

HOJA 171 - III (VIANA)

INDICE

INDICE

Pags.

0.-	INTRODUCCIÓN	1
1.-	ESTRATIGRAFÍA	3
1.1.	TERCIARIO	3
1.1.1.	Ciclo I: Unidad de Mendigorria (Sueviense-Arverniense)	4
1.1.1.1.	Areniscas y fangos ocre (21). Sueviense-Arverniense	6
1.2.2.	Ciclos IV y VI. Unidades de Artajona y Sierra de Ujue. Ageniense a Vallesiense	7
1.2.2.1.	Areniscas ocre en paleocanales y arcillas. Facies de Haro (24). Aragoniense-Vallesiense	7
1.2.2.2.	Arcillas rojas, limolitas y areniscas (23). Facies de Nájera. Aragoniense Vallesiense	9
1.2.	CUATERNARIO	9
1.2.1.	Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis y glacis degradados (29). Pleistoceno	9
1.2.2.	Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (36).Holoceno	10
1.2.3.	Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (32). Terrazas (31). Barras (39). Fangos limoarcillosos y gravas. Meandros abandonados (31). Pleistoceno	10
1.2.4.	Cantos en matriz limoarcillosa. Depósitos aluvial-coluvial (35). Holoceno	11
1.2.5.	Fangos y arcillas. Fondos endorreicos y semiendorreicos (40). Holoceno	11
2.-	TECTÓNICA	13
2.1.	TECTÓNICA REGIONAL	14

Pags.

2.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS	14
2.2.1. Franja cabalgante de la Sierra de Cantabria	14
2.2.2. Cubetas sintectónicas con rellenos continentales	18
2.2.3. Dominio terciario de la Cuenca del Ebro	21
3.- GEOMORFOLOGÍA	22
3.1. SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA	22
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	22
3.2.1. Estudio morfoestructural	22
3.2.2. Estudio del modelado	22
3.2.2.1. Formas de ladera	24
3.2.2.2. Formas fluviales	24
3.2.2.3. Formas poligénicas	25
3.2.2.4. Formas lacustres	25
3.2.3. Formaciones superficiales	25
3.2.3.1. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (a). Laderas. Holoceno	26
3.2.3.2. Gravas, arenas y limos. Terrazas (b, d,, e, f, g). Limos, arcillas y Gravas. Meandro abandonado (c)	26
3.2.3.3. Gravas, arenas y limos. Fondos de valle y barras (h). Fluvial. Holoceno	27
3.2.3.4. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis degradados (i). Poligénico Pleistoceno	27
3.2.3.5. Cantos en matriz limoarcillosa. Depósitos aluvial-coluvial (j). Poligénico.Holoceno	28
3.2.3.6. Fangos y arcillas. Fondos endorreicos y semiendorreicos (k). Lacus- tre. Holoceno	28
3.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA	28
3.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	29

Págs.

4.-	HISTORIA GEOLÓGICA	30
4.1.	EVOLUCIÓN DURANTE EL MESOZOICO Y TERCIARIO INFERIOR	30
4.2.	EVOLUCIÓN DESDE EL EOCENO FINAL AL PLIOCENO	34
4.2.1.	Macrosecuencia del Oligoceno inferior	35
4.2.2.	Macrosecuencia del Oligoceno superior-mioceno superior	36
4.2.3.	Macrosecuencia del Mioceno final-Plioceno	37
5.-	GEOLOGÍA ECONÓMICA	39
5.1.	RECURSOS MINERALES. CANTERAS	39
5.2.	HIDROGEOLOGÍA	39
5.2.1.	Introducción	39
5.2.2.	Unidad hidrogeológica Sur	40
5.2.3.	Unidad de Lóquiz	42
5.3.	CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	45
5.3.1.	Introducción	45
5.4.2.	Zonación geotécnica	46
5.4.3.	Descripción de las unidades	47
6.-	BIBLIOGRAFÍA	51

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

ALFONSO OLIVÉ DAVÓ

Coordinación y dirección. Cartografía Geológica. Cartografía Geomorfológica. Recursos minerales y Memoria.

SEGISMUNDO NIÑEROLA PLA

Hidrogeología

TECNA

Bases de datos. Digitalización y SIG. Geotecnia

ASESORES:

ALFONSO MELENDEZ HEVIA

Sedimentología

MATEO GUTIERREZ ELORZA

Geomorfología

MANUEL POZO RODRIGUEZ

Estudio mineralógico de las Arcillas

(Universidad Autónoma de Madrid)

JOSÉ CASAS SAINZ DE AJA (C.S.I.C)

Estudio mineralógico de las Arcillas

COORDINACIÓN Y DIRECCIÓN (Gobierno de Navarra):

ESTEBAN FACI

JAVIER CASTIELLA

0.- INTRODUCCIÓN

La hoja 171-III de Viana (escala 1:25.000), constituye el cuadrante suroccidental de la hoja 1:50.000 de Viana, del Mapa Topográfico Nacional. El territorio comprendido en la hoja de 1:50.000, corresponde, aproximadamente en sus dos terceras partes a Navarra (zona oriental de la Hoja), mientras que el tercio restante pertenece a Alava, Rioja y Burgos. Concretamente, el cuadrante de Viana comprende territorio navarro solamente en su tercio más oriental, perteneciendo el resto a Alava y Rioja.

Orográficamente, la hoja queda definida por la presencia de un relieve con cotas más elevadas en la parte Norte del cuadrante (máximo, 800 m.), que desciende de forma continuada hacia el Sur (375 m.), correspondiendo al piedemonte de la Sierra de Cantabria en su evolución hacia el valle del Ebro.

Desde un punto de vista geológico, el cuadrante de Viana presenta escaso interés, ya que se ubica en el dominio sedimentario del relleno terciario de la Cuenca del Ebro, en una zona en la que la práctica totalidad de sedimentos aflorantes corresponden a una monótona serie detrítica atribuida a facies de Haro. La edad de los materiales aflorantes va desde el Oligoceno Superior al Mioceno, además de numerosos recubrimientos cuaternarios.

Este área se configuró durante las principales fases de la compresión pirenaica (Paleógeno superior y Neógeno), y funcionó, a gran escala, como una cuenca de antepaís rellenada por depósitos continentales que, en algunos puntos, superan ampliamente los 5.000 m. de espesor.

Para la realización de la cartografía, así como para la redacción de la presente memoria, se ha utilizado como base toda la documentación cedida por el Gobierno de Navarra, correspondiente a los diferentes estudios cartográficos y de investigación hidrogeológica realizados por este organismo. Asimismo, también ha resultado de interés la información contenida en la hoja MAGNA de Viana que, en el momento de su realiza-

ción, ya incorporó gran parte de la información citada.

Asimismo, se han tenido en cuenta aquellos trabajos de índole geológica que afectan tanto a esta hoja como a zonas circundantes, debiendo resaltar la obtenida de hojas limítrofes (Eulate, Estella, Allo), ya realizadas dentro del Plan de Actualización e Informatización de la Cartografía Geológica de Navarra a escala 1:25.000.

1.- **ESTRATIGRAFIA**

Como ya se ha indicado, los materiales aflorantes en esta hoja presentan escasa diversidad litológica, abarcando en edad desde el Oligoceno Superior hasta la actualidad. Se agrupan para su descripción en dos conjuntos litológicos:

La sucesión del Terciario continental, y
Depósitos cuaternarios.

1.1. Terciario

Bajo esta denominación se han agrupado todos aquellos materiales de carácter continental depositados en la zona durante el Oligoceno, Mioceno y Plioceno. Como ya se ha indicado, estos sedimentos forman el relleno de la denominada Cuenca del Ebro, de la cual este cuadrante constituye el borde septentrional.

El dispositivo sedimentario regional para estos materiales se enmarca en sistemas de abanicos aluviales de diferente procedencia y extensión. Se reconocen todo tipo de facies, desde las más proximales (conglomerados y conglomerados y areniscas), a medias (areniscas y lutitas) y distales lacustres palustres (calizas, margas y yesos).

Este dispositivo sedimentario regional experimentó, como se ha adelantado, importantes modificaciones a lo largo del tiempo, en función de la procedencia y de la eficacia de los sistemas. De este modo, la sucesión se compone, en la vertical, de varios ciclos sedimentarios. Cada uno de estos ciclos está limitado por discontinuidades sedimentarias e, internamente, suelen presentar una ordenación bastante similar: depósitos aluviales y/o fluviales en la parte inferior, y sedimentos palustres-lacustres en la superior.

Generalmente, el límite entre uno y otro ciclo es neto y brusco (sobre todo en las zonas de borde de cuenca, donde suele corresponder a una discordancia más o menos eviden-

te), mientras que el tránsito entre los depósitos que componen un mismo ciclo se suele producir de forma gradual y progresiva, tanto en la vertical, como lateralmente.

El estudio de dicha ciclicidad en esta zona y en todos los cuadrantes adyacentes y hojas próximas, situadas en este sector septentrional de la Cuenca del Ebro, ha permitido distinguir 7 unidades de carácter genético-sedimentario en el sentido de MITCHUM (1977), que han recibido las siguientes denominaciones (Figura):

Unidad de Añorbe-Puente la Reina

Unidad de Mués-Tafalla.

Unidad de Mendigorria.

Unidad de Gallipienzo-Leoz.

Unidad de Artajona-Olite.

Unidad de la Sierra de Ujué.

Unidad de Oco.

Estas unidades se depositaron desde el Sueviense (Oligoceno inferior), hasta el Plioceno, y su edad se ha establecido, cuando ello ha sido posible, por correlación con otras áreas de la cuenca donde se dispone de criterios paleontológicos.

