belabarze, respectivamente.

En el desarrollo de los procesos kársticos existe una gran influencia la estructura, fracturación y diaclasado, puesto que la existencia de líneas de debilidad o de discontinuidad favorece la penetración del agua y la circulación de la misma dentro del macizo. Además, la presencia de una estación fría prolongada con precipitación sólida abundante, como es en el caso que nos ocupa, acelera el proceso de disolución debido a que las aguas de fusión son muy agresivas (karst frío).

Otro rasgo característico de este macizo es su escasez de drenaje superficial, como corresponde a un área kárstica donde la circulación es preferentemente subterránea, pero donde abundan los manantiales y surgencias.

Las formas exokársticas más espectaculares son las dolinas, uvalas y el lapiaz (lenar en aristas). Respecto a las primeras, las dolinas, podemos decir que la superficie de este macizo se encuentra totalmente perforada por estas oquedades, de contorno y planta semicircular u ovoide, bordes dentados y en ocasiones, algunas aparecen

abiertas, es decir, drenadas por un pequeño reguero emisario. Son de pequeño tamaño (decenas de metros) y su relleno de fondo no parece excesivamente potente.

Las uvalas son depresiones elongadas, fondo prácticamente plano y bordes más suavizados. Sus dimensiones son considerablemente superiores: 500 m según su eje más desarrollado, pero estrechas. Su orientación NNO, está fuertemente controlada por la fracturación, según la cual se alinean otras formas menores como dolinas, regueros, etc. Funcionan como sumideros o pequeñas depresiones "ciegas" para generar manantiales y fuentes (Fuente de Baines) aguas abajo.

En este lugar hay dos buenos ejemplos de uvalas que se sitúan sobre la planicie o "pavimento" del macizo carbonático y ofrecen un buen relleno aluvial-coluvial y residual de disolución tapizando su fondo. La proximidad del nivel freático, retenciones estacionales de nieve, etc., hace que sean zonas de humedad, oscurecidas y con abundantes limos de evaporación. El tiempo que han actuado estos procesos para dar lugar al paisaje kárstico es difícil de precisar, aunque se supone que se inicia a finales del terciario o principios del Cuaternario, siendo funcionales en la actualidad.

Con características de forma y depósito muy similares se ha cartografiado una tercera depresión, clasificada con reserva de "polje". Su tamaño no es mucho mayor, pero en este caso se encuentra insertado dentro de un valle fluvial (Eizkaiturrea) propiamente dicho.

Finalmente otra forma erosiva muy espectacular favorecida en áreas de montaña con unas fases de hielo-deshielo, muy contrastadas y repetidas son los lenares en arista o lapiaz fríos. Se trata de formas aserradas, en zig-zag o acordeón, favorecidas por el diaclasado, buzamiento de las capas, verticalidad de la ladera, etc., así como una retención prolongada de la nieve en estas aristas y oquedades. Esto genera unas aguas de deshielo muy agresivas con alta concentración de CO₂ y alta capacidad de disolución del carbonato. El resultado son unas microformas de alteración muy afiladas que se instalan preferentemente en la vertiente meridional del macizo.

5.2.2.4. Formas periglaciares.

El término periglacial (proglacial) fue definido para designar aquellas "áreas que bordeaban hielos continentales". Posteriormente, estos términos, junto con su

correspondiente a depósitos (fluvioglaciario), fueron generalizándose, extendiéndose a áreas de alta montaña en latitudes más bajas, donde la severidad climática (oscilaciones de al menos 30 °C/año), o períodos contrastados hielo-deshielo, daban unos resultados de procesos y formas muy similares a los desarrollados en un medio Periglaciario s.s.

En esta Hoja de Isaba, aparecen unos depósitos que pueden asociarse a una génesis fluvio-glaciario, son los depósitos de llanura fluvio-glaciario del arroyo Belabarze. Se trata de un material heterométrico y anguloso, constituido por cantos de naturaleza calcárea, de tamaños variables desde 5-6 cm hasta 70 cm, con presencia de bloques removilizados. La matriz es arenosa-limosa muy suelta y, a veces, presenta estructuras de carga y deformación por deshielo del agua intersticial. Depósitos de características similares han sido citados por López, J. (1981) al sur de Isaba.

En cuanto al valle de Belabarze, éste también es diferente al de otros valles del entorno. Laderas más suavizadas y abiertas dando sección transversales en artesa o "u". Sin embargo, este valle también ofrece características mixtas, de tipo kárstico o valle ciego, ya que se estrangula drásticamente encajándose en un "sumidero" actualmente comunicado con otro valle, ya con morfología en "v" características.

Estos hechos, junto con otros, como cambio en la dirección de ambos tramos, podrían indicar una acción remontante muy acusada en esta zona, que afectaría a estos dos tramos del valle.

Como formas de erosión, en esta Hoja se han diferenciado los nichos de nivación y las terracillas en laderas. Los primeros constituyen pequeños recuencos de acumulación de nieve, situados a favor de cabeceras torrenciales preexistentes. En estos casos la masa de nieve acumulada no es excesiva, pero los deshielos generan importantes procesos de crioclastia que producen la rotura de la roca y acumulación en sus paredes y fondo. Se sitúan en la sierra de Arrigorieta en el extremo suroriental de la Hoja y su tamaño no es grande.

Finalmente se observan igualmente en este entorno laderas aterrazadas, en escalones o terracillas. Se trata de deformaciones del suelo, parecidas a la reptación pero potenciadas en estos medios periglaciares por la disponibilidad de una mayor

cantidad de agua en el subsuelo, lo que facilita junto a los valores altos de pendiente, unos movimientos de tipo fluidal.

5.2.2.5. Formas poligénicas.

Se definen como tales aquellas formas que requieren dos o más procesos para su formación. En la Hoja de Isaba se han diferenciado una Superficie de Erosión Culminante; un sistema de Glacis degradado y un conjunto de Glacis-vertiente subactual. Hay que señalar que todas estas unidades de relieve tienen un carácter erosivo o a lo sumo de removilización, de aquel suelo o formación superficial con el que se relacionan.

La Superficie de Erosión Culminante define una de las unidades de relieve más importante de la Hoja de Isaba. Se localiza en el sector occidental principalmente y se define como una superficie de arrasamiento, ligeramente desnivelada hacia el norte, donde pasa a articularse con el Sistema de Glacis. Su altitud oscila entre 1300-1400 m, encontrándose, por tanto, ligeramente más alta que en la contigua Hoja occidental, donde se continúa lateralmente. Las desnivelaciones dentro de un mismo nivel de aplanamiento es un hecho frecuente, justificado por causas estructurales. Esta mayor altura hace que defina una planicie muy clara, que divide el drenaje en dos direcciones opuestas, una al norte, hacia el valle del río Uztarroz, y otra al sur hacia el valle del río Salazar. Forma siempre las divisorias de los principales valles y cuencas de drenaje y no presenta una inclinación preferente hacia éstos, lo que induce a considerar una génesis antigua (posiblemente Finiterciaria) para esta unidad, aunque con retoques posteriores de degradación.

