

HOJA 140 - IV (ABARZUZA)

INDICE

INDICE

Pags.

0.- INTRODUCCION..... 1

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

1.5.1.3	Calizas bioclasticas masivas y tableadas (23). Tanetiense inferior (Montiense).....	20
1.5.2.	Macrosecuencia Eoceno-2	21
1.5.2.1	Calcarenitas bioclasticas (31). Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritiense).....	21
1.6.	TERCIARIO CONTINENTAL.....	24
1.6.1.	Ciclo I: Unidad de Añorbe-Puente La Reina (Sueviense)	26
1.6.1.1	Arcillas rojas con capas de areniscas (36). Sueviense	26
1.6.1.2	Arcillas rojas y margas con capas centimétricas de areniscas y yesos (37). Sueveniense	27
1.6.1.3	Yesos con algunas intercalaciones de margas grises (Fm. Yesos de Pte. la reina) (38). Sueviense.....	29
1.6.2.	Ciclo II: Unidad de Mues-Tafalla (Sueviense)	29
1.6.2.1	Areniscas, limolitas y arcillas rojas (Areniscas de Mues) (39). Sueviense	30
1.6.2.2	Arcillas rojas con capas de areniscas con ripple-marks y yesos (40). Sueviense	31
1.6.2.3	Yesos y margas yesíferas (Yesos de Tafalla) (41) Sueviense	34
1.6.3.	Ciclo III: Unidad de Mendigorria (Sueviense-Arverniense)	35
1.6.3.1	Conglomerados masivos de cantos redondeados de caliza con intercalaciones de areniscas y lutitas rojas (42). Sueviense-Arverniense.....	36
1.6.3.2	Conglomerados de cantos de yeso, areniscas y lutitas rojas (43). Sueviense-Arverniense.....	38
1.6.3.3	Areniscas en bancos gruesos al ternando con lutitas rojas (44). Sueviense-Arverniense	38
1.6.3.4	Lutitas rojas con yesos en hiladas y nódulos y capas esporádicas de areniscas (45). Arverniense.....	39
1.6.4.	Ciclo IV. Unidad de Gallipienzo-Leoz (Arverniense-Ageniense)	42
1.6.4.1	Conglomerados, areniscas y lutitas rojas (46). Arverniense-Ageniense.....	42

1.6.4.2	Areniscas en capas extensas y lutitas rojizas y ocre (47) Arverniense-Ageniense	44
1.6.4.3	Lutitas ocre con bancos de areniscas (48). ARverniense-Ageniense	45
1.6.5.	Ciclo v: Unidad de Artajona-Olite (Ageniense-Aragoniense)	45
1.6.5.1	Alternancia de conglomerados, areniscas y lutitas ocre (49). Ageniense-Aragoniense	46
1.6.5.2	Areniscas en capas extensas y lutitas ocre-amarillentas. Ageniense-Aragoniense	48
1.6.5.3	Lutitas ocre-amarillentas con capas de areniscas (51). Ageniense-Aragoniense	48
1.6.6.	Ciclo VI: Unidad de Sierra de Ujue	50
1.6.6.1	Conglomerados, areniscas y lutitas (52). Aragoniense-Vallesiense	50
1.6.6.2	Areniscas y lutitas ocre amarillentas (53). Aragoniense-Vallesiense	50
1.6.6.3	Lutitas y areniscas ocre-amarillentas (54). Aragoniense-Vallesiense	51
1.7.	CUATERNARIO	53
1.7.1.	Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis (58) y Glacis degradado (59). Pleistoceno.	53
1.7.2.	Gravas, arenas y arcillas. Terrazas (57). Pleistoceno	53
1.7.3.	Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (61). Holoceno.	54
1.7.4.	Gravas, arenas y arcillas. Fodnos de valle (63). Cantos, limos y arcillas. Conos de deyeccion (65). Holoceno	54
1.7.5.	Cantos en matriz de fangos. Depósitos aluvial-coluvial (66) y glacis actual-subactual (67). Holoceno	55
2.-	TECTONICA	56
2.1.	SIERRA DE LOKIZ	61
2.2.	DOMO DE ZUFIA	63
2.3.	LAS SIERRAS DE URBASA Y ANDIA	64

	Pags.
2.4. BORDE DE LA CUENCA DEL EBRO	67
2.5. DIAPIROS DE ESTELLA. ALLOTZ Y SALINAS DE ORO: LA FALLA DE PAMPLONA	69
2.6. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES	71
3.- GEOMORFOLOGIA.....	76
3.1. SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA	77
3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO	78
3.2.1. Estudio morfoestructural	78
3.2.2. Estudio del modelado.....	79
3.2.2.1 Formas de ladera.....	79
3.2.2.2 Formas fluviales	79
3.2.2.3 Formas poligénicas.....	80
3.2.2.4 Formas antrópicas.....	81
3.2.3. Formaciones superficiales	82
3.2.3.1 Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis y glacis degradados (D). Poligénico. Pleistoceno	82
3.2.3.2 Gravas, arenas y limos. Terrazas (B). Fluvial. Pleistoceno	82
3.2.3.3 Cantos en matriz limo-arcillosa. Coluviones (A). Laderas. Holoceno.....	83
3.2.3.4 Gravas, arenas y arcillas (Fondos de valle). Cantos en matriz limoar- cillosa (Conos de deyeccion). Fluvial (C). Holoceno	83
3.2.3.5 Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual y depositos aluvial-voluvial (E). Poligénico. Holoceno	84
3.3. EVOLUCION DINAMICA.....	85
3.4. MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	86

	Pags.
4.- HISTORIA GEOLOGICA	87
4.1. EVOLUCION DURANTE EL FINAL DEL CRETACICO INFERIOR Y CRETACICO SUPERIOR.....	93
4.1.1. Macrosecuencia regresiva del Albiense Superior-Cenomaniense Inferior (1)	93
4.1.2. Macrosecuencia transgresiva Cenomaniense Inferior-Turonense Superior (2)	100
4.1.3. Macrosecuencia regresiva del Coniaciense (3)	100
4.1.4. Macrosecuencia transgresiva del Coniaciense Superior-Santoniense	103
4.1.5. Macrosecuencia regresiva Campaniense-Maastrichtiense Inferior	105
4.2. EVOLUCION DURANTE EL INTERVALO CRETACICO FINAL-EOCENO SUPERIOR.....	107
4.2.1. Macrosecuencia "Paleocena" (Etapa 1)	107
4.2.2. Macrosecuencia Eoceno-1 (Etapa 2)	109
4.2.3. Macrosecuencia Eoceno-2 (Etapa 3)	113
4.2.4. Macrosecuencia Eoceno-3 (Etapa 4)	117
4.3. EVOLUCION DURANTE EL OLIGOCENO Y MIOCENO	119
4.3.1. Macrosecuencia del Oligoceno inferior	119
4.3.2. Macrosecuencia del Oligoceno Superior-Mioceno	120
5.- GEOLOGIA ECONOMICA	122
5.1. RECURSOS MINERALES.....	123
5.1.1. Arcillas	123
5.1.2. Calizas	123
5.1.3. Yesos	124
5.1.4. Ofitas	124

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

	Pag.
5.2. HIDROGEOLOGIA	125
5.2.1. Introducción	125
5.2.2. Climatología	125
5.2.3. Hidrología	126
5.2.4. Características hidrogeológicas	127
5.2.5. Hidrogeoquímica	130
5.3. CARACTERISTICAS GEOTECNICAS GENERALES	131
5.3.1. Introducción	131
5.3.2. Zonación geotécnica	132
5.3.3. Descripción de las unidades	133
6.- BIBLIOGRAFIA	141

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
ANTONIO HERNANDEZ SAMANIEGO:	Cartografía Geológica y Memoria
MIGUEL ANGEL LOPEZ-HORGUE:	Cartografía Geológica y Memoria
JUAN IGNACIO BACETA CABALLERO:	Cartografía Geológica y Memoria
ALFONSO OLIVE DAVO:	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

La hoja a escala 1:25.000 de Abarzuza (140-IV) forma parte de la hoja a escala 1:50.000 de Estella (140, 24-08) del mapa topográfico nacional. Todo el área de esta hoja queda íntegramente englobada en la Comunidad Foral de Navarra. En general, se puede considerar un área bastante montañosa, configurándose una llanada amplia que ocupa la mitad occidental de la hoja con alturas próximas a los 500 m, donde se encuentra situado el Pantano de Alloz, rodeada por relieves que llegan a alcanzar en ocasiones alturas próximas a los 1.000 m y a veces lo superan. Estos accidentes geográficos, que en este cuadrante ocupan el sector oriental del mismo, son Sierra Esparza (1.025 m) y Pico de Axixuri (848 m).

Desde el punto de vista de las aguas superficiales, el Pantano de Alloz, que ocupa la zona centro septentrional de la hoja, recoge las aguas provenientes de los relieves situados al norte por los arroyos Ogancia, Guembe y Salado, y tiene su salida por el río Salado, siendo regulado por el Canal de Alloz. Otra arteria de interés, la constituye el río Iranzu en el sector occidental de la hoja cortándola con dirección N-S. Por último en el borde oriental del cuadrante los barrancos provenientes de los relieves de la Sierra Esparza y Pico de Axixuri, vierten aguas al río Arga.

Desde el punto de vista geológico el cuadrante se sitúa en el extremo noroccidental de la cuenca terciaria continental del Ebro en su límite con el denominado dominio Navarro-Cantabro, integrado en la Región Vasco-Cantábrica (FEUILLE y RAT, 1971). La mayor parte de los materiales que afloran están constituidos por conglomerados, areniscas, arcillas, margas y yesos de origen continental, cuyas edades oscilan entre el Oligoceno y el Mioceno. Al Eoceno corresponden los afloramientos de calizas de Estella-Murugarren, así como los que arman la cerrada del Pantano de Allotz.

El diapiro de Allotz, formado por sedimentos arcillosos y yesíferos de edad triásica, que engloban bloques calizo-dolomíticos de edad jurásica y margosos del Cretácico inferior,

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

constituye la principal expresión estructural de la hoja afectando en parte al resto de materiales circundantes. Este diapiro, junto con los próximos de Estella y Salinas de Oro forman parte de la alineación SO-NE de diapiros Navarros. Es un accidente de gran importancia considerado como parte de la expresión de la denominada Falla de Pamplona. La movilidad tectónica ha ido acompañada de variaciones de cierta importancia en el espesor de las series detríticas. Otras estructuras de interés son las fallas de Mañeru y Murugarren. La primera que separa los materiales intensamente plegados con buzamientos subverticales del Oligoceno de los sedimentos del Mioceno, y la segunda, de carácter inverso que pone en contacto las calizas eocenas con los materiales detríticos miocenos. En el resto de la hoja predomina el pliegue sinclinal de amplio radio (sinclinal de Murillo).

Para la realización de la cartografía y la redacción de la presente memoria ha sido de gran utilidad la documentación cedida por la Diputación Foral de Navarra y cuyos autores son A. Carbayo, L. Villalobos y L. León.

1.- ESTRATIGRAFIA

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

1.- ESTRATIGRAFIA

Los materiales de esta hoja se engloban en el dominio estructural de influencia del diapiro de Allotz, situado en la lineación de diapiros navarros, estructura que separaría las Cuencas Vasco-Cantábrica y del Ebro. Estos materiales quedan comprendidos en el Triasico (Keuper), Jurásico y Albiense superior-Cenomaniense inferior para el área diapírica, Coniaciense y Maastrichtiense-Terciario marino para la esquina NW, y Terciario continental para el gran resto de la hoja. La estructura general es la de una cubeta terciaria (borde de la Cuenca del Ebro) con suave deformación, siendo ésta mayor en el límite con los materiales de la Cuenca Vasco-Cantábrica y en las áreas circundantes al diapiro de Allotz. Esta hoja presenta una gran fracturación de tendencia SW-NE en su esquina noroeste (zona de Abarzuza), sellada parcialmente por los materiales continentales del límite Cuenca del Ebro-Cuenca Vasco-Cantábrica. Las series del Albiense superior-Cenomaniense inferior presentan un desarrollo similar al que ofrecen en Estella-Lizarra, distinguiéndose los mismos términos. La mayor representación estratigráfica viene dada por los materiales del Terciario continental, ampliamente aflorantes en la mayor superficie de la hoja.