En el cuadrante de Viana, solamente se reconocen términos correspondientes a las unidades de Mendigorria y Artajona-Ujué. A continuación se describen los caracteres principales de todas las litofacies constitutivas de los diferentes ciclos sedimentarios diferenciados en la sucesión del Terciario continental.

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

Los materiales que forman el ciclo III o Unidad de Mendigorria marcan un cambio significativo en la dinámica sedimentaria para esta parte de la Cuenca del Ebro, ya que su depósito está relacionado con sistemas de caracteres y polaridad diferentes a las existentes hasta este momento. Comienzan a aparecer aportes de procedencia

septentrional, al tiempo que se reconocen por primera vez en la zona materiales gruesos relacionados con áreas proximales de abanicos.

Todo ello apunta a un evento muy importante en esta parte de la cuenca: el comienzo de la actividad tectónica que culminará con el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, y todo el borde tectonizado equivalente que limita la región vasco-cantábrica y la cuenca del Ebro.

La base de todo el ciclo corresponde a una de las discontinuidades más importantes en el área: la discordancia de Barbarín (RIBA,1956,1964,1992) y que se reconoce en la vecina hoja de Allo, al Este. En sus diferentes trabajos, RIBA define esta discontinuidad como típico ejemplo de discordancia progresiva, que se habría desarrollado por levantamiento y basculamiento generalizado relacionado con actividad del diapiro de Estella y zona tectonizada relacionada con el borde meridional de la región vasco-cantábrica.

En la cartografía MAGNA se discute la presencia de la discordancia, interpretándose como falla. De la cartografía actualmente realizada tanto en la vecina hoja de Allo, como en ésta de Viana, se obtienen datos que apoyan en general la interpretación de RIBA, si bien también se confirma la existencia de la falla citada, y que tuvo una gran importancia en la propia creación de la discordancia. En cualquier caso, la discordancia deja de ser evidente conforme nos desplazamos hacia el Oeste, donde las series se presentan, normalmente, en aparente concordancia.

En el cuadrante de Viana los términos atribuidos a esta Unidad de Mendigorria, se localizan solamente en el borde septentrional de la hoja, en forma de pequeña banda que aparece recubierta en discordancias por los materiales de Facies Haro.

1.1.1.1 ARENISCAS Y FANGOS OCRES (21). SUEVIENSE-ARVERNIENSE.

En la zona se sitúa sobre los Yesos de Desojo, en los cuadrantes vecinos de Aguilar de Codés y Mendaza, en forma de amplia banda de dirección ONO-ESE, y con una potencia que puede estimarse entre 800 y 1.000 m.

Se observa una clara polaridad en la serie, en sentido Oeste-Este, con predominio de facies más terrígenas en la zona occidental, que van pasando a términos más finos, e incluso evaporíticos (Yesos de Los Arcos) en la parte oriental

Se trata de un conjunto de fangos arcillosos y limosos, de tonos ocre y amarillentos, con intercalaciones de paleocanales arenosos más frecuentes en la zona occidental. También abundan las intercalaciones de areniscas poco potentes y con gran extensión lateral constituidas prácticamente por ripples.

La polaridad antes indicada es coherente, asimismo, con la evolución de facies observada . En la zona occidental son frecuentes los paleocanales no muy potentes (1-2 m.) con base erosiva, estratificación cruzada, cicatrices de reactivación interna y ripples a techo, que hacia el este son sustituidos por niveles arenosos de base plana o poco erosiva y con relleno exclusivo de ripples. Más hacia el Este la serie pasa a ser predominantemente arcillosa con episodios yesíferos intercalados, que llegan a constituir tramos cartográficos importantes (yesos de Los Arcos).

La interpretación sedimentológica para esta unidad es la de un medio fluvial, depositado en zonas medias y, progresivamente más distales hacia el Este, de abanicos aluviales de procedencia oeste y, seguramente, sur.

La edad de la unidad se atribuye por posición estratigráfica.

1.1.2. CICLOS V Y VI. UNIDADES DE ARTAJONA Y SIERRA DE UJUE. AGENIENSE A VALLESIENSE.

Se han incluido en este apartado los sedimentos correspondientes a las tradicionalmente denominadas Facies de Haro y Nájera, que aparecen discordantes sobre los términos anteriores (21). La atribución de estos sedimentos a las unidades V y/o VI es tentativa, ante la ausencia de criterios paleontológicos, pero la evolución secuencial observada en otras zonas parece descartar su correspondencia con materiales de la unidad IV (Gallipienzo-Leoz), mientras que se mantiene la indefinición para atribuirlos a los ciclos superiores.

1.1.2.1 ARENISCAS OCRES EN PALEOCANALES Y ARCILLAS. FACIES DE HARO (24). ARAGONIENSE-VALLESIENSE.

Su afloramiento ocupa, prácticamente la mayor parte de la superficie de la hoja, y está compuesto por un conjunto de areniscas, más o menos limolíticas, areniscas de grano medio y limos y arcillas de tonos ocre amarillentos muy característicos. Tradicionalmente se conocen en la literatura geológica como Facies de Haro.

Su espesor en el ámbito de la hoja no debe superar los 350 m., si bien en la vecina hoja de Haro, al Oeste, puede alcanzar los 800 m. Buza suavemente al Sur, y en la zona más meridional se presenta prácticamente subhorizontal.

Morfológicamente genera un relieve muy característico, en forma de graderío escalonado hacia el Sur, propiciado por la presencia de los niveles areniscosos, más duros, intercalados en la serie.

Las areniscas aparecen rellenando paleocanales con estratificación cruzada, base erosiva clara y extensión lateral en ocasiones considerable, aunque habitualmente no alcanza la decena de metros. A techo son frecuentes los ripples. Cuando los niveles arenosos son más extensos lateralmente, presentan escasa potencia, base y techo sensiblemente paralelos y planos, y relleno de ripples. Las direcciones de aporte medidas en los paleocanales indican sentido general hacia el Este, si bien en la base de la formación, y en la zona más meridional, se han observado direcciones hacia el NNE.

En la vertical, la serie tiende a presentar los canales más potentes hacia la parte inferior (espesor de 2-3 m. y extensión lateral decamétrica), con relleno de barras que, en ocasiones, presentan acreción lateral, mientras que hacia el techo se van haciendo progresivamente menos numerosos y potentes. También en la horizontal se aprecia una clara polaridad en el sentido de que el número y extensión de los canales va decreciendo hacia el Este.

Las areniscas tienen, en líneas generales, un 25% de cuarzo, 5-10% de feldespato potásico, 40-50% de fragmentos de rocas carbonatadas y cemento calcáreo y ferruginoso. Los granos son subangulosos a subredondeados. La mineralogía total de la arcilla señala 35-38% de filosilicatos, 7-8% de cuarzo, 52-57% de calcita y 0-3% de dolomita. No aparecen feldespatos.

El conjunto se interpreta como depósitos fluviales generados por abanicos aluviales de procedencia Sur y Oeste, que evolucionan de meandriformes hacia facies más distales del sistema. Es también destacable el giro observado en las direcciones de aporte que, de procedencia general meridional, pasan a girar hacia el este conforme se aproximan a los relieves de la actual Sierra de Cantabria. Esta particularidad, induce a pensar que, en el momento de deposición de esta unidad, el área de la Sierra se configuraba como un umbral capaz de desviar los aportes pero que, sin embargo, no constituía un relieve importante, dada la ausencia de depósitos de procedencia septentrional.

1.1.2.2 **ARCILLAS ROJAS, LIMOLITAS Y ARENISCAS (23). FACIES DE NÁJERA. ARAGONIENSE-VALLESIENSE,**

Aflora en la esquina suroriental de la hoja, y se localiza por debajo y en cambio lateral con la unidad anterior (24).

En la literatura geológica regional se conoce como facies Nájera a este conjunto de arcillas y limolitas de tonos rojo vinosos, con esporádicas intercalaciones de delgadas capas de areniscas de grano fino, a veces con ripples, y niveles de calizas grises y margas con gasterópodos y charáceas.

Se interpreta como depósitos distales de un sistema de abanicos aluviales de procedencia meridional.

1.2. CUATERNARIO

1.2.1. **CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS DEGRADADOS (29). PLEISTOCENO.**

Las morfologías con depósito correspondientes a glacis degradados se localizan, exclusivamente, en la parte suroriental de la hoja, en las proximidades de la población de Viana.

Constituyen morfologías con depósito que, enraizando en zonas topográficamente algo más elevadas, tapizan la vertiente hacia una zona más deprimida de índole endorreica..

Presentan su morfología degradada, y están formados por cantos, subangulosos a subredondeados, predominantemente areniscosos, englobados en una matriz areno-limosa y arcillosa de tonos ocre y pardos.. Su espesor suele situarse en torno a los 2-3 m.

Su edad es Pleistoceno.

1.2.2. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES (36). HOLOCENO.

Fundamentalmente asociados a los niveles más resistentes, se localizan unos depósitos con morfología de coluvión (36) , que tapizan de forma bastante generalizada las laderas del área. Solamente los más importantes se han indicado en la cartografía.

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

Se ha estimado para estos depósitos edad holocena.

1.2.3. GRAVAS, ARENAS Y ARCILLAS. FONDOS DE VALLE (32). TERRAZAS (31). BARRAS (39) FANGOS LIMOARCILLOSOS Y GRAVAS. MEANDROS ABANDONADOS (31) PLEISTOCENO-HOLOCENO.

Los rellenos aluviales, correspondientes a los fondos de valle (32), son frecuentes en el ámbito de la hoja tapizando los abundantes cauces que drenan la hoja con dirección claramente submeridiana.

Se trata de depósitos formados por gravas, arenas, arcillas y limos en proporción variable, y cuya potencia no suele exceder de 1-2 m.