Por debajo e imbricados en esta superficie se desarrolla un complejo Sistema de Glacis degradados y de erosión, con características diferentes según el sustrato y lugar en el que se desarrollan. Se definen como superficies suavemente inclinadas de escasa pendiente, en dirección a los cursos principales de agua, quedando colgados y desconectados de ellos. No se ha visto depósito superficial de interés vinculado con estas formas, pero sí pueden presentar localmente cierta removilización del suelo y alterita correspondiente. Se desarrollan preferentemente al Norte y centro de la Hoja, directamente vinculados al encajamiento de los ríos Uztarroz y Belagua.

Finalmente, un conjunto de Glacis Vertiente actual y subactual definen los interfluvios de las redes secundarias. Son numerosos los ejemplos que pueden observarse y su génesis se relaciona con el encajamiento e incisión más reciente de la red hidrográfica. Son igualmente erosivos y su forma en planta se encuentra muy condicionada por la litología y red de drenaje correspondiente.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.

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

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

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

Por lo que se refiere a los depósitos fluviales, los fondos de valle son los de mayor entidad dentro del ámbito de la Hoja. Su litología está compuesta por cantos y gravas de calizas, dolomías y cuarcitas, embutidas en una matriz arcillo-arenosa. El tamaño medio de los cantos está comprendido entre 5 y 15 cm observándose, en algunos puntos, tamaños algo superiores a 40 cm. Existen, además, abundantes bloques debido a que es una zona de cursos altos, montañosos, donde la capacidad erosiva es elevada debido a las grandes diferencias altimétricas y a la alta pluviometría. La potencia no es visible en la mayoría de los casos, pero se estima que no debe superar los 3 m. Su edad es Holocena.

Las Llanuras de Inundación están constituidas fundamentalmente por materiales terrígenos finos: arcillas y lutitas con intercalaciones de arenas y gravas cuarcíticas. Localmente pueden aparecer presencia de barras laterales y de fondo, de gravas y arenas de naturaleza calcárea, dolomítica y cuarcítica. Su potencia no es visible en

general, pero no debe superar los 3 m. A estos depósitos se les asigna una edad Holocena.

La Llanura de inundación fluvio-glacial es muy parecida en cuanto a edad y morfología con las descritas anteriormente. Sin embargo, los depósitos presentan una mayor heterometría y torrencialidad. Se trata de cantos de naturaleza calcárea y dolomítica de tamaños medios entre 5 cm y 70 cm con presencia de algún bloque. La matriz areno-limosa es muy suelta y presenta estructuras de deformación. Los espesores vistos no superan los 7-8 m.

Se ha diferenciado un único nivel de terraza en esta Hoja, correspondiente a los ríos más importantes de esta zona. Su altura es de +5 -10 m respecto al cauce actual y se desarrolla preferentemente a lo largo del río Belagua de forma simétrica. Las observaciones de campo permiten reconocer su depósito como un conjunto de gravas y cantos de naturaleza cuarcítica y calcárea mayoritariamente. Estructuras de ordenamiento fluvial como imbricaciones de cantos, laminaciones, cicatrices erosivas, etc., junto con ciertas alteraciones ferruginosas en su matriz, pueden ser observadas en estos depósitos. Los espesores vistos no superan los 5 m, pero pueden llegar a ser más elevados hacia zonas más septentrionales próximos a zonas de deshielo. La edad asignada a estos depósitos es Pleistoceno.

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

Las formaciones superficiales de ladera están representadas por coluviones y deslizamientos. Los coluviones tienen, en general, una extensión bastante reducida con una litología y una textura que varían mucho de unos puntos a otros, pero tienen

en común su heterogeneidad y su escasa compactación. La naturaleza de sus elementos depende de la naturaleza del sustrato que los alimenta, de la pendiente y de la longitud de la ladera. Así un coluvión puede estar constituido por una simple acumulación de bloques, sin apenas elementos finos, o estar constituidos por una acumulación de finos con fragmentos angulosos de calizas, areniscas o dolomías. Dentro de este grupo se han incluido también los derrubios ordenados. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

Finalmente las arcillas de descalcificación, de origen kárstico, aparecen rellenando el fondo de dolinas, uvalas, poljes y las formas menores del karst. En general son rojas o pardo rojizas y poseen un cierto contenido de limo y arena, así como algunos fragmentos de rocas carbonatadas que se desprenden, a veces de las paredes de las dolinas. La potencia de estos rellenos es muy difícil de determinar por la inaccesibilidad del relieve y por la dificultad de ver una dolina en sección con su relleno de fondo, pero se supone de gran variabilidad dependiendo de la intensidad del proceso y del tamaño de las formas. El desarrollo de la karstificación en el macizo de "Las Peñas de Ezkaurre" es de gran relevancia debido a la conjunción de una serie de factores como: litología carbonatada, zona de suave pendiente, alto grado de fracturación y clima sumamente agresivo. La edad que se asigna a estas formaciones es Plioceno-Actualidad, puesto que el proceso sigue funcionando.

5.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.

La evolución geomorfológica de una pequeña porción del territorio no puede establecerse sin considerarla integrada en un contexto general más amplio debido a la necesidad de tener puntos de referencia mejor definidos.

Desde el punto de vista geomorfológico-regional el nivel de referencia más claro lo constituye una antigua superficie de erosión desarrollada fuera del ámbito de la Hoja, en la sierra de Sarvil (Hoja de Zizur, a escala 1:25.000 nº 141-I). El mayor problema que plantea esta superficie, como ya se señala en la memoria de dicha Hoja, es conocer su edad puesto que no existen sedimentos próximos que puedan relacionarse con dicho arrasamiento. No obstante, por las características que presenta y por las cotas a las que se desarrolla (900-1000 m), podría asimilarse a la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (Peña et al., 1984) a la que se le

atribuye una edad Vallesiense-Plioceno. Es decir, el final de esta superficie coincidiría con el final del relleno neógeno, representado en la mayoría de las grandes cuencas por las "Calizas del Páramo".

