



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 172-III

AZCONA

MEMORIA

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	6
2. ESTRATIGRAFIA	7
2.1. TERCIARIO.....	8
2.1.1. Ciclo II. Unidad de mues-Tafalla (Sueviense).....	8
2.1.1.1. Arcillas y lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y yesos (309). Sueviense.	9
2.1.2. Ciclo III. Unidad de mendigorria (Sueviense-Arverniense)	9
2.1.2.1. Areniscas alternantes con lutitas rojas (322). Sueviense-Arverniense.....	11
2.1.2.2. Lutitas rojizas con intercalaciones de areniscas y, localmente, yesos (324). Sueviense-Arverniense.	12
2.1.2.3. Margas y arcillas grises con intercalaciones de areniscas, calizas y yesos (350). Sueviense-Arverniense.	13
2.1.2.4. Yesos y margas yesíferas (354). Sueviense-Arverniense.....	13
2.1.3. Ciclo IV. Unidad de gallipienzo-leoz (Arverniense-Ageniense).....	14
2.1.3.1. Areniscas en capas extensas y lutitas ocre y amarillentas (359). Arverniense- Ageniense.	14
2.1.3.2. Fangos ocre y rojizos. Niveles de calizas y areniscas (365). Arverniense-Ageniense. 16	
2.2. CUATERNARIO.....	16
2.2.1. Plesitoceno.....	16
2.2.1.1. Limo-arcillas y arenas con pocos cantos, gravas y bloques. Glacis (519).	16
2.2.1.2. Limo-arcillas y gravas. Terrazas (508). Pleistoceno. Holoceno	16
2.2.2. Holoceno.....	17
2.2.2.1. Limo-arcillas y arenas. Cantos, gravas y bloques. Fondos de valle (527) y conos de deyeccion (536).....	17
2.2.2.2. Limo-arcillas, cantos, bloques, gravas y arena. Coluviones (543). Holoceno.....	17
2.2.2.3. Limo-arcillas con arenas, cantos, gravas y bloques. Glacis subactuales (534) y depositos aluvial-coluvial (537). Holoceno.....	17
3. TECTONICA	19
3.1. TECTONICA REGIONAL.....	19
3.2. DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS	21
3.2.1. Anticlinal de Allo	21
3.2.2. Sinclinal de Los Arcos y anticlinal de Valdelaguardia	22
4. GEOMORFOLOGIA	23

4.1.	SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	24
4.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	24
4.2.1.	Estudio morfoestructural	24
4.2.2.	Estudio del modelado	25
4.2.2.1.	Formas de ladera	26
4.2.2.2.	Formas fluviales	26
4.2.2.3.	Formas poligénicas	27
4.2.2.4.	Formas endorreicas	27
4.2.2.5.	Formas antrópicas	27
4.2.3.	Formaciones superficiales.....	28
4.2.3.1.	Limo-arcillas, cantos, bloques, gravas y arenas. Coluviones (a). Holoceno	28
4.2.3.2.	Limo-arcillas, y gravas. Terraza (b). Fluvial. Pleistoceno-Holoceno.....	29
4.2.3.3.	Limos-arcillas y arenas, cantos, gravas y bloques. Fondos de valle. Conos de deyección (c). Fluvial. Holoceno.....	29
4.2.3.4.	Limo-arcillas y arenas con poco cantos, gravas, y bloques. Glacis (d, e). Poligenico. Pleistoceno.....	30
4.2.3.5.	Limo-arcillas con arenas, cantos, gravas y bloques. Glacis subactuales y depósitos aluvial-coluvial. (F). Holoceno.....	31
4.2.3.6.	Limos-arcillas con materia orgánica. Areas endorreicas (g). Lacustre/endorreico. Holoceno	31
4.2.3.7.	Materiales heterogéneos diversos. Escombreras ó vertederos y rellenos artificiales. (h). Antrópico. Actual	32
4.3.	EVOLUCIÓN DINÁMICA	32
4.4.	MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	33
5.	HISTORIA GEOLOGICA.....	34
6.	HISTORIA GEOLOGICA.....	35
6.1.	EVOLUCION DURANTE EL MESOZOICO Y Terciario inferior.....	35
6.2.	EVOLUCION DESDE EL EOCENO FINAL AL Plioceno	39
6.2.1.	Macrosecuencia del oligoceno inferior	40
6.2.2.	Macrosecuencia del oligoceno superior-mioceno superior	41
6.2.3.	Macrosecuencia del mioceno final-plioceno	42
7.	GEOLOGIA ECONOMICA	43
7.1.	RECURSOS MINERALES.....	43
7.2.	HIDROGEOLOGIA	43
7.2.1.	Introducción	43
7.2.2.	Unidad hidrogeologica sur	44