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

1.1. TRIASICO

1.1.1. ARCILLAS ABIGARRADAS, YESOS Y SALES (2). ROCAS SUBVOLCANICAS. OFITAS (1). FACIES KEUPER

Los materiales triásicos afloran en el diapiro de Allotz estando constituidos por arcillas de tonos abigarrados, con intercalaciones de bancos masivos de yesos, que en ocasiones forman bolsadas discontinuas. Es frecuente la presencia de minerales autigénicos como los cuarzos bipiramidados.

Debido a la intensa tectonización sufrida, así como a la incompetencia de los materiales, no se ha podido realizar un estudio detallado del Keuper, ni evaluar su potencia. De manera tentativa se puede indicar que su deposición tuvo lugar en áreas litorales de tipo *sebkha* bajo condiciones de aridez que permitieron la formación de evaporitas y sales.

En estos materiales se emplazan masas de rocas volcánicas básicas de tipo ofítico (1), frecuentemente alteradas lo que impide apreciar su disposición original.

Se atribuyen al Triásico superior, sin mayor precisión cronoestratigráfica, debido a su carácter azoico.

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

1.2.JURASICO

1.2.1. DOLOMIAS, CALIZAS DOLOMITICAS Y CALIZAS (4). LIAS-DOGGER

En las proximidades de las poblaciones de Lorca, Lácar y Allotz, asociados a los materiales triásicos del diapiro, afloran bloques de formas irregulares constituidos por rocas carbonatadas de aspecto carniolar y brechoides, atribuibles la mayor parte de ellos al Rethiense-Sinemuriense. Otros, como los citados en la memoria de la hoja Magna, situados al este de Allotz, son atribuibles al Toarciense y al Dogger.

Los primeros se tratan de dolomías laminadas, probablemente de origen estromatolítico, y en capas de aspecto tableado e incluso masivas, sin fauna determinativa.

Los segundos, compuestos por calizas dolomíticas brechoides y margas calcáreas con abundantes Rhynchonellas, Terebrátulas y Ammonites. En uno de los bloques citados anteriormente se han clasificado *Hildoceras cf. bifrons* y *Loeloceras cf. pettos* (del Toarciense) y de otro bloque se clasificó la siguiente microfauna: *Eothrix alpina* LOMB, *Ammodiscus cf. tenuissimus* GUMB, *Spirophtalmidium* y *Conicospirilina* que datan al Dogger.

Estos materiales más inferiores se atribuyen a ambientes restringidos someros de tipo *sebkha* bajo condiciones de hipersalinidad, sobre los que se instauran sedimentos de plataforma carbonatada somera y abierta, sometidos al influjo de las mareas.

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

1.3.CRETACICO INFERIOR

Corresponden a este epígrafe los materiales básicamente arcillosos del Albiense superior, aflorantes en la parte noreste del diapiro de Allotz, ocupando el área al sur de la cerrada del embalse de Allotz. Las series del Albiense superior terminal presentan un tránsito gradual a las primeras margas cenomanienses, pero se han podido separar ambos pisos gracias a una bioestratigrafía muy fina, posible por las abundantes faunas de ammonites y orbitolínidos encontradas en la hoja de Estella-Lizorra y gracias a la correlación tramo a tramo que ha sido posible efectuar entre ambas hojas.

1.3.1. ARENISCAS Y ARENISCAS BIOTURBADAS (5-A+5-B). ALBIENSE SUPERIOR

La subdivisión en A y B dentro de este término no corresponde a distintas litologías, sino a la diferenciación meramente estratigráfica de distintos niveles areniscosos separados por lutitas del término 6; esto ha sido realizado para poder diferenciar más fácilmente la compleja estratigrafía de estos materiales. Este término se integra en la denominada Formación Zufía (García-Mondejar, 1982). Sus mejores afloramientos se sitúan cerca de la cerrada del contraembalse de Allotz y en las proximidades del monasterio del mismo nombre. La base de estos materiales no aflora debido al contacto mecánico que presentan con el diapiro de Allotz, presentando, por tanto, una potencia mínima de 500 m (para el tramo 5-A).

Las areniscas comprenden facies de grano grueso a fino, muy similares entre sí, configurando una secuencia general granodecreciente para todo el tramo, aunque internamente agrupadas en secuencias negativas grano y estratocrecientes de orden métrico. Son básicamente grauvacas, muy ricas en matriz arcillosa, que en ocasiones presentan una pérdida de esta fracción fina; es en este último caso cuando pueden ofrecer alguna laminación cruzada de bajo ángulo y estructuras tipo *Hummocky*, estando por el contrario generalmente muy bioturbadas, con pérdidas totales de estructuras tractivas. Asimismo presentan bastante matriz ferruginosa, llegándose a observar nódulos de limonita. Son bastante ricas en

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

orbitolínidos (*Orbitolina (Mesorbitolina) gr. aperta* (Erman)), sobre todo hacia la base, siendo los bivalvos y braquiópodos bastante más escasos; estos grupos fósiles se encuentran sobre todo a techo de las capas areniscosas, representando colonizaciones extensivas del sustrato en momentos de menor aporte terrígeno. Los techos de las secuencias negativas presentan fuerte bioturbación, característica general común a las últimas capas arenosas; asimismo contienen estructuras nodulares. Se han distinguido muy escasas areniscas asimilables al subtérmino 5-B, aunque la precariedad de afloramientos en su altura estratigráfica ha podido ayudar a ello.

Las características observadas nos induce a pensar que estas areniscas se generaron en una plataforma siliciclástica somera dominada por aportes deltaicos que configurarían las pequeñas secuencias de progradación de barras, a cuyo abandono se establecerían comunidades biológicas que aprovecharían esos momentos de ralentización del sistema. Las facies con estructuras tipo *Hummocky*, en capas centimétricas y generalmente hacia las zonas de tránsito a facies finas, indicarían retrabajamientos del material arenoso en momentos tormentosos, aunque hay que destacar que estas estructuras son aquí más escasas que en la hoja de Estella; este hecho, unido a la mayor potencia aquí encontrada puede sugerirnos ambientes más someros de la plataforma, con mayor aporte de material tamaño arena y mayor subsidencia.

En equivalentes laterales a techo de 5-A (dentro de la hoja de Allo) se han encontrado *Mortoniceras (Mortoniceras) stoliczkai* Spath, *Mortoniceras (Deiradoceras) cunningtoni* Spath, *Hypenogonoceras cf. decaryi* Collignon y *Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava* Leymerie, lo que indica una edad Albiense superior, parte media (zona *inflatum*, subzonas *varicosum* y *auritus*) (Wiedmann, 1979).

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

1.3.2. LIMOLITAS Y LUTITAS (6-A+6-B). ALBIENSE SUPERIOR

Al igual que en el anterior término, la subdivisión ha sido hecha atendiendo a criterios estratigráficos. Bajo este nombre se incluyen todas las facies de tamaño de grano arcilla-limo equivalentes laterales de 5-A y 5-B respectivamente y, por tanto, incluidas también en la Formación Zufia. Afloran en las cercanías de la cerrada del contraembalse de Allotz.

Se trata de facies generalmente en conexión gradual tanto vertical como lateralmente con las areniscas anteriores, encontrándonos por tanto, desde términos más limolíticos en tránsito a areniscas, a términos lutíticos más puros. Son generalmente hojosas cuanto más lutíticas. Presentan nódulos ferruginosos de limonita dispersos, de hasta 20-30 cm de diámetro, generalmente elongados según la S_0 . La bioturbación es más escasa que en las areniscas, pudiendo presentar pequeños tubos irregulares de 1-3 mm de diámetro y disposición aleatoria, pero sin atravesar la estratificación. El subtérmino 6-A presenta una potencia similar a su equivalente lateral y el 6-B no sobrepasa 150 m.

Su estrecha relación con las facies arenosas nos induce a pensar como generadas en áreas de la plataforma siliciclástica adyacentes a la fuente principal de material deltaico, comparativamente algo más profundas. El techo de estas facies finas viene definido en la hoja de Estella, por la aparición del término 7, el cual no ha sido aquí encontrado, basándonos en la pérdida paulatina de areniscas hacia techo como criterio sustitutivo.

Su edad es Albiense superior, zona *inflatum*, debido a correlación con la hoja de Estella y por su posición estratigráfica.

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

1.3.3. LIMOLITAS, LUTITAS Y MARGAS LIMOSAS (8). ALBIENSE SUP.- CENO-MANIENSE BASAL

También se incluyen dentro de la Formación Zufía, correspondiendo a la parte más alta de la misma. Afloran con gran calidad en los parajes de Las Hoyas, Atarrabia y El Chaparral, al sur de la cerrada del embalse de Allotz. Su base es gradual con las lutitas infrayacentes (6-B), tomándose operativamente como la pérdida paulatina de areniscas. Alcanza un espesor aproximado de 500 m.

Se compone íntegramente de limolitas, lutitas y margas limosas en franca secuencia general granodecreciente; las margas aparecen en los tramos más altos de la serie. Intercaladas entre estas facies finas aparecen discretos niveles arenosos (9). Presentan abundantes nódulos ferruginosos de naturaleza siderítica de hasta 30-40 cm de diámetro, que en ocasiones albergan restos fósiles de invertebrados, así como nódulos carbonatados arcillosos de tonos grisáceos, particularmente abundantes en la parte alta de la serie; esta parte superior viene precisamente definida por la desaparición de las facies limolíticas y la aparición de un intervalo arenoso (10).

Este gran desarrollo de facies terrígenas finas tuvo lugar seguramente en un medio de plataforma siliciclástica somera protegida o distal de las áreas de introducción de material arenoso, por lo que sólo pudieron llegar materiales finos en suspensión y, ocasionalmente, algo más groseros por tracción, esto último representado hacia la base (fracción más limolítica) y en las capas arenosas discretas (9).

La datación ha sido posible por correlación con las mismas series aflorantes en la hoja de Estella, donde han sido hallados:

- mitad inferior.- *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) gr. *inflatum* (J. Sowerby) y *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) gr. *aperta* (Erman), lo cual indica una edad Albiense superior, parte media terminal (zona *inflatum*, subzona *auritus*).

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

- mitad superior.- *Mortoniceras (Durnovarites) sp.*, *Hoplites (Discohoplites) sp.* y *Paraturrilites (Bergericeras) quadrituberculatus* (Bayle), asociación que indica Albiense superior terminal (zona *dispar*, subzona *perinflatum*).
- parte terminal.- viene marcada por la aparición de las primeras faunas cenomanienses, habiéndose encontrado *Mantelliceras sp.* por debajo de los términos 10 y 11. Ocasionalmente, aparecen corales solitarios, gasterópodos, bivalvos y braquiópodos, generalmente asociados a los niveles nodulosos.

1.3.4. ARENISCAS EN CAPAS CENTIMÉTRICAS (9). ALBIENSE SUP.- CENOMANIENSE BASAL

Se trata de capas discretas de 2 a 15 cm de espesor, de areniscas de grano fino y muy fino, con algo de fracción arcillosa, bases netas (ocasionalmente graduales), y frecuentemente bioturbadas, pudiéndose distinguir tubos irregulares de hasta 1cm de diámetro y otras pistas similares a las descritas en el término 6. Son de poca extensión lateral, llegándose a acuñar en pocos cientos de metros, y presentan equivalencia lateral con el término 8. Presentan frecuentemente laminación paralela a suavemente ondulada y laminación de tipo *Hummocky*.

Se interpretan como generadas en la amplia plataforma somera aludida para el término 8, en momentos de tormenta o fuerte oleaje; este tipo de transporte tractivo por tormentas se consideraría, por tanto, el único capaz de introducir fracción más grosera arenosa en esta plataforma, la cual podríamos considerar de offshore. En la hoja de Estella se han encontrado niveles que presentan abundante glauconita, indicativa de una sedimentación muy ralentizada que pudo llegar a ser nula en ocasiones, dando lugar a superficies de condensación. Asimismo, también se han encontrado ammonites con las conchas muy disueltas (asimismo incrustadas por otros invertebrados una vez disueltas) y nodulizaciones muy extensivas.