En la esquina suroccidental, y asociadas al valle del río Ebro, cuyo curso penetra en la hoja por esa zona, se han cartografiado una serie de depósito de terraza organizados en un sistema en el que se han reconocido un total de 5 niveles situados a +3-5 m., +10-12 m., +20-25 m., +30-35 m. y +50-55 m. sobre el cauce actual.

Están formadas por gravas, arenas y fangos en matriz areno-limosa, y con un espesor de 2-3- m., que puede superar los 4-5 m. en los niveles más altos.

En esta misma zona se ha cartografiado una morfología con depósito correspondiente a un meandro abandonado, cuya litología dominante son los limos, arcillas y cantos que, posiblemente, en profundidad sean dominantes. Se trata de una forma antigua, correlacionable con el nivel de terraza situado a +30-35 m.

En las salidas de algunos barrancos, se han cartografiado morfologías con depósito de conos de deyección (33), formadas por cantos con matriz limoarcillosas en proporción variable. Su extensión es reducida, y el espesor de los depósitos no debe superar los 2-3 m. en sus zonas más distales.

1.2.4. CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. DEPOSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (35). HOLOCENO.

Se incluyen en este apartado los depósitos de cantos, más o menos heterométricos, englobados en matriz limoarcillosa, correspondientes a rellenos de génesis mixta fluvial y de ladera de tipo aluvial-coluvial (35) presentes en la hoja.

Su extensión no es elevada, y su espesor reducido, no superior a los 3 m., estimándose para ellos una edad holocena.

1.2.5. FANGOS Y ARCILLAS. FONDOS ENDORREICOS Y SEMIENDORREICOS (40). HOLOCENO.

Corresponde a unos depósitos, localizados en la esquina suroccidental de la hoja y relacionados con áreas de encharcamiento más o menos efímero, provocados por variaciones estacionales y/o precipitaciones excepcionales.

Están formados por fangos arcillo-limosos de tonos grises, con cantos dispersos y abundante materia orgánica.

2.- TECTÓNICA

2.1.TECTÓNICA REGIONAL

En este capítulo se van a comentar no solamente los caracteres estructurales del cuadrante de Viana, sino que, para facilitar una mejor comprensión de la evolución estructural, se procederá a describir también los rasgos tectónicos más relevantes del conjunto de la hoja 1:50.000 de Viana y zonas próximas, lo que permitirá obtener una visión general de la configuración estructural del área.

Como ya se ha indicado en la introducción, la hoja de Viana se encuentra ubicada en la zona de transición entre dos dominios tectosedimentarios muy importantes: la región vasco-cantábrica y la depresión del Ebro.

La cuenca del Ebro constituye el antepaís meridional de la Cadena Cantábrica oriental, y consiste básicamente en una fosa de varios kilómetros de profundidad rellena de sedimentos terciarios sin y postorogénicos que se apoyan sobre una serie mesozoica delgada que recubre el zócalo.

Debe señalarse que esta transición no está tan bien definida como en otros lugares próximos, ya que no está definida por una única estructura, sino que está representada a lo largo de una banda de deformación que, en superficie, implica varios accidentes. Además, el hecho de que estos accidentes hayan tenido diferentes comportamientos a lo largo del tiempo (en la mayoría de los casos, primero como fallas inversas y/o cabalgamientos y, posteriormente, como normales), supone una dificultad añadida para establecer la evolución tectónica del área.

2.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS

En conjunto en el área ocupada por la hoja de Viana, pueden reconocerse una serie de unidades estructurales de características diferenciadas:

Franja cabalgante de la Sierra de Cantabria
Cubetas sintectónicas con rellenos continentales
Dominio Terciario de la Cuenca del Ebro.

2.2.1. FRANJA CABALGANTE DE LA SIERRA DE CANTABRIA.

Este dominio estructural se puede dividir en dos partes bien diferenciadas: la zona occidental (cuadrante de Aguilar de Codés), y la oriental (cuadrantes de Aguilar de Codés y Mendaza).

Zona Occidental:

Se localiza en los alrededores de Bernedo, hasta Marañón por el este, y Meano- Lapoblación por el Sur y puede ser considerada como la terminación oriental de la Sierra de Cantabria propiamente dicha.

En ella se pueden distinguir a su vez, la parte septentrional, compuesta por materiales cretácicos dispuestos en serie monoclinas, con buzamientos medios entre 15-25°, interrumpida por fallas de escaso salto de dirección general NO-SE y régimen normal. Esta zona corresponde, a grandes rasgos con el flanco norte del cabalgamiento de la Sierra de Cantabria, y es un área con predominio de estructuras de relajación.

Hacia el Sur, los materiales del Terciario continental y Cuaternario recubren parcialmente las series y estructuras mencionadas, ocultando posiblemente una franja tectónicamente compleja (EVE, 1993); estos materiales se disponen aprovechando la cubeta formada por las estructuras de relajación (cubeta de Bernedo).

La zona meridional, al Sur de la localidad de Bernedo, corresponde a una estructura anticlinal vergente al Sur, expresión directa del mismo frente cabalgante. El núcleo de esta estructura anticlinal está probablemente formado por materiales del Albiense superior-Cenomaniense inferior, los cuales quedan ocultos por un importante coluvión cuaternario. El flanco inverso queda bien marcado por los materiales calizos del Coniaciense-Santoniense que, con buzamientos cercanos a la vertical configuran importantes relieves, destacando los de Meano-Lapoblación.

El flanco normal se resuelve en pliegues y fracturas generalmente de similar directriz estructural, permitiendo el afloramiento de series terrígenas albienses que, en parte, pueden haber actuado como nivel de despegue para todo el conjunto, hecho observado en otras zonas alavesas de la misma sierra.

Zona oriental:

El frente propiamente dicho, se resuelve hacia el este en una serie de escamas en relevo, cabalgantes hacia el Sur, y delimitadas por accidentes paralelos entre sí, creando una estructura ciertamente compleja, y que es el reflejo de la transferencia de esfuerzos de un frente cabalgante de dirección Oeste-Este (frente de cabalgamiento de Cantabria), a una zona de fractura profunda de dirección SO-EN (falla de Pamplona). Esta zona de transferencia rebasa el ámbito de la hoja 1:50.000 de Viana, extendiéndose hasta el diapiro de Estella en la vecina hoja de Allo.

Desde la zona de Lapoblación hacia el Este, el cabalgamiento de Cantabria se resuelve en tres escamas principales:

A.- Escama de Aguilar de Codés.

Su extensión ronda los 15 Km. cuadrados. está delimitada al Sur por el cabalgamiento de Aguilar de Codes, de dirección E-O y vergencia Sur. Su borde meridional es una estructura anticlinal vergente al Sur muy apretada y que hacia el Norte se resuelve en un sinclinal asimétrico, que afecta a materiales terciarios, con flanco Sur apretado y flanco septentrional de amplio radio.

El límite Norte de esta escama es la falla inversa de Mués, de dirección Oeste-Este. Hay que destacar que esta última estructura transfiere su salto al cabalgamiento de Aguilar de Codés mediante una serie de fallas inversas y en dirección, oblicuas a las direcciones generales, y con saltos que alcanzan los 300 m. Hay que citar la presencia, en relación con alguna de estas fallas, de explotaciones de pozos salinos, no debiendo descartar la posible presencia cercana en profundidad de Keuper relacionable con los mismos.

En esta zona Norte de la escama se localiza un anticlinal vergente al Sur en materiales cretácicos y, al Sur del mismo, series del Terciario continental invertidas, y fosilizadas por otras series terciarias más modernas.

B.- Escama de Nazar.

Con una extensión de, al menos, 36 Km. Cuadrados, su límite Sur es la falla inversa de Mués, posiblemente cabalgante, al menos en parte, y con un salto de más de 100m. En la actualidad esta falla aparece como normal al haber tenido un rejuego posterior en etapas distensivas más modernas, relacionadas con la creación de las cubetas o depresiones internas de la cadena.

El límite septentrional lo configura la falla inversa de Piedramillera, con saltos posiblemente de hasta 400 m.. Ambas fallas presentan una dirección ONO-ESE, y son bastante paralelas entre sí. En ambas el régimen inverso tiende a atenuarse hacia sus extremos, llegando incluso a ser normal. Aunque esto sugiere que la escama de Nazar presenta

una mayor deformación o abombamiento en su zona central, no debe tampoco descartarse el efecto de retoque que pueda haberse producido en las etapas distensivas citadas anteriormente.

La estructura principal de esta escama es un sinclinal de flancos apretados, que presenta mayoritariamente depósitos del Terciario continental, salvo en su terminación occidental, mucho más suave, y desarrollada en materiales calizos cretácicos. Aprovechando la estructura sinclinal se generó la depresión de Sorlada-Piedramillera, de probable origen sintectónico.

C.- Escama de Acedo.

Su límite meridional es la falla de Piedramillera, citada anteriormente y, por el Norte, queda limitada por la falla del Ega, fuera de la zona de estudio (hojas de Eulate-Estrella), con traza NNO-SSE, aproximadamente paralela a la anterior.

Esta falla del río Ega es, posiblemente, una estructura cabalgante abortada que afecta a niveles bastante profundos, lo que parece indicar la presencia de una pequeña extrusión de materiales del Keuper asociada a su traza, aunque en la actualidad aparece como un accidente normal con hundimiento del labio meridional. No presenta gran salto, excepto zonas puntuales, como en Acedo, donde fracturas directamente asociadas permiten saltos de hasta 300 m.

Toda la escama de Acedo presenta una deformación que se resuelve en pliegues apretados paralelos a los accidentes principales, los cuales afectan tanto a series cretácicas marinas como continentales terciarias. Cabe resaltar la existencia de una falla de componente normal (falla de Mendaza), de dirección similar al resto de las estructuras, que divide a la escama en dos partes casi iguales, hundiendo el labio Norte del orden de 100 m.