7.2.3. Unidad del aluvial del Ebro y afluentes.....	46
7.2.4. Unidad de loquiz	46
7.3. GEOTECNIA	50
7.3.1. INTRODUCCIÓN	50
7.3.2. ZONACION GEOTECNICA.....	50
7.3.3. DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES.....	51
8. BIBLIOGRAFIA.....	61

1. INTRODUCCIÓN

La hoja topográfica a escala 1:25.000 de Azcona (172-III), se halla comprendida entre los meridianos 2°11'10" y 2°11'10", y los paralelos 42°30'4" y 42°35'4", ocupando una posición centrooccidental dentro del territorio navarro.

La parte centroseptentrional de la hoja, se encuentra ocupada por un relieve en suave ascenso hacia el Norte, correspondiente a las estribaciones más meridionales de Montejurra. La zona más occidental presenta un relieve suave y, entre ambas, se localiza una zona algo más deprimida, también de relieve poco contrastado, ocupado por el amplio valle del Arroyo Salado-Arroyo Riomayor.

Las cotas topográficas en la hoja se localizan entre los 400 y 600 m., situándose la zona más elevada en la parte central de la hoja, correspondiendo a la alineación de Cortabacoy que la atraviesa en dirección NO-SE.

El drenaje se realiza a través de una red de barrancos y valles, la mayoría con cursos intermitentes, que drenan fundamentalmente hacia el Ega. Toda el área pertenece al dominio hidrográfico de la Cuenca del Ebro.

La densidad de población en el ámbito de la hoja es muy baja. Allo, en el borde oriental, y Arróniz, algo al Norte del área, son las únicas poblaciones existentes, siendo la agricultura el principal recurso económico en la zona.

Geológicamente, la hoja de Azcona se localiza en el borde Norte de la Depresión del Ebro. Las litologías que la ocupan: areniscas, limolitas, arcillas y yesos, son de origen continental, y su edad es oligocena y miocena. Existen también numerosos materiales de edad cuaternaria que recubren a los anteriores.

Desde el punto de vista tectónico, la zona se caracteriza por la presencia de suaves estructuras anticlinal-sinclinal que, con dirección general aproximada Oeste-Este afectan a los materiales terciarios.

2. ESTRATIGRAFIA

Como se ha mencionado en el capítulo de Introducción, en la presente hoja de Azcona, se hallan representados parte de los materiales oligocenos y miocenos que colmatan el borde Norte de la Depresión del Ebro.

Teniendo en cuenta la distribución regional que presentan los cuerpos sedimentarios, puede observarse la interdigitación de los distintos ambientes deposicionales, desde abanico aluvial hasta términos palustre-lacustres.

Esta interdigitación permite, asimismo, comprobar la ordenación cíclica, en la vertical, de los sedimentos en este sector. Cada uno de estos ciclos, que están separados unos de otros por discontinuidades sedimentarias, está constituido regionalmente por sedimentos aluviales, más o menos proximales en la base, y por sedimentos lacustre-palustres a techo.

El límite entre cada ciclo es neto y brusco y, sobre todo en las zonas más proximales, viene representado por discordancias, mientras que el tránsito de unos sedimentos a los superiores, dentro del propio ciclo, se produce de forma gradual.

El estudio de esta ciclicidad ha permitido distinguir en esta hoja diferentes materiales correspondientes a cuatro 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 relativas conformidades que, habitualmente no son observables a nivel de afloramiento, sino deducidas por su comportamiento regional.