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

La edad de estas areniscas es, lógicamente, la definida para el término 8. Los mejores afloramientos se localizan en los parajes mencionados para el término anterior.

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

1.4. CRETACICO SUPERIOR

1.4.1. ARENISCAS CALCÁREAS Y MARGAS ARENOSAS (10). CENOMANIENSE INF.

Se trata de un tramo básicamente arenoso con un espesor que no sobrepasa 160 m, siendo comparativamente mayor que los espesores que presenta en la hoja de Estella. Los mejores afloramientos se localizan inmediatamente 150 m al sur de la cerrada del embalse de Allotz, en la carretera que se dirige a Lerate.

Consta de areniscas de grano fino a muy fino con fracción bioclástica (hasta 10% de la trama) dispuestas en bancos de orden centimétrico, de base neta y configurando una secuencia general positiva; están intercaladas entre margas limosas. Suelen tener laminación paralela y cruzada de bajo ángulo.

En la hoja de Estella se ha encontrado una rica fauna de foraminíferos bentónicos con la que se ha podido datar con gran finura este intervalo: *Orbitolina (Orbitolina) duranddelgai* Schroeder, *Orbitolina (O.) sefini* Henson, *Orbitolina (Conicorbitolina) corbarica* (D'archiac), *Orbitolina (Mesorbitolina) aperta* (Erman) y *Daxia cenomana* Cuvillier & Szakall, asociación que indica Cenomaniense inferior, parte inferior; en la hoja de Allotz se ha podido clasificar *Orbitolina (Conicorbitolina) sp.* Asimismo, también se distinguen fragmentos de equínidos, bivalvos y tubos de serpúlidos.

Se interpretan como generadas en una plataforma somera fangosa afectada por tormentas, responsables de la introducción eventual de material arenoso.

1.4.2. MARGS Y MARGOCALIZAS (12-A). CENOMANIENSE INF.

La subdivisión de esta litología ha sido hecha en base a criterios estratigráficos, puesto que en la hoja de Estella forman tramos de cierta entidad separados por intervalos más

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

carbonatados asimismo de gran continuidad lateral; en esta hoja de Abarzuza sólo aflora el primero de estos tramos, el cual se puede observar en el collado de Montenegro, cerca de la ermita de San Ciriaco. Entrarían a formar parte dentro de la denominada Formación Ollogoyen de Amiot, 1982. Su base viene definida en este área por la desaparición de la fracción arena-limo de los términos margosos infrayacentes (10), pasando rápidamente a margas sensu stricto.

Las facies aquí observadas consisten 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. 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). No ha sido encontrada fauna fósil.

Corresponden a un medio de plataforma carbonatada distal, posiblemente pelágica. La potencia máxima aflorante no sobrepasa 125 m., puesto que a techo presentan una discordancia sobre la que se dispone el Eoceno marino.

Este tramo es asignado al Cenomaniense inferior, parte alta, por correlación con la hoja de Estella y por su posición estratigráfica

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

1.5. 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 todos los cuadrantes comprendidos en este área, la sucesión puede dividirse en un total de 4 conjuntos o macrosecuencias principales cuyos límites corresponden a discontinuidades (casi todas ellas de carácter discordante) que marcan cambios importantes en el estilo y tendencia general 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 límites 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 al., 1996; PAYROS, 1997), la más importante reconocida en el Eoceno de todo el

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

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 Abarzuza, solo afloran 4 de dichas unidades: las tres primeras representativas de la macrosecuencia "Paleocena" y la última de la del Eoceno-2. Sus afloramientos fundamentalmente se concentran en el ángulo NW de la hoja (Barranco de Erendazu y alrededores de Azcona, Iruñuela y Abarzuza), aunque también forman una banda resaltante en los alrededores del diapiro de Alloz y en las proximidades de Murugarren.

1.5.1. MACROSECUENCIA "PALEOCENA"

Sus materiales constituyentes configuraron 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). En este cuadrante incluye a las unidades 21, 22 y 23.

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

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

Esta unidad se reconoce a lo largo de los bordes del barranco de Erendazu, donde forma un tramo generalmente cubierto por vegetación al pie de las dolomias del Daniense. Su espesor es de aproximadamente 40-50 m.

Litológicamente corresponde a una sucesión de arenas, areniscas y limolitas de colores rojizos y amarillentos, que suelen aparecer estratificadas en bancos decimétricos a métricos. Aunque afloran en malas condiciones, en los niveles de areniscas es posible observar laminaciones paralelas y ripple y gran cantidad de fragmentos bioclásticos. Asimismo dentro de la sucesión se reconocen niveles de calcarenitas arenosas principalmente compuestas por macroforaminíferos (orbitoides) y fragmentos de briozoos, algas calcareas, equinodermos y bivalvos.

En conjunto y teniendo en cuenta los caracteres que presenta en los cuadrantes vecinos, esta unidad definiría un ambiente de plataforma externa de carácter mixto, que eventualmente estaría afectado por un hidrodinamismo medio a elevado.

Su edad se ha establecido indirectamente asimismo en base a los datos recogidos en los cuadrantes adyacentes, donde se ha clasificado una asociación de macroforaminíferos compuesta por *Lepiolorbitoides 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 definiría claramente el Maastrichtiense superior.

1.5.1.2 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 de Urbasa y Andía se sitúa directamente y mediante contacto neto y erosivo sobre los materiales del Maastrichtiense superior (unidad 21). En esta hoja forma un pequeño resalte o cresta en los bordes del barranco de Erendazu.

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

Debido a la intensa dolomitización que la afecta poco se puede decir de su composición y texturas originales. Corresponden a dolomías cristalinas de grano grueso y con alta porosidad por disolución, que en afloramiento o bien tienen un carácter masivo o bien aparecen estratificadas en bancos de espesor métrico separados por margodolomias. En lámina delgada presentan texturas xenotópicas y suelen estar afectadas por procesos de disolución y dedolomitización. Ocasionalmente es posible reconocer algunos de sus rasgos originales; observándose "fantasmas" de corales, algo calcareas (*lithothamium*), y fragmentos de gasterópodos y bivalvos indeterminables.

En base a sus componentes y a su aspecto en afloramiento, así como teniendo en cuenta su posición paleogeográfica, estos depósitos se interpretan como facies de tipo arrecifal y/o pararecifal.

En este cuadrante no se puede datar la unidad de forma directa, aunque indirectamente puede establecerse en base a los datos recogidos en los cuadrantes vecinos. Según BACETA (1996) los foraminíferos planctónicos 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. trinidadensis* 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.

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

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

A lo largo de las Sierras de Urbasa y Andía, 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. En este cuadrante, sin embargo, dicho contacto unicamente se reconoce por un marcado cambio de facies. En los cuadrantes adyacentes su espesor es bastante constante en la lateral y suele fluctuar entre 100 y 120 m, aunque en este hoja aparece incompleta debido a la importante discontinuidad que marca su techo.

En conjunto está constituida por calizas bioclasticas de caracter masivo o estratificadas en bancos métricos. Estas calizas suelen aparecer parcialmente recristalizadas y/o dolomitizadas, y petrológicamente corresponden a grainstones/packstones de algas rodoficeas y dasycladaceas, con una abundante asociación de foraminiferos bentonicos: *Planorbulina cretae* (MARSON), *Rotalia perovalis* (TERQUEM), *Miscellana 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 situarian en el flanco N de las sierras de Urbasa y Andía, donde estan definidos por una potente sucesión de calizas coralgales de caracter masivo. Hacia posiciones más occidentales (S de Alava), la unidad pasa progresivamente a una sucesión de margodolomias y calizas dolomíticas (Formación San Justo; MANGIN, 1959), que definiria 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

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

la mayoría de autores, como representativas del Monticense. Sin embargo, esta denominación resulta en cierto modo impropio a pesar de seguirse utilizando, ya que como piso el Monticense correspondería en edad al Daniense superior (CAVELIER y POMEROL, 1985).

1.5.2. MACROSECUENCIA EOCENO 2

A lo largo de las sierras de Urbasa y Andia los materiales constituyentes de esta macrosecuencia, que en edad abarcan desde el Luteciense medio al Bartoniense basal, configuran una plataforma carbonatada que presenta un marcado dispositivo retrogradante. Estos materiales definirían, de hecho, lo que a nivel del dominio pirenaico se conoce como "Transgresión Biarritziense". Dentro de este cuadrante afloran los materiales que definen los cinturones de facies más abiertos de dicha plataforma, los cuales se han agrupado en una única unidad cartográfica (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).

1.5.2.1 CALCARENITAS BIOCLÁSTICAS (31). LUTECIENSE MEDIO-BARTONIENSE INFERIOR (BIARRITZIENSE)

Para este cuadrante el espesor aproximado de esta unidad se estima entre 50 y 100 m, aunque en el cuadrante vecino de Lezaun llega a superar los 300 m. En los afloramientos del Barranco de Erendazu se apoya discordantemente sobre las unidades 22 y 23, mientras que en los alrededores del diapiro de Alloz se dispone directamente sobre materiales del Cenomaniense (unidad 12A).

En los afloramientos localizados al NW (sector Abarzuza-Azcona) y W proximidades de Murugarren), en conjunto la unidad aparece compuesta por una sucesión de 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

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

a lo largo de toda la unidad aparecen configurando cuerpos métricos (barras) de extensión decamétrica. Los componentes principales de las calcarenitas corresponden a macroforaminíferos (en su mayor parte discocyclinas y nummulites, algunos de gran tamaño), algo rojas y briozoos (todos ellos muy retrabajados); aunque dentro de ellas también se reconocen Fabianias, sphaerogypsínidos y todo un cortejo de pequeños foraminíferos bentónicos y plantónicos. 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. Asimismo a su base, y recubriendo a 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.

Por su parte, en los afloramientos de los alrededores del Diapiro de Alloz la unidad se presenta como una sucesión de calcarenitas bioclásticas algo recristalizadas en las que sobre todo se identifican fragmentos de algas rodofíceas, discocyclinas y gran cantidad de nummulites de pequeño y gran tamaño. En general estas calcarenitas tienen un carácter masivo, aunque a escala de afloramiento aparecen estratificadas en bancos de espesor métrico separados por intercalaciones de calcarenitas de grano más fino. En las dos secciones de esta zona en que se han analizado en detalle (Alto de Arradía y borde E de la presa de Alloz), los primeros 10-15 m de la unidad están representados por conglomerados que aparecen ordenados en niveles métricos y con granoclasificación positiva. La matriz de estos conglomerados es arenosa y dentro de ellos se reconocen clastos de naturaleza variable y de diferentes edades (principalmente fragmentos de calizas y calcarenitas eocenas, clastos de calizas de algas posiblemente del Paleoceno, y clastos de areniscas y margocalizas cretácicas).

La interpretación ambiental de toda la unidad 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

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

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. Los términos conglomeráticos basales reconocidos en todos los afloramientos se interpretan como resultado de la erosión y retrabajamiento de los materiales infrayacentes, y de modo general marcarían la inundación marina que precede al depósito de toda la unidad.

La datación de esta unidad puede realizarse con relativa precisión mediante los macroforaminíferos bentónicos reconocidos en los cuadrantes vecinos. Previamente en diferentes secciones de los cuadrantes de Lezaun y Villanueva-Hiriberri se había determinado una asociación en la que destaca la presencia de *Nummulites aturicus* (JOLY-LEYM.), *Asterodiscus stellatus* D'ARCH., *Europertia magna* LE CALVEZ, *Discocyclina nummulítica* GUMB., *Alveolina elongata* HOTT., *A. prorrecta* HOTT., *Assillina spira* DE ROISSY y *Fabiania* sp. Según PAYROS et al. (1996) y PAYROS (1997), esta asociación tipificaría claramente las biozonas de *Nummulites sordensis-Alveolina prorrecta*, *N. herbi* y *N. perforatus-A. elongata* (en el sentido de HOTTINGER; 1961, y TOSQUELLA y SERRA-KIEL, 1996), las cuales definen el Luteciense medio-Bartoniense inferior. Esta edad coincide aproximadamente con la determinada por los mismos autores, y mediante foraminíferos planctónicos, a los materiales que constituyen el equivalente distal de la unidad en los afloramientos situados al S de Irurtzun.