Esta falla se une a la de Piedramillera al Este de esta localidad, conservando su salto

normal y uniéndose al cambio de régimen de esta última. Asociada a ella, se localizan una serie de pequeñas fracturas de escaso salto.

La estructura de la escama de Acedo, indica una zona originalmente de compresión que, simultáneamente se compartimenta a favor de accidentes de relajación, tales como la falla de Mendaza.

Todos los grandes accidentes mencionados, que delimitan las escamas diferenciadas, presentan una clara terminación occidental en un accidente de gran salto: la falla de Cabredo-Campezo, que constituye el límite suroriental de la cubeta de Campezo. Solamente la falla del Ega no presenta una terminación occidental tan clara, ya que parece resolverse en una sucesión de pliegues apretados.

Esta falla de Cabredo-Campezo aparece como un accidente de régimen normal, con hundimiento del labio noroccidental, sirviendo de elemento amortiguador de la deformación compresiva existente en las escamas citadas y en el frente cabalgante de la Sierra de Cantabria. Conforme a datos de sondeos y estudios geofísicos (EVE,1993), esta falla llega a tener un salto cercano a 600 m.

2.2.2. CUBETAS SINTECTÓNICAS CON RELLENOS CONTINENTALES

Cubetas de Bernedo y Campezo.

Se trata de dos depresiones sinorogénicas, elongadas en dirección paralela al frente de la cadena, y que se han englobado para su descripción dada su similitud, y al hecho de que ambas se encuentran solo parcialmente incluidas en la hoja 1:50.000 de Viana.

Su límite suroriental viene definido por la falla normal de Cabredo-Campezo, accidente a favor del que se ubica la importante surgencia de Genevilla. Por su parte, el límite noroccidental corresponde a la falla de Orbiso, estructura también de régimen normal que se reconoce desde la localidad que le da nombre, al N de la zona, hasta las proximidades de Bujanda. Hacia el SO de esta última localidad, el accidente no se reconoce

al estar recubierto por las facies de borde de relleno de la cubeta.

La estructuración interna de esta cubeta es relativamente sencilla, correspondiendo en líneas generales, a un graben que, en superficie, se manifiesta como un amplio sinclinal. En función de su relleno, la génesis de la depresión de Bernedo-Campezo, tuvo lugar probablemente coetánea a las últimas fases de deformación alpina.

Cubeta de Aguilar de Codes

Delimitada al Norte por la falla de Cabredo-Campezo y la terminación occidental de la falla de Mués, al Sur por el cabalgamiento de Aguilar de Codés y al Noroeste por fallas oblicuas al mismo, que sirven de nexo entre las estructuras.

El depósito de los materiales que rellenan la cubeta son de claro origen sintectónico, y se produjo de forma simultánea a la deformación. Los materiales del flanco Norte se encuentran menos deformados que los del flanco Sur, que llegan a aparecer invertidos.

No obstante, las fallas oblicuas citadas llegan a deformar, en la parte NE de la cubeta, de manera importante a los primeros materiales sedimentados (facies brechoides y conglomeráticas de borde). Las estructuras de esta zona son fosilizadas por un relleno posterior (areniscas, arcillas y margas) que presenta mayor deformación en el flanco Sur, demostrando la actuación, al menos, de dos fases de esfuerzos.

Cubeta de Sorlada-Piedramillera.

Limitada al Norte por la falla de Piedramillera, y al Sur por la de Mués, constituye una depresión elongada en sentido general Oeste-Este, que se continúa hasta el diapiro de Estella, al Este. Su límite Oeste sería la falla de Cabredo-Campezo.

Se encuentra rellena por materiales del Terciario continental de similares características a los de otras cubetas y estructurados en sinclinal que continúa en el sustrato mesozoico. Este hecho indica una relación directa entre la deformación de ambos conjuntos mesozoico y terciario, sugiriendo el depósito sinorogénico de los materiales continentales y la formación simultánea de la cubeta.

Cubeta de Acedo-Asarta.

Delimitada al Norte por la falla del Ega (fuera de la zona de estudio), y la Sur por la de Piedramillera, ambas de lineación aproximada E-O. Sus límites occidental y oriental corresponden por su parte, a la zona de afloramientos coniacienses situados entre Peña Gallet y Arquijas (en los confines de Alava y Navarra), y el macizo calizo de Dos Hermanas, respectivamente.

Los macizos coniacienses anteriormente citados presentan una deformación elevada con estructuras compresivas, pliegues de escaso radio y directrices paralelas a las lineaciones principales de la zona. En su parte central, la cubeta está atravesada por la falla de Mendaza, accidente de carácter normal al que se asocian otras estructuras menores, y que compartimenta esta pequeña cubeta en dos mitades de similar evolución.

En función de la edad y los caracteres de los materiales que rellenan la cubeta, ésta debió formarse durante los estadios finales de la deformación en la zona. El hecho de que los materiales que rellenan la cubeta aparezcan plegados y/o fracturados, indica la existencia de deformaciones aún más tardías, en las que pudieron reactivarse estructuras previas.

2.2.3. DOMINIO TERCIARIO DE LA CUENCA DEL EBRO

Corresponde al territorio situado al Sur de la zona de franja cabalgante, que ocupa las dos terceras partes meridionales de la hoja 1:50.000 de Viana y constituye el conjunto de materiales de edad terciaria depositados en régimen continental y que rellenan la depresión del Ebro.

Se reconoce un conjunto de materiales, de edad Oligoceno y Mioceno inferior, que se encuentran claramente afectados por el emplazamiento de la franja cabalgante de Cantabria, que provoca la verticalización e, incluso, la inversión de la serie en algunos puntos.

Con posterioridad (Mioceno medio y superior), los materiales atribuidos a facies de Haro y Nájera, parecen claramente posttectónicos, ya que se encuentran relleno un surco que estaría limitado al Norte por suaves relieves residuales. El fuerte contraste topográfico observable actualmente en la Sierra de Cantabria y, en general, en todo el borde Norte, sería el resultado de ajustes distensivos tardíos de la zona cabalgante, con hundimiento del área meridional correspondiente a la cuenca del Ebro.

3.- GEOMORFOLOGÍA

3.1.SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La hoja de Viana se sitúa en la parte centrooccidental del territorio navarro, inscribiéndose en el dominio morfoestructural del borde septentrional de la Cuenca del Ebro, en su límite con las estribaciones serranas de la región vasco-cantábrica: Sierra de Cantabria oriental y Sierra de Lóquiz.

Morfográficamente, la hoja se caracteriza por presentar un relieve que desciende de forma progresiva hacia el valle del Ebro, constituido por morfologías en graderío condicionadas por la distribución de los materiales más resistentes intercalados en la serie.

El drenaje en la hoja, con dirección claramente submeridiana, a favor de la pendiente general del área, se efectúa en su totalidad hacia el río Ebro, que aparece en la esquina suroccidental de la hoja.

Las máximas cotas, localizadas en el borde Norte de la hoja, se sitúan en torno a los 800 m., mientras las más bajas, en el cauce del Ebro, son del orden de 350 m.

3.2.ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

3.2.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

A nivel regional, la hoja de Viana se enmarca dentro del dominio de la Cuenca del Ebro, en su parte septentrional, cerca del límite con la región vasco-cantábrica.

La hoja se encuentra ocupado por sedimentos predominantemente detríticos (areniscas y arcillas) del Terciario en facies continentales.

Las morfologías de génesis estructural se localizan en relación con la composición

litológica del sustrato, en el sentido que la presencia de niveles competentes, más resistentes a la erosión, propician la generación de formas y que, en general, son un reflejo de la disposición estructural de los materiales.

En el ámbito de la hoja, son los materiales resistentes terciarios, sobre todo areniscas, los principales responsables de la presencia de morfologías de génesis estructural.

Se han cartografiado las crestas y frentes de cuesta, relacionados con los niveles más resistentes a la erosión, así como las morfologías con resalte correspondientes a líneas de capa, en las que también se ha representado en cartografía su buzamiento cuando éste es evidente.

Se han representado también en el mapa algunas superficies estructurales, en ocasiones degradadas y en las que, cuando es evidente, se ha hecho indicación de buzamiento, y que se localizan en todo el ámbito de la hoja.

En ocasiones se han reconocido morfologías en cerro cónico, generadas por la presencia de un nivel más resistente intercalado en la serie, y que protege de la erosión a los infrayacentes.

3.2.2. ESTUDIO DEL MODELADO

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

3.2.2.1 FORMAS DE LADERA

Las vertientes, como formas 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 Viana es frecuente la presencia de un proceso bastante generalizado de regularización de vertientes, que dada su presencia generalizada no ha sido representado en la cartografía.

Si se han representado aquellas vertientes en las que el proceso es más eficaz y en las que las características topográficas han propiciado la presencia de acumulaciones tipo coluvión que no suelen alcanzar gran extensión.

3.2.2.2 FORMAS FLUVIALES

Las morfologías con depósito de génesis fluvial que tienen mayor representación en la hoja son los fondos de valle. En el valle del Ebro se ha cartografiado un sistema de terrazas en el que se han diferenciado 5 niveles situados a +3-5 m., +10-12 m., +20-25 m., +30-35 m. y +50-55 m. con escarpe solapado o encajado. En este mismo valle, y dada su importancia, se ha diferenciado el cauce activo del Ebro, así como alguna morfología de barras laterales y centrales del cauce.

La red fluvial de menor orden presenta un proceso generalizado de incisión lineal, sobre todo en los tramos altos. Localmente, en algunas laderas es evidente la presencia de morfologías fluviales de arroyada en regueros, a favor de vertientes constituidas por materiales menos resistentes.