Aunque dentro del ámbito de la Hoja no existen depósitos de esta edad, sí se ha reconocido e identificado una importante Superficie de Erosión, localizada a 1300 m y que define las divisorias de los principales valles hidrográficos. La preservación de morfologías planas en el paisaje no excluye la posibilidad de que éstas puedan sufrir desnivelaciones locales, como consecuencia de ajustes a posibles movimientos. 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 otro evento importante dentro de la morfodinámica de las grandes cuencas, consistente en el paso de un régimen endorreico a otro exorreico. Ello supone que los grandes ríos, en el proceso de erosión remontante, llegan a las cuencas iniciándose la erosión de las mismas con evacuación de los sedimentos fuera de ellas. Este cambio no es sincrónico en todos 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 y la remodelación del relieve, originándose un extenso Sistema de Glacis, esto es de superficies suavemente inclinadas en dirección a los niveles de base locales impuestos por los ríos y con características locales diferentes.

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

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

el desarrollo de las "Glacis Vertiente subactuales" e iniciándose la definición de la red secundaria. La morfología que se va elaborando en las laderas (cóncavas, convexas, regularizadas, etc.), así como la de los valles (simétricos, asimétricos, en "v", en "u", en artesa, etc.) depende, en cada punto, de la litología del clima y de la tectónica local.

5.5. PROCESOS ACTUALES.

En la Hoja de Isaba se reconocen cuatro tipos de procesos funcionales en la actualidad y son:

- Erosión fluvial.
- Alteración química (karstificación).
- Movimientos de laderas.
- Alteración climática (deshielo).

Dentro de la acción fluvial uno de los procesos más acusados es el de incisión vertical como puede observarse en todo el ámbito de la Hoja y en especial al sur, donde la presencia de relieves estructurales favorece la erosión diferencial de los materiales incompetentes, con resalte de las litologías más compactas. Esta erosión será más o menos intensa dependiendo de los movimientos tectónicos y del nivel de base general. En este sentido cabe resaltar, como las principales vías de evacuación de carga de sedimentos la realizan actualmente, los ríos más importantes de la Hoja: Eska, Belagua, etc... siguiendo las tendencias estructurales NE-SO, de carácter regional existentes en la zona y con unos encajamientos superiores a los 100 m en muchos casos. Existe, sin embargo, otra dirección importante, la E-O, según la cual se produce el encajamiento de la red secundaria y para la que se reconoce una importante actividad reciente, manifestada por la ubicación de frecuentes rupturas de pendiente bruscas de los arroyos, intensas erosión remontante en cabecera de éstos, acompañados de interfluvios abandonados y desestabilización en las laderas respectivas.

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

Los movimientos de ladera son los otros procesos activos, representados por las caídas de bloques, coluviones, deslizamientos y reptaciones generalizados. Los dos primeros se producen a partir de los grandes escarpes litológicos, debido a su amplia exposición superficial y alto grado de fracturación. El agua meteórica penetra por las numerosas discontinuidades (diaclasas, grietas y planos de estratificación) provocando la apertura de las mismas. Este proceso tiene al aislamiento de bloques que, en una posición de inestabilidad, tienden a caer por gravedad, depositándose a cotas inferiores de la vertiente.

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

Finalmente, hay que mencionar la importancia del factor climático en un área de montaña como ésta, en donde los procesos de hielo-deshielo se mantienen repetidamente en la actualidad. Se trata, en general, de procesos que complementan o potencia otros mecanismos ya mencionados como la rotura de la roca (cryoclastia y gelifracción) por el hielo. Este tipo de alteración incrementa la dinámica de inestabilidad en las laderas, así como el suministro de masa de algunos coluviones.

Sin embargo, serán los depósitos fluvioglaciares abandonados en algunas llanuras de inundación, junto a las morfologías en artesa de los valles correspondientes, los rasgos más importantes del relieve en esta Hoja. La presencia de rasgos climáticos de

esta índole, en valles con cotas relativamente bajas (800 m), es justificada por su posición oriental y su orientación preferente.

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

6. 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 Isaba, teniendo en cuenta que esta Historia Geológica se realiza en común para las cinco Hojas 1:25.000 que componen este estudio.

Los materiales más antiguos que afloran en esta región corresponden al Coniaciense, representados en la vecina Hoja de Orhi (117-II)

Según TEIXELL (1992), al inicio de la sedimentación del Cretácico superior en este sector de la Zona Axial, comienza por una importante transgresión de edad Cenomaniense, disponiéndose los materiales de esta edad sobre un substrato erosionado, deteniéndose la sedimentación nuevamente, en el periodo comprendido entre el Turoniense y parte del Coniaciense, para más tarde iniciarse un nuevo ciclo que duraría hasta el Santoniense inferior, representado por depósitos de una plataforma marina somera, con señales de actividad biológica intensa.

Con el inicio de la sedimentación Santoniense superior, la cuenca se hace expansiva y subsidente, retrocediendo las plataformas carbonatadas hacia el sur con una mayor influencia de sedimentos terrígenos. En esta época comienza la compresión en la vertiente sur del Pirineo Central, depositándose en esta zona los tramos superiores de las denominadas Calizas de Larra.

En el Campaniense superior-Maastrichtiense, se depositaron las Margas y Calizas de Zuriza y las Areniscas de Marboré. Según TEIXELL 1992, el límite inferior de este conjunto constituye una nueva secuencia deposicional, definiendo una cuenca abierta hacia el NO con desarrollo de plataformas somerizantes que comienza por la sedimentación de margas de plataforma externa y talud, que culmina con la implantación de una plataforma más proximal en donde se depositaron las Areniscas de Marboré, que representan la parte más regresiva de la secuencia

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 y la creación de una cuenca de antepaís migrante en esa dirección para el conjunto paleoceno.

A comienzos del Eoceno, durante el Ilerdiense, se desarrollan de norte a sur facies turbidíticas calcáreas, depósitos de margen de plataforma-talud y de plataforma distal prodeltaica, es decir una evolución hacia facies más someras en el sur y facies de mayor profundidad en el norte.

El límite inferior con el Paleoceno y el superior con el Cuisiense, están definidos por discordancias erosivas, relacionadas 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.

La base de la Megaturbidita cuatro (MT4), es muy neta y erosiva, continuando con una serie de turbiditas terrígenas hasta la MT5. Estas turbiditas presentan una tendencia grano y estrato decreciente con canales turbidíticos en la base y turbiditas más diluidas hacia el techo.

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

El Luteciense esta constituido por una serie integrada por los sedimentos depositados a partir de la base de la MT 6. Muestra fuertes superficies de erosión; y en su conjunto representa un espacio de turbiditas diluidas. Continúa la sedimentación a techo de la MT7 con depósitos turbidíticos diluidos; 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), 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.

Posteriormente solo la presencia de materiales cuaternarios indica la continuación de los procesos geológicos en esta zona, determinando distintos ambientes de sedimentación, todos de tipo continental y génesis muy variadas, destacando los de origen glacial, periglacial, y fluvial.