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

1.6. TERCIARIO CONTINENTAL

En esta zona de la Depresión del Ebro los materiales que rellenan la cuenca durante el Oligoceno y Mioceno son fundamentalmente de carácter detrítico, conglomerados, areniscas y lutitas, correspondientes a ambientes deposicionales de abanicos aluviales y en menor proporción de carácter lacustre-palustre, yesos y margas yesíferas.

Estos grupos litológicos se interdigitan entre si dando una ordenación regional en la que los términos groseros, conglomerados y areniscas se distribuyen en los bordes de la cuenca y los términos finos y evaporíticos hacia el centro de la misma.

Por otra parte, también existe una ordenación en el tiempo que queda reflejada por el carácter cíclico en la distribución de los materiales en la vertical.

Cada uno de estos ciclos, separados unos de otros por discontinuidades sedimentarias, está constituido regionalmente por sedimentos de origen aluvial y aluvial-distal en la base y por sedimentos lacustres y lacustre-palustre a techo. Generalmente el límite entre uno y otro ciclo es neto y brusco, mientras que el tránsito de unos sedimentos a otros dentro de un mismo ciclo se produce de forma gradual.

El estudio de esta ciclicidad en esta zona ha permitido distinguir 7 unidades de carácter genético-sedimentario. Estas unidades corresponden a secuencias deposicionales (MITCHUM, 1977), es decir a "unidades estratigráficas", relativamente concordantes, compuestas por una sucesión de estratos, genéticamente relacionados y cuyos límites a techo y muro, son discordancias o sus relativas conformidades (no deducibles generalmente a escala de afloramiento sino por su comportamiento regional).

Estas 7 unidades abarcan una edad comprendida entre el **Sueviense** Sannoisiense) y el **Plioceno** (fig) y reciben de base a techo los nombres de:

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

FIG.

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

- 1.- Unidad de Añorbe-Puente La Reina
- 2.- Unidad de Mués-Tafalla
- 3.- Unidad de Mendigorria
- 4.- Unidad de Gallipienzo-Leoz
- 5.- Unidad de Artajona-Olite
- 6.- Unidad Sierra de Ujué
- 7.- Unidad de Oco.

Dentro de la hoja 1:25.000 de Abarzuza estas secuencias deposicionales afloran con las litofacies que serán descritas en los siguientes apartados:

1.6.1. CICLO I: UNIDAD DE AÑORBE-PUENTE LA REINA (SUEVIENSE)

Los materiales de esta unidad están situados en la parte inferior del Terciario continental de la región, formando la terminación septentrional del anticlinal de Añorbe. Está representado por las facies, relacionadas entre sí por cambio lateral, de areniscas, de lutitas con intercalaciones de yeso y por facies yesíferas, siguientes:

1.6.1.1 ARCILLAS ROJAS CON CAPAS DE ARENISCAS (36). SUEVIENSE

El único afloramiento de estos materiales ocupa el sector noroeste de la unidad, en las proximidades de Cirauqui. Quedando interrumpida su continuidad hacia el norte y oeste por el diapiro de Alloz.

La litología dominante son las arcillas y limos rojizos con bancos intercalados de orden métrico, de areniscas de la misma coloración, semejantes a los que situadas inmediatamente por encima constituyen la Formación de Mués y que corresponden a un episodio sedimentario posterior.

Estos materiales se interpretan como depósitos de ríos meandriformes que evolucionan

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

hacia el sureste a facies fluviales más distales en tránsito a las facies lacustres y de lago salino representadas por los Yesos de Añorbe.

La edad Sueviense dentro del Oligoceno se le atribuye por su posición estratigráfica.

1.6.1.2 ARCILLAS ROJAS Y MARGAS CON CAPAS CENTIMÉTRICAS DE ARENISCAS Y YESOS (37). SUEVIENSE

Los materiales descritos anteriormente (36), pasan progresivamente hacia el sureste a sedimentos de naturaleza margosa con abundantes nódulos dispersos de yeso alabastrino, de tonos grises y variolados entre los que se reconocen esporádicamente niveles centimétricos de areniscas con laminación y yesos. Corresponden a depósitos de ambientes de playa-lake, relacionado con sectores distales de abanicos aluviales.

En los niveles arcillosos de esta unidad se han tomado muestras para su análisis, dando los siguientes resultados:

DESCRIPCIÓN:

Lutita carbonatada rojiza oscura, aparentemente limo-arenosa y de compacidad moderada. Presenta abundantes minerales laminares (micas) dispersos y en planos, mostrando además laminación paralela milimétrica.

MINERALOGÍA EN FRACCIÓN TOTAL

Filosilicatos	43% *
Cuarzo	15%
Feldespato	5%+
Calcita	34%

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

Dolomita 3%

Yeso -

Celestina -

Otros -

* Se detectan micas

+ Los Feldespatos son casi exclusivamente plagioclasas.

MINERALOGÍA DE LA ARCILLA:

Illita 78%

Esmectita -

Vermiculita 5% +

Clorita -

Caolinita 17%

Interestrat. -

Indice de Biscaye -

Indice de Kubler 2.1

* Vermiculita de carga variable y muy baja cristalinidad

COMPOSICIÓN MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (15%) / Feldespato (5%) / Calcita / Dolomita (3%)

Illita (33,5%) - Vermiculita (2%) - Caolinita (7,5%)

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

1.6.1.3 YESOS CON ALGUNAS INTERCALACIONES DE MARGAS GRISES (FM. YESOS DE PTE. LA REINA) (38). SUEVIENSE

Esta unidad aflora en la estructura anticlinal de Mañeru donde está constituida por una alternancia irregular de bancos de yesos y margas, intensamente replegados según estructuras de dirección aproximada NO-SE.

Corresponden a los Yesos de puente de la Reina y Mués (RIBA, O. y PEREZ MATEOS, 1962) y Yesos de Añorbe (PUIGDEFABREGAS, C. 1972).

Está constituida la unidad por bancos de yesos blanquecinos de aspecto masivo, a veces nodulosos, con intercalaciones de margas yesíferas de tonos grises y verdosos. Por datos obtenidos de dos sondeos realizados en lugares próximos, se ha comprobado la existencia de halita en el núcleo del anticlinal. Se desconoce la potencia total del tramo, ya que no existe ningún punto en que aflore la base de la unidad. La potencia estimada es de 300 m.

Desde el punto de vista sedimentológico se interpretan estos materiales como depositados en un ambiente lacustre evaporítico.

Su atribución cronológica se ha efectuado en base a su posición con respecto al conjunto de la serie.

1.6.2. CICLO II: UNIDAD DE MUES-TAFALLA (SUEVIENSE)

Los materiales del Ciclo II afloran principalmente en la hoja de Abarzuza a lo largo de una franja de dirección NO-SE que se extiende desde las proximidades de Cirauqui hasta Mañeru, bordeando el anticlinorio de Añorbe. La relación entre los materiales del Ciclo II y la Unidad de Yesos de Pte. La Reina del Ciclo I normalmente no es observable en los afloramientos. Sin embargo, localmente, se interpreta el contacto como discordante.

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

En la hoja de Abarzuza este ciclo está representado por tres litofacies, la inferior, detrítica, está constituida por areniscas y arcillas de origen fluvial de color rojo intenso; la intermedia, en parte procedente por cambio lateral de facies de la anterior, está formada por limolitas y arcillas (localmente con presencia de niveles de yeso y caliza) de origen fluviolacustre, y la superior constituida por sedimentos lacustres (yesos de Tafalla).

Un detallado estudio sobre estas litofacies y los procesos sedimentarios que los originaron fue realizado por SOLE; J. (1972) en las hojas de Allo y Viana.

1.6.2.1 ARENISCAS, LIMOLITAS Y ARCILLAS ROJAS ((ARENISCAS DE MUES) (39). SUEVIENSE

Esta unidad está constituida por una alternancia de areniscas y limos, con intercalaciones arcillosas, que destacan en el paisaje por el color rojo intenso del conjunto. Las capas de arenisca no sobrepasan los 2 m de potencia siendo característicos de este tramo la continuidad lateral de estos bancos. RIBA y PEREZ MATEROS (1962), las llamaron "Areniscas tigreadas de Mues".

La potencia de este tramo dentro de la hoja de Abarzuza varía entre 600 y 700 m, alcanzando sus máximos espesores en la esquina SE de la misma (Corte de Cirauqui, en la vecina hoja de Allo).

Los materiales predominantes en esta unidad son las areniscas, que alternan con limos arcillosos y arcillas de tonos rojizos, y localmente limos carbonatados grises y amarillentos.

Las areniscas son generalmente de grano medio a grueso, a veces con pequeñas gravillas, en la base de los canales. Las capas de menor potencia presentan laminaciones debidas a ripples, rara vez laminación paralela. Suelen estar bioturbadas de moderada a elevada, habiendo borrado en ocasiones las estructuras primarias. Es frecuente la presencia en las

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

areniscas de bandeados o manchas en distintas tonalidades de rojo, que les dan un aspecto tigreado característico. Las capas de mayor potencia llegan a veces a alcanzar 6 m de potencia, por amalgamación de canales, aunque las más frecuentes oscilan entre 1 y 3 m.

Estos materiales se disponen formando secuencias granodecrecientes (fining-upwards) de unos 10 a 30 m de potencia formadas en la base por un cuerpo arenoso, con la base canalizada y estructuras de barras y canales, superficies de acreción lateral, ripples, etc. Suelen estar bioturbados y son frecuentes las inclusiones de cantos blandos y restos vegetales.

Estos materiales se describen como depósitos de meandros producidos por canales no muy profundos. Representan el paso de unos depósitos formados en un ambiente fluvial de gran energía, con cursos de agua anastomados y regímenes de sheet-flood, con presencia de abanicos aluviales, a unos depósitos de régimen fluvial meandriforme de energía decreciente.

Se atribuye la edad Sueviense por posición estratigráfica.

1.6.2.2 ARCILLAS ROJAS CON CAPAS DE ARENISCAS CON RIPPLE-MARKS Y YESOS (40). SUEVIENSE

Esta unidad de carácter heterolítico procede en parte de la unidad descrita anteriormente y sobre la que se apoya en la hoja de Abarzuza.

Está formada por limolitas y arcillas grises y violáceas, con capas centimétricas de areniscas, limos carbonatados y calizas grises. Localmente intercalan margas yesíferas verdes y niveles de yeso blanquecino.

La potencia máxima en esta zona es de unos 650 m.

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

Las areniscas suelen presentar laminación paralela y ripples de corriente, con bioturbación de moderada a elevada, siendo esta mas frecuente en la parte superior de la unidad. También se encuentran en estos materiales costras y huellas de retracción (mud-cracks).

Las características sedimentarias mencionadas indican para estas zonas distales y de llanura lutítica, el predominio de la deposición de lutitas, a menudo como resultado de inundaciones generalizadas originadas por fenómenos de arroyada en manto (sheet-floods), aunque coexistiendo con esporádicos flujos canalizados. En estas zonas se formarían, esporádicamente, charcas efímeras con depósitos de carbonatos. Estas zonas conectarían lateralmente con áreas lacustres situadas más al interior de la cuenca.

Las areniscas estudiadas son litarenitas, de granos subangulosos a subangulosos-subredondeados de clastos silíceos y carbonatados, estos últimos en mayor proporción, con textura de esqueleto denso, con contactos tangenciales y apretados y marcada orientación paralela de los granos, cementados por carbonatos más o menos sucios e impregnados de $OxFe$, haciéndose difícil la distinción cuantitativa entre cemento y clastos. Por el grado de compacidad del esqueleto se estima que la proporción de cemento varía entre 20 y 30% del total de la roca. El porcentaje de siliciclastos se distribuye en: 20-30% de cuarzo, 0-5% de feldespato, 5-10% de clastos de sílex, 0-10% de fragmentos de cuarcitas, esquistos y pizarras, 0-10% granos ferruginosos. Los clastos carbonáticos corresponden a fragmentos de calizas y fragmentos de bioclastos. Su porcentaje varía entre el 25% y 50% del total de la roca.