Se han representado también en el mapa 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 Mendaza, deben citarse las formas de acumulación correspondientes a glacis degradados, que se desarrollan en la zona de Viana.

En algunas áreas se han representado las morfologías ocupadas por depósitos de génesis mixta, fluvial y de ladera, que se han identificado como depósitos aluvial-coluvial.

Normalmente relacionadas con zonas de relieve más abrupto, se reconocen algunas morfologías residuales, labradas sobre materiales más resistentes, que dan lugar a rocas aisladas o pináculos rocosos.

3.2.3.4 FORMAS LACUSTRES.

Corresponden a unas áreas de escasa o nula pendiente, con drenaje poco definido, localizadas en las cercanías de Viana. Su cercanía a cauces de arroyos, provocará además que en épocas de aguas altas se inunden, lo mismo que a consecuencia de precipitaciones excepcionales y/o estacionales. Ello da lugar a la presencia de áreas endorreicas y/o semiendorreicas.

3.2.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.

En el capítulo de Estratigrafía, se incluye una breve descripción de los depósitos cuaternarios cartografiados en la hoja de Viana. A continuación se describen igualmente, agrupados en orden a su génesis y edad, expresando entre paréntesis, la letra asignada en la leyenda del Mapa Geomorfológico.

3.2.3.1 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. COLUVIONES (a). LADERAS. HOLOCENO.

Aunque en el área es frecuente la movilización de los materiales a favor de las vertientes, se han diferenciado en la cartografía solamente aquellas zonas en las que el tapiz de residuos alcanza una mayor extensión y/o espesor.

Los coluviones están formados por cantos, angulosos y subangulosos, procedentes de las partes altas de la vertiente, englobados en una matriz abundante de limos y arcillas de tonos pardos y amarillentos. Su espesor puede alcanzar los 2-35 m. en las zonas más distales del depósito.

Se han atribuido al holoceno.

3.2.3.2 GRAVAS, ARENAS Y LIMOS. TERRAZAS (b, d, e, f, g). LIMOS, ARCILLAS Y GRAVAS . MEANDRO ABANDONADO (c).

Se trata de los depósitos constitutivos de los niveles de terrazas citados, y están formados por gravas, arenas, limos y arcillas en proporción variable. Su espesor puede superar los 4-5 m. en los niveles más altos.

En la zona de El Carrascal, se localiza una morfología de meandro abandonado, coetáneo con el correspondiente nivel de terraza, y que está formado por fangos limoarcillosos con algunos cantos, que deben hacerse dominantes en profundidad. Su espesor es difícil de estimar, pero puede calcularse en torno a los 3-4 m.

3.2.3.3 GRAVAS, ARENAS Y LIMOS. FONDOS DE VALLE Y BARRAS (h). FLUVIAL. HOLOCENO.

Asociados a la mayoría de los cauces de la red secundaria, se reconocen depósitos atribuibles a fondos de valle. Están compuestos por gravas dominantes, con matriz arenosa y arcillosa. Su espesor es difícilmente cuantificable, pudiendo estimarse un valor general en torno a 1-2 m., con máximos de 3-4 m. en los principales.

En el cauce del Ebro se han cartografiado algunas barras, laterales y centrales, formadas por gravas, arenas y limos. Sus dimensiones y localización pueden sufrir cambios estacionales, y su espesor no debe superar los 3-4 m.

Su edad es holocena.

3.2.3.4 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. GLACIS DEGRADADOS (i). POLIGÉNICO. PLEISTOCENO.

Se trata de morfologías con depósito y que están formados por cantos, de litología arenisca dominante, heterométricos, con tamaños máximos de 10-12 cm., soportados por una matriz arenosa y fangosa de tonos grises .

Su espesor no debe superar los 3-4 m.. En ocasiones, se aprecian zonas parcialmente cementadas por carbonatos.

Su edad es Pleistoceno.

3.2.3.5 CANTOS EN MATRIZ LIMOARCILLOSA. DEPOSITOS ALUVIAL-COLUVIAL (j). POLIGÉNICO. HOLOCENO.

Se han diferenciado algunas zonas 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 extensión es , habitualmente, reducida, y su espesor no debe superar los 2 m.

Se atribuyen al Holoceno.

3.2.3.6 FANGOS Y ARCILLAS. FONDOS ENDORREICOS Y SEMIENDORREICOS. (k) LACUSTRE. HOLOCENO.

Se trata de un conjunto de fangos arcillo-limosos y arenoso, con cantos dispersos y materia orgánica, relacionados con las áreas de deficiente drenaje que constituyen las zonas endorreicas y/o semiendorreicas en el ángulo suroriental de la hoja.

3.3.EVOLUCIÓN DINAMICA.

El registro morfológico más antiguo existente en la hoja de Viana, está constituido por las formas estructurales que conforman la arquitectura principal del paisaje.

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

A partir del Pleistoceno, se produce el depósito de las morfologías de glacis presentes en la hoja, y que son coetáneas con las terrazas fluviales reconocidas.

En el Holoceno se generalizan los procesos de acumulación de ladera y de erosión y

depósito de la red fluvial que, por otra parte, ya debió ser activa desde los primeros estadios de generación del relieve.

Esta actividad, que se mantiene en la actualidad, acompañada por los procesos de disgregación mecánica y de movimiento en ladera, continúa el proceso de modelado del relieve del área.

3.4.MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.

Los procesos de erosión, ligados a la dinámica fluvial, junto a los de movilización y acumulación en ladera, aparecen como los más activos en la actualidad en la hoja de Viana.

La escasa cobertera vegetal en el área, implica que los procesos potencialmente activos puedan desarrollarse con mayor eficacia. Por ello, y con objeto de minimizar las consecuencias de la actividad de estos procesos, se recomienda favorecer, en lo posible, el desarrollo de una cobertera vegetal de protección, bien a nivel forestal o de cultivos.

En cualquier caso, y en la situación actual, deben considerarse como procesos potencialmente activos y generadores, por tanto, de riesgo en el desarrollo y ejecución de la obra pública, la movilización en ladera y los procesos relativos a la dinámica fluvial.

4.- HISTORIA GEOLÓGICA

En este apartado se ofrece una visión general de la evolución tectosedimentaria del sector abarcado por este cuadrante, teniendo en cuenta los datos obtenidos durante la ejecución del mismo, así como de los adyacentes, los provenientes de otros estudios previos y/o los de índole más regional. De este modo, se analizará la evolución areal y vertical de los sistemas deposicionales representados en el cuadrante, enmarcándolos en su contexto regional.

A gran escala, la evolución sedimentaria registrada en esta zona se puede dividir en dos fases principales. La primera comprendería toda la serie de acontecimientos registrados durante el Mesozoico y el Terciario inferior, periodo en el que esta zona constituyó el borde meridional de la Región Vasco-Cantábrica.. Por su parte, la segunda fase, abarcaría la historia más reciente de la zona, a partir del depósito de la sucesión del Terciario continental, en el marco de la cuenca de antepaís del Ebro. Estas dos fases pueden, a su vez, subdividirse en varias etapas representadas por los diferentes ciclos y secuencias deposicionales diferenciados.

4.1.EVOLUCIÓN DURANTE EL MESOZOICO Y TERCIARIO INFERIOR.

Como se acaba de indicar, durante el Mesozoico y Terciario inferior, la evolución de la zona de estudio habría estado estrechamente ligada a la experimentada por el conjunto de la Región Vasco-Cantábrica. Esta región 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, cretácicos.

La evolución tectosedimentaria de la Región Vasco-Cantábrica, ha sido dilatada y compleja, comenzando a finales del Paleozoico y extendiéndose hasta bien entrado el Terciario. Dicha evolución estuvo principalmente controlada por la interacción de las

placas Europea e Ibérica, y a gran escala dentro de ella se pueden distinguir dos periodos principales, cuyos caracteres detallados quedan recogidos en trabajos como los de MONTADERT et al (1974), RAT et al (1983), RAT (1988) y GARCIA MONDEJAR (1989): un primero dominado por movimientos de carácter distensivo desde el Paleozoico final al Cretácico superior y uno, posterior, caracterizado por movimientos compresivos, desde el Cretácico final hasta bien entrado el Terciario (aproximadamente hasta el Eoceno superior). De forma resumida, la sucesión de acontecimientos registrados durante ambos periodos fué la siguiente.

Como resultado de la fracturación tardihercínica, durante el Triásico inferior se configuraron numerosas cuencas que se fueron rellenando con siliciclásticos continentales y carbonatos marinos someros y, finalmente, con evaporitas ya en el Keuper, que darían lugar a las extrusiones diapíricas que se reconocen en diferentes puntos de la región. La compartimentación en bloques desarrollada durante estos momentos, 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 toda la región. A pesar de ello, se desarrolla una gran subsidencia diferencial con creación de surcos intraplataforma (MELENDEZ, 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 Vasco-Cantábrica 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 comienzos del Aptiense superior. A finales del Aptiense superior y, hasta 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 (facies urgonianas), 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, dispositivo que perduró hasta el Albiense superior.

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 regularización y homogeneización de la subsidencia, 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: en la mitad septentrional, una zona de cuenca profunda más subsidente, que se fue rellenando con depósitos turbidíticos entre los que se intercalan grandes acumulaciones de lavas basálticas y, en la mitad meridional, una zona somera más estable, sobre la que se desarrollaron amplias plataformas carbonatadas de tipo rampa.

