

HOJA 140 - 1 (ZUDAIRE)

INDICE

INDICE

Pags.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

	Pags.
1.2.3. Macrosecuencia Eoceno-2	25
1.2.3.1 Calizas de algas y calcarenitas (29). Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritziense).....	26
1.2.3.2 Margocalizas y calizas bioclásticas (30). Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritziense).....	28
1.2.3.3 Calcarenitas bioclásticas (31). Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritziense).....	28
1.2.4. Macrosecuencia Eoceno-3	30
1.2.4.1 Margas con yesos (34). Bartoniense.....	30
1.2.4.2 Arenas y areniscas calcareas (35). Bartoniense	31
1.3. CUATERNARIO	32
1.3.1. Arcillas de decalcificación. Fondos de dolina y polje (60). Pleistoceno-Holoceno	32
1.3.2. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis y glacis degradados (58 y 59). Pleistoceno.	32
1.3.3. Gravas, arenas y arcillas. Terrazas (57). Pleistoceno.	33
1.3.4. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (61). Cantos con escasa matriz. Canchales (62). Holoceno	33
1.3.5. Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (63). Holoceno	34
1.3.6. Cantos en matriz de fangos. Depósitos aluvial-coluvial (66) y glacis actual-subactual (679). Holoceno	34
2.- TECTONICA	36
2.1. SIERRA DE LOKIZ	41
2.2. DOMO DE ZUFIA.....	43
2.3. LAS SIERRAS DE URBASA Y ANDIA	44
2.4. BORDE DE LA CUENCA DEL EBRO	47
2.5. DIAPIROS DE ESTELLA, ALLOTZ Y SALINAS DE ORO: LA FALLA DE PAMPLONA	49
2.6. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES	51

3.-	GEOMORFOLOGIA	56
3.1.	SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA	57
3.2.	ANALISIS GEOMORFOLOGICO	59
	3.2.1. Estudio morfoestructural	59
	3.2.2. Estudio del modelado	60
	3.2.2.1 Formas de ladera.....	60
	3.2.2.2 Formas fluviales	61
	3.2.2.3 Formas poligénicas.....	62
	3.2.2.4 Formas kársticas	62
	3.2.2.5 Formas antropicas.....	64
	3.2.3. Formaciones superficiales	64
	3.2.3.1 Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis y glacis degradados (d, e, f). Poligénico. Pleistoceno	65
	3.2.3.2 Gravas, arenas y arcillas. Terrazas (B). Fluvial. Pleistoceno	65
	3.2.3.3 Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones. Cantos con escasa matría. Canchales. Laderas (A). Holoceno	66
	3.2.3.4 Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle. Fluvial (C). Holoceno.....	66
	3.2.3.5 Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subacual y depósitos aluvial-coluvial (G). Poligénico. Holoceno.....	67
	3.2.3.6 Arcillas de decalcificación. Fondos de dolina y polje. Kárstico (H). Pleistoceno-Holoceno	67
3.3.	EVOLUCION DINAMICA.....	69
3.4.	MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	70
4.-	HISTORIA GEOLOGICA	71

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

	Pags.
4.1. EVOLUCION DURANTE EL FINAL DEL CRETACICO INFERIOR Y CRETACICO SUPERIOR.....	77
4.1.1. Macrosecuencia regresiva del Albiense Superior-Cenomaniense Inferior (1).....	77
4.1.2. Macrosecuencia transgresiva Cenomaniense Inferior-Turonense Superior (2)	84
4.1.3. Macrosecuencia regresiva del Coniaciense (3).....	84
4.1.4. Macrosecuencia transgresiva del Coniaciense Superior-Santoniense	87
4.1.5. Macrosecuencia regresiva Campaniense-Maastrichtiense Inferior.....	89
4.2. EVOLUCION DURANTE EL INTERVALO CRETACICO FINAL-EOCENO SUPERIOR.....	91
4.2.1. Macrosecuencia "Paleocena" (Etapa 1).....	91
4.2.2. Macrosecuencia Eoceno-1 (Etapa 2).....	93
4.2.3. Macrosecuencia Eoceno-2 (Etapa 3).....	97
4.2.4. Macrosecuencia Eoceno-3 (Etapa 4).....	101
4.3. EVOLUCION DURANTE EL OLIGOCENO Y MIOCENO	103
4.3.1. Macrosecuencia del Oligoceno inferior	103
4.3.2. Macrosecuencia del Oligoceno Superior-Mioceno	104
5.- GEOLOGIA ECONOMICA	106
5.1. RECURSOS MINERALES.....	107
5.2. HIDROGEOLOGIA	108
5.2.1. Introducción.....	108
5.2.2. Climatología	109
5.2.3. Hidrología.....	109

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

5.2.4.	Características hidrogeológicas.....	110
5.2.5.	Hidrogeoquímica.....	118

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

	Pags.
5.3. CARACTERISTICAS GEOTECNICAS GENERALES	119
5.3.1. Introducción	119
5.3.2. Zonación geotécnica	120
5.3.3. Descripción de las unidades	121
6.- BIBLIOGRAFIA	128

La presente hoja y memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

ALFONSO OLIVE DAVO: Coordinación y dirección

MIGUEL ANGEL LOPEZ-HORGUE: Cartografía Geológica y Memoria

JUAN IGNACIO BACETA CABALLERO: Cartografía Geológica y Memoria

ALFONSO OLIVE DAVO: Cartografía Geomorfológica y Memoria

M. JESUS FRAILE: Cartografía Geomorfológica y Memoria

M. ASUNCION OTERO: Cartografía Geomorfológica y Memoria

SEGISMUNDO NIÑEROLA PLA: Hidrogeología y Memoria

EUGENIO VILLANUEVA MARTINEZ: Hidrogeología y Memoria

TECNA: Bases de datos. Digitalización. Geotecnia.

ASESORES:

ALFONSO MELENDEZ HEVIA
MATEO GUTIERREZ ELORZA

COORDINACION:

ESTEBAN FACI
JAVIER CASTIELLA

0.- INTRODUCCION

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

0.- INTRODUCCION

El cuadrante de Zudaire a escala 1:25000 (Hoja 140-I) forma parte de la hoja de Estella a escala 1:50000 (140, 24-08) del mapa topográfico nacional. Todo el área de este cuadrante se integra en la Comunidad Foral de Navarra, y más concretamente dentro de la comarca denominada Tierra Estella/Lizarralde.

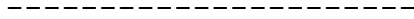
En general este cuadrante presenta un relieve elevado y bastante accidentado. La mayor parte de él corresponde a la denominada Sierra de Urbasa, amplia meseta de naturaleza calcarea que presenta alturas comprendidas entre 900 y 1300 m. Aproximadamente este cuadrante ocupa la mitad meridional de la sierra, zona que debido al control estructural aparece en su borde SE compartimentada en varios bloques separados por barrancos que vierten sus aguas al S. En la parte S de la hoja se sitúan una serie de relieves que configuran el borde septentrional de la Sierra de Lokiz. El área situada entre las dos sierras, la parte centro-meridional del cuadrante, corresponde al valle de las Ameskoas, donde se sitúan los municipios de Ekala, San Martín, Zudaire, Barindano, Baquedano, Gollano y Artaza. Por este valle circula el río Uiarra, el cual a la altura de Baquedano se une al Urederra, cuyo nacimiento se sitúa en un espectacular circo morfológico. Asimismo en este cuadrante se sitúa la cabecera del Barranco de Iranzu (extremo SE) y parte de las depresiones de tipo polje por las que discurre la carretera que desde Estella conduce al Puerto de Lizarraga (borde E).

Geologicamente este cuadrante se integra en la Región Vasco-Cantábrica, y más concretamente en el extremo oriental del denominado Dominio Navarro-Cántabro (FEUILLÉ y RAT, 1971). Los materiales aflorantes dentro de él corresponden a las sucesiones del Cretácico superior y Terciario inferior, ambas principalmente compuestas por sedimentos calcareos depositados en ambientes marino someros. Como trabajos generales y de referencia obligada sobre la zona, cabrían destacar los de PALACIOS (1919), LOTZE (1929), RIOS (1956), RAT (1959), MANGIN (1959), FEUILLÉ y RAT (1971) y AMIOT (1982), así como las recientes tesis doctorales de BACETA (1996) y PAYROS (1997).

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Otra fuente muy importante de datos sobre este área proviene de los diferentes planes de cartografía geológica realizados previamente por la Diputación de Navarra y el Instituto Geológico y Minero.

1.- ESTRATIGRAFIA



¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.- ESTRATIGRAFIA

Los materiales de esta hoja abarcan edades comprendidas entre el Coniaciense inferior y Eoceno superior. Estructuralmente, es una zona con suave deformación continua, correspondiendo mayoritariamente al flanco sur del sinclinal de Urbasa, con pequeños buzamientos al N; por el contrario, la deformación por fracturas es importante en la parte noreste, correspondiendo al sistema de fallas SW-NE que articula el contacto entre las sierras de Urbasa y de Andia, en su área occidental. Las series del Coniaciense presentan un gran desarrollo, presentando aquí su tránsito a facies más distales; asimismo, el Santoniense está bien representado en el Valle de Amezkoa. El Maastrichtiense superior-Terciario marino ocupa el cresterío de la Sierra de Urbasa y toda la planicie superior de la misma. El Campaniense y Maastrichtiense inferior se encuentran omitidos por la Discontinuidad Intramaastrichtiense.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.1.CRETACICO SUPERIOR

1.1.1. MARGAS Y MARGOCALIZAS (12-D). TURONIENSE MEDIO-CONIACIENSE INFERIOR.

Se trata de una litología homogénea tanto lateral como verticalmente, cuya subdivisión ha sido hecha en la hoja de Estella-Lizarra, en base a criterios estratigráficos, puesto que son tramos de cierta entidad separados por intervalos más carbonatados asimismo de gran continuidad lateral en la zona de estudio. En la hoja que aquí nos concierne (Zudaire, 140-D) sólo encontramos representada la parte superior del último tramo (12-D), cuyos afloramientos se localizan en la entrada por el S de la garganta que forma el río Urederra. Entrarían a formar parte dentro de la denominada Formación Ollogoyen de Amiot, 1982, siendo el techo de la misma. La base del mismo, gradual con su infrayacente, se encuentra en la hoja de Estella-Lizarra.

Consiste este tramo en margas, relativamente arcillosas, gris-azuladas, monótonas, que presentan hasta un 30-40% de términos margocalizos y calizas margosas; estas últimas pueden llegar a ser algo nodulares. Hacia techo presentan alguna capa centimétrica de calcarenita muy fina, siendo probablemente equivalente lateral de las calcarenitas suprayacentes. Se distinguen escasas bioturbaciones, pequeños tubos planares de muy pequeña sección (1-2 mm) y obliteraciones de la marga de contornos redondeados (posiblemente debidas a equínidos). La fauna fósil es generalmente escasa, pudiéndose distinguir equínidos, bivalvos, ammonites y braquiópodos, así como abundantes foraminíferos planctónicos. Presentan una potencia total de 375 m, aflorando en esta hoja sólo los últimos 100 m..

Corresponden a un medio de plataforma carbonatada distal, posiblemente pelágica; la ganancia en calcarenita hacia techo nos hablaría sobre la progradación de los sistemas carbonatados más someros equivalentes, situados al sur, fuera del ámbito de la comunidad navarra; esta somerización culmina con la instauración de la plataforma suprayacente.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

La edad viene determinada por correlación con los materiales de la hoja de Estella- Lizarra, siendo aproximadamente Turoniense medio-Coniaciense inferior.

1.1.2. CALCARENITAS BIOCLÁSTICAS EN BANCOS METRICOS, OCASIONALMENTE CON CONTENIDO TERRIGENO (15-A). CONIACIENSE.

Se trata de las calizas bioclásticas que configuran los resaltes de la garganta del Urederra, continuación morfológica del cresterío de la Sierra de Lokiz. Se incluyen dentro de la Formación Viloría de Amiot, 1982. Están compuestas por calcarenitas de grano grueso a fino agrupadas en bancos métricos; en esta zona son más margosas que sus equivalentes al S (hoja de Estella-Lizarra), dibujando un dispositivo general de plataforma carbonatada en tránsito a facies más distales hacia el N-NE. Llegan a presentar hasta un 10% de fracción arena fina-limo, siendo ésta más abundante hacia partes más internas del sistema. La base es gradual, pero rápida, sobre las margas infrayacentes, llegando incluso a ser en parte equivalente lateral de las mismas. Se pueden dividir en tres tramos principales de aproximadamente 150 a 200 m de espesor, separados por facies calcareníticas finas algo margosas, conformando un total de 500-550 m, para la zona de Barindano; en áreas adyacentes fuera de la zona de estudio presenta algo más de desarrollo, llegando a 700-800 m totales (Lana-Eulate).

Los dos primeros cuerpos presentan cambio lateral a margas y calcarenitas finas tanto hacia el N como hacia el E; el tercero de ellos, por el contrario, ofrece desarrollo de facies calcareníticas hacia el E y cambio lateral a calcarenitas y margas hacia el W (en la esquina suroeste de la hoja, al sur de Ekala-San Martín). Internamente llegan a presentar estratificación cruzada a gran escala, en "sets" de orden métrico a decamétrico. Hacia techo de la serie se pueden distinguir superficies de estratificación muy bioturbadas (galerías, obliteración de la S0) y ricas en fauna de pequeños ostreidos, braquiópodos, serpúlidos y corales ramosos; estas superficies se pueden interpretar como generadas por el abandono de barras progradantes, habiendo ofrecido un biotopo adecuado para la implantación de

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

fauna bentónica, probablemente en condiciones de escasa energía y de no mucha profundidad de aguas.

En términos generales, estas calcarenitas se consideran depositadas en una plataforma externa afectada por corrientes y posiblemente de no gran profundidad, tal como lo atestiguan las faunas encontradas en las superficies de abandono. Representan una somerización respecto al término anterior. El techo es neto, pasando directamente a margas y presentando cierta nodulización; esto último se observa en los alrededores de Barindano y Urrea.

La edad atribuida a este término viene definida por su infrayacente y su suprayacente, ya que en él mismo no se han encontrado fósiles datadores, por el momento:

- base, Coniaciense inferior.
- techo, Coniaciense superior, no terminal (en Venta de Barindano, en las margas suprayacentes del término 17-A, Wiedmann, 1979 señala *Paratexanites* cf. *emscheris* (Schluter), *Gauthiericeras aberlei* (Redt.), *Gaudryceras vascogoticum* Wiedmann, *Scaphites compressus* D'orbigny, *Echinocorys vulgaris* Breyn, *Hemiaster cottreaui* Lambert, *Micraster larteti* Lambert, *Micraster corbaricus* Lambert, *Gibbaster* cf. *mengaudi* Lambert.

1.1.3. MARGAS Y CALCARENITAS EN BANCOS FINOS (16-A y B). CONIACIENSE.

Corresponde al equivalente margoso de los dos primeros tramos de calcarenitas y del último de ellos respectivamente, del término anterior. El subtérmino 16-A aflora en la entrada sur a la garganta del río Urederra, hallándose el tránsito lateral entre éste y 15-A, aproximadamente en esta zona. Llega a alcanzar 300 m de espesor. El muro presenta tránsito gradual sobre los términos margosos infrayacentes, de los que se distingue por la paulatina aparición de capas de calcarenita muy fina, elementos distales de los sistemas calcareníticos de plataforma equivalentes. Por las relaciones areales observadas, el tránsito

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

lateral entre 15-A y 16-A seguiría una lineación aproximada NW-SE, más o menos ortogonal a la lineación de diapiros navarros (Estella-Irurzun).

Las calcarenitas se representan en capas centimétricas de base neta, con frecuentes estructuras de laminación cruzada tipo Hummocky, así como laminación paralela y cruzada de ripple; por el contrario, las margas son similares a las infrayacentes, carentes de estructuras y ocasionalmente bioturbadas.

Se interpretan ambas facies como generadas en áreas adyacentes a una plataforma carbonatada relativamente somera, pero comparativamente más profundas; dichas áreas no serían aptas para el desarrollo de organismos productores de granos carbonatados, considerándose las calcarenitas finas como intrusiones eventuales de material procedente de la plataforma mediante corrientes generadas por tormentas.

Tienen una edad Coniaciense inferior-medio, debido a que son equivalentes de solamente los dos primeros tramos del término 15-A.

La aparición de 16-B se reduce a una pequeña porción de la esquina suroeste de la hoja, aflorando solamente los últimos 80 metros. Es de similar naturaleza a las margas y calcarenitas descritas anteriormente, siendo igual su interpretación ambiental. Es de destacar el cambio de polaridad de la plataforma carbonatada que sugiere la relación lateral del último tramo de 15-A con 16-B (polaridad W), respecto al esquema anterior de 15-A con 16-A (polaridad NE).

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.1.4. MARGAS, MARGOCALIZAS Y CALCARENITAS CON ESPONJAS Y EQUINIDOS (17-A y C). CONIACIENSE SUPERIOR-SANTONIENSE MEDIO.

Se trata de un término litológico subdividido atendiendo a criterios estratigráficos, siguiendo la misma idea que para las subdivisiones realizadas en términos anteriores. La subdivisión 17-A responde al sistema suprayacente a 15-A e infrayacente de 18 (aunque también parcialmente equivalente a éste); por el contrario, 17-C es la misma litología pero equivalente lateral en esta hoja al término 18. Ambas subdivisiones, 17 A y C no llegan a ponerse en contacto, criterio fundamental para la individualización. Ambas se encuentran bastante cubiertas, ofreciendo algunos afloramientos acaravados en las cercanías de Urra y Baquedano y en los aledaños del curso del río Uiarra. Entrarían a formar parte de la Formación Barindano (Amiot, 1982). La base de 17-A es neta sobre el término infrayacente, disponiéndose directamente margas sobre una superficie calcarenítica algo nodulosa; asimismo 17-C también presenta un contacto neto de margas sobre una de las barras calcareníticas de 18. Su potencia alcanza 175 m aproximadamente para ambos subtérminos. Hacia el E, llegan a desaparecer por discordancia, disponiéndose materiales del Maastrichtiense superior.

Litológicamente son muy similares, correspondiendo a margas de tonos grises azulados claros, muy parecidas a las margas descritas en términos anteriores del Cretácico superior; presentan niveles centimétricos de margocalizas, a veces nodulosas, y capas discretas de calcarenitas de grano fino a muy fino con bases netas y laminación paralela y cruzada tipo Hummocky. El contenido fósil es particularmente abundante en los tránsitos al término 18, siendo característicos los equínidos del género *Micraster* sp.; asimismo, presentan también restos de ammonites, bivalvos, braquiópodos y esponjas.

Se interpretan, ambos, como distales de sistemas de rampa carbonatada calcarenítica, con esporádicas entradas de material calcarenítico fino debido a corrientes generadas en momentos de tormenta, tal como atestigua la presencia de estructuras tipo Hummocky. La presencia de nadadores nectónicos libres (ammonites) apoya la génesis en un sistema de

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

offshore, pero no necesariamente profundo.

En la base de 17-A se ha datado el Coniaciense superior (ver término 15-A) y en la parte media del 17-C/18 se ha encontrado *Texanites quinquenodosus* (Redtenb.), *Texanites hispanicus* Coll., *Texanites cf. hourcqi* Coll., *Micraster corbaricus* Lambert, *Micraster larteti* Lambert, *Gibbaster cf. mengaudi* Lambert y *Echinocorys vulgaris* Breyn, lo que indica una edad Santoniense inferior (Wiedmann, 1979).

1.1.5. CALCARENITAS Y MARGAS (18). MARGAS Y MARGOCALIZAS (17B). SANTONIENSE INFERIOR-MEDIO.

Aflora a lo largo del Valle de Amezkoa, de E a W, creando un resalte morfológico (cresta-cuesta) inmediatamente al Sur de Zudaire-Ekala, aunque en general algo cubierto. Se pueden observar muy bien en el corte de ésta última localidad. Presentan una potencia variable, entre 40 y 175 m, debido a su tránsito lateral hacia el NE con término 17-C. Son consideradas como Formación Zudaire (Amiot, 1982).

Litológicamente son calcarenitas bien estratificadas en capas centimétricas, con finas pasadas margosas inter-banco, en ocasiones algo limosas, dispuestas en tramos de orden métrico separados por margas y calizas margosas ricas en fauna de equínidos y esponjas. Su base es gradual con el término 17-A, así como su techo, definido por una ganancia paulatina del contenido margoso. Estas calcarenitas se pueden dividir en dos tramos separados por un intervalo más margoso, el cual gana entidad tanto hacia el W (donde se llega a diferenciar el término 17-B) como hacia el E, hacia Baquedano (dentro del término 17-C); es también hacia esta localidad donde pasan lateralmente a facies margosas. Asimismo, llegan a desaparecer también hacia el E por efecto de la Discontinuidad Intramaastrichtiense.

Ambientalmente, son interpretadas como generadas en una rampa carbonatada externa con alta producción biogénica, y posiblemente de profundidad moderada.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Su edad es Santoniense inferior-medio debido a dataciones de su base (ver término 17) y posición estratigráfica.

1.1.6. MARGAS Y MARGOCALIZAS CON ESPONJAS (19). SANTONIENSE MEDIO-SUPERIOR.

Afloran escasamente en las laderas meridionales de la Sierra de Urbasa, donde constituyen un tramo blando muy colonizado por vegetación. Presentan una potencia de 450 a 400 m, llegando a desaparecer hacia el E por la discordancia intramaastrichtiense. Corresponden a la Formación Vitoria de Amiot, 1982.

La base es gradual, correspondiendo a una ganancia paulatina del contenido arcilloso y una total desaparición de las facies calcareníticas. En general configuran una secuencia de contaminación en terrígenos, llegando a presentar fracción limolítica hacia techo. Hacia la base, por tanto, presentan facies más calcáreas, tales como margocalizas y algún término transicional a caliza margosa, con abundantes restos de esponjas, así como bivalvos y braquiópodos; luego pasan a margas y margas limosas con margocalizas, con equínidos y bivalvos, así como alguna esponja dispersa.

Se interpretan como generadas en un sistema de plataforma distal relativamente profunda, sugiriendo una profundización relativa respecto al término anterior. La ganancia en contenido terrígeno hacia techo podría sugerir la progradación en áreas más al sur, de sistemas siliciclásticos.