7. GEOLOGIA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

En el perímetro de esta Hoja, se han inventariado dos explotaciones de caliza abandonada, localizada una en Atea de Mintxate y otra, de menor entidad, en los alrededores de Alorrandi. La cantera citada en primer lugar, explotaba un gran coluvión, originado a expensas de las calizas tableadas del Paleoceno, esta explotación ha tenido gran importancia, encontrándose actualmente abandonada, aunque se pueden observar labores de explotaciones ocasionales. La cantera situada en Alorrandi, se encuentra también inactiva, y ha explotado las calcarenitas tableadas de la MT3, posiblemente como losas para mampostería. Además se han observado pequeñas explotaciones que aprovechan las zonas naturales de acumulación de cantos, bloques, arenas y arcillas, cuyo uso, estrictamente local, está encaminado hacia la conservación de caminos y obras próximas.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

Hidrológicamente, la Hoja de Isaba 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 8°C y 11°C y una precipitación media anual del orden de 1500 mm.

La evapotranspiración potencial es del orden de 620 mm según el método THORNTHWAITE y la real del orden de 550 mm para capacidades de campo entre 50 y 100 mm.

La Hoja se encuentra surcada por los ríos Eska y Belagua, que con dirección NNE-SSO recorren el sector oriental de la Hoja, constituyendo las zonas topográficamente más bajas. El sector septentrional y central de la Hoja, está surcado por el río Uztároz, que junto con los anteriores, conforman los cursos de agua principales de esta zona. Una serie de barrancos de mayor o menor importancia, prácticamente

todos de dirección NE-SO, completan la red hidrográfica, como los barrancos de Belabarze y Berroeta, en el sector oriental y en el sector occidental, los barrancos de Amuku, Landasargia y Zotrapea que vierten hacia el Norte, al río Uztárroz y el regato de Xabros y el río Bintes que vierten hacia el Sur, indicando la presencia de una divisoria de aguas.

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.

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 la Unidad, abarcado por la Hoja objeto de estudio se diferencian 5 subunidades hidrogeológicas o acuíferos propiamente dichos, con un funcionamiento hidrogeológico independiente.

Estas subunidades corresponden, en la mayor parte de los casos, a niveles calcáreos de cierta entidad, integrados en las megaturbiditas que se presentan en el flysch turbidítico eoceno. Son permeables por fracturación fisuración y/o karstificación, con gran extensión lateral y escaso desarrollo vertical (1 –100 m).

También se diferencian como acuífero las calizas y dolomías del Paleoceno, también permeables por fisuración y karstificación, cuya potencia oscila entre 50 y 150 m.

El resto de materiales aflorantes en la Hoja no presentan demasiado interés desde el punto de vista de explotación de recursos subterráneos, ya que, por su propia naturaleza (margas, argilitas, arcillas, margocalizas, areniscas, flysch, etc.) pueden considerarse poco permeables o prácticamente impermeables.

A continuación se realiza para la Hoja una diferenciación de unidades cartográficas hidrogeológicas, basada en la cartografía geológica llevada a cabo, ya que, al alcanzarse un mayor grado de detalle cartográfico se puede afinar en la caracterización hidrogeológica de los materiales implicados en la zona.

7.2.1. 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. Para su discretización, básicamente se atiende a tres criterios fundamentales: litología, geometría y permeabilidad.

Se han agrupado aquellas unidades geológicas que, siendo estratigráficamente adyacentes, por su similitud en cuanto a sus características hidrogeológicas presentan un mismo comportamiento hidráulico.

7.2.1.1. Margas y limolitas. Campaniense-Maastrichtiense

La unidad diferenciada comprende el nivel 2 de la cartografía geológica realizada. Los tramos basales de este conjunto, esta constituido por limolitas. Hacia techo pasa a una serie monótona de margas y margolimolitas de tonos grises y aspecto homogéneo.

Esta unidad, aflora en el núcleo de los anticlinales de Belabarze y de Ezkaiturrea, y en el vértice nororiental de la Hoja, en la subida Belagua, con una potencia aproximada comprendida entre 200 y 600 m, aunque al estar afectadas por una fuerte deformación interna, las determinaciones de espesor son difíciles de precisar.

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.

Hidrogeológicamente, la unidad se considera prácticamente impermeable, dado el predominio de materiales margosos y finos. Actúa a modo de sustrato impermeable con respecto a formaciones permeables suprayacentes (siguiente unidad), generando surgencias de descarga de las mismas.

7.2.1.2. Calizas arenosas, calizas y dolomías. Maastrichtiense-Thanetiense

Esta unidad comprende los niveles cartográficos 3, 5, y 6 constituyendo los resaltes calcáreos que se observan en los flancos de los anticlinales de Ezkaurre y Belabarze,. La potencia de la unidad oscila entre 120 y 150 m

La unidad está constituida en la base por un tramo de escasa potencia, perteneciente al Cretácico superior, conformado por calcarenitas bioclásticas más o menos areniscosas y areniscas calcáreas de tonos crema que aflora en el flanco meridional del anticlinal de Ezkaurre,

A techo y discordante aparece un tramo, ya del Paleoceno, constituido por un nivel inferior formado por dolomías de aspecto sacaroideo poroso, color blanquecino y aspecto masivo homogéneo, y otro superior formado por calizas de grano fino y calizas dolomíticas tableadas de color blanco. El tramo presenta espesores comprendidos entre 20 y 30 m.

La unidad culmina con un conjunto conformado por calizas micríticas y calizas bioclásticas tableadas, organizadas en capas cuyas potencias varían entre 10 y 40 cm, con base neta, estratificación ondulada o cruzada de bajo ángulo. Normalmente aparecen amalgamadas, aunque ocasionalmente se encuentran separadas por niveles de margas calcáreas. A techo presenta un nivel de calizas arenosas de escasa potencia. Este último tramo mantiene espesores del orden de 100 m.

Hidrogeológicamente la unidad se considera en conjunto como un acuífero de permeabilidad media-alta, debido, fundamentalmente, a la fracturación, fisuración y /o karstificación de los niveles carbonatados.

La karstificación en la unidad es evidente sobre el conjunto carbonatado Paleoceno, ofreciendo un gran número de formas exokársticas de diferente envergadura.

7.2.1.3. Margas de base. Alternancia de areniscas, calcarenitas y arcillas. Thanetiense- Luteciense

La unidad constituye la gran masa de materiales sedimentados entre los últimos niveles de calizas del Paleoceno y el techo del Grupo Hecho. Comprende los niveles

cartográficos 9, 10 y 19 de la cartografía geológica. Está formada por un conjunto de turbiditas terrígenas de unos 3.300 m de potencia que incluye en la base, un tramo margoso de escasa potencia y prácticamente impermeable. En esta Hoja la unidad que se describe tiene una amplia representación, aflorando en la práctica totalidad de la superficie excepción hecha de los afloramientos cretácicos y paleógenos.