Utilizando este criterio, se han reconocido, regionalmente, siete unidades, que abarcan una edad comprendida entre el Sueviense (Sannoisiense) y el Plioceno. De muro a techo se han denominado:

- Unidad de Añorbe-Puentelarreina

- Unidad de Mués-Tafalla

- Unidad de Mendigorriá

- Unidad de Gallipienzo-Leoz

- Unidad de Artajona-Olite

- Unidad de Sierra de Ujue

- Unidad de Oco

Con el fin de poder visualizar de forma rápida la posición de las distintas unidades, y su correlación con la subdivisión regional utilizada, se representa en la figura siguiente un esquema con las unidades citadas.

2.1. Terciario

En la hoja de Azcona se localizan litofacies correspondientes a los ciclos 2 a 4.

2.1.1. Ciclo II. Unidad de Mues-Tafalla (Sueviense).

Los materiales del Ciclo II en la hoja de Azcona afloran solamente en una pequeña zona al NO de la misma. Corresponden a la parte más alta de la Unidad, que se desarrolla ampliamente en la vecina hoja de Arróniz, al Norte.

Su relación con los sedimentos del Ciclo III, situados inmediatamente por encima, se interpreta como debida a discordancia (discordancia de Barbarín, RIBA 1976), que evoluciona rápidamente a paraconformidad en zonas más internas de la cuenca.

En la hoja de Azcona este Ciclo está representado solo por una litofacies, correspondiente al techo de la Unidad, formada por arcillas y lutitas rojas con intercalaciones de arenicas y yesos de origen fluvial distal y fluviolacustre. En la literatura geológica se integran en la "Facies de Espronceda".

Un detallado estudio sobre estas litofacies y los procesos que las originaron, fué realizado por SOLE,J. (1972), tanto en esta hoja como en la vecina de Viana.

2.1.1.1. Arcillas y lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y yesos (309). Sueviense.

Como se ha indicado corresponde a la parte alta de la Unidad "Areniscas de Mués" (Facies de Espronceda").

La potencia total supera los 150 m. de potencia, si bien en el ámbito de la hoja de Azcona solamente están representados como máximo los últimos 50-100 m. Se trata de arcillas y limolitas de tonos rojizos dominantes, con intercalaciones de areniscas de grano fino, con escaso espesor pero gran extensión lateral. Localmente se reconocen niveles yesíferos, compuestos por yesos y arcillas yesíferas blanquecinas, de potencia centimétrica.

Se interpretan como depósitos correspondientes a zonas distales y de llanura lutítica de abanicos aluviales con procedencia S y SSO (SOLE,J. 1972). El predominio lutítico sería el resultado de inundaciones generalizadas originadas por fenómenos de arroyada en manto (sheet floods), aunque coexistiendo con esporádicos flujos canalizados y presencia de charcas efímeras con sedimentación evaporítica.

La edad de la formación se ha atribuido por posición estratigráfica al no existir datos paleontológicos fiables. Únicamente SOLE (1972) cita la presencia de restos de un Rhinoceros indeterminado, cuya edad puede extenderse desde el Sueviense hasta el Ageniense.

2.1.2. Ciclo III. Unidad de mendigorria (Sueviense-Arverniense)

Los materiales del Ciclo III en la hoja de Azcona constituyen casi la totalidad del territorio de la misma. Se sitúan en aparente concordancia con los materiales de la Unidad anterior, si bien, como ya se ha indicado, en zonas próximas al Norte (hoja de Arróniz) los hacen mediante discordancia (discordancia de Barbarín).

Esta circunstancia que ya había sido observada con anterioridad por diferentes autores, ha provocado una disparidad de criterios en el sentido de interpretar este contacto como

discordancia (RIBA, op. cit) y HERNANDEZ et al (1984) en la hoja MAGNA de Allo, que atribuyen una justificación tectónica a este contacto.

De la cartografía realizada en este estudio, tanto en esta hoja como en la situada al Norte (Arróniz), se han obtenido datos que, posiblemente, contribuyan a compaginar ambas interpretaciones.

Efectivamente, en la zona de Barbarín y hacia el Norte, se ha reconocido la existencia de un contacto discordante entre materiales correspondientes a esta Unidad y los inferiores, si bien también se observa la presencia de una fractura que provoca desplazamientos en los materiales de la Unidad inferior. Al Este de esta fractura los materiales del Ciclo Mendigorriá aparecen en aparente concordancia con los infrayacentes.