La edad es sugerida por su posición estratigráfica como Santoniense medio-superior, así como por la presencia de foraminíferos planctónicos (IGME, 1987?): *Globotruncana concavata carinata* (D'alb.), *Globotruncana concavata concavata* (Brotz.), *Heterohelix semicostata* (Cush.). El Campaniense y Maastrichtiense inferior no han sido encontrados mediante asociaciones fósiles, sugiriéndonos su falta por la discordancia

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

intramaastrichtiense.

1.2. CRETACICO FINAL Y TERCIARIO MARINO

La sucesión del Cretácico final y Terciario marino de las Sierras de Urbasa, Andia y San Donato-Satrustegi, es una de las más variadas y completas a la escala del dominio pirenaico. Con un espesor que supera los 1000 m a lo largo de la mayor parte de la zona, aparece constituida principalmente por materiales carbonatados someros que a gran escala forman una serie de plataformas carbonatadas que evolucionaron durante transgresiones y regresiones sucesivas.

En función de tales etapas evolutivas y para todo el area, la sucesión puede dividirse en un total de 4 conjuntos o macrosecuencias principales cuyos límites corresponden a discontinuidades (casi todas ellas de caracter discordante) que marcan cambios importantes en el estilo y tendencia de la sedimentación. La delimitación y caracterización temporal de estas 4 macrosecuencias se ha basado sobre todo en los trabajos de PUJALTE et al (1993 y 1994), BACETA (1996), PAYROS et al (1996) y PAYROS (1997). Asimismo se ha contado como referencia con los datos aportados por las cartografías precedentes (hojas 1:25000 de la Diputación Foral de Navarra y hojas 1:50000 del ITGE) y con los estudios previos de MANGIN (1959) y LEON (1972). Sus caracteres principales son los siguientes:

- MACROSECUENCIA "PALEOCENA": Representativa de una etapa transgresiva, incluye los materiales de edad Cretácico final (Maastrichtiense superior), Paleoceno y Eoceno basal. Sus limites corresponden a las discontinuidades "Intramaastrichtiense" e "Intrailerdiense" (BACETA, 1996), aunque para las Sierras de Urbasa y Andia, puede considerarse que ésta última marcaría de modo general el límite Paleoceno-Eoceno.
- MACROSECUENCIA "EOCENO-1": Se depositó durante condiciones regresivas y abarca en edad desde el Eoceno inferior (Ilerdiense inferior) al Eoceno medio (Lute-ciense medio). Su techo coincide con la discontinuidad "Intraluteciense" (PAYROS et

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

al., 1996; PAYROS. 1997), la más importante reconocida en el Eoceno de todo el área.

- MACROSECUENCIA "EOCENO-2": Está constituida por los materiales de edad Eoceno medio-superior (Luteciense medio-Bartoniense inferior), representativas de lo que a nivel pirenaico se conoce como "transgresión Biarritziense".
- MACROSECUENCIA "EOCENO-3": Es la que tiene menor representación cartográfica dentro del área (únicamente aflora en la parte central de la Sierra de Urbasa), aunque en posiciones más orientales (cuenca de Pamplona) alcanza espesores considerables. En conjunto abarca materiales de edad Eoceno superior (Bartoniense).

Para los cuadrantes 1:25000 de Eulate, Zudaire, Lezaun, Estella y Abarzuza, los depósitos que forman estas 4 macrosecuencias se han agrupado en un total de 16 unidades cartográficas. En este cuadrante de Zudaire, solo afloran 13 de dichas unidades, y su sección más representativa corresponde la de la carretera que desde la localidad de Zudaire conduce a la Sierra de Urbasa. Sin embargo, algunas de las unidades no afloran en dicha sección, y solo se reconocen en los afloramientos más orientales (área de Iranzu-Zumbeltz-Otxaportillo).

1.2.1. MACROSECUENCIA "PALEOCENA"

Sus materiales constituyentes configuran la plataforma carbonatada terciaria más extensa y homogénea en la lateral, ya que se continúa varias decenas de kilómetros tanto hacia el W (por el S de Alava y N de Burgos) como hacia el E (zona centro-norte de Navarra). Agrupa a las unidades 20 a 25 de la cartografía.

1.2.1.1 CALIZAS BIOCLÁSTICAS Y CALCARENITAS (20). MAASTRICHTIENSE SUPERIOR

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Esta unidad se reconoce con similares facies y espesores, a lo largo de todo el flanco S de la Sierra de Urbasa, donde forma un pequeño resalte al pie de la cresta que define la sierra. En este cuadrante se apoya mediante un contacto erosivo y neto sobre las diferentes unidades del Santoniense (17 a 19). El hiato erosivo aumenta en el sentido W-E, de forma que en el extremo SE de la hoja (barranco de Iranzu) llega a situarse directamente sobre la unidad 17 (lado N del barranco, esta hoja), e incluso sobre materiales del Coniaciense (lado S del barranco, cuadrante adyacente de Estella). En base a esta disposición el hiato máximo ligado a la discontinuidad que marca la base de esta unidad (la Discontinuidad Intramaastrichtiense de BACETA, 1996), abarca el Coniaciense final, Santoniense, Campaniense y Maastrichtiense inferior.

En conjunto, la unidad 20 suele presentar un espesor de entre 10 y 20 m, y el mejor punto para su observación corresponde a la sección del puerto de Zudaire. En esta sección aparece compuesta por una sucesión de calizas bioclásticas y calcarenitas que en lámina delgada presentan texturas packestone, grainstone y rudstone. Por orden decreciente de importancia sus componentes principales corresponden a fragmentos de algas calcareas, briozoos y pequeños corales coloniales, conchas de varios géneros de macroforaminíferos (sobre todo orbitoides), fragmentos de conchas de bivalvos y de equinodermos (radiolas y placas) y pequeños foraminíferos (tanto microbentónicos como planctónicos).

Lateralmente y dependiendo de las secciones, toda la sucesión suele presentar contenidos variables de material terrígeno en forma de granos de cuarzo y cantos de marga/margocaliza. Fundamentalmente dicho material se concentra en los primeros metros, pudiendo incluso formar un "lag" de varios decímetros que aparece recubriendo la discontinuidad basal.

La unidad arriba descrita caracterizaría en conjunto un ambiente de plataforma somera externa de carácter pararecifal, que estaría afectado por un hidrodinamismo medio a alto y con cierto influjo terrígeno.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Dentro de este cuadrante, la edad de la unidad puede establecerse de forma directa y con relativa precisión en base a la abundancia de macroforaminíferos (orbitoididos), de los cuales se ha reconocido una asociación claramente representativa del Maastrichtiense superior: *Lepidrobotides socialis* (LEYM), *Orbitoides media* (D'ARCH), *O. apiculatus* SCHLUMB, *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *S. Olaztiensis* R. GAONA, *Simplorbites gensacicus* (LEYM) y *Clipeorbis mamillatus* (SCHLUMB). Esta asociación es muy similar a la reconocida por BACETA (1996) en sus equivalentes laterales en el borde N de la Sierra de Urbasa (sección de Olazagutia). Dicho autor asimismo data la unidad por medio de foraminíferos planctónicos, de los cuales reconoce una asociación representativa de la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA (1983).

1.2.1.2 ARENISCAS, CALCARENITAS Y MARGAS ARENOSAS (21). MAASTRICHTIENSE SUPERIOR

Esta unidad se dispone sobre la anterior mediante un contacto neto y que en algunos puntos es de carácter claramente erosivo. Al igual que su infrayacente, a lo largo de este cuadrante asimismo suele presentar unos espesores bastante homogéneos en la lateral (entre 50 y 60 m), y de modo general suele aparecer formando un tramo deprimido entre la unidad anterior y las dolomías del Daniense. Debido a estas condiciones suelen presentar por lo general afloramientos de mediocre o mala calidad.

Litológicamente la unidad es en conjunto bastante homogénea en la lateral, aunque de W a E y de N a S, presenta un aumento significativo en el contenido terrígeno. En la sección del puerto de Zudaire, aparece como una sucesión de margas y margocalizas limosas de colores grises, entre las que se intercalan varios tramos de areniscas y calcarenitas arenosas. Las margas y margocalizas aparecen fuertemente bioturbadas y principalmente suelen contener microforaminíferos bentónicos y algunos fragmentos de equínidos y bivalvos. Por su parte, las areniscas y calcarenitas aparecen en bancos decimétricos a métricos, ocasionalmente presentan laminaciones paralelas y ripple, y suelen presentar un

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

contenido faunístico compuesto por macroforaminíferos (orbitoides) y algunos fragmentos de briozoos, algas calcareas, equinodermos y bivalvos.

En los afloramientos localizados en las inmediaciones de la Venta de Zumbeltz, esta unidad presenta caracteres muy similares a los que acabamos de describir. Sin embargo, en los afloramientos situados al SE (lado N del barranco de Iranzu), la unidad aparece como una sucesión principalmente compuesta por arenas, areniscas y limolitas, en la que esporádicamente se reconocen niveles decimétricos de calcarenitas arenosas de similar composición a las descritas para la sección del puerto de Zudaire. En casi todos estos últimos afloramientos, suele aparecer bastante cubierta de derrubios de ladera y/o afectada por una fuerte meteorización, situación que impide obtener datos de detalle sobre sus caracteres sedimentológicos.

En conjunto esta unidad definiría un ambiente de plataforma externa de carácter mixto, que eventualmente estaría afectado por un hidrodinamismo medio a elevado. Paleogeográficamente, la zona con mayor contaminación terrígena se situaría al SE del cuadrante, donde este tipo de material llega a ser claramente predominante.

En toda la unidad los únicos organismos datadores corresponden a los macroforaminíferos (orbitoides) de los cuales se reconoce una asociación bastante similar a la de la unidad infrayacente. Asimismo, BACETA (1996) establece que los depósitos equivalentes aflorantes a lo largo del flanco N de las sierras de Urbasa y Andia, contienen una asociación de foraminíferos planctónicos claramente representativa de la biozona de *A. mayaroensis* en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA (1983). Con esos datos y en base a su posición estratigráfica, por tanto se puede asegurar que en edad abarcaría la segunda mitad del Maastrichtiense superior.

1.2.1.3 DOLOMIAS Y CALIZAS DOLOMITICAS (22). DANIENSE SUPERIOR

Corresponde a una unidad de dolomias de origen secundario y con un espesor entre 40 y 50 m. con amplia representación a escala regional. A lo largo de la mayor parte de las Sierras

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

de Urbasa y Andia se sitúa directamente y mediante contacto neto y erosivo sobre los materiales del Maastrichtiense superior (unidad 21). A lo largo de esta hoja suele aparecer formando el resalte o cresta de la sierra de Urbasa, y en casi todos los afloramientos suele presentar un característico relieve ruiniforme.

Debido a la intensa dolomitización que la afecta poco se puede decir de su composición y texturas originales. Petrológicamente corresponden a dolomías cristalinas de grano grueso, porosas y con texturas xenotopicas, en las que frecuentemente se observan procesos de disolución y dedolomitización. En algunos puntos, sin embargo, se han preservado algunos de sus rasgos originales; observándose "fantasmas" de corales, algo calcareas (*lithothamium?* y *Archeolithothamium?*), gasterópodos y bivalvos. En base a estos componentes, a su aspecto y a su posición paleogeográfica, BACETA (1996) los interpreta como facies de tipo arrecifal y/o pararecifal.

Segun BACETA (1996) los foraminíferos plantónicos clasificados en muestras recogidas en sus equivalentes del flanco N de la Sierra de Andia (sección de Lizarraga), indican que la unidad tiene una edad Daniense superior (zonas de *E. Trinidasdensis* y *M. uncinata* en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA, 1983). En base a ello a su base se define un hiato que, aunque no muy importante, abarcaría el Daniense inferior y probablemente el techo del Maastrichtiense.

1.2.1.4 CALIZAS BIOCLASTICAS MASIVAS Y TABLEADAS (23). TANETIENSE INFERIOR (MONTIENSE)

A lo largo de las Sierras de Urbasa y Andia, esta unidad se dispone sobre la anterior (22) mediante una superficie bastante neta, que dependiendo de los puntos puede presentar rasgos de exposición subaerea y/o tener caracter erosivo. Su espesor suele fluctuar entre 100 y 120 m, siendo un caracter bastante constante tanto en esta hoja como en los cuadrantes vecinos.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

En la sección del puerto de Zudaire fundamentalmente está constituida por calizas bioclasticas estratificadas en bancos métricos. Estas calizas suelen aparecer parcialmente recristalizadas y/o dolomitizadas, y petrológicamente corresponden a grainstones/packstones de algas rodofíceas y dasycladaceas, con una abundante asociación de foraminíferos bentónicos: *Planorbulina cretae* (MARSON), *Rotalia perovalis* (TERQUEM), *Miscellania juliettae* LEPPIG, *Cribobulimina carniolica* DROBNE, *Kathina/Smouthina* sp, *Rapidionina* sp, *Lenticulina* sp, *Haddonina* sp, y miliólidos.

En base a sus características, toda la unidad se ha considerado como representativa de un ambiente de plataforma interna tipo "lagoon". Los cinturones más abiertos de esta plataforma carbonatada (cinturones de "back-reef" y arrecife se situarían en el flanco N de las sierras de Urbasa y Andía, donde están definidos por una potente sucesión de calizas coralgalas de carácter masivo. Hacia posiciones más occidentales (S de Alava), la unidad pasa progresivamente a una sucesión de margodolomias y calizas dolomíticas (Formación San Justi; MANGIN, 1959), que definiría los cinturones más internos de la plataforma (la llanura supramareal).

Por su posición estratigráfica y por la asociación de foraminíferos bentónicos descrita, se le atribuye una edad Tanetiense inferior. Anteriormente estas calizas se han considerado por la mayoría de autores, como representativas del Montiense. Sin embargo, esta denominación resulta en cierto modo improcedente a pesar de seguirse utilizando, ya que como piso el Montiense correspondería en edad al Daniense superior (CAVELIER y POMEROL, 1985).

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.2.1.5 MARGAS, MARGOCALIZAS Y CALCARENITAS (24). TANETIENSE MEDIO

Esta unidad también tiene amplia representación en las Sierras de Urbasa y Andia, donde su espesor fluctúa entre 25 y 40 m (en algunos puntos de la Sierra de Andia puede superar sin embargo los 80 m. Su contacto con la unidad 23 corresponde a la discontinuidad más evidente de las presentes en los materiales del Paleoceno (BACETA, 1996), presentando tanto evidencias de exposición subaérea (estructuras de paleokarts de diferentes escalas y con presencia de *Microcodium*), como fuertes erosiones en áreas localizadas (Sierra de Andia). Dentro de este cuadrante, a su base asimismo es posible reconocer en algunos puntos un tramo decimétrico de areniscas silíceas microconglomeráticas, que eventualmente también suelen reconocerse rellenando las estructuras paleokársticas identificadas al techo de la unidad infrayacente

En toda la banda de afloramientos que forma desde la sección del puerto de Zudaire hasta las proximidades de la venta de Zumbeltz, la unidad aparece compuesta por una sucesión de margocalizas y margas grises con abundantes bioturbaciones, entre las que se intercalan niveles y paquetes decimétricos y métricos de calcarenitas bioclasticas. Estas calcarenitas corresponden a packstones/grainstones de algas calcáreas, briozoos, bivalvos y foraminíferos bentónicos (entre ellos los primeros macroforaminíferos del Terciario, *Operculina heberti* MUNIER-CHALMAS y *Discocyclina seunesi* DOUVILLE). Asimismo entre las margas y margocalizas es frecuente observar acumulaciones de conchas de ostreidos y pequeños bivalvos, así como fragmentos de equínidos.

Desde un punto de vista ambiental, los materiales que forman la unidad definen un ambiente de plataforma somera externa con tendencia a la profundización (en las diferentes secciones la organización vertical de facies sugiere una tendencia transgresiva bastante clara).

En cuanto a su edad, la asociación formada por *Discocyclina seunesi* y *Operculina heberti* indica de forma precisa el Tanetiense medio. A su vez y para la sección de Lizarraga

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

(flanco N de la Sierra de Andia), BACETA (1996) ha podido determinar la misma edad en base a foraminíferos plantónicos (asociación correspondiente a la zona de *P. pseudomenardii* en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA, 19839).

1.2.1.6 CALIZAS MASIVAS Y CALCARENITAS (25). TANETIENSE MEDIO

Esta unidad se dispone sobre la anterior en tránsito gradual pero rápido. En la sección del puerto de Zudaire y debido a la discontinuidad que se dispone a su techo, presenta un espesor no superior a los 15 m. Sin embargo en el resto del área aparece prácticamente completa, llegando a tener una potencia cercana a los 50 m.

En conjunto, esta unidad aparece formada por una sucesión de calizas bioclásticas masivas o pobremente estratificadas, que texturalmente corresponden a packstones, grainstones y boundstones de algas calcáreas, corales, briozoos y foraminíferos bentónicos (discocyclinas, operculinas, rotálidos, etc). Localmente dentro de las calizas se reconocen cuerpos monticulares de dimensiones decamétricas ("patch-reef"), y asimismo pueden contener intercalaciones de margocalizas y calcarenitas finas. La parte superior de la unidad suele tener un carácter calcarenítico, y como rasgo característico suele contener una asociación de foraminíferos bentónicos entre los que se reconocen varios géneros de miliólidos y alveolínidos.

A gran escala todos estos depósitos definirían un ambiente sedimentario de tipo pararecifal, que en base a la ordenación vertical de facies definiría una tendencia progradante y somerizante.

La edad de la unidad se ha podido establecer fácilmente en base a la asociación de foraminíferos bentónicos, entre los que se han distinguido las siguientes especies: *Discocyclina seunesi* DOUVILLE, *Operculina heberti* MUNIER-CHALMAS, *Planoburlina cretae* (MARSSON), *Cuvillerina sireli* INAN, *Alveolina primaeva* REICHEL y *Fallotela alavensis* MANGIN. Todas estas especies indican claramente el Tanetiense medio (zona

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

de A. primaeva).

1.2.2. MACROSECUENCIA EOCENO-1

Sus materiales constituyentes, que en edad abarcan desde el Ilerdiense inferior al Lutecien- se medio, forman en conjunto una plataforma carbonatada de menor extensión que la del Paleoceno (su borde interno se situaría a la altura de la zona central de la Sierra de Urbasa) pero cuyo borde o margen avanzó progresivamente hacia la cuenca (tendría un marcado caracter progradante). Dentro de este cuadrante esta macrosecuencia está representada por las unidades 26 y 27 de la cartografía, las cuales unicamente se reconocen en los afloramientos situados al E y NE del cuadrante (alrededores de la venta de Zumbeltz y zona de Otxaportillo).

1.2.2.1 CALCARENITAS CON ALVEOLINAS Y NUMMULITES (26). ILERDIENSE INFE- RIOR-CUISIENSE MEDIO

El conjunto formado por esta unidad y sus equivalentes laterales en los cuadrantes septen- trionales adyacentes, representa a lo largo de las Sierras de Urbasa y Andia, el inicio de la sedimentación propiamente eocena. Su base corresponde a una discordancia suave solo apreciable en cartografía (la Discontinuidad Intraillerdiense de BACETA, 1996), mediante lo cual se llegan a apoyar incluso sobre materiales del Tanetiense inferior (borde N de la sierra de Andia, cuadrante de Hiriberri).

La unidad, que llega a alcanzar un espesor máximo de 40 m en la parte NE de la Sierra de Urbasa, está compuesta fundamentalmente por calcarenitas bioclásticas (packsto- nes/grainstones) que tienen como componentes principales macroforaminíferos de los generos *Alveolina* y *Nummulites*. Asimismo, aunque en proporciones menores, contienen fragmentos de algas rodofíceas (*lithothamium*, *lithophylum*) y dasycladaceas, fragmentos de bivalvos, y otros macroforaminíferos bentónicos. Como rasgo característico, su base suele estar representada por un tramo de 2-10 m de calcarenitas arenosas con gran cantidad

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

de alveolinas flosculinizadas. Dicho tramo basal, localmente puede corresponder asimismo a una alternancia de arenas, areniscas y limolitas calcareas.

En base a estos rasgos composicionales y a consideraciones paleogeográficas, BACETA (1996), PAYROS et al. (1996) y PAYROS (1997) le atribuyen un ambiente de sedimentación de plataforma carbonatada somera e interna.

Su edad fundamentalmente se ha establecido en base a alveolínidos y nummulítidos. Según PAYROS et al. (1996) y PAYROS (1997), las asociaciones de estos géneros en la parte inferior de la unidad a lo largo de las Sierras de Urbasa y Andia, indican claramente las zonas de *Alveolina ellipsoidalis-Alveolina moussoulensis*, y *Nummulites fraasi* en el sentido de HOTTINGER (1961) y TOSQUELLA y SERRA-KIEL (1996), caracterizando por tanto el Ilerdiense inferior-medio. Por su parte a su techo y en secciones más orientales (Etxauri), los mismos autores reconocen una asociación de alveolínidos y nummulites ya representativa del Cuisiense inferior (biozonas de *A. oblonga* y *Nummulites planulatus* en el sentido de HOTTINGER (1961) y TOSQUELLA y SERRA-KIEL (1996). Asimismo PAYROS et al. (1996), han datado la unidad con foraminíferos planctónicos en los depósitos equivalentes aflorantes en el flanco N de la Sierra de Andia y al pie de la Sierra de San Donato-Satrustegi (cuadrante de Hiriberri), donde de base a techo reconocen asociaciones representativas desde el Ilerdiense inferior al Cuisiense medio (entre las biozonas de *Morozovella subbotinae* y *M. aragonensis* de ORUE-ETXEBARRIA, 1983).

1.2.2.2 CALIZAS BIOCLASTICAS (27). CUISIENSE MEDIO-LUTECIENSE MEDIO

A lo largo de las sierras de Urbasa y Andia, esta unidad suele presentar grandes variaciones de espesor en la lateral, alcanzando su máximo espesor (360 m) en la Sierra de San Donato-Satrustegi (posición donde forma unos impresionantes resaltes). En cambio en este cuadrante, su potencia no supera en ningún punto los 70 m, llegando a desaparecer en toda la parte central y occidental debido a la erosión ligada a la discontinuidad que se sitúa a su techo. Su base asimismo corresponde a una discontinuidad mediante la cual se apoya de

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

forma discordante sobre los materiales de la unidad 26, aunque en otros puntos (cuadrantes adyacentes de Olazagutia y Alsasua), llega a situarse incluso sobre las unidades del Paleoceno inferior. A pesar de su gran extensión y variabilidad de espesores, sus caracteres sedimentológicos se mantienen más o menos constantes en la lateral.