Comprende 3 tramos bien diferenciados. El inferior (Thanetiense-Ilerdiense) 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. Aflora con gran continuidad en los flancos de las anticlinales antes citados, a techo de los niveles calcáreos descritos anteriormente. La potencia es del orden de 20-30 metros, acuñándose hacia el Norte, en donde desaparece, posiblemente erosionado por el conjunto turbidítico terrígeno suprayacente (tramo medio).

El tramo medio (Ilerdiense-Cuisiense) está constituido por 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 este tramo predominan los términos más groseros, con relación areniscas/lutitas, superior a 1. La potencia supera los 300 m. reduciendo los espesores, debido a la erosión producida por la MT4. En esta Hoja, el tramo descrito aflora en la mitad nororiental y en las cercanías de Urzainqui, al Sur de Isaba.

El tramo superior (Cuisiense-Luteciense) está formado por una alternancia de areniscas de grano medio a fino y raramente grueso, con cemento calcáreo y tonos gris oscuro a pardo rojizo, distribuidas en bancos que no sobrepasan los 30 cm, alternantes con arcillas calcáreas de color beige estratificadas en capas decimétricas. En conjunto, presenta facies más lutíticas y las capas de arenisca son más delgadas. La relación arenisca/lutita es inferior a 1. En conjunto presenta hasta 3000 m de potencia aflorando en el tercio suroccidental de la Hoja. En la base se reconocen abundantes canales turbidíticos que están constituidos por capas calcareníticas.

Se estima una permeabilidad baja o muy baja para el conjunto de la unidad, debido al predominio de materiales detríticos finos. La permeabilidad es menor en el tramo inferior de carácter margoso (prácticamente impermeable). Los tramos carbonatados con cierta permeabilidad por fracturación y fisuración quedan desconectados hidráulicamente por las alternancias de carácter detrítico (arcillas principalmente).

7.2.1.4. Brechas calcáreas. Margas con bloques. Calcarenitas. Cuisiense – Luteciense.

En esta unidad se agrupan los niveles calcáreos de Megaturbidita de gran continuidad en todo el surco turbidítico Eoceno (Grupo de Hecho). Durante el desarrollo de la cartografía geológica de la Hoja a escala 1:50.000 de Ochagavía se han diferenciado 7 niveles de Megaturbidita, correlacionables, en principio, con las definidas por LABAUME et al (1983). En la Hoja objeto de estudio a escala 1:25.000 aparecen 4 de los citados niveles (MT3, MT4, MT5 y MT6). También se incluye un nivel calcarenítico no correlacionado con ningunas de las megacapas con expresión en el ámbito de la cuenca.

El primero de ellos, aflora en el límite meridional de la Hoja, cerca de la localidad de Urzainqui. Este nivel forma parte del tramo basal de la Megacapa 3 (MT3). Está constituido por clastos de calizas margosas y bioclásticos (n. 13 en la cartografía geológica) que alcanzan hasta 20 m de espesor.

La Megaturbidita (MT3) culmina con un nivel de calcarenitas de tonos grises con pequeños niveles de brechas calcáreas en la base (n. 15 en la cartografía geológica). Aflora al Norte de Urzainqui, como suprayacente del nivel descrito anteriormente y al Norte del cabalgamiento de Ochagavía-Isaba. El espesor de este nivel, no es muy continuo, presentando grandes variaciones. La potencia máxima es de unos 50 m, que disminuye lateralmente, hasta potencias de orden métrico.

La base de la Megaturbidita (MT4) está conformada por un nivel olistostrómico carbonático (n. 16 en la cartografía geológica) que presenta un espesor de unos 20 metros, desapareciendo hacia el Norte, en donde disminuye de potencia y se integra dentro del nivel calcarenítico (n. 18 en la cartografía geológica). Aflora en el sector central, en el borde meridional de la Hoja, casi exclusivamente en la margen izquierda del río Eska, a la altura de la Peña de Arkadoia.

Está constituido principalmente por clastos de calizas margosas y bioclásticas con abundantes Nummulites, ocasionalmente se observan algunos clastos de turbiditas terrígenas, y de margas, que después de su erosión, dan lugar a grandes oquedades (n. 16 en la cartografía geológica).

Asociado a éste y a techo se encuentra un nivel de margas con bloques (n. 17 en la cartografía geológica), aflorando aproximadamente en los mismos sectores definidos anteriormente para el nivel cartográfico antes definido. Presenta una potencia máxima de unos 20 m, acuñándose hasta desaparecer a la altura de Arzanagerre, en donde se incorpora cartográficamente al tramo calcarenítico (n.18).

Culminando la MT4, aparece el nivel de calcarenitas ya mencionado (n. 18 en la cartografía geológica), de tonos marrones con espesores en torno a 20 m. En las zonas en donde no afloran los términos inferiores de la megaturbidita, en la base de este nivel se observan retazos de brechas calcáreas y margas. Sus afloramientos se distribuyen por la mitad meridional de la Hoja, constituyendo un nivel muy continuo,

En posición estratigráfica superior (Cuisiense – Luteciense) aparece un nivel calcarenítico (n. 20 en la cartografía geológica) con tonos grises y base muy neta, de unos 10 metros de espesor que se acuña rápidamente. Aflora al sur-oeste de Isaba, en el sector denominado como Rincon de la Solana, con una longitud de afloramiento de unos 1000 m, acuñándose hacia el SE, mientras que hacia el NO, se encuentra cortado por un cabalgamiento de Ochagavía-Isaba.

Este nivel no se correlaciona con ninguna megacapa datada y debe corresponder a algún nivel de acumulación calcarenítica de rango local, sin expresión en el ámbito de la cuenca.

En el sector occidental de la Hoja, en el barranco de Xabrós y en el río Binies, prolongándose al SE, hacia la Hoja de Roncal (143-II) aflora la MT5 que está constituida, en la base, por una brecha de clastos calcáreos (n. 21 en la cartografía geológica) de unos 50 m de potencia. A techo aparece un tramo de margas con bloques calcáreos (n. 22 en la cartografía geológica), culminando con un nivel de calcarenitas (n. 23 en la cartografía geológica) que define geográficamente la MT5 ya que los dos niveles anteriores se acuñan hacia el Norte y hacia el Este. El espesor medio de este nivel oscila alrededor de 75 m, disminuyendo hacia el Este.

La Megaturbidita MT6 está representada por un nivel formado por calcarenitas de tonos marrones (n. 24 en la cartografía geológica) con granoclasificación y estructuras de escape de agua. El espesor medio de este nivel es del orden de 50 m. Aflora en

cuadrante suroriental de la Hoja asociado al sinclinal ubicado en las inmediaciones del repetidor de Isaba.