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 Maastrichtense inferior, se desarrolló una primera etapa compresiva que, en la parte oriental de los Pirineos provocó la erosión 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. A continuación de este episodio, y a lo largo del intervalo Maastrichtiense superior-Paleoceno-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 configuraron las cuencas surpirenaica central y, adyacente a ella, la cuenca de Tresp-Graus. En muchos sectores del dominio (incluida la región Vasco-Cantábrica), se registró una regresión que estuvo acompañada por una importante entrada de materiales siliciclásticos provenientes de las áreas sujetas a emersión y erosión. En algunas posiciones, como al Oeste de Navarra, 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 y flysch eoceno e la mitad norte de la región Vasco-Cantábrica). Con posterioridad a dicha etapa compresiva, se registró un nuevo pulso transgresivo (*Transgresión Biarritziense*), y tras ella una nueva etapa regresiva que culminó con la emersión final de la mayor parte de la región Vasco-Cantábrica y del resto del dominio pirenaico, dando paso a la sedimentación continental.

En la zona de estudio, los depósitos que definirían todo el periodo que se ha descrito tienen poca representación cartográfica. Los depósitos del Cretácico inferior definen en conjunto una etapa de carácter regresivo, que se desarrollo a consecuencia de un cambio en el movimiento relativo entre las placas europea e ibérica.

Los materiales carbonatados del Coniaciense, serían representativos de la etapa de carácter general transgresivo que, durante la primera mitad del Cretácico superior, dió lugar la desarrollo de extensas plataformas carbonatadas a lo largo de toda la mitad meridional de la región Vasco-Cantábrica. En esos momentos la parte Norte de la hoja

de Mendaza y parte de Aguilar de Codés formarían parte del sistema de plataformas definiendo, probablemente, una cercana al borde de la cuenca.

4.2. EVOLUCIÓN DESDE EL EOCENO FINAL AL PLIOCENO

A partir del Eoceno superior, y como consecuencia de las principales etapas compresivas, tanto la región vasco-cantábrica, como el resto del dominio pirenaico experimentaron un levantamiento generalizado, durante el que se transformaron en áreas sujetas a emersión y/o erosión. Paralelamente, las áreas adyacentes al cinturón orogénico se transformaron en cuencas de antepaís subsidentes debido al apilamiento tectónico, que se fueron rellenando con depósitos detríticos continentales provenientes de las áreas adyacentes sujetas a erosión. Este proceso no fue homogéneo, ya que se desarrolló durante un periodo de tiempo amplio, en el que se registraron diferentes etapas directamente relacionadas con los cambios en la dirección e intensidad de los esfuerzos compresivos.

Como ya se ha indicado, el territorio comprendido en la hoja 1:50.000 de Viana, formaba parte del borde septentrional de la Depresión del Ebro, cuenca de antepaís que se extendía por todo el borde meridional del orógeno pirenaico. Debido a su localización en el borde de la cuenca, en esta zona la sedimentación continental estuvo principalmente representada por sistemas detríticos de aporte lateral, ordenados en una serie de secuencias cíclicas frecuentemente limitadas por discordancias, visibles sobre todo en las zonas más proximales, que evidenciarían etapas evolutivas diferenciadas. Tanto para esta zona, como para las áreas adyacentes de la cuenca, se han diferenciado para este intervalo (Oligoceno a Plioceno) un total de siete secuencias o unidades principales, cuya ordenación estratigráfica ya se ha realizado en el capítulo correspondiente de esta memoria, y que serían de más antigua a más moderna: Añorbe-Puente la Reina, Mués-Tafalla, Mendigorria, Gallipienzo-Leoz, Artajona-Olite, Sierra de Ujué y Oco.

Aunque cada una de dichas secuencias representa una etapa diferenciada, para esta hoja y a gran escala, pueden agruparse en tres macrosecuencias principales que definirían

otros tantos estadios evolutivos que, temporalmente, se distribuirían de la siguiente manera: la primera macrosecuencia abarcaría el Oligoceno inferior (Añorbe-Puente la Reina y Mués-Tafalla); la segunda sería Oligoceno superior a Mioceno superior (Gallipienzo-Leoz, Artajona-Olite y Sierra de Ujué) y, por último, la tercera sería Mioceno terminal-Plioceno (Oco). A continuación analizaremos las pautas evolutivas registradas durante el desarrollo de dichas macrosecuencias.

4.2.1. MACROSECUENCIA DEL OLIGOCENO INFERIOR.

Los materiales representativos de esta macrosecuencia están representados por una gran variedad de facies, que van desde las detríticas propias de borde de cuenca a las lacustres evaporíticas de zonas centrales. Todas ellas se encuentran caracterizadas por las intensas coloraciones rojizas de sus materiales. Se distribuyen en dos secuencia o unidades: Añorbe-Puente la Reina y Mués-Tafalla.

En el ámbito de esta hoja, apenas existen datos de la organización y características de la primera de ellas, siendo solo evidente que en sus últimos estadios de desarrollo debió coincidir con el desarrollo extensivo de la sedimentación evaporítica. En base a que estos depósitos evaporíticos se han reconocido en otras zonas más al Este, además de algunos retazos en el cuadrante de Mendaza, es fácil suponer que ocuparan la mayor parte de esta hoja.

El comienzo del ciclo de Mués-Tafalla, coincidió con un aumento importante de los sedimentos siliciclásticos, representados en la zona por la potente sucesión de las areniscas de Mués y facies relacionadas, que se formarían en sistemas fluviales de tipo anastomosado y/o meandriforme, dentro de una gran llanura aluvial. Las direcciones de aporte medidas implican una procedencia de los materiales desde el Sur y el Oeste, por lo que puede suponerse que el borde Norte del surco del Ebro no estaba en ese momento en posición similar a la actual, sino mucho más al Norte.

Durante la parte final del ciclo se registró un descenso significativo en los aportes

fluviales, que favorecieron la implantación de un amplio lago salino, en el que se depositaron sucesiones en las que alternan yesos (Yesos de Desojo) y depósitos lutíticos.

4.2.2. MACROSECUENCIA DEL OLIGOCENO SUPERIOR-MIOCENO SUPERIOR

El depósito de esta segunda macrosecuencia se produjo durante las principales etapas de levantamiento del área, abarcando el depósito de las unidades de Mendigorria, Gallipienzo-Leoz, Artajona-Olite y, probablemente, Sierra de Ujué.

La unidad basal de esta macrosecuencia (Mendigorría), marca el comienzo de cambio de tendencia en la polaridad de la cuenca. A partir de este momento los aportes proceden del Norte o del NO, al tiempo que se comienzan a localizar las facies más groseras (proximales) también adosados o en las proximidades del mismo. Esta unidad se encuentra también claramente implicada en los movimientos tectónicos relacionados con el cabalgamiento de la Sierra de Cantabria y zona de influencia por lo que, en parte, ocupa posiciones en la cuenca distintas de las de su depósito original, al haber sido transportadas hacia el Sur solidariamente con el sustrato mesozoico.

En general hacia el Sur y SE, los materiales del ciclo de Mendigorria evolucionan a facies distales (areniscas y lutitas). También los depósitos que debieron producirse en pequeñas cuencas internas cercanas al borde de la cadena (caso de la fosa de Sorlada-Piedramillera) presentan esa evolución aunque en este caso en dirección Oeste-Este. La evolución final de la unidad es a un amplio lago salino situado al Sur y SE (Yesos de Los Arcos).

Durante el depósito de la secuencia de Gallipienzo-Leoz, el dispositivo fue similar, aunque en el ámbito de la hoja se encuentran poco representados estos materiales.

En el ámbito de la hoja, y posteriormente al depósito de las unidades citadas, se localiza una importante entrada de materiales de procedencia Oeste y SO representada por las

llamadas Facies de Haro y Facies de Nájera. Parecen corresponder a un momento de tranquilidad en esta parte de la cadena, de tal manera que el actual relieve septentrional de la Cuenca del Ebro no existiría como tal. No se observan aportes de materiales de procedencia septentrional en la unidad y si en cambio, como un proceso de colmatación de surco, en el que el borde norte representaría solamente una intumescencia de relieve que contribuiría a desviar y canalizar los aportes.

Posiblemente, tanto la facies de Haro, como la de Nájera, que se encuentra por debajo y en cambio lateral, deban corresponder a depósitos de la unidad de Artajona-Olite o a la de Sierra de Ujué.

4.2.3. MACROSECUENCIA DEL MIOCENO FINAL-PLIOCENO.

El depósito de la unidad que define esta macrosecuencia se registró en un contexto totalmente diferente al dominante en los momentos previos. Esta unidad solo se reconoce en la parte septentrional del área, relacionada con el relleno de depresiones de origen tectónico compartimentadas por fallas de régimen normal. Dichas fallas se crearían durante una etapa de relajación posterior a las etapas compresivas principales y, en muchos casos aprovechan el trazado de accidentes que anteriormente se habían comportado como inversos. Durante el depósito del ciclo se reconocen dos estadios evolutivos.

El primero corresponde al depósito de materiales terrígenos (conglomerados y areniscas), que forman la parte inferior de la secuencia, y que se depositaron mediante sistemas aluviales poco desarrollados, y que pasan hacia el centro de las cubetas a sucesiones homogéneas de arcillas y limos, representativas de ambientes palustres.

En la depresión del Ega se reconoce, además, un segundo estadio evolutivo, que coincide con el desarrollo de un lago, en el que de forma extensiva predominan las facies carbonatadas (Calizas de Oco). De acuerdo a su distribución lateral, estas calizas serían más puras y potentes según nos desplazamos hacia el centro de la cubeta, pasando hacia los bordes a sucesiones dominadas por margas. Para estos momentos se considera que

las fallas normales que fragmentaban la cuenca apenas tenían actividad.