Mayoritariamente aparece compuesta por calizas bioclásticas y calcarenitas con texturas packstone/grainstone. Estas calizas suelen ser de grano medio a grueso, y contienen gran cantidad de macroforaminíferos (entre otros alveolinidos, sorítidos, nummulítidos y discocyclínidos). Es frecuente dentro de ellos la presencia de partículas peloidales (alguno de claro origen algal) muy redondeadas. La presencia entremezclada de varios géneros de alveolinas, miliolidos, *Fabiania* sp. y *Orbitolites* sp., es indicativa de un medio de plataforma interna con retrabajamiento y acumulación por corrientes tractivas. Hacia el NE (en la Sierra de San Donato-Satrustegi) y coincidiendo con el aumento de espesor, la unidad pasa a estar compuesta por calcarenitas que presentan gran cantidad de estratificaciones cruzadas de diferentes escalas y en las que dominan claramente las discocyclinas y los fragmentos de algas rodofíceas y briozoos.

En conjunto toda la unidad configura una plataforma carbonatada energética y de carácter progradante, ya que distalmente (hacia el NE, en el extremo oriental del cuadrante de Hiriberri) pasa finalmente a una sucesión de margas y margocalizas.

En función del carácter de sus límites y su configuración interna, la unidad es claramente diacronica y para su datación ha sido necesario integrar los datos de todo el área abarcada por las sierras de Urbasa y Andia. Según PUJALTE et al (1994), PAYROS et al (1996) y PAYROS (1997), en base a foraminíferos planctónicos recogidos en los equivalentes margosos que definen la transición plataforma-cuenca, su parte inferior se situaría en la zona de *M. caucasica* (en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA, 1983) y en base a macroforaminíferos determinados en la sección de Lizarraga en la zona de *Alveolina dainelli* (en el sentido de HOTTINGER, 1961), definiendo por tanto el Cuisiense medio-superior. En base a los datos obtenidos en diferentes secciones, PAYROS et al (1996)

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

indican que la parte superior de la unidad contiene una asociación de macroforaminíferos claramente representativa de las biozonas de *Nummulites laevigatus* (en el sentido de SCHAUB, 1981) y *Alveolina stipes* (en el sentido de HOTTINGER, 1961), y por tanto indicativa ya del Luteciense inferior. Los materiales más modernos de la unidad no han podido datarse con precisión con macroforaminíferos, aunque como apuntan los citados autores la presencia de *Nummulites millecaput* en los depósitos inmediatamente suprayacentes evidenciaría que al menos se extiende hasta el Luteciense medio (zona de *N sordensis* en el sentido de TOSQUELLA y SERA-KIEL, 1996). Asimismo y por consideraciones regionales, PUJALTE et al. (1994) y PAYROS et al. (1996), sitúan su techo en la parte alta de la biozona de *Globigerinatheka subconglobata* en el sentido de ORUE-ETXEBARRIA (1983). En conclusión, la edad de esta unidad sería Cuisiense medio-Luteciense medio.

1.2.3. MACROSECUENCIA EOCENO 2

Sus materiales constituyentes, que en edad abarcan desde el Luteciense medio al Bartoniense basal, confirman en conjunto una plataforma carbonatada con un marcado dispositivo retrogradante. Estos materiales definirían, de hecho, lo que a nivel del dominio pirenaico se conoce como "Transgresión Biarritziense". A nivel cartográfico, dentro de este cuadrante afloran los materiales más someros e internos de dicha plataforma, los cuales se han subdividido en 3 unidades litológicas (29, 30 y 31). La base de todo el conjunto corresponde a la discontinuidad más evidente dentro de la sucesión eocena (la "Discontinuidad Intraluteciense" de PAYROS et al., 1996; PAYROS, 1997).

1.2.3.1 CALIZAS DE ALGAS Y CALCARENITAS (29). LUTECIENSE MEDIO-BARTONIENSE INFERIOR (BIARRITZIENSE)

Esta unidad aflora desde el extremo W de la hoja hasta aproximadamente la zona de Otxaportillo, posición donde pasa lateralmente y de forma progresiva a la unidad 31. A lo largo de toda esta banda de afloramientos se reconoce fácilmente la discordancia que limita

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

su base, la cual adquiere su máxima expresión en el extremo SW (monte Larregoiko), donde se sitúa directamente sobre la unidad del Daniense inferior (22). A lo largo de todo este área la discontinuidad se define como una discordancia de bajo ángulo que lleva asociados rasgos de erosión y exposición subaérea. Estos últimos sobre todo se reconocen en el circo que forma el nacedero del Urederra, donde a techo de los materiales infrayacentes (en esta posición la unidad 25) se reconocen varias estructuras interpretadas por PAYROS et al. (1996) como paleodolinas. Dichas estructuras, que profundizan hasta 10 m en el sustrato, suelen tener una forma de embudo y aparecen rellenas de material brechoide intraformacional. Asimismo en otros muchos puntos, también se reconocen rasgos de exposición subaérea de pequeña escala, en forma de cavidades irregulares rellenas de calcarenitas arenosas que contienen macroforaminíferos típicos de los materiales suprayacentes a la discontinuidad.

En la sección del puerto de Zudaire la unidad 29 tiene un espesor de entre 40 y 50 m, y aparece formada por las siguientes litologías. Su base (los primeros 2-5 m) suele corresponder a un conglomerado de retrabajamiento con una proporción relativamente alta de material siliciclástico y en el que se distinguen gran cantidad de clastos calcareos y margosos que con toda seguridad proceden de la erosión de las diferentes unidades infrayacentes. A continuación se distingue un tramo de unos 10-15 m compuesto por packstones/grainstones de algas calcareas y macroforaminíferos (discocyclinas y nummulites de gran tamaño). El resto de la unidad corresponde ya a grainstones y rudstones que mayoritariamente están formados por fragmentos centimétricos de algas rodofíceas (*lithothamium* y *Archeolithothamium*), briozoos y bivalvos, todos ellos embebidos en una matriz de fragmentos de menor tamaño y una asociación muy completa de macroforaminíferos y pequeños foraminíferos bentónicos. Dentro de toda la unidad son frecuentes de observar superficies de retrabajamiento y a diferentes alturas asimismo se distinguen niveles de calcarenitas con una proporción importante de material siliciclástico y que contienen una proporción importante de macroforaminíferos (alveolinas y nummulites) y bivalvos pectinidos.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Según nos desplazamos hacia Otxaportillo, dentro de esta unidad asimismo se reconocen pequeñas formas bioconstruidas de dimensiones métricas y con texturas boundstone, formadas por acumulaciones de las algas rodofíceas que generalmente aparecen fragmentadas o recubriendo fragmentos esqueléticos a modo de rodolitos. La asociación de rodolitos de algas y moluscos sería indicativa de medios bastante someros, rasgo que junto con el resto de las facies observadas caracterizarían un ambiente de plataforma interna-media con un gradiente energético moderado.

La edad de esta unidad puede establecerse en base a su alto contenido en macroforaminíferos. En la sección del Puerto de Zudaire anteriormente (hoja 1:50000 de Estella; ITGE, 1987) se había reconocido la siguiente asociación: *Orbitolites complanatus* (LAMARCK), *Nummulites aff. millecaput* (BUBEE), *N. uronensis* (HELM), *N. aturicus* (JOLY-LEYM.), *Alveolina cf. frumentiformis* SCHAWG, *A. cf. stipes* HOTT., *A. prorrecta* HOTT., *A. levantina* HOTT., *A. gigantea* CHEC-RISP, *Asterodiscus stellaris* (BRUNN), *Discocyclina nummulitica* (GUMB.), *Europertia magna* (LE CALVEZ) y *Fabiania cassi* (SILV.). Según PAYROS et al (1996) y PAYROS (1997) esta asociación es representativa de las biozonas de *N. sordensis-A. prorrecta*, *N. herbi*, y *N. perforatus-A. elongata* (en el sentido de HOTTINGER, 1961, y TOSQUELLA y SERRA-KIEL, 1996), y por tanto indicativa del Luteciense medio-superior y Bartoniense inferior. Según los citados autores, esta edad también se deduce en base a foraminíferos planctónicos clasificados en los depósitos de cuenca equivalentes localizados en posiciones más orientales (cuadrantes de Hiriberri y Lezaun).

1.2.3.2 MARGOCALIZAS Y CALIZAS BIOCLÁSTICAS (30). LUTECIENSE MEDIO-BARTONIENSE INFERIOR (BIARRITZIENSE)

Esta unidad constituye un equivalente lateral y vertical de la anteriormente descrita, que se reconoce desde el N del nacedero del Urederra hasta el raso de Ibis, ya en el cuadrante vecino de Eulate.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

En conjunto está constituida por una sucesión de unos 20-30 m de espesor en la que alternan margas y margocalizas fuertemente bioturbadas con abundantes nummulites, esponjas, briozoos y serpúlidos, y tramos de calizas bioclásticas y calcarenitas arenosas que contienen acumulaciones de conchas de bivalvos, fragmentos de algas y briozoos y macroforaminíferos (*nummulites. operculinas* y *discocyclinas*). Como rasgo característico, estos tramos de calcarenitas, que suelen tener un espesor no superior a 5 m, suelen formar pequeñas crestas lateralmente continuas que en la cartografía se han señalado como líneas de capa.

Todas estas facies descritas dentro de la unidad 30, indicarian en conjunto un ambiente de plataforma externa a media que tendria un influjo terrígeno relativamente importante.

Dado que a lo largo del cuadrante constituye un equivalente lateral de la unidad 29, su edad se establece en Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritiense).

1.2.3.3 CALCARENITAS BIOCLASTICAS (31). LUTECIENSE MEDIO-BARTONIENSE INFERIOR (BIARRITZIENSE)

Esta unidad constituye el equivalente lateral de la 29 según nos desplazamos hacia el sector oriental del cuadrante. Ya en posiciones todavía más orientales (cuadrantes de Lezaun e Hiriberri), constituye la totalidad de la macrosecuencia Eoceno-2 y finalmente pasa gradualmente a una sucesión de margas y margocalizas que definirían ambientes de transición plataforma-cuenca.

Debido a que su techo no llega a aflorar en la mayoría de la zona, su espesor aproximado para este cuadrante se estima entre 50 y 100 m. En conjunto aparece compuesta por calcarenitas bioclásticas de grano medio a grueso, que frecuentemente presentan estratificaciones bien definidas de tipo planar o cruzada. Estas últimas son las más frecuentes y características, y a lo largo de toda la unidad aparecen configurando cuerpos métricos (barras) de extensión decamétrica. Los componentes principales de las

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

calcarenitas corresponden a macroforaminíferos (en su mayor parte discocyclinas y nummulites, algunos de gran tamaño), algo rojas y briozoos (todos ellos muy retrabajados), *Fabianias*, *sphaerogypsinidos*. y todo un cortejo de pequeños foraminíferos bentónicos y plantónicos. En toda la unidad es característica la presencia de glauconita detrítica. Asimismo a su base, formada por la Discontinuidad Intraluteciense, se suele definir un tramo de carácter conglomerático de 1-2 m de espesor, en el que se reconocen granos y cantos centimétricos de cuarzo y clastos de calizas y margocalizas con toda probabilidad provenientes de la erosión y retrabajamiento de los materiales infrayacentes. Ocasionalmente dentro de la unidad asimismo se reconocen tramos más competentes y de carácter más masivo principalmente compuestos por acumulaciones de nummulites de gran tamaño y algas calcáreas rodofíceas.

La interpretación ambiental de toda la unidad calcarenítica puede resultar en principio problemática. Anteriormente se interpretaron como calcarenitas de plataforma interna energética (LEON et al, 1971) y con influencia mareal (FROUTE, 1988). Más recientemente y basándose en los rasgos sedimentológicos y en las asociaciones faunísticas, PAYROS et al. (1996) y PAYROS (1997) consideran que estas calcarenitas tipifican, en cambio, un ambiente de plataforma somera abierta similar a algunos ejemplos del Terciario de Australia. En base a esa comparación el conjunto de las calcarenitas se habrían depositado a profundidades del orden de 50-100 m y principalmente serían resultado de la acción semicontinua de tormentas. Por su parte y a semejanza de algunos ejemplos descritos en otros sectores pirenaicos, los tramos masivos principalmente compuestos por nummulites de gran tamaño podrían interpretarse como complejos de "shoal" formados a batimetrías menores y bajo condiciones de elevado gradiente energético.

En base a la equivalencia con los depósitos de la unidad 29, esta unidad tendría una edad Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritzense).

1.2.4. MACROSECUENCIA EOCENO 3

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Esta macrosecuencia está formada por los materiales del Terciario marino más jóvenes preservados en la zona W de Navarra. Sus materiales constituyentes son de naturaleza carbonatada y/o siliciclástica y en la vertical se disponen definiendo una clara tendencia regresiva, que en el área de Pamplona (donde alcanzan su máxima expresión) culminó con la instauración de la sedimentación continental a lo largo de toda esta zona de los Pirineos. En el centro de la Sierra de Urbasa la macrosecuencia no aflora completa, y únicamente está representada por dos unidades cuya edad se ha restablecido principalmente por comparación con sus posibles equivalentes orientales. Su base corresponde a una nueva discontinuidad que en este cuadrante se perfila como una discordancia de bajo ángulo que recorta suavemente a los materiales infrayacentes de las unidades 29 y 30.

1.2.4.1 MARGAS CON YESOS (34). BARTONIENSE

Además de su carácter discordante, el contacto de esta unidad con la infrayacente suele presentar en algunos puntos rasgos de exposición subaérea, a cavidades de disolución de morfología irregular. En la sección del puerto de Zudaire alcanza un espesor de entre 20 y 30 m y en muchos puntos suele comenzar con un tramo de areniscas y microbrechas calcáreas que en ocasiones se disponen rellenando los huecos y fisuras de disolución ligados a la discontinuidad basal. El resto de la unidad corresponde a un conjunto de margas azules y grises bastante masivas que únicamente contienen pequeños gasterópodos y foraminíferos microbentónicos. En algunos puntos y a diferentes alturas entre las margas se reconocen pequeñas concreciones y cristales de yeso.

En base a tales características el ambiente de sedimentación que se deduce corresponde a una plataforma interna muy somera desarrollada en un clima cálido y con escasa circulación de aguas, condiciones que habrían propiciado la precipitación de minerales evaporíticos.

La edad de la unidad no se puede establecer de forma directa debido a la ausencia de fósiles datadores. PAYROS et al. (1996) y PAYROS (1997), correlacionan esta unidad con

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

la parte superior del conjunto formado por las Margas de Pamplona-Margas de Ilundain (Mongin, 1959). En base a esa correlación su edad sería por tanto Bartoniense.

1.2.4.2 ARENAS Y ARENISCAS CALCAREAS (35). BARTONIENSE

Sobre la unidad anterior y en tránsito gradual poco rápido, se dispone una sucesión de 30 m. de arenas y areniscas silíceas con cemento calcáreo que asimismo solo afloran en la parte central de la Sierra de Urbasa. En las areniscas es frecuente observar laminaciones paralelas y cruzadas, estas últimas claramente indicativas de ripples de oleaje, que asimismo se identifican fácilmente cuando puede observarse el techo de los niveles.

En base a estos rasgos la unidad caracterizaría una plataforma siliciclástica muy somera. PAYROS et al (1996) correlacionan esta unidad con la Formación Guendulain de Puigdefabregas (1975), por lo que su edad sería asimismo Bartoniense.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1.3. CUATERNARIO

1.3.1. **ARCILLAS DE DECALCIFICACION. FONDOS DE DOLINA Y POLJE (60). PLEISTOCENO-Holoceno.**

Corresponden a sedimentos producto de la acción de disolución de los procesos kársticos que afectan, sobre todo, a la parte alta de la Sierra de Urbasa.

Como resultado de su acción, queda un residuo insoluble, de naturaleza arcillosa y/o margosa, que tapiza el fondo de las depresiones de origen kárstico.

En la hoja de Zudaire, destacan los rellenos de los poljes del raso de Urbasa y Zumbeltz. En el primero, la complejidad de su génesis, en la que también han intervenido procesos poligénicos, provoca que el sedimento resultante sea predominantemente margoso, de tonos grises y pardos, mientras que en Zumbeltz es más francamente arcilloso.

El espesor de estos depósitos puede estimarse en unos 2-3 m. como máximo.

Cronológicamente, se han atribuido estos depósitos al Pleistoceno-Holoceno, aunque no debe descartarse que el comienzo de los procesos kársticos que los originan, pueda comenzar en el Terciario.

1.3.2. **CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS Y GLACIS DEGRADADOS (58 y 59). PLEISTOCENO.**

En la vertiente meridional de la Sierra de Urbasa, tanto en la zona del valle del Urederra, como en el área de San Martín, en la parte centroccidental de la hoja, se han cartografiado una serie de depósitos que, con morfología de glacis (58), tapizan algunas vertientes. En ocasiones, se encuentran degradados (59).

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Se han reconocido tres niveles escalonados en la zona del Urederra, mientras que en el área de San Martín, solamente están representados los dos niveles más altos.

Están formados por un conjunto de cantos subangulosos a subredondeados, con abundante matriz de limos y arcillas de tonos pardos. Su espesor puede alcanzar los 2-3 m. en sus zonas más distales.

Se han atribuido cronológicamente al Pleistoceno.

1.3.3. GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. TERRAZAS (57). PLEISTOCENO.

En el ámbito de la hoja de Zudaire, solamente se han reconocido depósitos atribuibles a terrazas fluviales (57), en el valle del río Ularra, en el ángulo suroccidental de la hoja.

Se trata de depósitos, de escasa extensión y desarrollo, constituidos por gravas, arenas y limos, en proporción variable, cuya potencia no supera los 2 m.

Su edad es Pleistoceno superior.

1.3.4. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES (61). CANTOS CON ESCASA MATRIZ. CANCHALES (62). HOLOCENO.

Fundamentalmente asociados al frente de la sierra, se localizan unos depósitos, con morfología de coluvión (61), que tapizan de forma prácticamente continua las laderas en la base de los cresteríos serranos.

Están formados por cantos, predominantemente calizos, englobados en una matriz arcillosa y limosa, de tonos pardos y grisáceos. Su espesor, en las zonas más distales del depósito, puede alcanzar los 2-3 m.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

En las partes más altas de las vertientes asociadas al límite septentrional de la Sierra de Lóquiz, al Sur de la hoja, se ubican depósitos de tipo canchal (62). Se trata de cantos, más o menos angulosos, heterométricos, con escasa matriz limoarcillosa que, en muchos puntos, es prácticamente inexistente. Su espesor puede estimarse en unos 2 m. en las zonas más bajas de la morfología.

Tanto para los coluviones como para los canchales, se ha estimado una edad holocena.

1.3.5. GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. FONDOS DE VALLE (63).HOLOCENO.

Los rellenos aluviales correspondientes a los fondos de valle (63) no son muy importantes por su desarrollo en el ámbito de la hoja. Los principales corresponden al Urederra y al Ularre.

Se trata de depósitos formados por gravas, arenas y fangos en proporción variable, y cuya potencia no debe exceder los 2 m. aunque, en el caso del Urederra, este espesor puede ser mayor.

La edad de estos depósitos es Holoceno.

1.3.6. CANTOS EN MATRIZ DE FANGOS. DEPOSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (66) Y GLACIS ACTUAL-SUBACTUAL (67). HOLOCENO.

Se incluyen en este apartado los depósitos de cantos, más o menos heterométricos, englobados en matriz limoarcillosa, correspondientes a rellenos de génesis mixta, fluvial y de ladera, aluvial-coluvial (66), y a los de las morfología de glacis actual-subactual (67) presentes en la hoja.

Estas últimas se desarrollan, principalmente, en las laderas de la zona de cabecera del valle

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

del Urederra.

Su espesor es reducido, no superior a los 2 m., y se estima para ellos una edad holocena.

2.- TECTONICA

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

2.- TECTONICA

Dado que la extensión de la mayoría de estructuras presentes en la zona excede los límites de las diferentes hojas 1:25000, en este capítulo se va a realizar un análisis estructural conjunto de los 6 cuadrantes de Eulate (139-II), Zudaire (140-I), Lezaun (140-II), Campezo (139-IV), Estella-Lizarra (140-III) y Abarzuza (140-IV). Este análisis por un lado, permite obtener una visión más clara de la estructuración general de la zona y asimismo facilita enormemente las interpretaciones que de ella se puedan sustraer.

Como ya se ha indicado, la zona abarcada por este cuadrante y los adyacentes arriba citados, se localiza en el borde sur-oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, y más concretamente dentro de la parte Este del Dominio Navarro-Cántabro (Feuillée y Rat, 1971). Este sector estructural de la región principalmente se caracteriza por un plegamiento de amplio radio y directrices claramente pirenaicas, en el que están bien representadas las sucesiones del Cretácico superior y Terciario marinos. En la parte SE de la zona considerada, asimismo está representado el borde de la Cuenca del Ebro, el cual corresponde a una depresión rellena con materiales continentales oligo-miocenos. Un elemento estructural importante dentro de la zona corresponde a la denominada Alineación de Diapiros navarros o Falla de Pamplona (**Figs. T1 y T2**), Aparte de haber constituido un límite de cuencas, este importante accidente marcaría la línea divisoria de los esfuerzos que caracterizan los áreas estructurales pirenaica y vasco-cantábrica.

En base a su ubicación, dentro del área aquí considerada se reconocen estructuras de elongación típicamente cantábrica (pliegues y fallas de dirección aproximadamente E-W), así como otras de orientación NE-SW o N-S que posiblemente estarían relacionadas con el accidente principal de la Falla de Pamplona (ver **Fig. T3**). Atendiendo a las lineaciones principales y estructuras que presentan, dentro de toda la zona considerada se perfilan varias unidades: al SW la Sierra de Lokiz; adyacente a esta última

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

fig. t1

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

t2

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

por el E, el Domo de Zufia, al N las Sierras de Urbasa y Andia, y todo el sistema de fallas que las compartimentan; al SE el borde de la depresión del Ebro, y por último, los diapiros de Estella, Allotz y Salinas de Oro. A continuación se comentan los caracteres estructurales principales de cada una de estas unidades.

2.1.SIERRA DE LOKIZ

Esta alineación montañosa constituye en si misma, a grandes rasgos, una estructura anticlinal bien representada en su zona W, y posiblemente desmantelada hacia el E en la llanada de Allín, punto donde limitaría con la alineación estructural de diapiros navarros (Falla de Pamplona) de la que forma parte el diapiro de Estella; el Domo de Zufia, cuyas características comentaremos despues, configuraría la base de esta zona de desmantelamiento anteriormente mencionada.