Hidrogeológicamente, los niveles de calizas brechoides y calcareníticos constituyen acuíferos de cierta entidad, permeables por fracturación, fisuración y/o karstificación. La potencialidad, en cuanto a recursos de agua subterránea se refiere, queda truncada por su escaso desarrollo vertical y el confinamiento de los materiales prácticamente impermeables que los rodean. No obstante, de forma puntual, bajo determinadas condiciones se puede obtener caudales de importancia.

También se puede apreciar que en el nivel turbidítico más antiguo de la hoja (MT3) no se detecta el término margoso intermedio, lo cual provoca, en toda su extensión, la interconexión directa de las brechas calcáreas y la calcarenita, favoreciendo la potencialidad hidrogeológica de dicho nivel.

Del mismo modo, también se aprecia que en los niveles exclusivamente calcareníticos (n. 20 en la cartografía geológica y MT6) no aparecen los términos brechoide y margoso, lo cual aumenta ligeramente el valor de la permeabilidad debida a la fracturación y karstificación de las calcarenitas.

En conjunto se puede estimar un rango de permeabilidad medio-alto para la unidad en conjunto, entendiendo que cada uno de los niveles esta desconectado hidráulicamente de los restantes y que su espesor saturado está fuertemente condicionado por el escaso desarrollo vertical de los términos permeables y por el grado de fracturación, fisuración y/o karstificación que presenten.

7.2.1.5. Cuaternario. Formaciones superficiales

En la Hoja de Isaba las formaciones superficiales son muy escasas, destacan las formaciones de origen fluvial y de gravedad, sin olvidar los productos residuales de la karstificación.

El Cuaternario de esta Hoja está representado fundamentalmente por los depósitos de fondos de valle que presentan una litología cantos y gravas, de naturaleza calcárea, cuarcítica, areniscosa y otras, envueltos en una matriz arenoso-arcillosa

La geometría de estos depósitos, en planta, es alargada y muy estrecha con un trazado serpenteante.

Hidrogeológicamente, se estima una permeabilidad media-alta, por porosidad intergranular, para estos depósitos, debido a la granulometría y al bajo grado de compactación que presentan. Predomina la permeabilidad media cuando las lutitas son mayoritarias en la matriz.

Las Llanuras de Inundación de los ríos Eska y Belagua están constituidas fundamentalmente por materiales terrígenos finos: arcillas y lutitas con intercalaciones de arenas y ocasionalmente gravas.

Hidrogeológicamente se trata de formaciones prácticamente impermeables, debido al predominio de materiales arcillosos y lutíticos.

Se han diferenciado dos niveles de terraza en esta Hoja compuestos por un conjunto de gravas y cantos de naturaleza cuarcítica y calcárea mayoritariamente con una matriz areno limosa o areno arcillosa.

Estos depósitos tienen un grado de permeabilidad medio-alto, debido a la elevada porosidad intergranular que presentan. No obstante dado su escaso desarrollo y extensión no constituyen acuíferos de importancia, aunque la utilización conjunta asociada a los cursos superficiales resulta altamente interesante.

Los conos de deyección se localizan, casi todos, en el valle del río Belagua con superficies inferiores a 0,20 kilómetros cuadrados. También, en menor grado, aparecen asociados al barranco de Belabarze. Su litología es similar a la de la de los fondos de valle pero con mayor abundancia de material detrítico fino que rellena los huecos entre cantos, por lo tanto se ha considerado para ellos una permeabilidad media-baja.

Los coluviones, deslizamientos y glaciares 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 rellenando el fondo de dolinas, uvalas y las formas menores del karst. 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 trata de depósitos prácticamente impermeables dado el predominio de material arcilloso. Esto no quiere decir que la dolina sea impermeable sino el fondo únicamente. Las paredes de los niveles carbonatados donde se enclavan en general, son de permeabilidad media-alta.

7.2.2. 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:

.Calizas paleocenas

.Niveles de Megaturbidita

.Formaciones permeables del Cuaternario

7.2.2.1. 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. A la unidad se agrega, en esta Hoja, un tramo de escasa potencia, perteneciente al Cretácico superior conformado por calcarenitas bioclásticas más o menos areniscosas y areniscas calcáreas.

Este acuífero se encuentra muy replegado con un espesor que supera el centenar de metros, no variando su potencia (120-150 m) en los afloramientos observados en esta Hoja.

Funcionamiento hidráulico

En cuanto al funcionamiento hidráulico, la recarga se produce mediante infiltración directa del agua de lluvia sobre los afloramientos del acuífero. La descarga se produce por manantiales, o directamente a los cursos superficiales a través de materiales cuaternarios. Las vías de drenaje de la unidad son el río Belagua y los barrancos de Belarce y Erroizi (afluentes del Eska por la izquierda). La principal es el río Belagua antes de llegar a Isaba, dando lugar en el mismo cauce del río a manantiales muy caudalosos en las épocas lluviosas y de deshielo, mientras que en estiaje los caudales se reducen considerablemente.

Es importante destacar el grado de karstificación existente en la unidad evidenciado por la presencia de formas exokársticas.

Parámetros hidráulicos

En las proximidades de la localidad de Remendía, en la vecina Hoja de Ochagavía (117-III), se ha efectuado un ensayo de bombeo en un sondeo de investigación llevado a cabo por el Servicio de obras Públicas del Departamento de Obras Públicas Transportes y Comunicaciones del Gobierno de Navarra.

Este sondeo intersecta la unidad entre los 133 y 174 m de profundidad, además también intersecta la Megaturbidita MT2 entre el metro 7 y 133. Por tanto el ensayo realizado afectaría a ambas formaciones. A partir de los resultados de la interpretación del ensayo de recuperación se estima una transmisividad de 12 m²/día.

En el informe de la interpretación se señala que la baja transmisividad del acuífero deducida a partir de este ensayo, parece provocada más por la falta de desarrollo del

pozo y la existencia de pérdidas de carga, que por una baja permeabilidad del acuífero.

Se debe apuntar que en este tipo de acuíferos no es conveniente generalizar un análisis de carácter puntual dado al carácter anisótropo del mismo. Aunque no existen datos concretos para este acuífero se estima una permeabilidad media-alta para la unidad en su conjunto debida, fundamentalmente al grado de fracturación y karstificación que presenta.

7.2.2.2. Megaturbiditas

Geometría

Esta unidad está formada por 4 grandes niveles calcáreos (MT3, MT4, MT5 y MT6). intercalados en la gran masa de turbiditas terrígenas que constituye el Grupo Hecho. También se incluye un nivel calcarenítico no correlacionado con ninguna de las megacapas con expresión en el ámbito de la cuenca.