5.- GEOLOGÍA ECONÓMICA

5.1.RECURSOS MINERALES. CANTERAS

En la hoja 1:25.000 de Viana no existen explotaciones mineras. Se encuentra inventariada una única cantera, abandonada, que se reseña a continuación:

Sustancia	Número	Nombre	X	Y
Arcilla	455	Ctra. Logroño Pamplona	552.450	4708.450

5.2.HIDROGEOLOGÍA

5.2.1. INTRODUCCIÓN

La Hidrogeología de la zona es bastante conocida gracias a los estudios que ha realizado el Gobierno de la Comunidad Foral de Navarra. Destaca el **Proyecto Hidrogeológico de Navarra** que, desarrollado en dos fases, entre 1975 y 1983, permitió definir las unidades hidrogeológicas y los acuíferos principales de Navarra, así como sus características.

Posteriormente se han realizado otros estudios con objetivos específicos, y que proporcionan un buen conocimiento de las características hidrogeológicas del territorio, así como de sus posibilidades.

En el mencionado **Proyecto Hidrogeológico de Navarra**, se definieron **11 unidades hidrogeológicas**, de las que en la hoja 1:50.000 de Viana tan sólo se encuentran pre-

senten la parte más meridional de la de Lóquiz y la Unidad Sur.

5.2.2. UNIDAD HIDROGEOLÓGICA SUR

La mayor parte de la extensión de la hoja 1:50.000 de Viana está ocupada por la denominada **unidad hidrogeológica Sur**, formada por materiales del Terciario en facies continental de la Depresión del Ebro.

Su litología es compleja, debido a las condiciones en que se han depositado sus materiales, con cambios de facies entre unos y otros, y con una estructura, en general, bastante tranquila. En líneas generales, y atendiendo a criterios litológicos, los materiales se pueden agrupar en los grupos siguientes:

- Formados por facies detríticas de borde e intermedias: conglomerados, areniscas, limos y arcillas.
- Facies evaporíticas, formadas por margas yesíferas, arcillas, yesos e incluso sal.
- Facies carbonatadas, integradas por margas y arcillas calcáreas y calizas.

Desde un punto de vista hidrogeológico, los únicos que presentan cierto interés son los de las facies detríticas y los materiales de alteración. El resto, por su escasa permeabilidad y/o la mala calidad química de sus aguas, pueden prácticamente desestimarse ya que raramente se pueden utilizar para satisfacer demandas. En cualquier caso, la mayor parte de los materiales de esta unidad, incluidos los detríticos, se comportan como prácticamente impermeables o con interés hidrogeológico muy bajo.

En las facies detríticas, los conglomerados y las areniscas son los materiales que constituyen los acuíferos potenciales más notables. Los conglomerados, por lo general muy cementados, pueden alcanzar espesores muy notables, de centenares de metros. Las areniscas, por el contrario, corresponden a depósitos de paleocanal que, aunque pueden,

en algunos casos, alcanzar potencias superiores a los 10 m., se encuentran interes-
traficadas con limolitas y arcillas.

Tanto las facies más gruesas como las arenosas, se encuentran cementadas en profundi-
dad y, por tanto, presentan una porosidad baja, por lo que el agua solamente circula a
favor de las escasas fisuras que lo permitan.

Los acuíferos formados presentan una distribución irregular, escasa extensión y per-
meabilidad baja. Suelen estar desconectados entre sí, o conectados a través de acuitar-
dos.

Por lo general se trata de acuíferos libres y confinados, cuya recarga se realiza por
infiltración del agua de lluvia sobre los afloramientos, y cuya descarga se produce por
manantiales poco importantes y dispersos, y por flujo subterráneo hacia los ríos y
arroyos próximos a través de los recubrimientos cuaternarios asociados a los mismos.

Los manantiales existentes tienen caudales irregulares, con medias muy bajas, y mu-
chos se secan en época de estiaje. En general, drenan niveles de areniscas. Caso espe-
cial lo constituye el localizado en la población de Aras, con un caudal superior a 10
l/seg.

Los pozos excavados, con profundidades que raramente superan los 10 m. proporcionan
caudales también escasos, con agotamientos rápidos y recuperaciones lentas. Su uso
suele ser agrícola.

Las aguas suelen ser de dureza media y mineralización notable. Por su composición
iónica son casi siempre bicarbonatadas o bicarbonatadas sulfatadas cálcicas.

5.2.3. UNIDAD DE LÓQUIZ

En la hoja 1:50.000 de Allo, solamente en la extremidad septentrional (cuadrantes de Aguilar de Codés y Mendaza), se ubican términos correspondientes a la unidad hidrogeológica de la Sierra de Lóquiz, que alcanza su mayor desarrollo en zonas situadas más al Norte

ACUÍFERO DE ALBORÓN-ANCIN

Está poco desarrollado, ocupando una estrecha franja en la parte más nororiental de la hoja de Mendaza, estando constituido por calcarenitas.

La recarga se realiza por infiltración de las precipitaciones y la descarga a través del cuaternario del Ega.

En esta zona del acuífero no existen manantiales importantes, a excepción de un punto de agua localizado al Sur de Sierra Chiquita, con caudal superior a 10 l/seg.

Con el fin de obtener un mayor conocimiento del funcionamiento del acuífero y para determinar los parámetros hidráulicos del mismo se han construido dos sondeos de reconocimiento durante los Estudios de la Unidad de Lóquiz durante los años 1986-1987 y 1996-1997, Medilibarri R1 y R2 cuyas características se reflejan en el cuadro n^o 1.

Cuadro n^o 1. Sondeos de reconocimiento en el acuífero Alborón-Ancin

SONDEO	ACUÍFERO	TIPO	COTA	PROFUNDIDAD (cm)	NIVEL (m) Junio 97	ESTADO AC- TUAL
MENDILIBARRI. R-1	Cuaternario Gravas. arenas, limos, Plioceno-Mioceno. Calizas y conglomerados CRETÁCICO SUP. Calcarenitas	Libre	472,70	190,95	Surgente	Piezómetro
MENDILIBARRI. R-3	CUATERNARIO Gravas, arenas, limos OLIGOCENO Calizas y conglomerados CRETACICO SUP. calcarenitas	Libre	809	197,5	34,70	Piezómetro

La transmisividad del acuífero en esta zona se ha calculado a partir de las pruebas de permeabilidad realizadas en los dos piezómetros obteniéndose unos valores comprendidos entre 30 y 70 m²/día.

Las aguas de este acuífero son de dureza media a duras y mineralización ligera a notable. Son bicarbonatadas cálcicas, con escasas variaciones tanto en la conductividad como en los iones fundamentales.

CUATERNARIO

Está situado en la zona nororiental de la hoja de Mendaza, y en la parte septentrional de la de Aguilar de Codés.

La recarga se realiza por infiltración de las precipitaciones y a partir de los aportes laterales que recibe del acuífero de Ancín.

Como puntos de agua más importantes dentro de la hoja se localizan dos manantiales de Ancín con oscilaciones estacionales fuertes que oscilan en conjunto entre los 15 y los 80 l/s.

Estos manantiales forman parte del drenaje del acuífero de Ancín, localmente en conexión con los depósitos cuaternarios. Nacen en el límite de un glacis-teraza y la terraza inferior del río Ega.

Con el fin de determinar los parámetros hidráulicos del acuífero y conocer el funcionamiento hidrogeológico del mismo se han construido, durante los diferentes estudios realizados por el Gobierno de Navarra en la Unidad de Lóquiz, dos sondeos de preexplotación denominados Ancín P-4 y Mendilibarri P-2, cuyas características se describen en el cuadro nº 2.

Cuadro nº 2. Características de los sondeos de preexplotación del cuaternario del Ega.

SONDEO	ACUÍFERO	TIPO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	Perforación		Entubación		Filtros	Observaciones
					TRAMO	0 mm	TRAMO	0 mm		
ACIN P-4	Cuaternario	Libre	471,02	43	0-5	750	0-43	450	24	Abastecimiento
	Aluvial				5-27	590				
					27-43	540				
Mendilibarri P-2	Cuaternario	Libre	468,72	40	0-7	700	0-5	600	16	Red piezométrica
	Aluvial				7-21	650	0-40	450		
					21-26,5	600				

La transmisividad del acuífero en el tramo comprendido entre Ancín y Murieta se ha calculado a partir de los ensayos de bombeo realizados en estos dos sondeos habiéndose obtenido una transmisividad comprendida entre 300 y 240 m³/día.

Las aguas del cuaternario del Ega son fundamentalmente sulfatadas cálcicas, extremadamente duras y mineralización fuerte.

5.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

5.3.1. INTRODUCCIÓN

Para la realización de la cartografía geotécnica de la hoja 171 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 de 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 deben 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.

5.3.2. ZONACIÓN GEOTÉCNICA

Los distintos materiales que componen la hoja 171 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:

Área I: Comprende los materiales cretácicos (Cuadrantes I y II)

Área II: Incluye los materiales terciarios con facies yesíferas

Área III: Ocupa los materiales terciarios de facies detríticas y margosas

Área IV: Depósitos cuaternarios

Las 3 últimas se distribuyen por los cuatro cuadrantes

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

Área I: Zona Ia, Ib, Ic

Área II: Zona IIa, IIb

Área III: Zonas IIIa, IIIb, IIIc

Área IV: Zona IVa, IVb

A continuación se describen las distintas unidades.

5.3.3. DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES

Zona Ia

En el área I de materiales mesozoicos, esta primera zona agrupa los materiales carbonatados constituidos por calizas, dolomías y calcarenitas (Unidades 3, 5, 6 y 7).

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 frecuentes los fenómenos kársticos en todos sus afloramientos, mientras que la estabilidad de los taludes artificiales está condicionada por el grado de fracturación.

Zona Ib

Corresponde esta unidad geotécnica a los materiales de grano fino, margas, arcillas y limolitas de edad mesozoica. (Unidades 2 y 4).