La directriz general de las estructuras en la Sierra de Lokiz es E-W, pasando a NW-SE hacia oriente. Su límite nor-oriental presenta la terminación del juego de fracturas que define el límite de las sierras de Urbasa y Andia; el límite norte es la suave estructura sinclinal de la Sierra de Urbasa, cotinuación natural de Lokiz. En su parte occidental, aunque parcialmente en tierras alavesas, muestra su cierre estructural suavemente hacia el W, enmascarado en parte por la cubeta terciaria de Campezo. Finalmente, su zona sur presenta el límite con la Cuenca del Ebro; por esta zona, ya en hoja de Viana, se localiza la terminación del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, importante estructura que tiene su reflejo en Lokiz.

La estructura anticlinal de Lokiz, formada en detalle por un serie de pliegues de amplio radio, puede ser dividida atendiendo a su complicación estructural, teniendo como línea divisoria al Anticlinal de Lana (Gastiain), eje vertebrador de la Sierra:

1. La zona septentrional, al norte del Anticlinal de Lana, presenta pliegues de muy amplio radio que apenas trastocan la tendencia homoclinal que se puede deducir; estos

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

pliegues, tienen su mejor representación en la zona de Allín, siendo posiblemente prolongaciones del Domo de Zufia. Al norte de esta zona, las únicas estructuras apreciables son una serie de fallas de dirección WSW-ENE y NW-SE; corresponden a relajaciones en el Sinclinal de Urbasa y en la Sierra de Lokiz, y afectan a toda la serie del Cretácico superior, ofreciendo un salto de poca entidad. Están relacionadas con la Falla de Contrasta de igual juego, en territorio alavés.

2. Vergente en parte hacia el sur, el Anticlinal de Lana da paso en el mismo sentido a una serie de pliegues de corto radio, apretados, con un alto componente de fractura de igual dirección E-W, que en algunos casos llegan a permitir la extrusión de materiales arcillosos del Keuper (zona plegada de Acedo). Estos datos, junto con su situación cercana al Cabalgamiento de Cantabria, confirmarían la presencia de pequeñas escamas cabalgantes abortadas.

Al este de esta zona sur, se localiza la Flexura de Ollogoien, estructura vergente al SW (Pflug, 1973), la cual conlleva un diaclasado simétrico al eje de la misma, así como un cizallamiento a favor de ciertas superficies de estratificación. Esta estructura afecta a la serie margas-calcareñas de edad Turoniense-Coniaciense.

Esta unidad de la Sierra de Lokiz presenta básicamente materiales calcareníticos del Coniaciense, aflorando series margosas del Cenomaniense-Turoniense en el núcleo del Anticlinal de Lana y en el Valle de Metauten-Allín.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

2.2.DOMO DE ZUFIA

Esta estructura afecta principalmente a los materiales del Albiense superior-Cenomaniense del Valle de Metauten-Allín, no reconociéndose como tal en los materiales circundantes de la Sierra de Lokiz-Peñas de Azanza-Abarzuza. Este hecho de pérdida de la estructura, nos indica una gran relación con el área de influencia del Diapiro de Estella, en el cual, seguramente tiene su origen, aparte de ser actualmente su límite sur.

La estructura, más precisamente, es la de un semidomo, cuyo núcleo se encuentra al sur de Zufia. El hecho de no haberse encontrado la presencia de un eje B en esta estructura, apunta a la exclusión de encogimiento o compresión de los materiales del semidomo (Pflug, 1973). Según este mismo autor, el semidomo de Zufia es la mitad de un abombamiento que se hallaba sobre un diapiro situado a gran profundidad, quedando la otra mitad destruída al surgir el actual diapiro; la posición actual del Eoceno medio indica que ya existía a comienzos del Terciario (Pflug, 1973).

El estudio de los sistemas sedimentarios del Albiense superior-Cenomaniense inferior en el Domo de Zufia, pone de manifiesto una posible actuación sinsedimentaria de esta estructura para esos momentos, lo cual indicaría que la génesis de la misma sería bastante anterior a la apuntada por Pflug en 1973. La distribución areal de las facies, teniendo en cuenta que los aportes de material siliciclástico en la edad comentada, provenían del Sur, podría sugerir la actuación de empujes diapíricos que habrían delimitado zonas protegidas de otras con mayor influencia terrígena; asimismo, momentos de tranquilidad tectónica permitirían una relajación de los esfuerzos que marcaría asimismo cambios en la distribución de las facies (ver **Fig. H4**). De igual manera, hay que tener también en cuenta, que el diapiro de Estella es expresión de la Falla de Pamplona, estructura que ha permitido, además de la creación de formaciones diapíricas, la actuación de esfuerzos de otra índole.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

2.3.LAS SIERRAS DE URBASA Y ANDIA

Estas dos sierras forman dos amplias mesetas en cuyos bordes afloran espectacularmente los materiales del Terciario marino. En conjunto entre ambas definen la prolongación oriental del denominado Sinclinorio Sudcantábrico, estructura que con una disposición ligeramente arqueada discurre a lo largo de toda la mitad meridional de la Región Vasco-Cantábrica desde el W de Navarra hasta aproximadamente el N de Burgos. A menor escala, las sierras de Urbasa y Andia constituyen dos sinclinales alineados y de orientación general E-W, principalmente caracterizados por flancos que presentan buzamientos bastante suaves (entre 5 y 15 grados). La mayor complicación estructural corresponde a la zona en que confluyen los dos sinclinales y toda la parte S de la Sierra de Andia, donde se reconoce un denso sistema de fallas que principalmente está representado en los cuadrantes de Zudaire y Lezaun (**Figs. T3 y T4**).

Los principales accidentes dentro del sistema corresponden a las que se han denominado como fallas de Zunbeltz, Lizarraga, Iranzu, Lezaun, Iturgoyen y Riezu. Todas estas fallas y sus asociadas presentan orientaciones que van desde N-S a NE-SW, y en conjunto dibujan a gran escala una estructura en abanico. La mayoría de ellas son de carácter normal (en algunos casos con saltos superiores a los 200 m), aunque para algunas asimismo se reconoce una componente de desgarre tanto de sentido sinistral como dextral. Entre estas últimas el caso más significativo es el de la Falla de Zunbeltz, cuyo movimiento dextral provoca una incurvación en el eje del Sinclinal de Urbasa.

En base a su componente normal principal, todo el sistema de fallas configura una sucesión de altos y surcos estructurales que han condicionado enormemente el modelado de la zona. A gran escala, se definen tres depresiones estructurales principales (**Fig. T4**): I) el **semigraben de Zunbeltz**, de orientación N-S y que a su vez está dividido en dos partes: una al N entre la falla de Zunbeltz y la de Lizarraga, y otra al S entre esta última y la de Iranzu; II) el **graben de Lezaun**, de la misma orientación que el primero y situado entre la falla del mismo nombre y la de Lizarraga; y III) el **graben de Iturgoyen**, de orientación

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

general NE-SW y que se situa entre las fallas de Iturgoyen y Riezu.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

fig. t4

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

2.4.BORDE DE LA CUENCA DEL EBRO

Corresponde a una depresión principalmente rellena por materiales continentales del Oligoceno y Mioceno, que se dispone a lo largo de los cuadrantes de Lezaun, Abarzuza y Estella. A gran escala muestra una morfología de cubeta cuyos bordes están controlados por los accidentes circundantes: al NE el Diapiro de Salinas de Oro, al N las fallas que definen el borde S de la Sierra de Andia (semigraaben de Iturgoyen), y al NW y W los accidentes que forman la prolongación del mismo sistema, el semidomo de Zufia y el Diapiro de Estella.

Internamente la depresión está compartimentada por varias fallas de componente normal y orientaciones tanto NE-SW como NW-SE, que delimitan bloques correspondientes a sinclinales de flancos bastante suaves. Las estructuras más relevantes dentro de la cubeta son las siguientes:

- **Falla de Puentelarreina:** se configura como una falla de componente normal que atraviesa la depresión en dirección SE-NW. El mayor salto se concentra en su extremo SE, y según nos desplazamos hacia el NW pierde entidad de forma progresiva
- **Anticlinal de Mañeru:** corresponde a un anticlinal cuyo núcleo está constituido por los materiales yesíferos del Oligoceno. Esta estructura tiene continuación hacia el E y su formación estaría directamente relacionada con la Falla de Puentelarreina, accidente que hunde su flanco septentrional.
- **Falla de Murugarren:** corresponde a un accidente inverso que con una orientación arqueada (de N-S a NE-SW), se reconoce desde el Diapiro de Estella hasta aproximadamente la localidad de Ugar, donde acaba contra la prolongación de la Falla de Puentelarreina. Esta falla es vergente al W y presenta un mayor salto en su mitad meridional, donde permite que afloren los materiales calcareos del Biarritziense.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

2.5. DIAPIROS DE ESTELLA. ALLOTZ Y SALINAS DE ORO: LA FALLA DE PAMPLONA

Junto con los adyacentes de Arteta y Anoz situados más al NE, estos tres diapiros configurarían la denominada Alineación de Diapiros navarros o Falla de Pamplona, accidente profundo que la mayoría de los autores considera como límite estructural entre la Región Vasco-Cantábrica y la zona central surpirenaica. Aunque a gran escala su funcionamiento ha sido similar y aproximadamente coetáneo, los tres diapiros presentan caracteres algo diferentes.

El Diapiro de Salinas de Oro es el que presenta caracteres más propios de una chimenea diapírica clásica. Cartográficamente es de planta aproximadamente circular, y como rasgo significativo en sus bordes se reconoce un completo sistema de fallas radiales y concéntricas bien representado en sus bordes N y E. Entre las primeras la más relevante es la Falla de Etxauri, accidente de orientación E-W que a la altura de la localidad que le da nombre alcanza un salto superior a 500 m. Otras fallas radiales significativas corresponden a las localizadas en el flanco N, desde donde se prolongan hasta el diapiro de Arteta. Las fallas concéntricas están bien desarrolladas al N y NE del diapiro, donde se observa como la mayoría de ellas están generadas por un colapso de los flancos. El borde E y SE del Diapiro está comparativamente mucho más verticalizado, y su zona de contacto con la depresión del Terciario continental corresponde a un accidente de tipo inverso. Esta configuración estructural general, indica que la extrusión de la masa diapírica se produjo con una ligera vergencia hacia el SE, lo que explicaría el carácter inverso de dicho flanco y los colapsos generados en el borde contrario.

El diapiro de Estella presenta una elongación paralela a la lineación con la que se relaciona, es decir, NE-SW. Se presenta como una masa de material salino del Trias Keuper que extrusiona a favor de la fracturación que se refleja en la Falla de Pamplona; la presencia de rocas metamórficas tanto paleozoicas como jurásicas apoya una relación en profundidad a fracturas de importancia que posibilitaron que la masa salina ascendente arrastrara este

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

tipo de bloques alóctonos. Debido a la morfología de la zona de contacto, se observa una cierta vergencia hacia el SE, aunque estudios microtectónicos apuntan que las primeras fases diapíricas tuvieron vergencia hacia el NW. Los primeros indicios de actuación diapírica se sitúan en el Albiense, etapa en la que se generaría el Domo de Zufia, estructura inicial de deformación que actualmente se encuentra parcialmente desmantelada por la continuación de la extrusión; otras etapas de actuación se sitúan cronológicamente en la segunda mitad del Cretácico superior y en el Eoceno medio, siendo la más importante la actuación del Oligoceno, etapa que coincide con la creación del Surco del Ebro y el Cabalgamiento de la Sierra de Cantabria. La actividad de este diapiro ha llegado por lo menos hasta el Cuaternario, hecho demostrado en la génesis de acantilados fluviales excavados en yesos por el río Ega.

El diapiro de Allotz es cartográficamente el más complejo de los tres y además el más difícil de interpretar desde un punto de vista estructural. En conjunto aparece como una extrusión diapírica alineada según una dirección NW-SE, aproximadamente paralela a la dirección del anticlinal de Mañeru. En su borde NE la masa extruida, principalmente compuesta por arcillas y yesos del Keuper, presenta una prolongación que marca el contacto del Anticlinal de Mañeru con el bloque donde afloran los materiales marinos del Cretácico y Terciario, el cual aparece compartimentado por la Falla de Puentelarreina y varias fallas normales asociadas de pequeño salto.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

2.6.CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

Toda la zona ocupada por las unidades estructurales que acabamos de describir, constituye una de las áreas clave para delimitar la evolución estructural del borde E de la Región Vasco-Cantábrica y más concretamente de las deformaciones acaecidas durante la compresión pirenaica. En la **Fig. T5** se muestra un cronograma en el que se relacionan las deformaciones experimentadas por esta zona y su relación con las principales etapas tectónicas desarrolladas desde el Cretácico superior al Mioceno.

En base a la organización interna y a la distribución lateral de facies en los materiales del Albiense superior, se puede determinar que durante este intervalo se produjo el inicio del Domo de Zúfia a consecuencia de los primeros movimientos del Diapiro de Estella. A escala regional dichos movimientos pueden relacionarse con el tránsito de la etapa de "rifting" a la de "spreading".

Tras dicho intervalo y durante la primera mitad del Cretácico superior (intervalo Cenomaniense-Santonense), apenas se detectan deformaciones en la zona. La regular distribución de facies y la homogeneidad de espesores de los materiales depositados durante ese intervalo, son indicativos de la existencia de una subsidencia bastante homogénea. Dichas condiciones serían resultado de una etapa de calma tectónica relativa durante la cual se registró una transgresión generalizada. Solo es necesario destacar la existencia de algunos movimientos diferenciales durante el depósito de las calcarenitas del Coniacense, cuya distribución areal denota la presencia de accidentes sinsedimentarios probablemente asociados a la Falla de Pamplona, estructura que para esos momentos constituiría un límite de cuenca (**Fig. T6**).

Los primeros movimientos diferenciales importantes dentro de la zona se registran durante la segunda mitad del Cretácico superior (Campaniense-Maastrichtense inferior), intervalo que coincide con la primera etapa compresiva registrada a lo largo del dominio pirenaico. Durante esta etapa, toda la parte S de la Región Vasco-Cantábrica

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

fig. t5

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

fig. t6

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

esperimentó una flexuración y levantamiento generalizados, que en la zona de estudio se tradujo en la emersión progresiva de la mayor parte de las Sierras de Urbasa y Andia, mientras que las áreas circundantes al E (cuena de Pamplona) y W (S de Alava) se constituyeron en sendos surcos. Es probable, que el levantamiento de las Sierras de Urbasa y Andia esté ligado a una inversión del comportamiento de la Falla de Pamplona, la cual comenzaría a perfilarse ya como un accidente inverso. En base a esta interpretación y por comparación con otras áreas de la región, asimismo se puede deducir que durante esta etapa se registraría un aumento en la actividad de los diapiros asociados a la estructura, que se manifestaría por la creación de abombamientos locales en el fondo de cuena.

Todo el intervalo que va desde el Maastrichtiense final al comienzo del Eoceno, se caracterizó por un comportamiento muy similar al del intervalo Cenomaniense-Santonense, ya que se registró una transgresión generalizada que se asocia a un cese en la actividad compresiva. La uniformidad de espesores y facies a ambos lados de la Falla de Pamplona, sugiere que este accidente no tuvo actividad durante ese periodo. Asimismo los domos diapíricos a ella asociados tampoco registrarían actividad, siendo recubiertos de forma uniforme por los materiales depositados durante la transgresión.

Durante el Ilerdiense y hasta el Luteciense medio, se registra una nueva etapa dominada por movimientos compresivos. Así se produce un basculamiento de toda la zona hacia el N y NE, acompañado de una flexuración de dirección aproximadamente N-S, cuyo efecto más significativo fue la creación de un anticlinal laxo al S de la Sierra de Andia, que condicionó enormemente la sedimentación (ver capítulo de historia geológica). Asimismo durante este intervalo se produjo un aceleramiento en la ascensión de los diapiros, a cuyos bordes se generaron discordancias progresivas. Este proceso está bien representado en los diapiros de Salinas de Oro y Arteta, donde los materiales del Luteciense inferior llegan a situarse sobre los del Paleoceno inferior. La distribución de la plataforma carbonatada del Luteciense inferior a ambos lados de la Falla de Pamplona, indica que para esos momentos este accidente ya presentaba un régimen claramente inverso.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Aunque no hay suficientes datos para poder afirmarlo con seguridad, desde el Luteciense medio al Bartonense se registraría un nuevo receso en la actividad tectónica que favoreció el desarrollo de una transgresión generalizada (Transgresión Biarritziense). Durante ella se fosilizaron las estructuras previas creadas en la zona, de forma que los depósitos de ese intervalo se llegan a situar sobre los materiales del Cretácico superior.

A partir del Bartonense y a lo largo del Oligoceno, todo el área experimenta un levantamiento que culminó con emersión definitiva. Es durante esta etapa compresiva cuando se registró la formación de los principales pliegues de la zona, y la individualización de la parte SE como cuenca de sedimentación continental. Asimismo durante esta etapa se habría formado el sistema de fallas que compartimentan las Sierras de Urbasa y Andia, y cuando se produciría la extrusión de los diapiros, los cuales aproximadamente se sitúan en los puntos de interferencia entre los pliegues anticlinales y la lineación NE-SW que en profundidad constituiría la Falla de Pamplona (**Fig. T3**). La deformación alcanzó su máxima expresión en el Oligoceno final-Mioceno inferior, intervalo en el que las cubetas recibieron grandes cantidades de depósitos aluviales procedentes de las áreas emergidas circundantes.

3.- GEOMORFOLOGIA

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

3.- GEOMORFOLOGIA

3.1.SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

La hoja de Zudaire (140-1) se localiza en la zona centro de la mitad occidental del territorio navarro. La zona septentrional está ocupada por los relieves pertenecientes a la Sierra de Urbasa, y la mitad meridional corresponde principalmente al valle del río Urederra y a los relieves estructurales que forman la zona de transición entre las vertientes meridionales de la Sierra de Urbasa y las estribaciones septentrionales de la Sierra de Loquiz.

El río Urederra, perteneciente a la cuenca del río Ebro, constituye el cauce principal y recorre la mitad sur de la hoja con una dirección aproximada N-S. Recibe tributarios por su margen izquierda procedentes de la vertiente sur de la Sierra de Urbasa y por su margen derecha de los relieves de la Sierra de Lokiz y Urbasa; siendo el río Uiarra el principal tributario del Urederra en este margen.

Por la zona suroriental de la hoja discurre parte del río Uranzu con una dirección preferente NO-SE, existiendo un ramal no bien definido aunque de bastante longitud con una dirección NE-SO.

La red fluvial es prácticamente inexistente en el núcleo de la Sierra de Urbasa, salvo la desarrollada dentro del polje del raso de Urbasa.

Las cotas más altas se localizan en los relieves culminantes de la Sierra de Urbasa, superando los 1200 m, como por ejemplo el Pico de Ulanz (1.239 m) situado en la zona oriental de la sierra.

Las cotas más bajas se localizan asociadas a los valles fluviales. Concretamente el río Urederra presenta cotas por debajo de los 500 m.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Morfométricamente se presentan claras diferencias entre las laderas sur de la Sierra de Urbasa y la zona culminante de la misma. Así, las zonas con grandes pendientes de la vertiente sur contrastan claramente con el relieve ~~anómalo~~ de morfologías más o menos planas y pendientes bajas del área localizada en la zona septentrional de la hoja que constituye el núcleo de la Sierra de Urbasa y que tiene su continuación al Norte en la hoja de Alsasua.

La gran superficie que constituyen los relieves de la Sierra de Urbasa se caracteriza por presentar una zona aplanada que corresponde a un extenso polje denominado *polje del raso de Urbasa*.

La pluviometría media anual de la zona está comprendida entre 1.100 y 1.300 mm anuales y la temperatura media está entre 10 y 12 ~~°C~~. La Sierra de Urbasa se caracteriza por presentar un balance hídrico muy favorable y una amplitud térmica moderada, favoreciéndose de este modo que los procesos de tipo químico permitan que la karstificación actual sea bastante eficaz.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

3.2.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

A nivel regional la hoja de Zudaire se sitúa en el límite oriental de las estribaciones de la Cordillera Cantábrica, en su enlace con la depresión terciaria correspondiente a la Cuenca del Ebro.

Los materiales aflorantes en la hoja se pueden resumir de la siguiente manera:

- calizas, calizas arcillosas, calizas dolomíticas, dolomías, margas y areniscas. Todos ellos son materiales terciarios que se localizan en la Sierra de Urbasa.
- calizas y margas cretácicas que corresponden a toda la zona sur de la hoja.
- materiales de origen cuaternario principalmente poligénicos dando lugar a glacis y de ladera dando lugar a grandes recubrimientos en la vertiente sur de la Sierra de Urbasa.

Las morfologías se encuentran directamente relacionadas con la composición litológica y con los procesos genéticos que tienen lugar en cada zona. Así, el gran desarrollo de procesos kársticos en la Sierra de Urbasa se ve reflejado en una morfología típicamente kárstica caracterizada principalmente por depresiones de distintos tamaños: **campos de dolinas, dolinas, uvalas, y poljes.**

La red de fracturas condiciona en gran medida el desarrollo y dirección de estas morfologías, como por ejemplo las fracturas que con dirección aproximada NNO-SSE atraviesan la Sierra de Urbasa, y dan lugar a todo el **conjunto de pequeñas dolinas y uvalas formadas con esa dirección preferente.**

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Las dos depresiones localizadas al Este de la hoja y que morfológicamente se caracterizan por su forma estrecha y alargada, tienen un origen directamente relacionado con el funcionamiento de la red de fracturación de dirección aproximada N-S que presenta la sierra.

La mitad sur de la hoja no se caracteriza por presentar una morfología kárstica dominante, sino por un relieve modelado por la red fluvial, condicionado por la red de fracturación y que debido a las diferentes competencias entre los materiales (existencia de niveles duros intercalados con series blandas) ha dado lugar a un relieve caracterizado por **retazos de superficies estructurales, frentes de cuesta, crestas, líneas de capas bien diferenciadas**, etcétera.

3.2.2. ESTUDIO DEL MODELADO

Se describen a continuación las principales formas de modelado, de origen exógeno, presentes en la hoja, agrupados en función de su génesis.

3.2.2.1 FORMAS DE LADERA

Las vertientes, como elementos de enlace entre los relieves elevados, y las zonas más deprimidas, constituyen una parte importante de la morfología del territorio, representando la zona de tránsito de agua y sedimento hacia la red de drenaje.