En los niveles arcillosos de esta unidad se han tomado muestras para su análisis, dando los siguientes resultados:

DESCRIPCIÓN:

Lutita compacta ligeramente carbonatada de colores rojizos con zonas verdosas. Rasgos de hidromorfismo y bioturbación.

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

MINERALOGÍA EN FRACCIÓN TOTAL

Filosilicatos	47%
Cuarzo	9%
Feldespatos	4%+

Calcita	36%
Dolomita	4%

Yeso	-
Celestina	-
Otros	-

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGÍA DE LA ARCILLA:

Illita	67%
Esmectita	-
Vermiculita	7%

Clorita	5% *
Caolinita	21% +
Interestrat.	-

Indice de Biscaye -

Indice de Kubler 2.8

* Es una clorita degradada, con los islotes brucíticos parcialmente destruidos, por lo que

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

presenta un cierto grado de hinchamiento.

* Vermiculita de muy baja cristalinidad, puede proceder de la alteración de las cloritas.

COMPOSICIÓN MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (9%) / Feldespato (4%) / Calcita (36%) / Dolomita (4%)

Illita (31,5%) - Clorita (2,5%) - Vermiculita (3%) - Caolinita (16,5%)

1.6.2.3 YESOS Y MARGAS YESIFERAS (YESOS DE TAFALLA) (41) SUEVIENSE

Esta unidad cartográfica se la conoce regionalmente con los nombres de yesos de Desojo (RIBA, 1964) y Yesos de Falces (CASTIELLA; 1973; Puigdefabregas, 1972 y BEROIZ, 1972).

Está formada por una alternancia de bancos de yesos blanquecinos y negruzcos y tramos grises y verdosos. Los bancos oscilan entre pocos centímetros y 25 m aproximadamente. En detalle estos bancos están formados por capas alternantes de yeso alabastrino blanquecino de tipo microlenticular, con aspecto externo masivo, y yesos laminados negruzcos. Estos últimos presentan litofacies de yeso primario laminado, estando constituidas las láminas por acumulaciones de lensoides de pequeño tamaño, que pueden disponerse paralelos a la estratificación o no.

El material encajante de los cristales lenticulares suele ser margas. Intercaladas entre las laminas y estratos delgados se observan en ocasiones finas hiladas de carbonatos amarillentos constituidos por acumulaciones algales.

La potencia media de la unidad en esta zona oscila entre 250 y 300 m.

Las características sedimentológicas de los materiales de esta unidad hace pensar en que se

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

depositaron en un medio lacustre de elevada salinidad. La sedimentación de las evaporitas fué subacuática.

Ante la ausencia de datos paleontológicos, la atribución cronológica de la unidad (Sueviense) se ha hecho por posición estratigráfica.

1.6.3. CICLO III: UNIDAD DE MENDIGORRIA (SUEVIENSE-ARVERNIENSE)

Los materiales del Ciclo III ocupan la esquina SE de la hoja 1:50.000 de Estella, rellenando, junto con los sedimentos de los ciclos posteriores, la subcuenca de Alloz que queda definida desde un punto de vista estructural entre los diapiros de Salinas de Oro (al norte), de Estella (al suroeste) y el de Alloz (al sureste). (ver figura adjunta de distribución de facies de la U. de Mendigorria).

Atendiendo a su composición litológica se han diferenciado cuatro litofacies, dos de ellas conglomeráticas (unidades 42 y 43), diferenciadas por la distinta composición de los cantos, otra de areniscas en bancos gruesos (44) y por ultimo la representada por lutitas con niveles de areniscas y yesos (45), estos últimos también dispersos en la masa arcillosa.

La distribución geográfica de estas facies dentro de la hoja 1:50.000 de Estella, se puede ver en la figura adjunta. Por una parte, los materiales más groseros que constituyen los abanicos principales (Salinas de Oro y Estella) evolucionan hacia el centro de la subcuenca (Zona de la presa de Alloz) donde se situarían los sedimentos finos. Por otra parte, los abanicos secundarios representados por los conglomerados de cantos yesíferos bordean la estructura diapírica de Alloz de la que en parte proceden los cantos de yeso alabastrino.

1.6.3.1 CONGLOMERADOS MASIVOS DE CANTOS REDONDEADOS DE CALIZA CON INTERCALACIONES DE ARENISCAS Y LUTITAS ROJAS (42), SUEVIENSE-ARVERNIENSE

Esta unidad aflora discordante sobre distintos materiales de origen marino pertenecientes

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

fundamentalmente al Eoceno, solamente en una pequeña zona al norte del diapiro de Estella se apoyan sobre margas del Cretácico.

La litología predominante es de conglomerados de tonos grisáceos-amarillentos, con cantos mayoritariamente de caliza, aunque también son frecuentes los de cuarzo, así como de unidades conglomeráticas anteriores (unidad 39) y de ofitas. Se disponen en bancos de orden métrico, de aspecto masivo con pocos finos intercalados. Lateralmente alternan con capas de areniscas y lutitas de tonos rojizos. Localmente, en la zona comprendida entre Eulz y Eraul, se diferencian entre los cuerpos conglomeráticos, así como a techo de la unidad, niveles margosos blanquecinos y amarillentos, que representan zonas de la cuenca preservadas a la acción de los eventos, y en las que únicamente aquellos más importantes lograrían transportar los materiales más gruesos.

En conjunto los materiales de esta unidad corresponden a depósitos tipo debris-flow, de zonas proximales de abanicos aluviales, con dos áreas de procedencia marcadas, por un lado los de la zona suroccidental, que penetran a la cuenca desde la zona del diapiro de Estella (cuadrante III), que presentan un desarrollo en dirección NE, y por otro los de la zona nororiental (diapiro de Salinas de oro) que penetran en la misma con dirección suroeste.

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

FIG.

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

La potencia estimada oscila entre 100 y 300 m.

Distalmente y hacia el techo estos materiales intercalan progresivamente términos más finos (areniscas y lutitas) pasando a las unidades cartográficas 44 y 45.

1.6.3.2 CONGLOMERADOS DE CANTOS DE YESO, ARENISCAS Y LUTITAS ROJAS (43). SUEVIENSE-ARVERNIENSE

Esta litofacies aflora exclusivamente en la zona de borde del diapiro de Alloz, donde existen buenos cortes para su reconocimiento en las proximidades de la cerrada de la presa. Se apoya mediante discordancia sobre las calizas brechoides eocenas. Consiste en una serie detrítica de tonos anaranjados-rojizos, formada por capas de orden métrico de areniscas conglomeráticas, de grano grueso, con cantos de pocos centímetros de yeso alabastrino blanco y abundantes jacintos de compostela, y lutitas de la misma coloración con capas intercaladas de gipsarenitas, con nódulos de yeso disperso en la masa arcillosa. La potencia visible no sobrepasa los 50 m. La procedencia del yeso en esta unidad cartográfica se interpreta como heredada tanto de las facies Keuper como de los asomos de las estructuras formadas por los Yesos de Pte. La Reina (38) y de Tafalla (41), que en el momento de la sedimentación de los materiales del Ciclo III estarían aflorantes.

1.6.3.3 ARENISCAS EN BANCOS GRUESOS ALTERNANDO CON LUTITAS ROJAS (44). SUEVIENSE-ARVERNIENSE

Los materiales conglomeráticos (42) y (43) evolucionan por cambio lateral de facies hacia el centro de la subcuenca de Alloz a términos menos groseros, constituidos por areniscas en capas de extensión kilométrica, que en la foto aérea permiten trazar líneas de capa continuas. Estos depósitos se desarrollan fundamentalmente en el sector comprendido entre Zabala y Abarzuza (cubiertos en parte por los materiales detríticos del ciclo IV) y en el borde oriental de la hoja 1:50.000 de Estella, entre Arguinariz y Artazu (hoja de Pamplona 141).

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

Esta unidad cartográfica está constituida por bancos de potencia métrica (2 a 4 m aunque ocasionalmente lo supera por amalgamación de canales), que alternan con limos y arcillas de tonos rojizos y amarillentos. Las areniscas son de grano grueso, microconglomeráticas, localmente con niveles de gravas en la base. Presentan estructuras de corriente, como estratificaciones cruzadas, tanto planar como en surco, y a techo de los bancos laminación cruzada de ripples y en algunos cuerpos estructuras de acreción lateral. Estos materiales definen secuencias granodecrecientes (fining-upwards) de unos 10-15 m de potencia, formadas por un cuerpo arenoso con base erosiva y estructuras tractivas de alta energía, por encima, un nivel de potencia variable con laminación cruzada debida a ripples y a techo de la secuencia un tramo arcilloso.

Se interpretan como sedimentos de zonas medias de abanicos aluviales que invaden una llanura lutítica.

Al microscopio las areniscas son litarenitas de granos subangulosos a subredondeados, de clastos silíceos y carbonatados con textura de esqueleto densa.

1.6.3.4 LUTITAS ROJAS CON YESOS EN HILADAS Y NÓDULOS Y CAPAS ESPORÁDICAS DE ARENISCAS (45). ARVERNIENSE

Esta unidad aflora restringida al borde noroeste de la subcuenca de Alloz, en la zona comprendida entre Abarzuza y Azcona, encontrándose un buen corte, aunque parcial, en Zabala. El contacto con las unidades del Eoceno es, en parte, mediante discordancia y en parte mecanizado, aunque no se descarta que pueda ser siempre mecánicos por las razones siguientes:

- Trazado cartográfico lineal y asociado a las fallas de Abarzuza y Arguiñano
- El tipo de facies que presenta es más característico de zonas distales que de un margen

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

de cuenca.

- La disminución de potencia que presenta la unidad en este sector, respecto a la que presenta en sectores próximos.

Desde el punto de vista litológico la unidad se caracteriza por su variedad, aunque en su composición sean mayoritarias las lutitas de tonos rojizo-anaranjados y característica la presencia de yeso disperso en su masa, bien como nódulos, bien en hiladas o niveles de poco espesor. También contiene intercaladas capas finas de areniscas y calcisiltitas. Se interpretan como depósitos distales de abanicos aluviales.

En los niveles arcillosos de esta unidad se han tomado muestras para su análisis, dando los siguientes resultados:

DESCRIPCIÓN:

Lutita carbonatada de color rojo anaranjado, moderadamente compacta y con estructura lajeada que hace que se rompa por planos preferentes. Presenta fracción limo-arenosa dispersa y evidencias de bioturbación.

MINERALOGÍA EN FRACCIÓN TOTAL

Filosilicatos	20%
Cuarzo	30%
Feldespatos	5%+
Calcita	45%
Dolomita	-
Yeso	-

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

Celestina -
Otros -

+ Los Feldespatos son casi exclusivamente plagioclasas, aunque hay indicios de feldespato potásico.

MINERALOGÍA DE LA ARCILLA:

Illita 62%
Esmectita -
Vermiculita 29% *

Clorita -
Caolinita 9%
Interestrat. -

Indice de Biscaye -

Indice de Kubler 3.5

* Vermiculita de baja cristalinidad

COMPOSICIÓN MINERALOGICA:

(Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (30%) / Feldespato (5%) / Calcita (45%)

Illita (12%) - Vermiculita (6%) - Caolinita (2%)

1.6.4. CICLO IV. UNIDAD DE GALLIPIENZO-LEOZ (ARVERNIENSE-AGENIENSE)

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

Los materiales del Ciclo IV ocupan, como los del ciclo anterior, el sector SE de la hoja 1:50.000 de Estella, aunque los afloramientos estén más restringidos a la zona central de la subcuenca de Alloz.

Como puede verse en la figura adjunta de Distribución de facies de la Unidad de Gallipienzo-Leoz, las litofacies conglomeráticas ocupan las zonas proximales de los abanicos de Estella y Salinas de Oro. Estas evolucionan mediante cambio lateral de facies a areniscas en bancos gruesos que alternan con tramos lutíticos y por último a facies con predominio de lutitas hacia el centro de la subcuenca de Alloz.

Todas estas litologías corresponden a las partes proximales, medias o distales de unos abanicos aluviales cuyas cabeceras se situarían, por una parte en la zona del diapiro de Estella con direcciones de aportes hacia el NE, y por otro en la del diapiro de salinas de Oro, con direcciones de aporte opuesta a lo anterior.