En general, debido a su grado de compactación son de resistencia media, pudiendo soportar presiones por encima de 5 kp/cm^2 . Su excavabilidad es variable, ya que los niveles arcilloso-margosos pueden ofrecer variaciones entre ripable y no ripable. En estas unidades, especialmente en la Unidad 4 de margas y margocalizas, en relieves fuertes y aprovechando planos de fracturación se producen fenómenos de deslizamientos de cierta importancia. Cuando no se producen estas circunstancias, los taludes sobre estos materiales son estables.

Zona Ic

Agrupada esta zona geotécnica a los depósitos detríticos de grano medio a grueso: areniscas y calizas arenosas con niveles margosos (Unidades 1, 8 y 9).

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/cm^2 . 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 materiales de diversa competencia se producen caídas y desplomes de bloques.

Zona IIa

En esta unidad se incluyen los depósitos terciarios con predominio de facies yesíferas, que en la zona que abarca la hoja 171 incluye los Yesos de Puente la Reina, (Un. 10), los Yesos de Desojo y yesos, calizas y areniscas (Ud. 14 y 12) de la Unidad de Mues-Tafalla y los materiales yesíferos de la Unidad de Mendigorria (Ud. 18 y 19).

Las condiciones geotécnicas de estos materiales son muy variables, en general en función del contenido en yeso y arcillas. 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 pueden ser problemáticas debido a los efectos derivados de la disolución de los yesos. Salvo excepciones, son materiales ripables y pueden presentar deslizamientos en taludes.

Zona IIb

En esta zona únicamente se incluyen las unidades de arcillas y margas con intercalaciones de yesos. En estos materiales las condiciones geotécnicas varían en función de la mayor o menor presencia de yesos. Se incluyen en esta zona los depósitos de arcillas y lutitas rojas con intercalaciones de yesos (U. 13 de Mués-Tafalla), y los depósitos con intercalaciones de yesos de la Unidad de Mendigorria (17 y 20).

Son materiales fácilmente excavables, pudiendo aparecer fenómenos de inestabilidad en

taludes naturales, originando deslizamientos de tipo rotacional. La presión admisible que pueden soportar estos materiales, según algunos Códigos de Práctica son variables, pudiéndose producir asentamientos de consolidación a largo plazo.

Zona IIIa

Corresponde esta unidad geotécnica a las distintas sucesiones de arcillas y limos que afloran en las hojas, en general constituidos por materiales de fina granulometría. (Unidades 22, 23 y 26), siendo los materiales de menor resistencia dentro del Área III.

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 IIIb

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. Corresponden a los depósitos de las unidades 11, 16, 21 y 24.

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 o Muy Mala, entre 0 y 25%. Las presiones admisibles son muy bajas, del orden de 3 kp/cm² y son ripables.

Zona IIIc

Agrupada esta zona a todos los depósitos conglomerativos, constituidos por conglomerados con cantos redondeados de calizas y areniscas principalmente, (Unidades 15 y 25). También se incluyen en esta zona, las calizas tabulares brechoideas, denominadas Calizas de Oco (Ud. 27).

Su característica principal es su elevada cimentación lo que hace que se conformen como una roca, alcanzando presiones admisibles superiores a 10 kp/cm^2 , no siendo ripables en ningún caso. Sus taludes naturales son estables.

Zona IVa

Incluye todos los depósitos cuaternarios formados por cantos y gravas con matriz limo-arcillosa, incluyendo glacia, terrazas, canchales y conos de deyección.

Zona IVb

Incluye todos los depósitos cuaternarios, formados por coluviones, fondos de valle y depósitos aluvial-coluvial.

En general son depósitos poco potentes, con ripabilidad alta y de permeabilidad media a alta. Sus características de cimentación son muy variables como es lógico, pudiendo diseñarse cargas admisibles entre 1 y 5 kp/cm^2 . Es importante en los materiales aluviales tener en cuenta la posición del nivel freático.

Especial mención dentro de esta zona merecen los fangos y arcillas de fondos endorreicos y semiendorreicos, en los que la presencia de agua de forma prácticamente permanente condiciona sus características geotécnicas, tratándose de la unidad con menor estabilidad desde el punto de vista geotécnico.

6.- BIBLIOGRAFIA

- AMIOT, M. (1982): "El Cretácico superior de la Región Navarro-Cántabra". En "El Cretácico de España". Univ. Compl. Madrid, p. 88-111.
- ALONSO RAMIREZ, J. (1987).- El Cretácico superior de la Sierra de Entizia (II. Bioestratigrafía y Taxonomía). Estudios del Inst. Alavés de la Naturaleza. 2, 29-90.
- 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 (Inédita).
- BOMER, B. (1978): "Le Bassin de L'Ébre et des bordures montagneuses. Etude Géomorphologique". Tesis doctoral Univ. (Inédito).
- CASTIELLA, J.J. y DEL VALLE, J. (1978). "Mapa Geológico de Navarra. A escala 1:200.000". Serv. Geol. Dir. de Obras Públ. Diput. F. de Navarra.
- EVE (1993).- Cartografía geológica a escala 1:25.000. Hojas de Bernedo y Oyon.
- 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.
- FRUTE (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 nº 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.

GONZALO, S. (1981). "Análisis de Geomorfología Estructural". Biblioteca de Cuadernos Riojanos, nº 37, 2 v. 508 p..

HERNANDEZ, A., RAMIREZ DEL POZO, J., CARBAYO, A, CASTIELLA, J. y SOLE-SEDO, J. (1984). "Mapa geológico de España a escala 1:50.000: Hoja de Allo (172).

HOTTINGER, L. (1961): Recherche sur les alveolines du Paéocène et de l'Eocene". Mém. Suisses Paéont., 75-76, p 1-243.

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

IGME (1985). ☞ Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja de Bernedo y Oyon.

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

LERANOZ, B. (1990). ☞ Geomorfología del curso bajo del río Ega (Navarra). Actas I Reunión Nacional de Geomorfología. Teruel

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.
- MENSUA, S. Y BIELZA, V. (1974). "Contribución al estudio geomorfológico del valle inferior del Ega (Navarra)». Estudios Geográficos.
- MITCHUM, R.M. Jr. (1977). "Glossary of terms used in seismic stratigraphy". En C.E. Payton (ed.) Seismic Estratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Mem. 26, p. 205-212.
- 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.
- PAYROS, A. (1997): "El Eoceno de la Cuenca de Pamplona: Estratigrafía secuencial y evolución paleogeográfica". Tesis doctoral Univ. Pais Vasco. 300 p (Inédita).
- PAYROS, A., PUJALTE, V.; BACETA, J.I.; ORUE-ETXEARRIA, X. Y SERRAKIEL, 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, Principe de Viana (Suplemento de Ciencias), año XVI, nº 14/15, p. 137-153.
- PFLUG, R. (1967). "El Diapiro de Estella". Munibe (Sociedad de Ciencias Aranzadi), 2-4, p. 171-202.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1972). Memoria geológica de la hoja núm. 173 (Tafalla)". Informe inédito. Excma. Diput. F. de Navarra.

- PUJALTE, V. (1977). " El complejo Purbeck-Weald de Santander: estratigrafía y sedimentación". Tesis Univ. de Bilbao, 202 pp, inédito.
- PUJALTE, V. (1981). "Sedimentary successsion and paleoenvironments within a fault-controlled basin: the wealden of the Santander area, Northern Spain". *Sedimentary Geology* vol. 28, p. 293-325.
- RAT, P. (1988). "The Basque-Cantabrian Basin between the Iberian and European plates: Some facts but still many problems". *Rev. Soc. Geol. de España*, 1 (3-4), p. 327-348.
- 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.
- RIBA, O. (1955). "Sur le ttype de la sédimentation du Tertiare continental de la partie Ouest du Bassin del'Ebre". *IV Int. Sedimentol. Congr., Braunschweig-Geologische Rundschau*, 43/2, p. 363-371.
- RIBA, O. (1956). "Resumen sobre el Terciario continental de la Región de Estella". *Inf. CIEPSA (Inédito)*.
- RIBA, O. (1964). "Estructura sedimentaria del Terciario continetal de la Depresión del Ebro en su parte riojana y navarra". En "Aportación Esp. al XX Congr. Geogr. Int." (1964), p. 127-138. *Inst. Geogr. "J. S. Elcano" e Inst. Est. Pir.*
- RIBA, O. (1992). "Las secuencias oblicuas en el borde Norte de la Depresión del Ebro en Navarra y la Discordancia de Barbarín". *Libro homenaje a Oriol Riba Ardireu. Acta Geológica Hispánica*, 27, p. 55-68.

- RIBA, O. y PEREZ MATEOS, J. (1962). "Sobre la inversión de aportes sedimentarios en el borde norte de la cuenca terciaria del Ebro (Navarra)". Ila. Reun. de Sedimentol. (Sevilla, 1961). Vol. Comun. p. 201-221.
- RIBA, O., REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983, 1987). "Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro". En: Libro Jubilar J.M. Rios. Geología de España. Vol. 2, p. 131-159.
- RIBA, O. y JURADO, M.J. (1992). "Reflexiones sobre la geología de la parte occidental de la Depresión del Ebro". Libro homenaje a Oriol Riba Ardireu. Acta Geológica Hispánica, 27, p. 177-193.
- RUIZ DE GAONA, M. (1952). "Notas y datos para la geología de Navarra". Primer congreso internacional del Pirineo, Instituto de estudios pirenaicos, Zaragoza.
- SOLE-SEDO, J. (1972). "Formación de Mués: Litofacies y procesos sedimentarios". Tesis de Licenciatura de la Fac. de Geología Univ. de Barcelona. 61 p., 1 mapa (Inédita).
- 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.
- 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.