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

Es importante destacar que en tres de los niveles (MT4 y MT5) existe un tramo margoso intercalado, prácticamente impermeable, que puede llegar desconectar los dos tramos permeables. Este tramo no es continuo, acuña lateralmente y por lo tanto posibilitando la conexión del acuífero.

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

Funcionamiento hidráulico

La recarga de estos niveles se produce por infiltración del agua de lluvia sobre los afloramientos de estos materiales y la descarga se produce por algunos manantiales próximos al contacto de los niveles calcáreos con las formaciones de turbiditas detríticas en fracturas relacionadas con estos niveles y directamente en los cursos fluviales.

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

Parámetros hidrogeológicos

Existen datos tomados en base a la interpretación de los resultados de ensayos de bombeo realizados en dos sondeos, situados las proximidades de la localidad de Ezcaroz (700 m al Norte), en la vecina Hoja de Ochagavía (117-III).

Los sondeos de Ezcaroz (R-1 y P-1, investigación y explotación), han sido realizados por el Servicio de obras Públicas del Departamento de Obras Públicas Transportes y Comunicaciones del Gobierno de Navarra. Atraviesan uno de los niveles de Megaturbidita de la unidad, concretamente el nivel MT4, intersectando los materiales calcáreos permeables.

Tal y como se deduce de los ensayos de recuperación y bombeo prolongado en los sondeos citados, la transmisividad media del acuífero se sitúa en torno a los 135 m²/día. Los valores para el coeficiente de almacenamiento se sitúan en torno a 10⁻³, aunque se observan variaciones importantes, correspondientes a condiciones de confinamiento.

7.2.2.3. 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 Eska y Belagua y demás cursos superficiales (barrancos)

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 por porosidad intergranular, dado el bajo grado de consolidación y la granulometría de los depósitos.

7.3. GEOTECNIA

7.3.1. Introducción

Se ha realizado una cartografía geotécnica de la Hoja nº 117-IV a escala 1:25.000, correspondiente a Isaba.

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

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

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

7.3.1. 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.

7.3.2. Zonación geotécnica

7.3.2.1. 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.

7.3.2.2. División en áreas y zonas geotécnicas

Area I: Comprende a los materiales cretácicos

Area II: Comprende los materiales terciarios

Area III: 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, y II4

Area III: Zona III1,

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

UNIDAD CARTOGRAFICA	ZONACION GEOTECNICA	DESCRIPCION
516,524,525,540,523,527,526,536,543,545	III ₁	Gravas, arenas, limos y arcillas
219,220,221,222,223,224,225, 226,229,232,233,234,242,248	II ₄	Calcarenitas, brechas calcáreas y margas con bloques
10 y 218	II ₃	Alternancia de areniscas, margas y calcarenitas
212	II ₂	Calizas margosas y margas
202,203,204,207, y 210	II ₁	Dolomías, calizas dolomíticas, calizas tableadas y masivas
189 y 191	I ₂	Margas, limolitas y calizas margosas
177	I ₁	Dolomías y areniscas

7.3.3. Características geotécnicas

7.3.3.1. Introducción

7.3.3.2. 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.

7.3.3.3. Area I

Zona I2

Localización

Esta zona constituye el núcleo de los anticlinales de Belabarze y Ezkaurre, y en los llanos de Belagua.

Características litológicas

Está constituida mayoritariamente por margas y limolitas, si bien pueden incluir algún 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.

Características constructivas

-Condiciones de cimentación

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

Entre los problemas de cimentación puede considerarse:

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

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

Condiciones para obras de tierras

-Excavabilidad

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

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

Los niveles de calizas arenosas, no son ripables.

-Estabilidad de taludes

Los taludes naturales son estables, únicamente presentan el problema de la alteración de las margas que progresivamente van deteriorando el talud, observándose abundantes acaravamientos. Los taludes artificiales, en las margas alteradas

producirán flujos de barro y deslizamientos, mientras que los que se efectúen en margas sanas presentarán con el tiempo un deterioro progresivo, así mismo es posible la existencia de cuñas.

-Empujes sobre contenciones

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

-Aptitud para préstamos

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

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

-Aptitud para explanada de carreteras

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

-Obras subterráneas

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

7.3.3.4. Area II

Zona II1

Localización

Se localiza en los flancos de los anticlinales antes citados, constituyendo los materiales competentes que conforman estas estructuras.

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 más 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 II2

Localización

Constituye los niveles superiores que afloran en los anticlinales antes citados, acuñándose hacia el norte.

Características litológicas

Esta constituido por un conjunto de margas, con alguna intercalación de caliza margosa, si bien la características que se desarrollan a continuación se refieren fundamentalmente a los términos margosos, ya que los términos más calcáreos presentan características geotécnicas más próximas a las descritas para la Zona II1.

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 asentamientos diferenciales inadmisibles.

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

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

-Excavabilidad

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

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

-Estabilidad de taludes

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

-Empujes sobre contenciones

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

-Aptitud para préstamos

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

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

-Aptitud para explanada de carreteras

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

-Obras subterráneas

Las obras subterráneas realizadas en estas Zonas afectarán a la formación sana que, de acuerdo con los términos descritos en la Metodología se consideran terreno Medio.

Considerada como formación rocosa, según la clasificación de Bieniawski (1979), corresponde a roca Media (Clase III) a Mala (Clase II).

Zona II3

Localización

En esta Hoja, los materiales que componen esta zona, se distribuyen por gran parte de la Hoja, constituyendo la gran masa de sedimentos aflorantes en esta región.

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

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

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

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

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

Características geotécnicas

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

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

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

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

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

Tomando como punto de partida los valores de la resistencia a compresión simple y empleando la correlación de Butler para arcillas sobreconsolidadas ($ER = 130 \times qu$) 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.

VALORES CORRESPONDIENTES AL IRUROZQUI

SONDEO	PROFUNDIDAD		TAMIZ 200 (%)	LL	PROCTOR		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-112 ^a	0,80	1,00	97,0	39,1	1,80	15,3	3,0	1,71	0,32	CL
C-103	1,50	2,40	92,0	42,8	1,78	16,2	0,6			CL
C-110	2,30	2,65	97,0	41,0	1,73	17,5	2,5	1,64		CL
C-112	1,20	1,30	94,0	46,2	1,67	15,5	0,7	1,59		CL

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

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

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

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 pozas) siempre que esos niveles se encuentren entre 3 y 6 m de profundidad. Ocasionalmente, puede ser necesario el empleo de pilotes si el espesor de margas alteradas es superior a 5-6 m y se precisen cargos admisibles superiores a las que posean dichas margas en el punto considerado.