1.6.4.1 CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y LUTITAS ROJAS (46). ARVERNIENSE-AGENIENSE

Esta unidad cartográfica aflora en las proximidades de Estella (Cuadrante 140-III) donde hay buenos cortes tanto en la carretera de esta población a Zubielqui, y por la pista de Eraul al repetidor de TV, como en el cerro de S. Lorenzo a unos 2 km al norte de Estella; también en el sector del diapiro de Salinas de Oro (cuadrante 140-II) por la pista que une Arguiñariz y Arzoz. La potencia en ambas zonas oscila entre 125 y 200 m.

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

FIGURA

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

Está formada por cuerpos potentes, generalmente de aspecto masivo, de conglomerados de cantos redondeados de hasta 30 cm de diámetro, de composición mayoritaria carbonatada, aunque también contienen en menor proporción de cuarzo, areniscas y ofitas, así como fragmentos pertenecientes a conglomerados de unidades inferiores.

Hacia el techo del tramo intercalan capas de orden métrico de areniscas y lutitas de tonos rojizos.

Estos materiales se interpretan como depósitos de debris-flow de zonas proximales de abanicos aluviales.

1.6.4.2 ARENISCAS EN CAPAS EXTENSAS Y LUTITAS ROJIZAS Y OCRES (47) AR-VERNIENSE-AGENIENSE

Esta unidad cartográfica aflora en la zona del diapiro de Estella en los relieves de Bearin y de Murugarren (cuadrantes III y IV) y en la zona comprendida entre los diapiros de Alloz y Salinas de Oro (cuadrantes II y IV) en los relieves de Echarren de Guirguillano.

Está constituida por areniscas de grano medio y grueso en bancos potentes (de 3 a 6 m) y con extensión kilométrica, lo que permite su trazado como capas guía en la foto aérea, alternando con lutitas pardo rojizas y ocres. En detalle, estas capas están formadas por la incisión de varios canales amalgamados procedentes de varias fases erosivas. Como en la unidad (44) del Ciclo III, con la que presenta una identidad de facies, la sedimentación de estos materiales se produciría por flujos acuosos canalizados, con fases erosivas debidas a episodios tractivos distintos que ocasionarían el amalgamiento de canales que alternan con coladas de fango esporádicas.

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

1.6.4.3 LUTITAS OCRES CON BANCOS DE ARENISCAS (48). ARVERNIENSE-AGENIENSE.

Esta unidad cartográfica procede de la (47) descrita anteriormente por disminución progresiva de la fracción arena hacia las zonas internas de la cuenca (subcuenca de Alloz).

Está constituida por arcillas y limos de tonalidades dominantes amarillentas y rojizas, con capas intercaladas de areniscas de grano fino, cuya potencia no sobrepasa los 30 cm. Dispersos en la masa lutítica se encuentran paleocanales de escasa extensión lateral y de potencia máxima 1,5 m.

Las estructuras sedimentarias no son muy abundantes en los tramos inferiores, donde se reducen a **ripples** en las areniscas. En las zonas intermedias hay estructuras que implican una mayor energía como estratificaciones cruzadas de surco y planar, en algunas capas se observa grano selección positiva y bioturbación de baja a moderada, aunque siguen siendo las laminaciones cruzadas las más abundantes.

Las características sedimentológicas mencionadas indican, para estas zonas distales y de llanura lutítica, el predominio de la deposición de lutitas, a menudo como resultado de inundaciones generalizadas originadas por fenómenos de arroyada en manto (sheet-floods) aunque coexistiendo con esporádicos flujos canalizados. En estas zonas se formarían esporádicamente charcas efímeras con depósitos de carbonatos y evaporitas. Estas zonas conectarían lateralmente con áreas lacustres situadas más al suroeste.

1.6.5. CICLO V: UNIDAD DE ARTAJONA-OLITE (AGENIENSE-ARAGONIENSE)

Los materiales del Ciclo V, afloran en la parte central de la Subcuenca de Alloz, ocupando gran parte del cuadrante 140-IV y una pequeña zona del cuadrante 140-II.

Como se pone de manifiesto en la figura adjunta de distribución de facies de la Unidad de

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

Artajona-Olite, la mayor parte del relleno de la cuenca, está constituida por las litofacies de areniscas y lutitas, quedando las facies conglomeráticas restringidas a dos pequeñas áreas próximas a los diapiros de Estella y Salinas de Oro. Comparando esta figura con las de los Ciclos III y IV de los capítulos 1.6.3. y 1.6.4., se observa como las zonas apicales de los abanicos situados en las proximidades de ambos diapiros se van desplazando progresivamente hacia el este, ocasionado posiblemente por el levantamiento de los relieves situados al noroeste del cortejo de fallas, la alineación Abarzuza, Riezu y Arguiñano.

Sin embargo, la evolución de facies en este ciclo es semejante a la de los anteriores, y como en esos casos los materiales equivalentes corresponden, asimismo, a las partes proximales, medias y distales de abanicos aluviales.

1.6.5.1 ALTERNANCIA DE CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y LUTITAS OCRES (49). AGENIENSE-ARAGONIENSE

Esta unidad cartográfica aflora, por una parte en el sector sur de la subcuenca de Alloz, en la zona comprendida entre Estella y Grocin, y por otra en el sector norte de la misma, en la zona de Estenoz-Muzqui. Representa una nueva entrada de detríticos como respuesta a una nueva reactivación de los esfuerzos, marcando el inicio de un nuevo ciclo de sedimentación.

Está constituida por conglomerados como litología dominante, alternando con capas de areniscas y limolitas ocres y amarillentas. Los conglomerados son masivos, aunque localmente se observan estratificaciones cruzadas de gran escala y cicatrices erosivas, que a menudo corresponden a varios niveles menores amalgamados. Están formados por cantos de hasta 15 cm de diámetro, heterométricos, redondeados y de composición dominante caliza y arenisca.

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

FIGURA

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

Estos materiales se distribuyen en secuencias positivas de 5 a 8 m. de potencia.

Corresponden a depósitos de abanicos originados por corrientes tractivas arenosas, coladas de derrubios (debris-flow) y coladas de fango (mud-flow).

1.6.5.2 ARENISCAS EN CAPAS EXTENSAS Y LUTITAS OCRE-AMARILLENTAS AGE-NIENSE-ARAGONIENSE

Aflora en la zona de Zurucuain, en el sector sur y en Arzoz en el sector norte. Está constituida por areniscas, limos y arcillas de tonos amarillentos y rojizos. Las capas de areniscas, como en las unidades (47) y (44) de ciclos anteriores, tienen una continuidad lateral de hectométrica a kilométrica. Corresponden a rellenos de paleocanales, con frecuentes estructuras de acreción lateral. También intercalan numerosos bancos de arenisca fina, casi siempre con laminaciones cruzadas de ripple, a veces agrupados en pequeños haces en forma de canales. La potencia media oscila entre 60 y 100 m.

Estos materiales representan el tránsito de unos depósitos formados en un ambiente fluvial de gran energía, con cursos de agua anastomosados y regímenes de sheet floods, a depósitos de régimen fluvial meandriforme de energía decreciente.

1.6.5.3 LUTITAS OCRE-AMARILLENTAS CON CAPAS DE ARENISCAS (51). AGE-NIENSE-ARAGONIENSE.

Afloran en el sector central de la subcuenca de Alloz, en el cuadrante 140-IV y proceden por cambio lateral de facies de la unidad anterior.

Está constituida por limos y arcillas de tonos amarillentos, ocre y anaranjados, que incluyen capas de 10 a 50 cm de espesor de areniscas de grano fino.

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

FIGURA

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

Las estructuras más frecuentes son laminación paralela y cruzada de pequeña escala, con bioturbación de baja a moderada.

El área de sedimentación corresponde a las zonas distales de abanicos aluviales y de llanura lutítica.

1.6.6. CICLO VI: UNIDAD DE SIERRA DE UJUE

Los materiales de este ciclo constituyen el último episodio de relleno de la subcuenca de Alloz, ocupando el sector central de la misma (zona de Murillo-Villanueva). El tipo de facies, así como su evolución areal se ha representado en la figura adjunta (distribución de facies de la Unidad de Sierra de Ujué). No son frecuentes los afloramientos donde poder realizar observaciones detalladas, sobre todo en las zonas con predominio de lutitas.

1.6.6.1 CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y LUTITAS (52). ARAGONIENSE-VALLE-SIENSE

Los materiales conglomeráticos del ciclo VI están escasamente desarrollados en las zonas de Arandigoyen (borde meridional del cuadrante IV) y de Estenoz-Viguria (sector del diapiro de Salinas de Oro), donde se reducen a varios cuerpos conglomeráticos de orden métrico, alternando con areniscas y lutitas.

1.6.6.2 ARENISCAS Y LUTITAS OCRE AMARILLENTAS (53). ARAGONIENSE-VALLESIENSE

La unidad descrita anteriormente pasa mediante cambio lateral de facies hacia el centro de la cuenca a una alternancia de areniscas y lutitas de tonos ocre y amarillentos, que se extienden por las zonas de Murillo (sector sur) y de Irujo (sector norte), donde no sobrepasan los 50 m de potencia.

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

1.6.6.3 LUTITAS Y ARENISCAS OCRE-AMARILLENTAS (54). ARAGONIENSE-VALLESIENSE

Estos materiales representan los depósitos que rellenan la zona central de la cuenca de Alloz.

Los materiales predominantes son los limos y arcillas de tonos ocre y amarillentos, con esporádicos niveles intercalados de arenisca de grano fino, con laminaciones cruzadas de ripples. Corresponden a depósitos de una llanura lutítica.

En los niveles arcillosos de esta unidad se han tomado muestras para su análisis, dando los siguientes resultados:

DESCRIPCIÓN:

Arenisca silico-calcárea arcillosa de color amarillento ocre. Compacidad moderada y laminación paralela fina. Posible calcarenita fina.

MINERALOGÍA EN FRACCIÓN TOTAL

Filosilicatos	10%
Cuarzo	32%
Feldespatos	-
Calcita	58%
Dolomita	-
Yeso	-
Celestina	-
Otros	-

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

MINERALOGÍA DE LA ARCILLA:

Illita	65%
Esmectita	-
Vermiculita	24% *

Clorita	-
Caolinita	11%
Interestrat.	-

Índice de Biscaye -

Índice de Kubler 2.3

* Vermiculita de muy baja cristalinidad.

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA:

(Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (32%) / Calcita (58%)

Illita (6,5%) - Vermiculita (2,5%) - Caolinita (1%)

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

1.7. CUATERNARIO

1.7.1. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS (58) Y GLACIS DEGRADADO (59). PLEISTOCENO.

En la hoja de Abárzuza son numerosos los depósitos atribuibles a glacis (58) que, frecuentemente, presentan sus morfologías degradadas (59).

Los más extensos se localizan en la parte occidental de la hoja, al Sur de Abárzuza, y en la zona meridional, en el valle del río Salado, entre el embalse de Alloz y Cirauqui.

Están formados por cantos, de naturaleza heterolítica, subangulosos a subredondeados, englobados en una matriz fangosa de limos y arcillas dominantes. Su espesor puede alcanzar los 2-3 m. en las zonas más distales de la morfología.

Estas morfologías de glacis se han atribuido a un único nivel, aunque dada la existencia, en zonas próximas, de más de un nivel, no debe descartarse que las formas localizadas en el entorno del río Salado, desconectadas geográficamente de las de la zona de Abárzuza, pudieran representar un nivel anterior. Por este motivo, se ha realizado una atribución cronológica para estos depósitos comprensiva al Pleistoceno.

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

Tanto en los valles del río Salado, entre el embalse de Alloz y el borde meridional de la hoja, como en el del río Irantzu, en la zona occidental, se han cartografiado depósitos correspondientes a terrazas fluviales (57).

Están formados por gravas, con matriz arenosa y de fangos, de tonos grisáceos, que pueden alcanzar un espesor en el entorno de los 2-3 m. Se encuentran situadas a unos 2-3 m. sobre el cauce actual.