En la hoja de Zudaire destaca la vertiente sur de la Sierra de Urbasa, en ella se han cartografiado:

- **áreas de coluvión** cartografiadas principalmente en las zonas altas de las vertientes. La existencia de vegetación frondosa ha impedido una cartografía más detallada de este tipo de depósito.

- **áreas de deslizamiento e inestabilidad de laderas.**

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

- **áreas con reptación generalizada.** Estas zonas se han cartografiado en las estribaciones de la Sierra de Lokiz.

3.2.2.2 FORMAS FLUVIALES

El río Urederra nace en los relieves de la Sierra de Urbasa. Mantiene una dirección N-S en su cabecera hasta llegar al final de la hoja donde toma una dirección aproximada NO-SE.

Los depósitos fluviales asociados a este río no son importantes prevaleciendo la acción erosiva sobre las demás. En la hoja se han cartografiado diversos tramos en el río Urederra y en el Uiarra como zonas de estrechas y profundas **gargantas**. Los únicos depósitos existentes son los que aparecen en el valle del Urederra que corresponden a zonas de **llanura de inundación** y que presentan escaso desarrollo.

Además del depósito anterior, se ha cartografiado un pequeño **nivel de terraza** en el río Uiarra.

En cuanto a la red fluvial de menor orden de la zona meridional de la hoja, decir que se encuentra dominada por los procesos de erosión, que en algunos casos llega a alcanzar un gran desarrollo apareciendo elementos asociados como **aristas, collados de divergencia y zonas de arroyadas en regueros**.

En los bordes del polje se han cartografiado una serie de **incisiones fluviales convergentes** en su zona más baja en dos corrientes paralelas que presentan un grado de encajamiento mucho mayor, y un sentido S-N llegando a desaparecer en la hoja contigua de Alsasua.

3.2.2.3 FORMAS POLIGÉNICAS

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Entre las morfologías de génesis poligénica, cabe destacar las formas de acumulación correspondientes a **glacis** que, pueden estar o no limitadas por escarpes.

Se desarrollan en las vertientes de la Sierra Urbasa. Son depósitos integrados en un sistema de glacis que presenta varios niveles escalonados. Se han diferenciado tres niveles de glacis además de un nivel de **glacis actual -subactual**.

También se han cartografiado algunas áreas ocupadas por sedimentos de génesis mixta fluvial y de ladera, identificados como **depósitos aluvial- coluvial**.

3.2.2.4 FORMAS KÁRSTICAS

Un relieve relativamente plano, una litología favorable y precipitaciones abundantes son factores que han favorecido que el núcleo de la Sierra de Urbasa se caracterice por presentar unas formas típicamente kársticas, manifestándose tanto en formas exokársticas como endokársticas. Se desarrolla sobre materiales del Cretácico superior y Terciario constituyendo la morfología más destacable de la hoja.

Así, en toda la mitad Norte de la hoja se ha desarrollado una intensa karstificación y dolinización, en la que se han cartografiado los siguientes elementos: dolinas, **uvalas**, **dolinas con borde difuso**, **pequeños campos de dolinas**, **cañones**, **poljes** y **el nacedero del río Urederra**.

La gran abundancia de vegetación de bosque, ha dificultado en gran medida la observación y la cartografía de las formas de disolución. Sin embargo se ha conseguido una representación suficiente, al menos, de las principales morfologías.

Las dolinas y uvalas se encuentran dispersas de manera homogénea por toda la sierra, presentando unos alargamientos preferentes de dirección NE-SW coincidente con la princi-

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

pal dirección de fracturación de la zona. Los tamaños son variables, aunque dominan los dolinas de orden decamétrico.

La morfología más característica la constituye el **polje del raso de Urbasa**, situado al NO de la hoja y que presenta un diámetro superior a 7 Km.

La zona central se caracteriza por presentar las cotas más bajas, una morfología muy plana y las dos corrientes fluviales más importantes de todo el polje que vierten sus aguas en dos ponors en la hoja de Alsasua, debido a la pequeña inclinación hacia el Norte que presenta. La dimensión mayor del fondo puede alcanzar en sentido E-O más de 4 Km de longitud, que va disminuyendo hasta llegar a los 2 Km en la zona Norte.

Las vertientes del polje presentan bastante pendiente y se caracterizan por presentar escarpes y estar surcadas por una red de incisión, en la que parte de ella desemboca en los dos arroyos anteriormente citados, y otra de escaso desarrollo se pierde dentro de la estructura.

En el conjunto del polje se pueden diferenciar además otras superficies escalonadas. Una superficie intermedia mejor desarrollada en la zona occidental del polje aunque de escasa entidad, y otra superficie más alta y de mayor desarrollo también localizada en la zona oeste del polje. Estas superficies se generan por criptocorrosión kárstica en etapas de mayor humedad y en las épocas de tendencia hacia la sequedad se produce el encajamiento del polje. Todo esto indica un conjunto de cambios climáticos que han supuesto la configuración actual del polje.

Existe una segunda depresión, en la esquina nororiental como continuación de la depresión cartografiada en la hoja de Alsasua, corresponde al **polje de Zalbide**. Presenta una forma alargada condicionado por dos fracturas de dirección aproximada N-S que lo limitan. Su anchura máxima es 1 Km y su longitud llega a superar los 3 km. En su interior se han cartografiado numerosas dolinas de diferentes tamaños que hacen que su fondo no sea

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

aplanado sino que presente numerosas irregularidades, separándose de la definición típica de polje. En esta depresión no se han cartografiado arcillas de descalcificación, salvo en una uvala correspondiente a la hoja de Alsasua.

Prácticamente como continuación de la depresión anterior, existe otra localizada más al sur que presenta la misma dirección de alargamiento N-S y que al igual que la depresión anterior no reúne todas las características de un polje, pero si que ha sido cartografiada como tal.

3.2.2.5 FORMAS ANTRÓPICAS

Unicamente se han representado en la hoja unas pequeñas morfologías correspondientes a **bancales agrícolas**.

3.2.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En el capítulo de Estratigrafía de la memoria del Mapa Geológico, se realiza una breve descripción de los depósitos cuaternarios cartografiados en la hoja de Zudaire. A continuación se describen detalladamente, en orden a su génesis y edad, expresándose entre paréntesis la letra asignada en el Mapa Geomorfológico. Se indica también en el texto, el número que corresponde a cada una de estas formaciones en el Mapa Geológico.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

3.2.3.1 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS Y GLACIS DEGRADADOS (D, E, F). POLIGÉNICO. PLEISTOCENO.

Estos depósitos se encuentran representados en la vertiente meridional de la Sierra de Urbasa, principalmente en el entorno del valle del Urederra, en la zona de Zudaire, y en la parte occidental de la Sierra, entre San Martín y Ecala.

Litológicamente están formados por cantos, predominantemente carbonatados, subangulosos a subredondeados, englobados en una matriz arcillo-limosa, relativamente abundante, de tonos pardos y marillentos dominantes. El espesor de estos depósitos puede alcanzar los 3 m. en sus zonas más distales.

Estas morfologías de glacis constituyen un sistema en el que se han reconocido hasta tres niveles encajados a diferentes alturas en la zona del Urederra, mientras que en la parte occidental de la vertiente de Urbasa, solamente se encuentran representados los dos más altos.

Se ha atribuido a estos depósitos edad pleistocena.

3.2.3.2 GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. TERRAZAS (B). FLUVIAL. PLEISTOCENO.

En el ámbito de la hoja de Zudaire, solamente se ha reconocido un pequeño depósito referido a terrazas fluviales, en el valle del río Uiarra, en la zona suroccidental de la hoja.

Está formado por gravas calizas en matriz arenosa y limosa de tonos grises. Su espesor es reducido (1-2 m.), y se localiza a +2 m. sobre el cauce actual.

Se atribuye cronológicamente a la parte superior del Pleistoceno.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

3.2.3.3 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES. CANTOS CON ESCASA MATRIZ. CANCHALES. LADERAS (A). HOLOCENO.

Localizados principalmente en el frente meridional de la Sierra de Urbasa, se reconoce un depósito, que constituye un tapiz casi continuo en las vertientes, correspondiente a morfologías de tipo coluvión.

Están formados por cantos heterométricos, subangulosos a subredondeados, procedentes de la parte superior del relieve, englobados en matriz abundante de limos y arcillas de tonos pardos. Su espesor puede alcanzar los 3 m. en sus zonas más distales.

En las partes más altas de las mismas vertientes, se localizan zonas de canchal que, debido a su escasa entidad no han sido incluidas en la cartografía. Sí se ha representado, en cambio, una zona de mayor extensión localizada en la zona centro meridional de la hoja, asociada a los relieves más septentrionales de la Sierra de Lóquiz.

Estos canchales están formados por cantos heterométricos, angulosos a subangulosos, procedentes del desmantelamiento de la parte alta del relieve y con escasa o nula matriz. Su espesor puede estimarse como máximo en 2-3 m.

La edad atribuida, tanto a los coluviones como a los canchales es Holoceno.

3.2.3.4 GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. FONDOS DE VALLE. FLUVIAL (C). HOLOCENO.

Asociados a algunos cauces, tanto de la red principal como de la secundaria, se reconocen depósitos atribuibles a fondos de valle. El más extenso corresponde al río Urederra.

Están formados por gravas, arenas y arcillas, de espesor difícilmente cuantificable, pero que debe suponerse no superior a los 2 m. Su edad es holocena.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

3.2.3.5 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS ACTUAL-SUBACTUAL Y DEPÓSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (G). POLIGÉNICO. HOLOCENO.

En la margen izquierda del valle alto del Urederra, y en el borde centrooccidental de la hoja, en la vertiente de Urbasa, se han cartografiado morfologías de glacis actual-subactual, formados por cantos, subredondeados a subangulosos, con abundante matriz limoarcillosa de tonos pardos. Su espesor se sitúa en torno a los 2 m.

Por otra parte, se han diferenciado también algunas áreas en las que se localizan materiales de génesis mixta, fluvial y de ladera, compuestos por cantos en matriz limosa y arcillosa, que se han cartografiado como depósitos aluvial-coluvial. Su extensión es reducida, y su espesor no debe superar los 2 m.

Se atribuyen en edad al Holoceno.

3.2.3.6 ARCILLAS DE DECALCIFICACIÓN. FONDOS DE DOLINA Y POLJE. KÁRSTICO (H). PLEISTOCENO-HOLOCENO.

Corresponden a los depósitos de arcillas de decalcificación, procedentes del residuo de la disolución kárstica. Aunque es normal que el fondo de algunas de las muchas dolinas existentes en el ámbito de la Sierra de Urbasa, presente este tipo de relleno, las dificultades de observación provocadas por la intensa colonización vegetal, han impedido una cartografía detallada.

Sí se ha representado el depósito de esta naturaleza existente en el polje localizado en el borde centrooriental de la hoja. Se atribuyen a depósitos predominantemente arcillosos, de espesor difícilmente cuantificable, pero que debe ser, normalmente, superior a los 2 m.

Asimismo, se ha cartografiado también en esta clase, el depósito existente en el fondo del

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

gran polje del raso de Urbasa, si bien hay que hacer notar que, en este caso, el tapiz de fondo está constituido por sedimentos más margosos, con menos componente arcillosa.

Se ha estimado que el proceso de karstificación que ha dado lugar a estos materiales ha debido ser continuo, como mínimo, desde el Terciario, no pudiéndose precisar este límite ante la ausencia de registro sedimentario de esta edad. Por ello, la atribución cronológica se ha hecho al Pleistoceno-Holoceno aunque, muy posiblemente, su comienzo pueda ser anterior.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

3.3.EVOLUCIÓN DINÁMICA

El registro morfológico más antiguo existente en el área de la hoja de Zudaire está constituido por las morfologías estructurales que conforman la arquitectura principal del paisaje en las estribaciones de la Sierra de Lokiz y las morfologías y depósitos atribuidos a la génesis kárstica de la Sierra de Urbasa.

La exhumación definitiva del relieve, debió producirse aproximadamente en el Mioceno, que fué, por tanto, el momento del comienzo de la generación del relieve actualmente observable.

A partir del Pleistoceno, se produce el depósito de las morfologías de glaciares observables en la hoja.

Es en el Holoceno cuando los procesos de acumulación de laderas y erosión de la red fluvial, que por otra parte debió ser activa desde el primer estadio de generación del relieve se generalizan. La acción fluvial ejerce básicamente una acción de carácter erosivo, encajándose profundamente en muchos casos y labrando estrechas gargantas. La sedimentación fluvial es escasa y de poco desarrollo, limitándose a depósitos de fondo de valle

Esta actividad se mantiene en la actualidad acompañada por los procesos de disgregación mecánica, química (kárstica) y movimientos de ladera, continuando así la labor de modelado del relieve en el área.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

3.4.MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIA FUTURAS

Como se ha indicado son los procesos de erosión, ligados a la dinámica fluvial, junto a los de disolución kárstica los más activos en la actualidad en el área estudiada.

Menor relevancia tienen los procesos de movilización en ladera en esta zona.

En este sentido, es interesante señalar la necesidad de un desarrollo ordenado del territorio, para proteger las áreas en las que estos procesos se encuentran más localizados.

Es importante, por tanto, un control suficiente, sobre todo, en los temas de deforestación, en cuanto el tapiz vegetal constituye una protección eficaz del terreno, así como en el desarrollo y ejecución de la obra pública y otras actividades antrópicas, que puedan influir en la estabilidad de las laderas y en la protección vegetal de las mismas.

4.- HISTORIA GEOLOGICA

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

4.- HISTORIA GEOLOGICA

En este apartado se ofrece una visión general de la evolución tectosedimentaria del sector abarcado por este cuadrante y los adyacentes de Eulate, Zudaire, Abarzuza, Estella y Campezo, teniendo en cuenta los datos obtenidos durante el estudio de los mismos, así como los provenientes de otros estudios previos y/o de índole más regional. De este modo analizaremos la evolución areal y vertical de los distintos sistemas deposicionales representados en el cuadrante, haciendo hincapié en los principales factores que condicionaron su desarrollo y las modificaciones que se produjeron a lo largo del tiempo. No obstante y de cara a contextualizar la evolución sedimentaria del área, primeramente vamos a describir las principales pautas evolutivas registradas por la Región Vasco-Cantábrica, dominio en el que se integra la zona de estudio.

La Región Vasco-Cantábrica forma parte del cinturón orogénico de los Pirineos, constituyendo la zona de enlace entre la parte central de la cadena y el actual margen continental noribérico. Su registro sedimentario es variado y potente (en algunos puntos llega a superar los 15.000 m), y principalmente está constituido por materiales mesozoicos y más concretamente del Cretácico. La evolución tectosedimentaria de la región ha sido dilatada y compleja, comenzando a finales del Paleozoico y extendiéndose hasta bien entrado el Terciario. Esta evolución estuvo principalmente controlada por la interacción de las placas Europea e Ibérica, y a gran escala dentro de ella se pueden distinguir dos grandes fases: una primera de carácter distensivo desde el Paleozoico final al Cretácico superior; y una dominada por movimientos compresivos desde el Cretácico final hasta bien entrado el Terciario. A menor escala, dentro de ambas fases evolutivas se distinguen varias etapas con caracteres diferenciados, cuyos caracteres detallados quedan recogidos en trabajos como los de Montadert et al, 1974; Rat et al, 1983; Rat, 1988; García-Mondéjar, 1989, entre otros.

Como resultado de la fracturación tardihercínica, durante el Triásico inferior se configuraron numerosas cuencas que se fueron rellenando con siliciclásticos continentales,

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

carbonatos y evaporitas, esto último ya en el Trías Keuper (García-Mondéjar et al, 1986). La compartimentación en bloques queda reflejada en las importantes variaciones de espesor de estos materiales, así como en la intrusión de magmas basálticos (ofitas). Ya durante el Jurásico inferior y medio se produjo una subsidencia más uniforme y amplia, tectónicamente pasiva, con implantación progresiva de la sedimentación marina en casi toda la región. A pesar de ello, se desarrolla una gran subsidencia diferencial con desarrollo de surcos intraplataforma (Meléndez, 1976). A gran escala todo el intervalo Triásico-Jurásico se ha considerado como una etapa representativa de un rift incipiente.

La etapa de rifting propiamente dicha se desarrolló a partir del Jurásico final (primeros movimientos kimméricos; Pujalte, 1981) y a lo largo del Cretácico inferior. Durante ella toda la región evolucionó como una cuenca sedimentaria individualizada. En un primer momento se definieron las denominadas fosas wealdenses (Pujalte, 1977), sistema de subcuencas limitadas por fallas normales que principalmente se rellenaron con materiales continentales y transicionales. A consecuencia de un aumento de la subsidencia, a principios del Aptiense sobrevino una etapa transgresiva, que culminó con el desarrollo de las primeras plataformas carbonatadas urgonianas ya a comienzos del Aptiense superior. A finales del Aptiense superior y hasta aproximadamente el Albiense superior, un cambio en el movimiento relativo entre las placas Europea e Ibérica, se manifestó en una compartimentación de la cuenca en altos y surcos. En los primeros y bajo condiciones favorables, persistió la sedimentación carbonatada somera (bancos urgonianos), mientras que los surcos se fueron rellenando con potentes sucesiones turbidíticas siliciclásticas (Flysch Negro) provenientes de sistemas deltaicos localizados en los bordes de la cuenca (Formación Balmaseda y equivalentes). Este dispositivo perduró hasta el Albiense superior, momento en el que asimismo se registró el comienzo de volcanismo en el Sinclinorio de Bizkaia.

En la primera mitad del Cretácico superior (intervalo Cenomaniense-Santonense), los procesos distensivos entre Iberia y Europa alcanzaron su máxima expresión, de forma que en el Golfo de Vizcaya se llegó al estadio de oceanización. A consecuencia de una

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

regularización y homogeneización de la subsidencia (durante ese periodo, de tipo térmico), todo el dominio pirenaico se configuró como una gran cuenca marina que desde su extremo oriental se abría y profundizaba hacia el Golfo de Vizcaya. Dentro de la Región Vasco-Cantábrica, que se situaría en la parte más abierta de dicha cuenca, se registró una transgresión generalizada y se configuraron dos dominios de sedimentación principales: I) en la mitad septentrional una zona de cuenca profunda más subsidente, que se fue rellenando con depósitos turbidíticos entre los que se intercalan acumulaciones de lavas basálticas (el *Flysch calcaire* de Mathey, 1986); y II) en la mitad meridional una zona somera más estable, sobre la que se desarrollaron amplias plataformas carbonatadas de tipo rampa (la Rampa Norcastellana de Floquet, 1991).

A comienzos del Campaniense finalizó la creación de corteza oceánica en el Golfo de Vizcaya y comenzaron a registrarse los primeros movimientos convergentes entre las placas Europea e Ibérica. Hasta aproximadamente el Maastrichtiense inferior, se desarrolló una primera etapa compresiva que en la parte oriental de los Pirineos provocó la emersión de grandes áreas y la creación de las primeras estructuras cabalgantes. Sobre las áreas someras de la región Vasco-Cantábrica se registró una regresión generalizada y la entrada de gran cantidad de depósitos siliciclásticos de carácter fluvio-deltaico, mientras que en la zona de cuenca profunda se depositó una potente sucesión de turbiditas siliciclásticas (el *Flysch greseux* de Mathey, 1986). A continuación de este episodio y a lo largo del Intervalo Maastrichtiense superior-Eoceno basal, se registró un cese en la actividad compresiva que permitió el desarrollo de una transgresión generalizada durante la cual se reinstauró la sedimentación carbonatada sobre las áreas someras, quedando la zona profunda como una cuenca de tipo *starved* (Baceta, 1996).

A partir de este último intervalo dio comienzo la orogenia pirenaica propiamente dicha, aunque el proceso de convergencia se desarrolló en varias etapas diferenciadas. Durante la primera mitad del Eoceno se emplazaron las principales unidades cabalgantes del orógeno y como rasgo significativo se configuró la cuenca surpirenaica central. En muchos sectores del dominio (incluida la Región Vasco-Cantábrica), se registró una regresión que estuvo

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

acompañada por una importante entrada de materiales silicicásticos provenientes de las áreas sujetas a emersión y erosión. En algunas posiciones, no obstante persistieron las plataformas carbonatadas, aunque con una extensión mucho menor que en la etapa precedente. Los materiales siliciclásticos también alcanzaron las áreas de fondo de la cuenca, donde formaron importantes acumulaciones (Grupo Hecho en la zona Surpirenaica central, Flysch Eoceno en la mitad N de la Región Vasco-Cantábrica).

Con posterioridad a dicha etapa compresiva se registró un nuevo pulso transgresivo (la denominada "Transgresión Biarritziense", y tras ella una nueva etapa regresiva motivada por nuevos movimientos convergentes, que culminó con la emersión final de la mayor parte de la Región Vasco-Cantábrica y del resto del dominio pirenaico. De esta forma durante el Oligoceno y Mioceno, todo el área se caracterizó por una sedimentación continental, que principalmente se realizó a favor de cuencas de antepais situadas a ambos lados de la cadena montañosa (al S las cuenca del Ebro, y al N la cuenca aquitana). Este dispositivo, con algunas variaciones, es el que ha perdurado hasta nuestros días.

Aparte de los materiales del Triásico y Jurásico aflorantes a favor de las estructuras diapíricas, en el área abarcada por este cuadrante de Lezaun y los adyacentes de Eulate, Zudaire, Campezo, Estella y Abarzuza afloran materiales que en edad van desde el Albiense superior al Mioceno. Estos materiales registrarían, por tanto, toda la serie de acontecimientos desarrollados en la Región Vasco-Cantábrica durante las etapas principales de la distensión cretácica y los diferentes episodios compresivos correspondientes a la orogenia pirenaica. A continuación y para todo ese intervalo vamos a realizar un análisis detallado de la evolución secuencial en base a ciclos mayores registrada a lo largo de este cuadrante y los adyacentes, dentro de los cuales asimismo se tendrán en cuenta los ciclos menores en el caso de haber sido distinguidos. Dicho análisis puede subdividirse en función de los tres grandes conjuntos litológicos representados en la zona: la sucesión del final del Cretácico inferior-Cretácico superior (Albiense superior-Maastrichtiense inferior), el Cretácico final-Terciario marino (Maastrichtiense superior-Eoceno superior) y el Terciario continental (Oligoceno-Mioceno).