En nuestra opinión, la fractura actualmente observable corresponde a la reactivación de otra anterior que debió condicionar la ubicación de los sedimentos de la Unidad Mendigorriá que, en esta zona, tendrían una zona de aporte local relacionada con actividad del diapiro de Estella. Estos sedimentos "canalizados" y limitados por el accidente, llegarían a rebasarlo provocando la presencia de la discordancia.

En zonas más alejadas del diapiro la falla se iría atenuando, con lo que los materiales de la Unidad Mendigorriá irían perdiendo paulatinamente su carácter discordante para situarse en paraconformidad sobre los sedimentos de la Unidad inferior, apareciendo, además, en esta zona términos más bajos de la Unidad Mendigorriá que, en la parte septentrional no habrían llegado a rebasar el límite creado por la falla.

En la hoja de Azcona, en los materiales correspondientes a esta Unidad, se han reconocido distintas litofacies, desde las correspondientes a zonas medias de abanico aluvial (paleocanales arenosos y fangos), distales y de llanura lutítica (fangos con intercalaciones de niveles arenosos), transicionales a palustre-lacustre (arcillas y margas con niveles arenosos, calizos y yesíferos y lacustre evaporítico (yesos y arcillas).

Todos estos materiales se encuentran afectados por suaves estructuras de amplio radio, de dirección general Oeste-Este. Presentan buzamientos que raramente superan los 10-12° en la

mayor parte de la hoja. Solamente en la zona más occidental la serie alcanza inclinaciones notables (entre 30 y 50°). El conjunto de la Unidad supera los 1200 m. de espesor.

Su atribución cronológica se ha realizado por posición estratigráfica.

2.1.2.1. Areniscas alternantes con lutitas rojas (322). Sueviense-Arverniense.

Aflora exclusivamente en la zona noroccidental y centroseptentrional de la hoja. Está constituida principalmente por areniscas de tonos rojizos y ocre, con intercalaciones de fangos limolíticos y arcillosos de tonos dominantes también rojos. Se sitúa en aparente concordancia con los materiales de la unidad 14, descrita anteriormente, y en cambio lateral con la unidad 20 que se describirá a continuación.

Las areniscas aparecen en capas frecuentemente planoparalelas, con extensión lateral de orden métrico, aunque localmente se reconocen zonas canalizadas. Las estructuras sedimentarias no son muy abundantes, habiéndose reconocido laminaciones debidas a ripples. En las zonas más canalizadas se han observado estructuras de mayor energía, como estratificaciones cruzadas de surco y planar.

Estas características sedimentológicas, unido a la relación de esta facies con otras próximas, tanto hacia el Norte (hoja de Arróniz), como hacia el Sur, permiten interpretarlas como correspondientes a zonas medias y mediodistales de abanico aluvial de procedencia septentrional. Coexisten flujos más o menos canalizados, con depósitos de llanura lutítica que serían el resultado de inundaciones generalizadas tipo sheet-floods.

En el ámbito de la hoja se observa una evolución desde las zonas más orientales de la unidad, en la que existe predominio de los materiales arenosos, hacia las más occidentales, en las que va aumentando el porcentaje de fangos, permitiendo la diferenciación cartográfica de dos niveles más arenosos y uno, intermedio, más fangoso.

El espesor total de la unidad se sitúa en torno a los 100-150 m., y su atribución cronológica se ha realizado por posición estratigráfica ante la ausencia de restos fósiles que permitan una datación precisa.

2.1.2.2. Lutitas rojizas con intercalaciones de areniscas y, localmente, yesos (324). Sueviense-Arverniense.

Se trata de una unidad litológica que alcanza una gran extensión superficial en la zona correspondiente al cuadrante nororiental de la hoja. Se encuentra en cambio lateral con la unidad anterior, así como con las unidades 21 y 22 que se describirán a continuación.

Su base no es observable, por lo que su espesor es difícilmente cuantificable. Sin embargo, por su relación con la unidad anterior y las que se describirán a continuación, puede estimarse que supere los 500 m.