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

Aunque se ha realizado una atribución cronológica única al Pleistoceno Superior, no debe descartarse la posibilidad que las correspondientes al río Salado, sobre todo en su margen derecha, inmediatamente aguas abajo del embalse de Alloz, pudieran ser algo más antiguas.

1.7.3. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES (61). HOLOCENO.

Asociados a algunas morfologías más resistentes, generadas por niveles dominantes o intercalados en la serie estratigráfica, principalmente en el Terciario continental, se localizan sedimentos de tipo coluvión (61) en las vertientes.

Se trata, generalmente, de depósitos de escasa extensión y potencia, que no supera habitualmente los 2 m., compuestos por cantos, procedentes del desmantelamiento de la parte alta de los relieves, englobados en una matriz de fangos limoarcillosos de tonos pardos y ocres.

Su edad es holocena.

1.7.4. GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. FONDOS DE VALLE (63). CANTOS, LIMOS Y ARCILLAS. CONOS DE DEYECCION (65). HOLOCENO.

Un buen número de valles en el ámbito de la hoja, presentan sus fondos ocupados por depósitos aluviales (63), generalmente de escasa entidad, tanto en extensión como en potencia, excepto los de la red principal, ríos Salado e Irantzú, que son más importantes.

Están formados por gravas, arenas y fangos limoarcillosos, de tonos grisáceos, en proporción variable.

Por otra parte, en la salida de algunos barrancos, se han reconocido morfologías con depósito de conos de deyección (65), con depósito de cantos con matriz limoarcillosa, de

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

espesor variable, en cualquier caso no superior a los 2 m. en sus zonas más distales.

La edad de ambos depósitos es holocena.

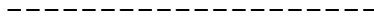
1.7.5. CANTOS EN MATRIZ DE FANGOS. DEPOSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (66) Y GLACIS ACTUAL-SUBACTUAL (67). HOLOCENO.

Es relativamente frecuente en el ámbito de la hoja, la presencia de depósitos de génesis mixta, fluvial y de ladera, formados por cantos heterométricos, subangulosos a subredondados, en matriz de fangos limoarcillosos, correspondientes a depósitos aluvial-coluvial (66).

Asimismo, sobre todo en la zona de cabecera del río Irantzu, se reconocen morfologías con depósito correspondientes a glacis actual-subactual (67), con una constitución litológica similar, y que pueden alcanzar una extensión considerable.

Su espesor puede estimarse en torno a los 2 m. y, en ambos casos, se ha efectuado para estos depósitos una atribución cronológica al Holoceno.

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-Santoniense, 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.SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La hoja de Abárzuza se localiza en la zona centrooccidental del territorio navarro. La totalidad de la hoja se encuentra ocupada por la vertiente meridional de los Montes de Iturgoyen en su enlace hacia la Depresión del Ebro.

La red de drenaje principal de la hoja está constituida por el río Salado, que transcurre por la zona central de la hoja en dirección Norte-Sur, y el río Irantzu que, con la misma dirección se localiza en el tercio occidental de la misma. Ambos son afluentes del Ega. La red de menor orden es, fundamentalmente, tributaria de ambos. debe también destacarse, en cuanto a su influencia en la fisiografía general del área, la presencia, en la zona central de la hoja, del embalse de Alloz.

Las cotas más altas se localizan tanto en la zona septentrional, en las últimas estribaciones serranas, en torno a los 700 m., como en la alineación montuosa entre Garisoain y Cirauqui, en la zona centro meridional de la hoja, donde se alcanzan cotas cercanas a los 900 m. (Alto de Iguste, 861 m.).

Las zonas más bajas, en torno a los 400 m., se sitúan en la zona más meridional del río Salado, en la zona centromeridional de la hoja.

Morfométricamente, la hoja de Abárzuza se caracteriza por el predominio de las pendientes suaves, correspondientes al paisaje suavemente alomado que se desarrolla a favor de los sedimentos del terciario continental predominantes en la hoja. Solamente en relación con la alineación montuosa ubicada al SE del embalse de Alloz, y en los bordes serranos del Norte de la hoja, aparecen pendientes de terreno medias y altas.

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

3.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

3.2.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

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

En el ámbito de la hoja, las morfologías de génesis estructural se localizan asociadas a niveles más resistentes a la erosión, tanto en la serie del Terciario continental, mayoritaria en el ámbito de la hoja, como en las litologías de las series marinas (Jurásico a Terciario) que se localizan en la zona septentrional y centromeridional de la zona.

Ello da lugar a la aparición de morfologías de **superficies estructurales** que, ocasionalmente, generan **escarpes estructurales en series monoclinales** y **frentes de cuesta** cuando las capas presentan inclinaciones adecuadas.

También se han reconocido, sobre todo en la serie continental, **líneas de capa** en las que, en ocasiones, se ha señalado su **indicación de buzamiento**.

También se han señalado en la cartografía algunas morfologías en **cerro cónico**, provocadas por la presencia, en situación culminante, de algún nivel más resistente a la erosión, y las **alineaciones morfológicas con control estructural**, normalmente relacionadas con líneas de fracturación.

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

3.2.2. ESTUDIO DEL MODELADO

Se describen a continuación las principales formas de modelado, de origen exógeno, presentes en la hoja, y agrupadas 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 deprimidas, constituyen una parte importante de la morfología del territorio, representando la zona de tránsito de agua y sedimentos hacia la red de drenaje.

En la hoja de Abárzuza, se han diferenciado en la cartografía zonas con **regularización general y laderas regularizadas y disectadas**, aunque debe señalarse que el proceso está bastante generalizado en el área, sobre todo asociado a las litologías detríticas del Terciario continental, habiéndose señalado únicamente en aquellas áreas en que es más evidente.

Algunas laderas, sobre todo en los casos en los que la zona elevada de las mismas está constituida por algún nivel resistente, es frecuente la presencia de recubrimientos de tipo **coluvión**.

De forma puntual, ya que no se trata de un proceso generalizado, se han representado en el mapa algunos **deslizamientos**.

3.2.2.2 FORMAS FLUVIALES

Las morfologías de génesis fluvial más importantes en el ámbito de la hoja, se encuentran asociadas con los valles de los ríos Irantzu y Salado.

Aunque algunos valles de la red de menor orden también presentan depósitos correspon-

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

dientes a **fondos de valle**, son los de estos dos ríos los que alcanzan mayor desarrollo, reconociéndose también un nivel de **terraza**, que normalmente presenta **escarpe solapado** hacia el fondo aluvial, y situado a 2-3 m. sobre el cauce actual.

El río Salado, en la zona central de la hoja, presenta un mayor desarrollo de estas morfologías fluviales, aunque en la actualidad, la regulación efectuada por el embalse de Alloz provoca que, sin duda, buena parte de estos depósitos se encuentren actualmente sumergidos por sus aguas.

Otras morfologías con depósito, de génesis fluvial, corresponden a los **conos de deyección** que se forman a la salida de algunos barrancos. Los más importantes se localizan en algunos afluentes del río Salado, en la zona centromeridional de la hoja.

En la red fluvial de menor orden, se reconoce un proceso generalizado de **incisión lineal** que, en algún caso, llega a generar morfologías en **garganta** y/o **cañón**.

El carácter frecuentemente lábil de los sedimentos del Terciario continental, en los que es frecuente la presencia de tramos limoarcillosos y arenosos, propicia la presencia de áreas con desarrollo de **cárcavas**, así como laderas en las que predomina la **arroyada en regueros**.

Se han diferenciado también en la cartografía algunas **aristas (interfluvios)**, así como los **collados de divergencia fluvial** que marcan morfologías netas.

3.2.2.3 FORMAS POLIGÉNICAS

Entre las morfologías de génesis poligénica presentes en la hoja de Abárzuza, pueden destacarse las formas de acumulación correspondientes a **glacis** y **glacis degradados**, en ocasiones limitados por **escarpes** bien definidos. Se localizan, principalmente, en la zona occidental de la hoja, al Sur de Abárzuza, y en las márgenes del río Salado.

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

El espesor de los depósitos no es elevado, aunque su extensión superficial alcanza magnitudes considerables. La distribución geográfica de los afloramientos no posibilita una correlación adecuada, y aunque en los glacis más occidentales solamente se ha reconocido un único nivel, no puede descartarse que los niveles situados en el entorno del río Salado pudieran corresponder a glacis más antiguos.

Se ha diferenciado en el mapa un nivel de **glacis actual-subactual**, en la zona de Abárzuza, que enlaza con el fondo de valle aluvial.

En algunas zonas de la hoja se han reconocido morfologías ocupadas por depósitos de génesis mixta, fluvial y de ladera, y que se han identificado como **depósitos aluvial-coluvial**.

Normalmente relacionadas con intercalaciones más resistentes que culminan localmente la serie, se han cartografiado algunas formas en resalte que conforman morfologías de **rocas aisladas o pináculos rocosos**.

Al Norte de Lorca, en la zona centromeridional de la hoja, se ha reconocido una forma deprimida, de origen incierto, quizá producida por una mayor solubilidad de los materiales infrayacentes, que dá lugar a una **depresión** con **escarpe** de dimensión hectométrica.

3.2.2.4 FORMAS ANTRÓPICAS

Por su indudable repercusión en el paisaje y morfología general del área se ha incluido en la cartografía la cerrada de la **presa** de Alloz.

3.2.3 FORMACIONES SUPERFICIALES

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

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

Estos depósitos se encuentran representados, principalmente, en la zona occidental y centromeridional de la hoja.

Litológicamente, están formados por cantos, predominantemente carbonatados, subangulosos a subredondeados, empastados en una matriz relativamente abundante arcillo-limosa, de tonos pardos y amarillentos dominantes.

El espesor de estos depósitos puede superar los 2-3 m. en las zonas más distales de la morfología.

En el ámbito de la hoja de Abárzuza no ha sido posible establecer una relación evidente entre los distintos glaciares cartografiados. Como quiera que en otras zonas próximas se ha reconocido la presencia de un sistema, con distintos niveles, no debe descartarse para esta área que los glaciares cartografiados en la zona del río Salado pudieran ser anteriores en el tiempo.

Esta indefinición provoca que, en la leyenda, se haya efectuado una atribución cronológica para estos depósitos de la totalidad del Pleistoceno.

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

Asociados a los cauces de los ríos Irantzu y Salado, se han cartografiado una serie de depósitos correspondientes a terrazas fluviales.

Están compuestos por gravas en una matriz arenosa y limosa de tonos grises. Su espesor se sitúa en torno a los 2-3 m.

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

Por su posición topográfica, en relación con el cauce actual, se ha atribuido a este nivel una edad Pleistoceno superior.

3.2.3.3 CANTOS EN MATRIZ LIMO-ARCILLOSA. COLUVIONES (A). LADERAS. HOLOCENO.

En algunas vertientes, generalmente las culminadas por un nivel más resistente que, habitualmente, generan morfologías de crestas, cuevas o líneas de capa dura, se localizan depósitos de ladera atribuidos a coluviones.

Están formados por cantos, angulosos y subangulosos, procedentes de los niveles que generan la parte alta de los relieves, en matriz de limos y arcillas, generalmente de tonos ocres y amarillentos. Su espesor puede alcanzar los 2-3 m. en las zonas más distales de la forma.

Se les ha atribuido edad holocena.

3.2.3.4 GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS (FONDOS DE VALLE). CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA (CONOS DE DEYECCIÓN). FLUVIAL (C). HOLOCENO

Asociados a algunos cauces, tanto de la red principal como de la secundaria, se reconocen depósitos atribuibles a fondos de valle. Los más extensos corresponden a los de los ríos Irantzu y Salado.

Están compuestos por gravas dominantes, con matriz arenosa y arcillosa. Su espesor, difícilmente cuantificable, puede estimarse como máximo en 1-2 m., excepto en el caso de los fondos de la red principal en los que, posiblemente, se superen los 2 m.

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

En las salidas de algunos barrancos se han cartografiado morfologías correspondientes a conos de deyección, constituidos por cantos más o menos heterométricos, en abundante matriz limoarcillosa. Su espesor, en las zonas más distales, puede alcanzar los 2-3 m.

A estas formaciones superficiales se les ha atribuido edad holocena.