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

4.1.EVOLUCION DURANTE EL FINAL DEL CRETÁCICO INFERIOR Y CRETACICO SUPERIOR

Para todo este periodo se han diferenciado un total de 5 macrosecuencias deposicionales que a gran escala e individualmente definirían intervalos caracterizados por una tendencia general transgresiva o regresiva. En las figuras H1, H2 y H3 se muestran paneles estratigráficos de correlación en los que se resalta la configuración secuencial del intervalo aqui mencionado. Asimismo las Figuras H4, H5, H6 y H7 representan las paleogeografías de los momentos más significativos.

4.1.1. MACROSECUENCIA REGRESIVA DEL ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR (1)

Las series del Albiense superior aparecen, tanto en la hoja de Estella-Lizorra como en la de Abarzuza, relacionadas a los afloramientos peridiápiricos de Estella y Allotz, probablemente aflorantes gracias a la acción tectónica de los mismos; por ello, las bases de los sistemas terrígenos de esa edad no llegan a aflorar debido a su contacto mecánico. Por tanto, estos sistemas terrígenos son considerados dentro de una etapa general regresiva, la cual sucedió a las plataformas carbonatadas del Aptiense-Albiense, hecho comprobado en otras zonas (véase p. ej. las hojas de Lakuntza, Altsasua, Uharte-Arakil). Esta etapa puede ser desglosada estudiando las características de las plataformas siliciclásticas del Albiense superior que afloran en nuestra zona de estudio, en tres pequeños ciclos regresivo-transgresivos.

Primer ciclo menor Albiense superior, parte inferior (1-1)

Los primeros materiales que nos encontramos corresponden a un sistema de plataforma arenosa con cambios laterales a facies finas lutíticas y arenosas intercaladas, tanto al W (en hoja de Allo) como al E (Zubielki y Allotz); este sistema se desarrolla claramente en condiciones regresivas, pudiéndose distinguir una evolución vertical retrogradante

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

(secuencia general positiva), la cual deja paso paulatino a condiciones menos someras, indicativas del inicio de un pulso transgresivo. La transgresión, con el consiguiente retiro de los sistemas arenosos tiene lugar a techo de la serie arenosa anterior; en el techo de ésta se encuentra una superficie de condensación indicativa de una discontinuidad que marca momentos de ralentización de la sedimentación y/o no depósito; esta transgresión tendría su máxima expresión en el término calizo arenoso (7) (**Figs. H1 y H4**) Por otra parte, las variaciones laterales de facies del primer sistema arenoso, tan rápidas (Zufia-Zubielki) y mantenidas en la vertical nos están hablando seguramente de un condicionante tectónico; esto nos puede sugerir que el diapiro de Estella era ya activo para este momento, y que la estructura actual denominada Domo de Zufia estaba ya generándose. Otro dato que corroboraría esta hipótesis sería la aparición de la caliza coralina (7) que se reduce exclusivamente a esa zona, en parecida posición paleogeográfica que el sistema arenoso (5-A); de esta manera podríamos explicar el mantenimiento en la vertical de la entrada de material siliciclástico principal (canales, más someros, alimentadores del sistema) y la génesis de la caliza en un alto estructural protegido de las fuentes de contaminación terrígena. Asimismo, las series arenosas de Allotz, comparativamente más potentes que las de Zufia, pueden indicar una subsidencia más marcada; no obstante, hay que tener en cuenta que al no aflorar la base del sistema no podemos correlacionar perfectamente ambas potencias. El intervalo básicamente lutítico (5-B+6-B) hasta la caliza (7) presenta similar potencia en la hoja de Estella-Lizarra y en la de Abarzuza, sugiriendo una subsidencia similar en ambas áreas.

Segundo ciclo menor Albiense superior-Cenomaniense inferior (1-2)

Comienza con la implantación dominante de facies lutíticas que hacia techo presentan discretas capitas arenosas, indicativo de la progradación de los sistemas arenosos; ello conlleva una paulatina regresión, cuya máxima expresión son estas finas capitas arenosas (9). A techo de estas areniscas se encuentra abundante glauconita, así como bioturbación, indicativo de una discontinuidad que implica ralentización en la sedi

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h1

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h2

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h3

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h4

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

mentación ; esto nos marca el paso a la transgresión que sucede a continuación, imponiéndose una sedimentación arcilloso-margosa (**Fig. H4**) Las condiciones de sedimentación que se suponen para este ciclo nos indican la creación de una zona distal a los sistemas arenosos o bien restringida, con escasa conexión con ellos mismos. Ambas suposiciones pueden ser correctas, pero nos faltan referencias con áreas próximas para conocer la completa paleogeografía de estos sistemas, debido a falta de afloramientos; lo que sí podemos sospechar es un posible confinamiento de este área de Estella-Allotz quizás generado por la actividad tectónica de los diapiros y la lineación en que se encuentran (Falla de Pamplona), puesto que la Formación Zufia en sí misma es claramente diferente de sus equivalentes de edad; de esta manera tendríamos que las capas de arenisca (9) entrarían, en la parte restringida del sistema (término 8 dominante), sobrepasando la probable intumescencia diapírica mediante corrientes de tormenta (ver **Fig. H4**).

Tercer ciclo menor Cenomaniense inferior, parte inferior (1-3)

Corresponde al menor de los tres ciclos, tanto por potencia como por edad. Sólomente representado por un miembro regresivo. Comienza directamente sobre las arcillas y margas del tramo transgresivo anterior; este límite inferior es neto y viene marcado por la entrada de sistemas terrígenos que configuran una regresión en la plataforma y el establecimiento de condiciones más someras. Las calcarenitas coetáneas de estos terrígenos (indicativas de un medio muy somero) configuran un episodio anómalo en esta situación, sólomente explicado mediante la creación de un paleoalto en el que se hubieran generado. El origen de este paleoalto podría haberse favorecido por la relajación de esfuerzos diapíricos que habrían permitido la creación de zonas algo más deprimidas en antiguas áreas de intumescencia. El techo de las calcarenitas y de las areniscas de este ciclo regresivo corresponde a la instauración en la zona de un episodio transgresivo generalizado de gran amplitud, motivo por el que lo trataremos a continuación.

4.1.2. MACROSECUENCIA TRANSGRESIVA CENOMANIENSE INFERIOR-TURO- NIENSE SUPERIOR (2)

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

La implantación de condiciones de plataforma distal, libre de aportes terrígenos, va a marcar la tónica de este episodio de aproximadamente 6 millones de años de duración. Comienza con la implantación neta de margas, sin componente limo-arena, sobre las calcarenitas infrayacentes. Esta litología va a ser la dominante del conjunto litológico de esta megasecuencia, sólo interrumpida por niveles discretos de margocalizas y calizas margosas, que pueden llegar a formar tramos de importancia, ganando en espesor hacia techo (**Fig. H5**). La fauna encontrada, así como la mismas facies, son indicativas de un medio abierto en una rampa carbonatada relativamente distal. En este sistema no se han encontrado grandes variaciones de espesor, atestiguando una subsidencia relativamente homogénea para la zona, posiblemente sin influencia tectónica. Sólo se distingue un suave aumento de espesor (de 600 a 800 m en 10 km) de S-SW a N-NE, indicando una polaridad hacia el N-NE a condiciones relativamente más profundas. La transgresión generalizada que marca este episodio no es perfectamente continua, registrándose pulsos de menor orden, como por ejemplo el pico transgresivo del Turoniense medio, de clara representación a nivel global (Floquet, 1991).

4.1.3. MACROSECUENCIA REGRESIVA DEL CONIACIENSE (3)

Las condiciones de rampa distal prevalecientes en la megasecuencia anterior van a dar paso a la génesis de una rampa somera, implicando la progradación de los sistemas calcareníticos someros sobre las margas profundas. Esta megasecuencia comienza con la instauración gradual pero rápida de calcarenitas muy finas equivalentes laterales de los sistemas someros que pronto hacen aparición en la zona. Este sistema de rampa calcarenítica somera va a traer también consigo la progradación de sistemas terrígenos, tal como lo atestigua la presencia abundante de fracción limo-arena y fracción microconglomerática, esta última en partes más proximales de la rampa. Se puede dividir en dos intervalos diferenciados por su diferente polaridad (**fig. H2**):

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h5

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

1. El primero (Coniaciense inferior-medio) conserva relativamente homogéneas las potencias, presentando una polaridad de la rampa carbonatada hacia el N-NE, en tránsito a facies margosas, un estilo similar al de la megasecuencia anterior. No sugiere, por tanto, una subsidencia diferencial acusada, apoyando un momento de calma tectónica.
2. el segundo intervalo (Coniaciense superior) presenta las mismas litofacies, pero implica un cambio sustancial de la polaridad del sistema de rampa (pasando a facies margosas comparativamente más profundas con calcarenitas intercaladas hacia el W), así como de la subsidencia diferencial, sugiriendo la actuación de esfuerzos tectónicos sinsedimentarios.

Hay que destacar que en ambos intervalos el tránsito de rampa somera a más profunda se da según una lineación aproximada NW-SE, la cual es aproximadamente perpendicular a la lineación de diapiros navarros (Estella-Irurzun, Falla de Pamplona), situada hacia el E del área de estudio; el cambio de polaridad implicaría que donde inicialmente se daban condiciones más someras, se dieron posteriormente condiciones más profundas, lo cual implicaría una inversión tectónica de la estructura que jugó sinsedimentariamente a favor de esta lineación NW-SE (**Figs. T6 y H5**). Este último dato unido a la relación que existe con la falla de Pamplona, nos está indicando la actuación sinsedimentaria de esfuerzos de desgarre; de hecho, la Falla de Pamplona se ha considerado como un accidente profundo de desgarre que jugó un importante papel en la evolución sedimentaria de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Frouté, 1988). La etapa regresiva del Coniaciense finaliza en la zona de estudio de manera brusca, dando paso al siguiente ciclo.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

4.1.4. MACROSECUENCIA TRANSGRESIVA DEL CONIACIENSE SUPERIOR-SANTONIENSE (4)

La instauración brusca de margas de rampa distal sobre las calcarenitas anteriores marca el inicio de este episodio transgresivo que comienza más precisamente, en el Coniaciense superior. Este carácter se mantendrá de manera más o menos homogénea durante todo el Santoniense, alcanzándose el máximo transgresivo en el Santoniense superior (Floquet, 1991). Asimismo, de igual manera que para todo el Cretácico superior, las tasas de subsidencia continúan relativamente constantes, atestiguado por la escasa diferencia de potencias que se observa.

Dentro de este episodio general se pueden distinguir ciclos de rango menor (**figs. H2 y H3**); en la zona de estudio se han podido diferenciar dos de ellos:

- el primero de ellos comienza con las margas anteriormente mencionadas, definiendo así su parte transgresiva. A continuación se suceden calcarenitas y margas de ambientes más someros denotando una progradación del sistema de rampa dentro de un contexto regresivo.
- el segundo comienza con una nueva recuperación de los sistemas más margosos, los cuales dividen estratigráficamente en dos la barra calcarenítica de Amezkoa (ver hoja de Eulate, término 18), aunque con menor intensidad. La parte superior de este ciclo conlleva la recuperación de la rampa calcarenítica, marcando así su parte regresiva.

Las margas que terminan con la producción calcarenítica se instauran definitivamente para todo el Santoniense superior, dibujando de esta manera el pico transgresivo anteriormente comentado.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h6

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

4.1.5. MACROSECUENCIA REGRESIVA CAMPANIENSE-MAASTRICHTIENSE INFERIOR (5)

Aunque esta macrosecuencia no tiene representación dentro de esta hoja, si resulta necesario exponer brevemente los caracteres que tiene en las zonas adyacentes. De modo general se desarrolló durante una regresión que provocó la exposición subaérea de grandes áreas que anteriormente estuvieron caracterizadas por una sedimentación marina relativamente somera. Concretamente la mayor parte de las Sierras de Urbasa y Andia experimentaron una elevación que determinó que durante todo el intervalo que abarca desde el Campaniense superior hasta el Maastrichtiense inferior, constituyeran una área principalmente sujeta a procesos erosivos (**Fig. H7**). En cambio en posiciones más occidentales (Montes de Vitoria y Sierra de Entzia) y orientales (área de Pamplona), se constituyeron sendos surcos que principalmente se rellenaron con materiales terrígenos de carácter fluviodeltaico y tendencia general progradante. El equivalente profundo de estos sistemas corresponde al denominado como "Flysch greseux" (MATHEY, 1986), sucesión turbidítica con amplia representación en la parte N de la Región Vasco-Cantábrica.

El dispositivo paleogeográfico general que se deduce para la parte meridional de la región durante todo el intervalo, denota claramente que el depósito de la macrosecuencia estuvo controlado por una subsidencia diferencial. A escala regional estos movimientos diferenciales fueron consecuencia de los primeros esfuerzos compresivos registrados en el dominio pirenaico ("fase larámica" de los autores franceses) tras la fase de máxima extensión desarrollada durante la primera parte del Cretácico superior. El depósito de esta macrosecuencia marcaría por tanto el comienzo de la orogenia pirenaica.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h7

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

4.2.EVOLUCION DURANTE EL INTERVALO CRETACICO FINAL-EOCENO SUPERIOR

Tras los movimientos compresivos registrados en la segunda mitad del Cretácico superior (intervalo Campaniense-Maastrichtiense inferior) y aproximadamente hasta el Eoceno superior, la parte W de Navarra fundamentalmente constituyó un área de sedimentación somera sobre la que se desarrolló toda una serie de extensas plataformas carbonatadas. Como ya se ha adelantado en el capítulo de estratigrafía, el desarrollo de dichas plataformas tuvo lugar durante transgresiones y regresiones sucesivas, en función de las cuales se han delimitado 4 macrosecuencias deposicionales que definen otras tantas etapas evolutivas diferenciadas. En la **Figs. H8, H9 y H10** se muestran una reconstrucción del ordenamiento vertical y geometría de las 4 macrosecuencias definidas desde el S de Alava hasta la parte centro-norte de la zona de Pamplona, así como 4 esquemas paleogeográficos correspondientes a los momentos más significativos. A continuación se exponen los caracteres de cada una de las etapas que definen las diferentes macrosecuencias y su interpretación dentro del marco evolutivo regional.

4.2.1. MACROSECUENCIA "PALEOCENA" (ETAPA 1)

Como ya se ha indicado anteriormente esta macrosecuencia incluye materiales que van desde el Maastrichtiense superior a la base del Eoceno, aunque fundamentalmente está constituida por materiales del Paleoceno. Su depósito se produjo durante una transgresión generalizada que permitió la recuperación de condiciones marinas sobre la mayor parte de las zonas que anteriormente (durante el Campaniense y Maastrichtiense inferior), estuvieron sujetas a emersión y erosión. El comienzo de dicha transgresión viene definido por lo que BACETA (1996) denomina como "Discontinuidad Intramaastrichtiense", superficie que a gran escala presenta una topografía esencialmente plana y que es recubierta por la macrosecuencia paleocena con un dispositivo solapante hacia el S y SW (**Fig.H8**).

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

El dispositivo paleogeográfico que se perfiló durante esta etapa constaba de los siguientes dominios (**Fig. H9a**): i) una serie de plataformas carbonatadas con margen bien definido, en cuya parte externa destacaron las bioconstrucciones arrecifales; ii) una zona de transición plataforma-cuenca dentro de la cual se diferencian a su vez un talud fundamentalmente erosivo y un pie de talud donde se acumularon materiales resedimentados formando sistemas de tipo "slope-apron" en el sentido de MULLINS y COOK (1986); y iii) una cuenca profunda caracterizada por sedimentación pelágica y/o hemipelágica. En las sierras de Urbasa y Andia estarían representadas la parte externa y el margen de las plataformas, mientras que los afloramientos situados a lo largo de la Sierra de San Donato-Satrustegi y la zona situada al NW de Pamplona (Sinclinal de San Bartolomé), caracterizarían el dominio de transición plataforma-cuenca, y más concretamente la zona de talud.

La etapa evolutiva representada por la macrosecuencia paleocena, se ha considerado a nivel pirenaico como representativa de lo que PUIGDEFABREGAS y SOUQUET (1985) denominan "transición a las cuencas de antepais". Para la Región Vasco-Cantábrica, BACETA (1996) interpreta que esta etapa representa un periodo de relativa calma tectónica entre los primeros movimientos compresivos desarrollados en la segunda mitad del Cretácico superior y la fase tectónica eocena. Esta relativa calma tectónica determinó un régimen de subsidencia homogénea que favoreció el desarrollo de la transgresión y, ante una ausencia de aportes terrígenos, un claro predominio de la sedimentación carbonatada tanto sobre las áreas de plataforma somera como en la zona de cuenca profunda. De hecho, esta última, situada en la parte N de la Región Vasco-Cantábrica, puede considerarse para esos momentos como una cuenca desnutrida ("starved").

A una escala menor, la transgresión desarrollada desde el Maastrichtiense superior hasta el comienzo del Eoceno no fue continua, sino que registró varios momentos de regresión producto de sucesivos descensos relativos del nivel marino. Estos descensos del nivel marino se manifestaron en las zonas de plataforma por el desarrollo de superficies de discontinuidad, en función de las cuales BACETA (1996) diferencia un total de 8

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

secuencias deposicionales de tercer orden con expresión hasta la zona de cuenca profunda: 2 de ellas en el Maastrichtiense superior; 1 en el Maastrichtiense final-Daniense inferior; 4 para el intervalo Daniense superior-Tanetiense superior; y 1 última representativa del Ilerdiense basal. Según el mismo autor, la coetaneidad de la mayor parte de estas secuencias con las reconocidas por otros autores en el resto del dominio pirenaico y en otras cuencas europeas (i.e. Mar del Norte), sería indicativa de un origen ligado a cambios más o menos globales del nivel del mar.

4.2.2. MACROSECUENCIA EOCENO-1 (ETAPA 2)

Durante el intervalo de tiempo que abarca el depósito de esta macrosecuencia (Ilerdiense inferior-Luteciense medio), se produjo un cambio importante con respecto al dispositivo sedimentario desarrollado en la etapa previa (Maastrichtiense superior-Ilerdiense basal). En la **Fig. H9b** se muestra una reconstrucción paleogeográfica sintética del W de Navarra durante el depósito de la macrosecuencia (concretamente para el Luteciense inferior).

A lo largo de las sierras de Urbasa y Andia los materiales constituyentes de la macrosecuencia Eoceno-1 son de naturaleza fundamentalmente calcárea, y en conjunto configuran una plataforma carbonatada energética que presenta un marcado carácter progradante hacia el NE (**Fig. 8**). Su base coincide con otra importante discontinuidad (la Discontinuidad Intraillerdiense de BACETA, 1996), y a su vez dentro de ella se distinguen otras discontinuidades menores que localmente pueden tener un carácter discordante (la más importante es la que aproximadamente se sitúa en el Cuisiense medio). En base a estas discontinuidades, PUJALTE et al. (1994) y PAYROS (1997), subdividen toda la macrosecuencia en un total de 8 secuencias deposicionales de tercer orden: 3 para el intervalo Ilerdiense inferior-Cuisiense medio, y 5 para el intervalo Cuisiense medio-Luteciense medio.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h8

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h9

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Durante el desarrollo de la macrosecuencia Eoceno-2 y de forma coetánea a la progradación de la sedimentación somera, la línea de costa experimentó un progresivo desplazamiento hacia el N y NE, de modo que se produjo la emersión y exposición subaérea de una gran parte de las áreas que anteriormente (durante el Paleoceno) estuvieron caracterizadas por una sedimentación marina somera (i.e. todo el S de Alava; **Figs. H8 y -H9b**).

Los depósitos que para este intervalo definían la zona de transición plataforma-cuenca (hoy en día aflorantes a lo largo de la banda que va desde la Sierra de San Donato-Satrustegi hasta el Sinclinal de San Bartolome), son asimismo de naturaleza fundamentalmente carbonatada, y a su vez incluyen varios cuerpos de depósitos resedimentados de procedencia somera (slumps, brechas y turbiditas carbonatadas). Distalmente los equivalentes de cuenca profunda corresponden a potentes sucesiones turbidíticas de naturaleza silicástica que se han preservado a lo largo de la zona surpirenaica central (Grupo Hecho) y en la mitad septentrional de la Región Vasco-Cantábrica (Flysch Eoceno o Flysch terciario de Guipuzkoa).

En base a todos los datos apuntados y por consideraciones regionales, se interpreta que el depósito de la macrosecuencia Eoceno-1 se produjo durante una etapa de nuevo dominada por condiciones compresivas. De hecho, este intervalo coincide con el desarrollo de los grandes cabalgamientos de la zona surpirenaica central y la emersión generalizada de la mayor parte del tercio oriental de los Pirineos. En las Sierras de Urbasa y Andia la existencia de movimientos compresivos principalmente se deduce en base al carácter marcadamente regresivo de la macrosecuencia Eoceno-1 y a las relaciones angulares que localmente se reconocen entre sus diferentes unidades constituyentes. La regresión registrada en toda la zona principalmente sería resultado de un basculamiento generalizado hacia el N y NE, que a su vez estuvo acompañado por movimientos diferenciales de escala más local. Por ejemplo, a lo largo de esta etapa en la parte S de la Sierra de Andia se configuró un paleoalto local coincidente con un anticlinal laxo de dirección general N-S y eje buzante hacia el N, que por su posición y trazado parece estar directamente relacionado con el Diapiro de Estella (ver **Fig. H9b**, y también **Figs. H11 y H12**). Asimismo durante

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

esta etapa se registró una aceleración en la ascensión de los diapiros de Salinas de Oro y Arteta, donde los materiales del Luteciense inferior llega a disponerse mediante una discordancia progresiva sobre los depósitos del Paleoceno inferior.

4.2.3. MACROSECUENCIA EOCENO-2 (ETAPA 3)

Como ya se ha indicado, el depósito de esta macrosecuencia se desarrolló durante el Luteciense medio-Bartoniense inferior, intervalo que a escala regional caracterizaría lo que varios autores han denominado como "Transgresión Biarriztiense". A lo largo de las Sierra de Urbasa y Andía dicha transgresión esta representada por un conjunto de materiales carbonatados someros que a gran escala se organizan con un claro dispositivo retrogradante (**Fig. H8**).

La base de la sucesión Biarriztiense corresponde a la discontinuidad más importante reconocida dentro del Eoceno del W de Navarra, la cual se ha denominado Discontinuidad Intraluteciense (PAYROS et al., 1996; PAYROS, 1997). Esta discontinuidad presenta unos caracteres muy similares a la Discontinuidad Intramaastrichtiense antes comentada, ya que a gran escala se perfila como una suave discordancia de topografía esencialmente plana, que es recubierta con un dispositivo solapante hacia el W y S. El rasgo más significativo de esta discontinuidad es que de modo general fosiliza todo el dispositivo de altos y surcos generados durante el depósito de la macrosecuencia previa, como por ejemplo el anticlinal de dirección N-S desarrollado entre Estella y la parte S de la Sierra de Andía (**Figs. H11 y H12**).