El empleo de losa de cimentación puede ser particularmente adecuado cuando en el área ocupada por el edificio, se produzcan variaciones notables en el espesor del horizonte alterado, que den lugar a 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 II4

Localización

En esta Hoja, estos niveles se pueden observar como intercalaciones calcáreas cortando la mayor parte de los cursos fluviales que drenan el sector sur-occidental.

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. En su muro, se pueden observar un conjunto de margas con bloques y brechas calcáreas. 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).

7.3.3.5. Area III

Zona III1

Localización

Se encuentran distribuidas por todo el ámbito en la Hoja, aunque adquieren un mayor desarrollo a lo largo del río Belagua.

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 Belagua. Además existen afloramientos de material procedente de laderas y arcillas de descalcificación.

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.

8. 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.

BARRERE, P.

1962

Reliefs murs perches de la Navarre Orientale.

Rev. Geogr. Des Pyrénées et Sur-Ouest. XXXIII, 26-40

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, Garraida

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.

CARBAYO, A. et al.

1978

Mapa Geológico de España Esc. 1:50.000. 2ª Ser. Hoja nº 117. Ochagavía. IGME

CARTERAS, M.

1971

Carte geologique de la France 1:50.000, XIV-47, Larrau

Sev. Geol. National BRGM, Orleans

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

1978

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

Servicio Geológico, Diputación Foral de Navarra.

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

1982

Las aguas subterráneas en Navarra. Proyecto hidrogeológico

Diputación Foral de Navarra, 230 pp.

CAVELIER, C.

1968

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

Memoire du BRGM, Colloque sur L'Eocene.

CIRY, R.

1951

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

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

CIRY, R.; AMIOT, M. y 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 (Tubidi tas 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. somom. 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 Jurassique 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.

1997

Mapa Geológico de Navarra a escala 1:200.000

Gobierno de Navarra.

FEUILLEE, P.

1965

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

Actes 4^o Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes, 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 Crétacée supérieure à Miocène des Navarra-Alavais.

These. Universite de Pau

GARCIA SANSEGUNDO, J.

1991

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

Tesis Doct. Univ. de Oviedo.

GOMEZ DE LLARENA, J.

1950

La magnesita de Eugui (Navarra)

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

HEDDEBAUT, C.

1965

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

Bul. Soc. Geol. France, 7

HEDDEBAUT, C.

1967

Observations tectoniques sur le massif des Aldudes (Basses Pyrénées)

C.R. Somm Seances Soc. Geol. France

HERNANDEZ SAMPELAYO, P.

1933

El flysch en Yesa, Navarra.

Not. y Comunicados del IGME.

HOTTINGER, L.

1961

Acerca de las Alveolinas paleocenas y eocenas

N. y C. IGME, nº 64, p. 37, Madrid.

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

1981

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

Geology, 9, pp. 161-164.

KLARR, K.

1971

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

Clausthaler Geol. Abh. II Clausthal - Zefferfeld

KLARR, K.

1974

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

Pirineos III

KULLMANN, J.

1970

Oberdevonische und karbonische Goniatiten-Faunen in den Spanischen Westpyrenäen.

Clausthaler Geol. Abh. H. 12.

LABAUME, P.

1983

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

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

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

1983

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

Bull. Soc. Géol. France, (6), 25 pp.

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

1985

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

Tectonics 4 pp. 661-68.

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

1987

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

LAMARE, P.

1927

Sur la structure des Pyrénées navarraisses.

C.R. XIVº 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 Pyrenee.

These. Universite de Pou.

LÓPEZ MARTÍNEZ, J.

1981

Sedimentación y deformación de un depósito fluvio-glaciar en el valle del Roncal (Pirineo Navarro).

V Reun. Gr. Español Trabajo del Cuaternario. Sevilla. Pp. 267-279

LOPEZ MARTINEZ, J.

1983

Geología, geomorfología, clima e hidrología del macizo de la Piedra de San Martín.

Reunión Monográfica sobre el karst de Larra – 82

Publ. Servic. Geol. Diput. Foral de Navarr, pp. 15-53.

LOPEZ MARTINEZ, J.

1986

Geomorfología del Macizo kárstico de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental)

Tesis Doctoral, Univers. De Zaragoza, 529 p.

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 superposition des déformations dans les Pyrénées occidentales.

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

MUÑOZ, J.A.

1992

Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section

In: Mc. Clay, K.R. (Thrusts Tectonics), eds, pp.

MUTTI, E.

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. et al

1975.

Turbidite facies and facies associations?. In: Examples, of turbidite facies and facies association form selected formations of the northern

Appennines. Field trip Guidebook, IX Int. Congr. Sediment. A 11, pp. 21-36.

MUTTI, E., et al.

1979.

The role of sedimentary by-passing in the genesis of fan fringe and basin plain turbidites in the Hecho Groups System (South-Central Pyrenees)

Mem. Soc. Geol. Italia, 18, pp. 15-22.

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.; et al

1978

Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. 2ª Ser. Hoja nº 143. Navascués. 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.

ROURE, F.; CHOUKRONE, P.; BERASTEGUI, X., MUÑOZ, J.A.; VILLIEN, P. MATHERON, P.; BAREYT, M.; SEURET, M., CAMARA, P. & DERAMOND, J.

1989.

ECORS Deep Seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees

Tectonics, Washington, 8, 1, pp. 41-50.

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.

SANCHEZ CARPINTERO, I.

1972

Estudio Geológico de las Sierras de Leyre y Navascués?. Contribución al conocimiento estratigráfico.

Tesis Navarra.

SEGURET, M.

1972

Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées.
Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité

Publ. Ustela. Série Géol., Struct. 2, Montpellier, 155 P.

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.

SELZER, G.

1934

Geologie der Sudpyrenaische Sierrren in Ober-aragonien

Neves Jhrb. Geol. Pal. Min. 88, Abt. B. 370-406. Traducción española (1948). Publ. Extranj. Sobre Geología de España, C.S.I.C. Madrid.

SIMO, A.

1989

Upper Cretaceous platform-to-basin depositional sequence development, Tremp basin, south-central Pyrenees

In: P. D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg y J. Read (eds), Controls on carbonate platform and basin development, S.E.P.NM. Spec. Publ. 44, pp. 365-378.

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, A.

1990

El Cretácico superior en la terminación occidental de la Zona Axial Pirenaica

Geogaceta, 8, pp. 84-86.

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 ELSBERG, J.N.

1968

Geology of the upper Cretaceous and part of the lower Tertiary, North of hecho and Aragües del Puerto
(Spanish Pyrenees, province of Huesca)

Est. Geol. 24, pp. 39-77.

VAN LUNSEN, H.A.

1970

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

Geol. Utraiectina, 16.

VILLALOBOS, L.; RAMIREZ, J.

1974

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

Pirineos III.