3.2.3.5 CANTOS EN MATRIZ LIMO-ARCILLOSA. GLACIS ACTUAL-SUBACTUAL Y DEPÓSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (E). POLIGÉNICO. HOLOCENO.

En la zona de Abárzuza se ha cartografiado una morfología de glacis actual-subactual, constituida por cantos, predominantemente calizos, subredondeados a subangulosos, con abundante matriz limoarcillosa de tonos pardos. Su espesor puede estimarse 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 limoarcillosa, que se han cartografiado como depósitos aluvial-coluvial. Su espesor es reducido, y no supera habitualmente los 2 m.

Se atribuyen en edad al Holoceno.

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

3.3.EVOLUCION DINAMICA

El registro morfológico más antiguo existente en el área de la hoja de Abárzuza, corresponde a las morfologías estructurales que conforman la arquitectura principal del paisaje en las zonas serranas situadas al Norte.

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.

En la hoja de Abárzuza, es a partir del Pleistoceno cuando comienza el registro sedimentario reciente, con el depósito de las morfologías de glacis reconocidas en el ámbito de la hoja, así como los materiales de terrazas fluviales reconocidos.

En el Holoceno, se generalizan los procesos de acumulación en ladera y de erosión de la red fluvial que, por otra parte, ya debió ser activa desde el primer estadio de generación del relieve.

Esta actividad, que se mantiene en la actualidad, acompañada por los procesos de disgregación mecánica y de movimientos en ladera, continua el modelado de relieve en el área.

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

3.4.MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Los procesos de erosión, ligados a la dinámica fluvial, junto con la acumulación en vertiente, son los más activos en la actualidad en el área de la hoja de Abárzuza.

Aunque en la zona de la hoja no tiene actualmente una especial relevancia, debe citarse que el proceso de movilización en ladera de tipo deslizamiento que, en zonas próximas, es importante, debe ser tenido en cuenta como tendencia de evolución futura.

En este sentido, es interesante señalar la necesidad de un desarrollo ordenado del territorio, en orden a proteger el mismo.

Es importante, por tanto, un control suficiente, sobre todo en los temas de mantenimiento y conservación del tapiz vegetal existente, en el sentido de que constituye la protección más eficaz frente a los procesos activos en la naturaleza.

Asimismo, el cuidado en la planificación y ejecución de la obra pública y otras actividades antrópicas, se presenta como muy necesario por cuanto pueda influir en la estabilidad de las laderas y su cobertera vegetal.

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-Lizarra 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 capas arenosas, indicativo de la progradación de los sistemas arenosos; ello conlleva una paulatina regresión, cuya máxima expresión son estas finas capas 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 capitas 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: Mendigorria

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 Abarzuza no existen explotaciones mineras. Se encuentran inventariadas una serie de canteras, todas abandonadas en la actualidad excepto una de yesos en las proximidades de Estella. Los materiales que beneficiaban eran calizas, ofitas y yesos.


5.1.1. ARCILLAS

Se encuentran inventariados en el ámbito de la hoja una serie de yacimientos de arcillas, principalmente asociadas al Terciario, y que se detallan a continuación.


N 	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
378	C  Alloz	140-IV	Yacimiento	583.500	4729950
379	Cirauqui	140-IV	Yacimiento	589.750	4725425
384	Garisoain	140-IV	Yacimiento	590.555	4730800

5.1.2. CALIZAS

Los materiales canterados pertenecen al Cretácico, existiendo una única cantera abandonada en la actualidad.


N 	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS
--	-----------	------	--------	-------------

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

				X	Y
390	C  Lorca	140-IV	Abandonada	586.850	4727350


5.1.3. YESOS

Se trata de explotaciones, actualmente abandonadas en su totalidad, que beneficiaban yesos del Terciario.

N 	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
406	Azcona	140-IV	Abandonada	583.850	4733550
410	Mañeru	140-IV	Abandonada	593.700	4724775

5.1.4. OFITAS

Se encuentra inventariada una explotación, actualmente abandonada que aprovechaba ofitas incluidas en el Keuper.

N 	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
--	-----------	------	--------	-------------	--

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

				X	Y
403	Lorca	140-IV	Abandonada	586.600	4725750

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

5.2.HIDROGEOLOGIA

5.2.1. INTRODUCCION

La hoja se encuentra, prácticamente, ocupada por materiales del Terciario continental de la Unidad Sur.

Las únicas formaciones que pueden ser consideradas como acuíferos, son los conglomerados y areniscas pertenecientes al Oligoceno y Mioceno, cuya permeabilidad es baja, y de poco interés hidrogeológico en su conjunto, pudiendo presentar un interés local en algún caso.

Los acuíferos tienen un carácter lenticular, estando formados por varios niveles, separados entre sí, y englobados en una matriz arcillosa que actúa como acuitardo.

En el extremo noroccidental de la hoja se encuentra representado, parcialmente, el acuífero de Abarzuza, que forma parte de la subunidad de Andía, dentro de la Unidad de Urbasa, y que está constituido por calcarenitas del Luteciense, y con escaso interés dentro del ámbito de esta hoja, por su escaso desarrollo, pudiendo ser considerado como un acuífero local.

5.2.2. CLIMATOLOGIA

La precipitación media anual está comprendida entre los 900 mm., en la zona Norte de la hoja, y los 650 mm. en la parte más meridional, correspondiendo las épocas de mayor pluviometría al periodo Noviembre-Marzo, mientras que el más seco está representado por los meses de Julio y Agosto.

La temperatura media anual tiene valores próximos a los 12^o, con temperaturas más

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

bajas en el mes de Enero, con medias en torno a los 4^{mm}, mientras en Julio y Agosto se registran medias del orden de los 20^{mm}.

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

Según la clasificación de Papadakis, el clima es del tipo mediterráneo húmedo, correspondiendo a templado cálido, en cuanto al régimen térmico.

5.2.3. HIDROLOGIA

La totalidad de la hoja se encuentra situada en la Cuenca Hidrográfica del Ebro, estando surcada por los cauces de los ríos Iraunza y Salado, afluentes del Ega y Arga, respectivamente.

La Confederación Hidrográfica del Ebro tiene instaladas dos estaciones de aforo, denominadas con los números 150 y 84, que controlan las entradas y salidas del embalse de Alloz, situado en el río Salado.

La capacidad de embalse es de 84 Hm³, teniendo una cuenca de alimentación de 132 Km², controlados por la estación de aforos n^o 84 (Alloz).

En cuanto a la infraestructura hidráulica, debe señalarse la existencia de una central eléctrica situada en el embalse de Alloz, y un canal, que se deriva del mismo, que se utiliza para regadío.

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

5.2.4. CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS

La única formación acuífera importante presente en la hoja, corresponde a los materiales carbonatados del acuífero de Abarzuza, englobados en la subunidad de Andía, dentro de la Unidad de Urbasa, y con escasa representación dentro del ámbito de la hoja.

Se consideran de interés hidrogeológico relativo, los materiales del Terciario continental pertenecientes a la Unidad Sur que por su litología, conglomerados y areniscas, pueden albergar algún recurso hídrico subterráneo, y que ocupan la mayor parte de la hoja.

- Acuífero de Abarzuza

El acuífero de Abarzuza está representado, parcialmente, en la parte más noroccidental de la hoja, y está compuesto por calcarenitas del Eoceno, que forman un acuífero libre superior y otro, confinado, inferior, permeables por fisuración y separados por un tramo intermedio impermeable.

La recarga se realiza a través de la infiltración directa de las precipitaciones y la descarga, esencialmente, tiene lugar a través de los manantiales relacionados con el acuífero.

Un balance, solamente de la parte del acuífero representado en la hoja, es imposible de cuantificar, por lo que a continuación se señalan datos correspondientes a su totalidad. El área de recarga es de unos 9 Km², con unos recursos de 5 Hm³/año, y reservas estimadas, aproximadamente, en el 50 % de los recursos.

La transmisividad está comprendida entre 20 y 80 m²/día, calculada a partir del ensayo de bombeo realizado en el sondeo de preexplotación Abarzuza P-3, realizado durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra", y situado en la hoja 1:25000 de Estella, siendo el gradiente de estiaje del orden de 0,8 %.

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

En el ámbito de la hoja, no existe inventariado ningún punto de agua interesante relacionado con este acuífero.

- Acuíferos terciarios

Corresponden a los materiales detríticos pertenecientes a la Unidad hidrogeológica Sur. Están formados por areniscas y conglomerados, y ocupan la mayor parte del territorio de la hoja,

Los acuíferos tienen un carácter lentejónar, y se encuentran interestratificados con arcillas. Esto dá lugar a un conjunto muy heterogéneo, con muchos niveles acuíferos aislados entre sí, o con conexiones a través de acuitardos. Son más frecuentes los niveles constituidos por areniscas. Los espesores son muy variables, pudiendo llegar como máximo a los 10-15 m.

La recarga de estos acuíferos se produce por infiltración directa de las aguas de lluvia en los afloramientos de los paquetes de areniscas y conglomerados,

El drenaje, dadas las características hidrogeológicas particulares de estos acuíferos lentejónares, se produce a través de pequeños manantiales que brotan en estas facies, y también de forma difusa a los cauces superficiales que las atraviesan.

En el ámbito de la hoja, y en zonas próximas a las localidades de Guirguillano y Echauren de Guirguillano, se localizan siete sondeos, cuyas características más notables se reflejan en el siguiente cuadro.

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

N ^o DE REGISTRO	PROFUN- DIDAD	COTA	NIVEL	CAUDAL	USO	LITOLOGIA
24088041	80	560	surgente	-	Agricultura	Areniscas
24088042	65	325	12	-	Ganadero	
24088043	84	530	-	Negativo	-	
24088044	90	530	-	Negativo	-	
24088045	140	530	-	Negativo	-	
24088049	90	590	-	Negativo	-	
24088062	150	440	75,45	0,7	-	

El sondeo n^o 24088062 (S-2), se realizó durante el "Estudio Hidrogeológico de la Unidad Sur. Sector Subiza-Guirguillano" (1989-1990), con el fin de conocer las características y funcionamiento de los acuíferos terciarios. Debido a su escaso caudal, 0,7 l/sg, no se considero oportuna su entubación.

El elevado grado de consolidación de muchos de los niveles areniscosos y/o conglomeráticos, limita su porosidad eficaz y, por tanto, su permeabilidad. Esto, unido al caracter lentejonar e individualizado de los niveles acuíferos, que limita bastante sus recursos, hace que en ninguna de las perforaciones se hayan obtenido caudales superiores a 1 l/sg.

La elevada anisotropía de estos materiales, se pone de manifiesto por la existencia de perforaciones cercanas con resultados dispares, que en algún caso han dado lugar a surgencias, y en otros han sido negativas.

Los pozos que explotan los acuíferos terciarios, tienen una profundidad media del orden de los 6 m., con caudales escasos que pueden resolver pequeños problemas de abastecimiento o riego puntuales y que, en muchos casos no se utilizan.

Los manantiales inventariados no superan los 0,2 l/sg en épocas de estiaje.

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

5.2.5. HIDROGEOQUIMICA

La facies hidrogeoquímica dominante es la bicarbonatada cálcica.

En el acuífero calcáreo de Abarzuza, las aguas son de dureza media, mineralización ligera, bicarbonatadas cálcicas, y presentan poca variabilidad en el tiempo. Son aguas aptas para usos agrícolas y consumo humano.

Las aguas de los acuíferos terciarios son, en general, bicarbonatadas cálcicas, de duras a muy duras y mineralización notable. Son aguas aptas para consumo.

Excepcionalmente, se puede localizar algún punto, próximo a la localidad de Cirauqui, con facies sulfatada cálcica, asociada a niveles yesíferos, con elevados contenidos en sulfatos, calcio y magnesio.

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

5.3.CARACTERISTICAS 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 asientos 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	IIId	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

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

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

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

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.

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

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 Kalisalze, 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,

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

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

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

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

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

Geology vol. 28, p. 293-325.

PUJALTE, V.; BACETA, J.I.; PAYROS, A., ORUE-ETXEBARRIA, X. Y SERRAKIEL, 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

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

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.