No se conoce con precisión la extensión que alcanzó la Transgresión desarrollada durante el Biarriztiense. Los depósitos más occidentales se sitúan en el extremo W de la Sierra de Urbasa, donde llegan a disponerse directamente sobre materiales del Paleoceno inferior. Por su parte hacia el S, se constata que la transgresión por lo

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h10

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h11

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

h12

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

menos alcanzó hasta el borde N de los diapiros de Estella y Alloz, donde los materiales de la macrosecuencia llegan a situarse directamente sobre las unidades representativas del Albiense superior.

Por su parte, hacia el E (zona de Pamplona), los materiales carbonatados que definen la plataforma biarritziense de Urbasa y Andia pasan progresivamente a una sucesión fundamentalmente margosa que por lo menos se extiende hasta el extremo E de Navarra y que en conjunto definiría una zona de cuenca relativa (PAYROS, 1997).

Aunque no se puede establecer con precisión, por consideraciones regionales se interpreta que la etapa definida por la macrosecuencia Eoceno-2 coincidiría con un periodo de calma o receso en la intensidad de los movimientos compresivos pirenaicos.

4.2.4. MACROSECUENCIA EOCENO-3 (ETAPA 4)

Esta macrosecuencia tiene escasa expresión en las Sierras de Urbasa y Andia, aunque en posiciones más orientales (zona de Pamplona), sus materiales representativos alcanzan un espesor superior a los 1000 m (**Fig. H8**). En conjunto representa la última etapa de sedimentación marina en la parte W de Navarra. Los depósitos acumulados corresponden principalmente a margas y margocalizas de ambientes marino someros que a nivel regional y en sentido amplio se conocen bajo la denominación de Margas de Pamplona. La sucesión margosa no es homogénea, ya que dentro de ella y a diferentes alturas se reconocen varias acumulaciones de areniscas calcáreas de carácter turbidítico que denotarían aportes terrígenos episódicos. La parte superior de la macrosecuencia suele estar definida por una sucesión margosa (las Margas de Ilundain; MANGIN, 1959) que localmente presentan importantes acumulaciones de minerales evaporíticos (potasas de Subiza), a la que sucede una unidad terrígena comúnmente conocida como Areniscas con ripples o Formación Guendulain (PUIGDEFABREGAS, 1975). En las Sierras de Urbasa y Andia la macrosecuencia Eoceno-3 únicamente vendría definida por los equivalentes de estas dos últimas unidades.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

A gran escala, y de acuerdo con PAYROS (1997), se interpreta que la macrosecuencia Eoceno-3 registró una regresión generalizada, que en sus últimos estadios culminó con la instalación de la sedimentación continental a lo largo de todo el área. Esta regresión probablemente se desarrolló durante un intervalo de tectónica activa durante el cual se produjo la emersión de la mayor parte de los Pirineos y de la propia Región Vasco-Cantábrica.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

4.3.EVOLUCIÓN DURANTE EL OLIGOCENO Y MIOCENO

A partir del Oligoceno inferior (Sueviense) se instala en la zona una cuenca de sedimentación de carácter continental, representada por depósitos de tipo aluvial y lacustre, que va a perdurar durante el resto del Terciario. Distintos movimientos tectónicos durante esta larga etapa irán modificando las condiciones de sedimentación en las distintas áreas, quedando reflejado en la ordenación de los materiales en secuencias deposicionales dentro de las cuales se reconocen distintas fases de expansión y retracción de las facies involucradas en estos procesos sedimentarios. El análisis y reconstrucción ordenada de las series estratigráficas nos permitirá reconstruir la evolución de la cuenca.

Así, pueden reconocerse dos macrosecuencias, la inferior durante el Oligoceno inferior (Sueviense) y la superior que se extiende a lo largo del Oligoceno superior-Mioceno. Dentro de ellos a su vez, y como consecuencia de distintos impulsos tectónicos que producirían modificaciones parciales tanto de las áreas fuentes como de la distribución areal de las facies involucradas, se remarcan cada uno de los ciclos descritos en el capítulo de Estratigrafía.

4.3.1. MACROSECUENCIA DEL OLIGOCENO INFERIOR

Los materiales que constituyen esta macrosecuencia están representados por una gran variedad de facies que van desde las detríticas propias de zona de borde a las lacustres-evaporítica de centro de cuenca caracterizadas por las intensas coloraciones rojizas. Se distribuyen en dos secuencias que son los ciclos de Añorbe-Pte. La Reina (la inferior) y de Mués-Tafalla (la superior). Durante esta etapa los abanicos aluviales, para esta región, procederían por una parte del NE (dominio Pirenaico) originando los depósitos groseros de la Sierra de la Peña, y por otro del NO. (Dominio de Cantabria). El depocentro de la cuenca estaría situado en el sector de Tafalla.

Movimientos compresivos posteriores modificarían la disposición de los materiales de esta

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

macrosecuencia, cambiando el dispositivo regional de la cuenca, y dando lugar al inicio de una nueva etapa sedimentaria a partir del Oligoceno superior, con sedimentos claramente discordantes sobre los anteriores.

4.3.2. MACROSECUENCIA DEL OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO

Durante esta etapa que se inicia en el Oligoceno superior, y como consecuencia de los movimientos tectónicos comentados en el apartado anterior, se originaría una subcuenca (subcuenca de Alloz) que, solo en parte, funcionaría independiente del resto de la cuenca. Sus límites estarían condicionados por los diapiros de Estella, Salinas de Oro y Alloz.

A partir del análisis de las variaciones de facies y de la distribución geográfica, va a permitir reconstruir el funcionamiento de esta cubeta sedimentaria. Así, se pueden diferenciar cuatro ciclos sedimentarios, que han sido descritos en el capítulo de Estratigrafía:

Ciclo III: Mendigorría

Ciclo IV: Gallipienzo-Leoz

Ciclo V: Artajona-Olite

Ciclo VI: Sierra de Ujué

El dispositivo paleogeográfico durante los procesos que dieron origen a estos ciclos, queda definido por la distribución de las facies. Las unidades conglomeráticas, en las zonas de borde, con dos direcciones de aportes principales, una procedente del SO (Zona del Diapiro de Estella) y otra del SO (Zona de Salinas de Oro). El depocentro de esta cubeta, donde se depositarían los sedimentos finos, nunca la lámina de agua existente permitiría la formación de evaporitas, ocuparía la zona central donde en la actualidad se sitúa el pantano de Alloz.

Es importante rescatar la actividad durante este período de la estructura marcada por la

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Alineación de los diapiros y que constituiría el límite NO de la subcuenca. Esta actividad en distintas-fases, provocaría el desplazamiento tanto de los abanicos como del depocentro, en cada etapa hacia el SE.

El registro sedimentario de los materiales mio-pliocenos es muy escaso en esta zona lo que no permite hacer un análisis de su evolución.

5.- GEOLOGIA ECONOMICA

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

5.1.RECURSOS MINERALES

En la hoja de Santa Cruz de Campezo no existen explotaciones mineras. Se encuentran inventariadas algunas canteras, abandonadas en la actualidad, que beneficiaban calizas del Cretácico y Terciario marino.

N 📁	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
391	C📁 de Zudaire	140-I	Abandonada	572.725	4734700
392	M📁 de Irantzu	140-I	Abandonada	578.825	4734225
395	Alto de Urbasa	140-I	Abandonada	570.000	4738850

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

5.2.HIDROGEOLOGIA

5.2.1. INTRODUCCION

En esta hoja se encuentran situadas las formaciones acuíferas pertenecientes a los materiales permeables de las Unidades hidrogeológicas de Urbasa y Lóquiz. Se encuentran separadas por las margas impermeables del Cretácico superior del valle de las Amescoas. El acuífero correspondiente a la Unidad de Urbasa ocupa la mayor parte de la hoja, en tanto en la zona suroccidental se ubica el acuífero de Itxako, perteneciente a la Unidad de Lóquiz.

A partir de los reconocimientos hidrogeológicos realizados en la Unidad de Urbasa, se han identificado dos subunidades separadas por la falla de Lizarraga. Al Oeste de la misma se encuentra la subunidad de Urbasa, y al Este la de Andía. En la primera se han diferenciado dos acuíferos: el Zadorra-Andoain y el Urbasa propiamente dicho.

En el ámbito de la hoja, se encuentra representado parcialmente éste último, que está constituido por dolomías, calizas y calcarenitas del Paleoceno-Eoceno, con karstificación variable, a veces intensa, y cuyo muro impermeable está constituido por las margas del Cretácico superior.

La zona más oriental de la hoja se encuentra ocupada por la subunidad de Andía. La complejidad tectónica en este área, permite la diferenciación de tres acuíferos: Arteta, Riezu e Ibero-Echauri. De ellos, los dos primeros se encuentran representados en la parte más oriental de la hoja de Zudaire, y están formados por un conjunto de dolomías, calizas y calcarenitas.

De los diferentes acuíferos integrados en la Unidad de Lóquiz, y reconocibles en zonas próximas, en el ámbito de la hoja de Zudaire solamente se encuentra representado el de Itxako, formado por calcarenitas y margocalizas del Cretácico superior.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

5.2.2. CLIMATOLOGIA

Tanto la pluviometría como las temperaturas son variables dentro de la zona. Para un año medio, la precipitación oscila entre los 1300 mm, en la estación de Larraona, y los 1200 mm. de la Sierra de Andía.

En general, existe un periodo húmedo, que se inicia en el mes de Octubre y se prolonga hasta Mayo, y otro seco entre Junio y Octubre.

La temperatura media anual es del orden de los 12°C, correspondiendo las temperaturas más bajas al mes de Enero, con una media de 4°C, y la más alta a los meses de Julio y Agosto, con temperaturas medias próximas a los 20°C.

La evapotranspiración potencial, según el método de Thornthwaite, tiene valores del orden de los 700 mm. anuales.

El clima, según la clasificación de Papadakis, es de tipo mediterraneo húmedo, y templado cálido en cuanto al regimen térmico.

5.2.3. HIDROLOGIA

La hoja de Zudaire queda incluida dentro de la Cuenca hidrográfica del Ebro, estando surcada por los cauces del Biarra y Urederra, afluente del Ega, por lo que se puede incluir en la subcuenca de este último.

Ambos ríos presentan cauces muy encajados en el ámbito de la hoja, y su caudal es muy variable, con fuertes oscilaciones estacionales en función de la pluviometría.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

En el río Biarra no existe ningún punto de control de caudal. En el Urederra, antes de su confluencia con el Biarra, el Gobierno de Navarra tiene instalada una estación de aforo que controla la descarga del acuífero de Urbasa a través del manantial del Urederra.

5.2.4. CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS

Las formaciones acuíferas representadas en la hoja, corresponden a los materiales carbonatados de la Unidad de Urbasa, que engloba a las subunidades de Urbasa propiamente dicha y Andía, formadas por calizas, dolomías y calcarenitas del Paleoceno y Eoceno, con karstificación variable.

También la Unidad de Lóquiz se encuentra representada en la parte meridional de la hoja mediante las calcarenitas y margocalizas del acuífero de Itxako.

- Acuífero de Urbasa

Ocupa la mayor parte de la hoja. Se trata de un acuífero libre, permeable por fisuración, formado principalmente por calizas, dolomías y calcarenitas del paleoceno-Eoceno, con karstificación variable. El sentido del flujo tiene dos componentes: una vertical de recarga, y otra horizontal de descarga.

La recarga se realiza por infiltración de las precipitaciones, mientras que la descarga se produce, principalmente, a través del manantial del Urederra, con un caudal medio de 4,5 m³/sg.

La superficie total de recarga del acuífero de Urbasa es de unos 175 Km², con unos recursos de 142 Hm³/año y unas reservas de 70 Hm³. La capacidad de embalse útil se estima en unos 20 Hm³. El balance para la parte de la Unidad presente en la hoja resulta de difícil cuantificación.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Dentro del "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983), y con el fin de obtener un mejor conocimiento del funcionamiento del acuífero, así como determinar sus parámetros hidráulicos, se realizaron en el área del acuífero situada en la hoja, cuatro sondeos de reconocimiento (Urbasa R-1, R-5, R-6 y R-8), y un sondeo de preexplotación (Urbasa P-11). Los principales datos relativos a cada uno de estos sondeos se exponen en los cuadros siguientes

CUADRO N^o 1.- SONDEOS DE RECONOCIMIENTO EN EL ACUIFERO DE URBASA

SONDEO	ACUIFERO	TIPO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	NIVEL ESTIAJE (m)	ESTADO ACTUAL
Urbasa R-1	Eoceno Calizas y calcarenitas	Libre	859,57	216	89	Red de piezometria
Urbasa R-5	Paleoceno sup. Eoceno Dolomias, calizas y calcarenitas	"	867,28	309	131,13	Inutilizado
Urbasa R-6	Paleoceno. eoceno. Dolomias, calizas y calcarenitas	"	862,21	372,55	126,11	Red de piezometria
Urbasa R-8	Eoceno Calcarenitas y calizas	"	864,154	173,15	131,09	Red de piezometria

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

CUADRO N^o 2.- CARACTERISTICAS DEL SONDEO DE PREEXPLORACION EN EL ACUIFERO DE URBASA

SONDEO	ACUIFERO	TIPO	COTA (m)	PROF.	NIVEL ESTIAJE	PERFORACION		ENTUBACION		FIL-TROS
						Tramo (m)	φ mm	Tramo (m)	φ mm	
Urbasa P-11	Paleoceno Inf.-Eoceno Dolomias, calizas y calcarenitas	Libre	867,37	308	131,13	0-92 92-230 230-308	600 500 400	0-230 230-307	400 300	56

Este sondeo de preexplotación fué sometido a un desarrollo mediante acidificación en Septiembre de 1981, obteniéndose resultados poco efectivos. Esta circunstancia puede ser debida a que las calizas y calcarenitas se presentan muy compactas, con escasas fisuras, y las existentes muy estrechas.

Los parámetros hidráulicos se han obtenido apartir de los ensayos de bombeo del pozo de preexplotación, así como de los ensayos de permeabilidad realizados en los sondeos de reconocimiento.

Los parámetros considerados como más representativos para el acuífero son una transmisividad de 5-10 m²/dia y una porosidad eficaz de 0,4 %.

Además de los sondeos de reconocimiento y el pozo de preexplotación, hay que destacar como punto acuífero importante dentro de la zona, y perteneciente al acuífero de Urbasa, el manantial que da lugar al nacimiento del río Urederra.

Se trata del principal drenaje del acuífero, presentando un caudal muy irregular, pudiendo suministrar más de 50 m³/sg, y en estiaje descender a 0,25 m³/sg, y con un caudal medio de 4,5 m³/sg.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

La evolución piezométrica sigue una pauta estacional, relacionada con la recarga-descarga del acuífero. El gradiente en estiaje está comprendido entre 0,8 % y 1,8 %.

- Acuífero de Arteta

Forma parte de la subunidad de Andía, situado en la parte noreste de la hoja, y al Este de la falla de Lizarraga. Está formado por un conjunto de calizas, dolomías y calcarenitas del Eoceno. Es un acuífero libre, con un área de recarga total de 100 Km², y escasamente representado en la zona de estudio.

La recarga del acuífero se realiza por infiltración de las precipitaciones, y la descarga a través del manantial de Arteta, fuera de la hoja, y con un caudal medio de 3,25 m³/sg. Los recursos son del orden de los 102 Hm³/año, con unas reservas de 80 Hm³. La capacidad útil de embalse puede quedar reducida a 30 Hm³.

La transmisividad tiene valores comprendidos entre 5 y 2000 m²/día, y el gradiente de estiaje es de 0,25 %.

- Acuífero de Riezu

Forma parte de los acuíferos carbonatados englobados en la subunidad de Andía, y está separado del acuífero de Urbasa por la falla de Lizarraga.

Ocupa la parte suroriental de la hoja, está formado por un conjunto de calizas, dolomías y calcarenitas del Paleoceno-Eoceno, que constituyen un acuífero libre superior y otro, inferior, confinado, que está poco representado en esta hoja.

La recarga se realiza por infiltración directa de las precipitaciones, y la descarga tiene lugar, principalmente, a través del manantial de Riezu, situado en la vecina hoja de Lezaun. Presenta un caudal con fuertes variaciones estacionales, pudiendo suministrar caudales

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

máximos de $30 \text{ m}^3/\text{sg}$, y mínimos inferiores a $0,1 \text{ m}^3/\text{sg}$.

El área total de recarga del acuífero es de 80 Km^2 , con unos recursos de $70 \text{ Hm}^3/\text{año}$. La capacidad útil de embalse se puede estimar que quede reducida a unos 30 Hm^3 .

La transmisividad tiene valores del orden de $2000 \text{ m}^2/\text{dia}$, obtenida a partir de los ensayos de bombeo realizados en los pozos de preexplotación realizados en el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra". El gradiente en estiaje es de $0,4 \%$.

- Acuífero de Itxako

Está englobado en la Unidad hidrogeológica de Lóquiz. Se encuentra situado, parcialmente, en la zona suroccidental de la hoja, estando separado del acuífero de Urbasa por las margas impermeables del valle de las Amescoas.

En la zona de estudio aparece la parte más nororiental del acuífero, que está formado por calcarenitas y margocalizas del Cretácico superior, que constituyen un acuífero libre permeable por fisuración.

La recarga del acuífero se realiza a través de la infiltración directa de las precipitaciones y, en menor medida, por infiltración del río Biarra en su curso bajo.

La descarga se produce, principalmente, a través del manantial de Itxako, existiendo, además, un drenaje hacia el río Biarra, así como un flujo subterráneo hacia el Urederra desde la confluencia de estos ríos hasta el manantial.

El área total de recarga del acuífero es de 51 Km^2 , con unos recursos de $48 \text{ Hm}^3/\text{año}$, 32 Hm^3 procedentes de las precipitaciones, y 16 Hm^3 de infiltración del río Biarra. Las reservas son de 60 Hm^3 , estimando que la capacidad útil de embalse puede quedar reducida a 30 Hm^3 . El balance de la parte del acuífero presente en la hoja, resulta imposible de

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

cuantificar.

Para obtener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico del acuífero, así como para determinar los parámetros hidráulicos del mismo, durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" se realizaron, dentro de la hoja, cuatro sondeos de reconocimiento (Barindano R-1, R-2, R-3 y R-4), y dos sondeos de preexplotación (Barindano P-5 y P-6), cuyos datos más representativos se reflejan en los siguientes cuadros

CUADRO N^o 3.- SONDEOS DE RECONOCIMIENTO EN EL ACUIFERO DE ITXACO

SONDEO	ACUIFERO	TIPO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	NIVEL ESTIAJE (m)	ESTADO ACTUAL
Barindano R-1	Cretácico sup. Calcarenitas y margocalizas	Libre	503,509	139	2,72	Inutilizado
Barindano R-2	Cretácico sup. Calcarenitas y margocalizas	"	503,97	129	3,48	Red piezométrica
Barindano R-3	Cretácico sup. Calcarenitas y margocalizas	"	511	148	10,7	Red piezométrica
Barindano R-4	Cretácico sup. Calcarenitas y margocalizas	"	503,703	122,4	3,75	Red piezométrica

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

CUADRO N^o 4.- CARACTERISTICAS DEL SONDEO DE PREEXPLORACION EN EL ACUIFERO DE ITXAKO

SONDEO	ACUIFERO	TIPO	COTA (m)	PROF.	NIVEL ESTIAJE	PERFORACION		ENTUBACION		FIL-TROS
						Tramo (m)	φ mm	Tramo (m)	φ mm	
Barindano P-5	Cretácico sup. Calcarenitas y margocalizas	Libre	503,532	126	2,88	0-86 86-126	530 400	0-86	400	22
Barindano P-6	Cretácico sup. Calcarenitas y margocalizas	Libre	504,025	014	3,77	0-6 6-14	600 580	0-14	450	8

El sondeo Barindano R-5 se desarrolló mediante un proceso de acidificación en Mayo de 1981, habiéndose conseguido un aumento del caudal específico del 95 %. Antes de la acidificación el caudal era de 7,39/l/sg/m, y después de realizada pasó a 14,42/l/sg/m.

Los parámetros hidráulicos se han obtenido a partir de los datos de los ensayos de bombeo en los sondeos de preexplotación de Barindano P-5 y P-6, y del manantial de Itxako.

La transmisividad, inicialmente, se evaluó entre 150 y 1200 m²/día para todo el acuífero. Con los resultados obtenidos en los bombeos realizados en los sondeos de Barindano y el manantial, y el modelo matemático, las transmisividades que se estiman están comprendidas entre 10000 m²/día en el manantial, 8000 m²/día en el río Biarra, y 500 m²/día en las zonas más alejadas del acuífero. El coeficiente de almacenamiento medio se ha estimado en 7×10^{-3} , y la porosidad eficaz media en el orden del 2 %.

Dentro de la hoja, además de los sondeos citados, se encuentra el manantial de Itxako, que es el drenaje principal del acuífero, y cuyo caudal es muy irregular y con fuertes variacio-

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

nes estacionales. Se origina en el contacto de las calcarenitas, y un horizonte margoso intercalado. Su caudal máximo puede alcanzar los 10 m³/sg, y el mínimo está comprendido entre 0,5 y 0,1 m³/sg, siendo su caudal medio aproximado de 1,5 m³/sg.

El caudal drenado del acuífero de Itxako, está controlado por la estación de aforos del Gobierno de Navarra, instalada en el río Urederra en Barindano, antes de su confluencia con el Biarra, y la estación de la Confederación Hidrográfica del Ebro instalada en Eraul, en la hoja 1:25000 de Estella.

La evolución piezométrica tiene un marcado carácter estacional, relacionada con la recarga-descarga del acuífero, siendo la oscilación del nivel relativamente baja, con un gradiente en estiaje de 0,45 %.

- Acuífero de Abarzuza

El acuífero de Abarzuza es un sistema de unos 9 Km², situado en las estribaciones suroccidentales de Andía, formado por dos pequeños acuíferos, uno superficial libre, y otro profundo confinado, separados por un tramo impermeable intermedio con una transmisividad entre 20 y 80 m²/día, y situado en la hoja al Sur del acuífero de Riezu, y con escas representación en el ámbito de esta hoja. Está formado por calcarenitas del Luteciense.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

5.2.5. HIDROGEOQUIMICA

La facies hidrogeoquímica dominante es la bicarbonatada cálcica. Las aguas de los acuíferos que pertenecen a la Unidad de Urbasa (Urbasa, Riezu, Arteta y Abarzuza) son de dureza media, mineralización ligera y bicarbonatadas cálcicas, poco variables en el tiempo.

Las aguas del acuífero de Itxako son de mineralización ligera a media, dureza media a dura, y bicarbonatadas cálcicas, no presentando variaciones en el tiempo.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

5.3. CARACTERÍSTICAS GEOTECNICAS GENERALES

5.3.1. INTRODUCCION

Para la realización de la cartografía geotécnica de las hojas 139 y 140 se ha tomado como base la cartografía geológica a escala 1:25.000 realizada previamente. Las distintas unidades geológicas se han sometido a un proceso de síntesis, agrupándolas en función de sus características y comportamiento geotécnico.

Para definir las características geotécnicas de los distintos materiales se debe partir como es lógico de datos de ensayos realizados en obras y proyectos, en todos sus aspectos: clasificaciones, resistencia, deformación, cohesión, etc

Sin embargo, la inexistencia de datos de ensayos geotécnicos en la actualidad, en estas hojas, impide realizar un tratamiento estadístico que permita clasificar las unidades.

Por este motivo, para clasificar las unidades geológicas en función de sus características geotécnicas será preciso utilizar otros procedimientos. Estos consistirán en la extrapolación de las características de las mismas unidades de las que se disponga datos en hojas contiguas, mientras que para los materiales de los que no se disponga de ningún dato ni en hojas contiguas, su caracterización consistirá en una descripción basada en las observaciones de campo y datos generales de Normas y Códigos.

En cualquier caso, esta clasificación y los datos que en ella se contienen debe considerarse como meramente orientativos, siendo necesaria la realización de los ensayos pertinentes en cualquier obra o trabajo que se vaya a acometer en estas hojas,

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

5.3.2. ZONACION GEOTECNICA

Los distintos materiales que componen las hojas 139 y 140 se han subdividido en áreas y, estas, a su vez en zonas. El criterio inicial de agrupamiento ha sido fundamentalmente geológico y litológico, al que se han incorporado criterios geotécnicos, teniendo en cuenta las limitaciones que existen en estas hojas, como ya se ha señalado.

La división en áreas resultante es la siguiente:

AREA I: Materiales triásicos,

AREA II: Comprende los materiales cretácicos,

AREA III: Ocupa los materiales terciarios,

AREA IV: Depósitos cuaternarios.

Estas áreas, a su vez, se han subdividido en las siguientes zonas:

AREA I: Zona Ia, Ib

AREA II: Zona IIa, IIb, Ic

AREA III: Zonas IIIa, IIIb, IIIc, IIId, IIIe, IIIf, IIIg, IIIh

AREA IV: Zona IVa

En el cuadro 1 se presenta la correlación entre las unidades geológicas y las unidades geotécnicas y a continuación se describen las distintas unidades.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

5.3.3. DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES

Zona Ia.

Esta zona corresponde a los depósitos triásicos compuestos exclusivamente por materiales arcillosos con intercalaciones de yesos y sales pertenecientes a la facies Keuper.

Su clasificación geotécnica se puede considerar como de consistencia dura, con valores de compresión simple superiores a 4 kp/cm². Son terrenos de posible agresividad por lo que para su cimentación se aconseja la utilización de hormigones especiales.

También es de destacar la presencia de fenómenos de colapso por disolución de sales. Los taludes naturales son en general estables, mientras que los artificiales pueden deteriorarse con el paso del tiempo.

Incluidos en estos materiales arcillosos de la facies Keuper aparecen manchas de ofitas y dolomías.

Zona Ib

Aunque de distintas características geotécnicas, en esta zona se incluyen el resto de materiales triásicos de naturaleza no arcillosa. En las hojas de estudio estos materiales corresponden a afloramientos de rocas subvolcánicas, ofitas y dolomías negras laminadas.

En ambos casos la resistencia es alta, especialmente en las rocas subvolcánicas, y de excavabilidad y ripabilidad difícil. Los materiales ofíticos, debido a sus especiales características se utilizan como material para explanadas de carretera.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Zona IIa

En el área II de materiales mesozóicos, esta primera zona agrupa los materiales carbonatados constituidos por calizas, dolomías y calcarenitas.

En general, pueden considerarse rocas duras con algunas zonas de tipo medio, donde el índice RQD desciende. Son poco ripables y pueden soportar presiones admisibles elevadas. Son muy frecuentes los fenómenos kársticos en todos sus afloramientos, mientras que la estabilidad de los taludes artificiales esta condicionada por el grado de fracturación.

Zona IIb

Corresponde esta unidad geotécnica a los materiales de grano fino, arcillas y limolitas de edad mesozoica.

En general, debido a su grado de compactación son de resistencia media, pudiendo soportar presiones por encima de 5 kp/cm². Su excavabilidad es variable, ya que los niveles arcilloso-margosos pueden ofrecer variaciones entre ripable y no ripable. Los taludes naturales son estables.

Zona IIc

Agrupa esta zona geotécnica a los depósitos detríticos de grano medio a grueso, areniscas y calizas arenosas con niveles margosos.

Las presiones admisibles que se estima para esta zona según las diferentes Normas y Códigos establecen que puede cimentarse con cargas superiores a 3 kp/cm². Sus primeros metros se pueden considerar como roca blanda por lo que en determinados casos serán fácilmente excavables, mientras que no lo serán en absoluto en profundidad. No presentan problemas de estabilidad de taludes, tan sólo en algún caso y debido a la alternancia de

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

materiales de diversa competencia se producen caídas y desplomes de bloques.

Zona III

Corresponde únicamente a Dolomías y calizas dolomíticas que forman la base del Terciario en estas hojas.

Son rocas moderadamente duras, menos que sus equivalentes mesozoicos, con resistencia a la compresión simple entre 500 y 1000 kp/cm². Soportan presiones admisibles del orden de 10 Kp/cm² y, en general no son ridables o poco ridables. El grado de fracturación y diaclasado es elevado. por lo que la estabilidad de los taludes puede ser muy variable en función del grado de fracturación.

Zona IIIb

Se trata de un conjunto de materiales calcareníticos, con un contenido de detríticos variable, pudiendo aparecer intercalaciones de niveles margosos.

El comportamiento geotécnico de estos depósitos viene marcado e influenciado por la presencia de los niveles menos resistentes entre los niveles duros. Son rocas que pueden soportar presiones entre 5 y 10 kp/cm², poco ripables en sus niveles duros y ripables con pala mecánica en los niveles blandos. En cuanto a la estabilidad de taludes, son los típicos materiales en los que se producen caídas de bloque por la diferente competencia entre los niveles.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Zona IIIc

Esta zona corresponde a las alternancias de depósitos de menor resistencia que los que ocupan la zona IIIb. Son margas, margocalizas y areniscas, siendo su principal característica esta alternancia de materiales resistentes con otros más blandos.

Desde el punto de vista geotécnico se consideran como un suelo muy rígido o como una roca muy meteorizada. Según su RQD, su clasificación es Mala a Muy mala, entre 0 y 25%. Las presiones admisibles son muy bajas, del orden de 3 Kp/cm² y son ripables.

Zona IIId

En esta zona únicamente se incluyen las margas con yesos de la unidad 34, en una unidad en la que las condiciones geotécnicas varían en función de la mayor o menor presencia de yesos,

Son materiales fácilmente excavables, pudiendo aparecer fenómenos de inestabilidad en taludes naturales, originando deslizamientos de tipo rotacional. La presión admisible que pueden soportar estos materiales, según algunos Códigos de Práctica son variables, pudiéndose producir asentamientos de consolidación a largo plazo.

Zona IIIe

Como en la zona anterior, en esta únicamente se incluye una unidad geológica, 35, compuesta por arenas y areniscas de grano fino.

Se trata de una roca moderadamente dura que puede soportar presiones admisibles por encima de 15 Kp/cm². Su ripabilidad estará influida por su grado de fracturación y los taludes naturales que aparecen en estos materiales son estables.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Zona IIIf

Esta zona corresponde a todos los depósitos de arcillas con yesos que aparecen en las hojas 139 y 140.

En muchos casos son materiales de baja resistencia que hacen que se comporten como una roca blanda o incluso como un suelo. Sus características geotécnicas puede ser problemáticas debido a problemas derivados de la disolución de los yesos. Salvo excepciones, son materiales ripables y pueden presentar deslizamientos en taludes.

Zona III

Agrupar esta zona a todos los depósitos conglomeráticos, constituidos por conglomerados con cantos redondeados de calizas y areniscas principalmente.

Su característica principal es su elevada cimentación lo que hace que se comporten como una roca, alcanzando presiones admisibles superiores a 10 kp/cm², no siendo ripables en ningún caso. Sus taludes naturales son estables.

Zona IIIh

Corresponde esta unidad geotécnica a las distintas sucesiones de arcillas, limos y areniscas que afloran en las hojas, en general constituidos por materiales de fina granulometría.

Pueden soportar presiones admisibles en un rango variable que va desde 1,5 kp/cm² a 3 kp/cm², pudiendo presentar asentamientos a largo plazo. En general son fácilmente excavables y los taludes artificiales construidos sobre ellos se deterioran progresivamente.

Zona IVa

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.

Incluye todos los depósitos cuaternarios, formados en gran parte por sedimentos detríticos de ladera y aluviales y coluviales.

Sus características de cimentación son muy variables como es lógico, pudiendo diseñarse cargas admisibles entre 1 y 5 kp/cm². Es importante en los materiales aluviales tener en cuenta la posición del nivel freático.

Son fácilmente excavables. Los taludes naturales se mantienen estables en general en ausencia de nivel freático con alturas pequeñas (2-3 m), pero en el resto de casos, las inestabilidades son frecuentes.

UNIDAD CARTOGRAFICA	ZONACION GEOTECNICA	EDAD	DESCRIPCIÓN
57, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69	IVa	Cuaternario	Gravas, arenas, limos y arcillas
36, 37, 39, 40, 44, 47, 48, 50, 53, 56	IIIh	Terciario	Arcillas, limos y areniscas
42, 43, 46, 49, 52, 54	IIIg	Terciario	Conglomerados
38, 41, 45, 51, 55	IIIf	Terciario	Arcillas y yesos
35	IIIe	Terciario	Arenas y areniscas
34	III d	Terciario	Margas y yesos
24, 26, 28, 30, 31, 33	IIIc	Terciario	Margocalizas, margas, areniscas y arenas
23, 25, 27, 29, 32	IIIb	Terciario	Calcarenitas, margas, calizas y areniscas
22	IIIa	Terciario	Calizas, dolomías y calizas dolomíticas
5, 7, 9, 10, 12, 13, 14, 16, 17, 19, 21	IIc	Jurásico-Cretácico	Areniscas, calizas arenosas y margas
6, 8	IIb	Jurásico-Cretácico	Arcillas y limolitas
4, 15, 18, 20	IIa	Jurásico-Cretácico	Calizas, dolomías y calcarenitas
1, 2, 3	Ia	Keuper	Arcillas, yesos, sales, Ofitas

6.- BIBLIOGRAFIA

6.- BIBLIOGRAFIA

AMIOT, M. (1982): "El Cretácico superior de la Región Navarro-Cántabra". En "El Cretácico de España". Univ. Compl. Madrid, p. 88-111.

AMIOT, M. (1983): "L'individualisation du domaine navarro-cantabre". En "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique", Mem. Geol. Univ. Dijon, 9, p. 191.

BACETA, J.I. (1996): "El Maastrichtiense superior, Paleoceno e Ilerdiense basal del País Vasco y Oeste de Navarra: secuencias deposicionales y facies". Tesis doctoral Univ. País Vasco UPV-EHU. 404 p.

CAREZ, L. (1910). "Sur quelques points de la géologie du Nord de l'Aragon et de la Navarre". Bull. Soc. Géol. France, (4) 10, 682-690. Paris.

CAVELIER, C. Y POMEROL, C. (1986): "Stratigraphy of the Paleogene". Bull. Soc. Géol. France, II, 2, p. 255-265.

CIRY, R. Y MENDIZABAL, J. (1949): "Contribution a l'etude du Cenomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, de l'Alava et de la Navarre occidentale". Ann. Hébert et haug. T. 7, p. 61-79 (Libre jubilar Charles Jacob).

COLOM, G. (1952). "Los caracteres micropaleontológicos de algunas formaciones del Secundario de España". Bol. Inst. Geol. min. España, 64, 275-344.

EVE (1994). "Mapa geológico del país Vasco a escala 1:25000, Hoja 139-2 de Sierra de Entzia".

EVE (1994). "Mapa geológico del país Vasco a escala 1:25000, Hoja 139-4 y 171-2 de

Campezo".

FEUILLÉE, P. (1967). "Le Cénomaniens des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique". Mémoires Société Géologique de France, 108, 343 pp.

FEUILLÉE Y RAT (1971): "Structures et paléogéographies Pyrénéo-Cantabriques". En: Editions Technip. Histoire structurales du Golfe de Gascogne, Vol. 1, p.1-48.

FLOQUET, M. (1991): "La plate-forme Nord-Castellane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique, sédimentation et vie". Tesis doctoral, Mem. Géol. Univ. Dijon. Vol. 14 (dos tomos), 925 p.

FROUTE (1988): "Le rôle de l'accident d'Estella dans l'histoire géologique Crétacé supérieur à Miocène des Bassins Navarro-Alavais (Espagne du Nord)". Tesis doctoral Univ. de Pau, 231 p.

GARCIA MONDÉJAR, J. (1982). "Aptiense y Albiense, Región Vasco-Cantábrica y Pirineo navarro". En: El Cretácico de España, 63-84. Universidad Complutense. Madrid.

GARCIA MONDÉJAR, J. (1989): "Strike-slip subsidence of the Basque-cantabrian Basin of northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of the Bay of Biscay". En: Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.), Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. AAPG memoir n^o 46, p. 395-409.

GARCIA MONDÉJAR, J.; PUJALTE, V. y ROBLES, S. (1986). "Características sedimentológicas, secuenciales y tectoestratigráficas del Triásico de Cantabria". Cuadernos de Geología Ibérica, vol. 10, p. 151-172.

HOTTINGER, L. (1960): Recherche sur les alveolines du Paéocène et de l'Eocene". Mém.

Suisses Paéont., 75-76, p 1-243.

IGME (1978). "Mapa geológico de España a escala 1:50000, hoja 139, Eulate".

IGME (1987). "Mapa geológico de España a escala 1:50000, hoja 140, Estella".

LAMARE, P. (1934). En: Réunion extraord. dans les Pyrénées basques d'Espagne. C.R. Bull. Soc. Geol. France (5) 4, 258-295. Paris.

LAMARE, P. (1936): "Recherches geologiques dans les Pyrenées Basques d'Espagne". Mem. Soc. Geol. France, XII, 27, p. 1-465.

LEON, L.; PUIGDEFABREGAS, C. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971). " Variaciones sedimentarias durante el Eoceno medio en la Sierra de Andia". Acta Geológica Hispánica, vol. 6 (2), p. 36-41.

LEON, L. (1972): "Síntesis Paleogeográfica y Estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra, paso al Eoceno". Bol. Geol. Min., 83, p. 689-721.

LOPEZ, G. (1994). "Bioestratigrafía de los inocerámidos (Bivalvia) de la Cuenca navarro-cántabra y de la plataforma norcastellana. Comparación con zonaciones de otras áreas de Europa". Cuadernos de Geología Ibérica, 18, 309-336.

LOTZE, F. (1929). "Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)". Abh. Ges. Wis. Göttingen, math.-phys. Kl., N. F., 14, 2 XIII, 320 pp. Berlin.

LOTZE, F. (1938). "Steinsalz und Kalisalz, geologie". En: O. Stutzer, Die wichtigsten Lagerstätten der Nicht-Erze. Bd. 3, 1, XXVI, 936 pp. Berlin.

LOTZE, F. (1955). "Salzdiapirismus im nördlichen Spanien". Z. deutsch. geol. Ges., 105,

814 bis 822. Hannover.

LOTZE, F. (1957). "Steinsalz und Falisalz", 1, Tl. 2 Aufl., XI, 465 pp. Berlin

MALLADA, L. (1907). Explicacion del mapa geológico de España, 6, 686. Madrid.

MANGIN, J.P. (1959): "Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon". Pirineos, 45: 631 p.

MARTINEZ, R., LAMOLDA, M. A., GOROSTIDI, A., LOPEZ, G. y SANTAMARIA, R. (1996). "Bioestratigrafía integrada del Cretácico superior (Cenomaniense superior-Santonense) de la región Vascocantábrica". Revista Española de Paleontología, número extraordinario,

MATHEY, B. (1986): "Les flysch Crétacé supérieur des Pyrénées basques. Age, anatomie, origine du matériel, milieu de dépôt et relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne". Tesis doctoral, Mem. Géol. Univ. du Dijon, vol. 12, 399 p.

MELLENDEZ-HEVIA, F. (1976). "El interes petrolífero del Jurásico marino de la parte SW de la Cuenca Cantábrica". II Jornadas Nacionales del Petroleo y Gas Natural, Ponencia 1: Exploración y Producción.

MONTADERT, L.; WINNONCK, E.; DELTIEL, J.R. y GRAN, G. (1974). "Continental margins of Galicia-Portugal and Bay of Biscay". En: Burk y Drake (eds.), Geology of continental margins. Springer-Verlag, Berlin, p. 323-342.

MULLINS, H.T. Y COOK, H.T. (1986): "Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration". Sedimentary Geology, 48, p 37-79.

ORUE-ETXEARRIA, X. (1983). "Los foraminíferos planctónicos del Paleógeno del

Sinclinorio de Bizkaia (corte de Sopelana-Punta Galea)". Tesis doctoral de la Univ. del País Vasco. KOBIE (serie Ciencias Naturales), vol. XIII-XIV, 429 pp.

PALACIOS, P. (1919). "Los terrenos mesozoicos de Navarra". Bol. Inst. Geol. España, 40, 1-155. Madrid.

PAYROS, A. (1997): "El Eoceno de la Cuenca de Pamplona: Estratigrafía secuencial y evolución paleogeográfica". Tesis doctoral Univ. País Vasco. 300 p.

PAYROS, A., PUJALTE, V.; BACETA, J.I.; ORUE-ETXEBARRIA, X. Y SERRA-KIEL, J. (1996): "Las calizas eocenas del Oeste de Navarra: revisión, redefinición y nueva interpretación de sus unidades estratigráficas". En: Libro Homenaje a Máximo Ruiz de Gaona, Príncipe de Viana (Suplemento de Ciencias), año XVI, nº 14/15, p. 137-153.

PFLUG, R. (1967). "Der Diapir von Estella (Nordspanien)". Beih. geol. Jb., 66, 21-59. Hannover.

PUIGDEFABREGAS, C. (1975): "La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca". Pirineos, 104, p 1-188.

PUIGDEFABREGAS, C. Y SOUQUET, P. (1986): "Tecto-sedimentary evolution and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees". Tectonophysics, 129, p 173-203.

PUJALTE, V. (1977). " El complejo Purbeck-Weald de Santander: estratigrafía y sedimentación". Tesis Univ. de Bilbao, 202 pp, inédito.

PUJALTE, V. (1981). "Sedimentary successsion and paleoenvironments within a fault-controlled basin: the wealden of the Santander area, Northern Spain". Sedimentary

Geology vol. 28, p. 293-325.

PUJALTE, V.; BACETA, J.I.; PAYROS, A., ORUE-ETXEBARRIA, X. Y SERRA-KIEL, J. (1994): "Latest Cretaceous-Middle Eocene sequence stratigraphy and biostratigraphy of the SW. and W. Pyrenees (Pamplona and Basque Basins, Spain)". Field-trip guidebook, GEP an

PUJALTE, V.; ROBLES, S.; ROBADOR, A.; BACETA, J.I. Y ORUE-ETXEBARRIA, X. (1993): "Shelf to basin Palaeocene palaeogeography and depositional sequences, Western Pyrenees, North Spain". In "Sequence Stratigraphy and Facies Association", (Eds. Posamentier

RAT, P. (1959). "Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne)". Publ. Univ. Dijon, 18, 525 pp. Dijon, France.

RAT, P.; AMIOT, M.; FEUILLÉE, P.; FLOQUET, M., MATHEY, B.; PASCAL, A. y SALOMON, J. (1983). "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique. Une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires". Mem. Geol. Univ. de Dijon, vol. 9, 191 pp.

RIOS, J. M. (1956). "El sistema Cretáceo en los Pirineos de España". En: El Cretáceo en España. Memorias del Inst. Geol. y Minero España, 57, 1-128. Madrid.

RUIZ DE GAONA, M. (1952). "Notas y datos para la geología de Navarra". Primer congreso internacional del Pirineo, Instituto de estudios pirenaicos, Zaragoza.

SANTAMARIA, R. (1992). "Los Ammonoideos del Cenomaniense superior al Santonienense de la plataforma nord-castellana y la Cuenca navarro-cántabra". Parte I; Biostratigrafía y sistemática: Phylloceratina, Ammonitina (Desmocerataceae y Hoplitaceae) y Ancyloce

SCHAUB, H. (1981): "Nummulites et Assillines de la Tethys Paléogène. Taxonomie, phylogénese et biotratigraphie". *Memoires Suisses de Paléontologie*, 104-106, 236 p.

TOSQUELLA, J. Y SERRA-KIEL, J. (1996): "Las biozonas de nummulítidos del Eoceno Pirenaico". En: Libro Homenaje a Máximo Ruiz de Gaona, Principe de Viana (suplemento de ciencias), 14-15, p 155-193.

VERNEUIL, E., COLLOMB, E. y TRIGER, N. (1859-60). "Note sur une partie du pays basque espagnol". *Bull. Soc. Geol. France*, (2) 17, 333-372. Paris

WIEDMANN, J. (1960). "Zur Systematik jungmesozoischer Nautiliden (unter besonderer Berücksichtigung der iberischen Nautilinae D'ORB.)". *Palaeontographica*, (A) 115, 144-206. Stuttgart.

WIEDMANN, J. (1964). "Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Cephalopodes". *Estudios geológicos*, 20, 107-148. Madrid.

WIEDMANN, J. (1979): "Itineraire geologique a travers le Crétacé Moyen des chaines Vascogotiques et Celtiberiques (Espagne du nord)". En "Mid Cretaceous events, Iberian Field Conference, Cuadernos de Geología Ibérica, 5, p. 127-214.