Está formada por fangos de tonos predominantemente rojos, que presentan intercalaciones de niveles de areniscas, habitualmente con morfología tabular, pero que pueden presentar geometría de canales que, en el primer caso, alcanzan dimensiones hectométricas, y en el caso de los paleocanales es, como máximo, métrica.

En el conjunto de la unidad se puede observar una evolución, en dirección NE-SO, desde facies más proximales, al NE, a más distales al SO. Esta característica es especialmente evidente al techo de la unidad, donde se pasa de facies de fangos con tramos de nódulos de yeso dispersos intercalados en la serie, al NE, a margas y arcillas con pasadas de tramos de calizas y yesos al SO indicando, por tanto, una polaridad en dirección desde el NE hacia el SO.

Como se ha indicado, predominan en la serie los fangos limolítico-arcillosos de tonos rojizos, presentando intercalaciones de areniscas de grano fino y medio, cuya potencia se sitúa habitualmente en el entorno de los 30-40 cms., con geometría de aspecto tabular y ripples como estructura sedimentaria interna más destacada. En la zona más septentrional y oriental de la unidad se intercalan algunos paleocanales arenosos de escasa extensión, con laminación cruzada de bajo ángulo.

Las arcillas analizadas indican un porcentaje de filosilicatos del 34%, cuarzo (9%), feldspatos (2%), yeso (4%), calcita (42%) y dolomita (9%). La fracción arcillosa corresponde, principalmente a illita y, en menor medida a caolinita.

Estas características sedimentológicas indican, para la unidad, la presencia de zonas distales de abanico y de llanuras lutíticas como resultado de inundaciones más o menos generalizadas, originadas por procesos de aroyada en manto (sheet-floods), aunque coexistiendo con esporádicos flujos canalizados.

2.1.2.3. Margas y arcillas grises con intercalaciones de areniscas, calizas y yesos (350). Sueviense-Arverniense.

La unidad descrita en el apartado anterior evoluciona hacia el Sur y Suroeste, por cambio lateral de facies, a un conjunto predominantemente arcilloso y margoso, de tonos grises con algún tramo de colores rojizos, y que contiene intercalaciones de niveles de areniscas, calizas y yesos.

En la sección de Cortabacoy se han medido cerca de 200 m. de este tramo. En este área está constituido por margas grises en la base con niveles de yeso y capas centimétricas de calizas limolíticas. Por encima, aparecen arcillas y limos grises con capas intercaladas de areniscas de grano fino con ripples.

Las arcillas contienen, además, yesos secundarios. La parte más alta de la unidad en esta zona está formada por arcillas rojas con niveles milimétricos y centimétricos de yesos blancos y capas centimétricas de areniscas de grano fino con ripples y calizas micríticas grises.

2.1.2.4. Yesos y margas yesíferas (354). Sueviense-Arverniense.

Aflora en la zona occidental y meridional de la hoja, y corresponde a cambio lateral de las unidades anteriores, representando la culminación del Ciclo en facies evaporíticas. En la literatura geológica tradicional corresponde a los "Yesos de Los Arcos" (RIBA,1964).

En la sección de Cortabacoy se han medido más de 200 m. de yesos, predominantemente laminados, blancos y grises, y arcillas y margas yesíferas grises, con intercalaciones de capas centimétricas de areniscas, calizas y dolomías. En la parte más alta de este tramo, son frecuentes los niveles de yeso alabastrino blanco.

La parte más alta de la unidad, aproximadamente 200 m. en la sección citada, presenta un mayor contenido arcilloso y margoso.

Esta unidad, que se extiende de forma prácticamente continua por toda la franja meridional de la Ribera de Navarra, desde las Bardenas hasta las inmediaciones de la Sierra de Codes, puede considerarse como un buen nivel guía para la correlación de las series del Terciario continental. Este hecho ya fué destacado por RIBA (1964) y CRUSAFONT et al (1966), quienes consideraron, además, que se trataba del nivel de tránsito entre el Oligoceno y el Mioceno.

Sedimentológicamente, estos materiales representan el momento de máxima expansión lacustre del Terciario continental de Navarra.

2.1.3. Ciclo IV. Unidad de gallipienzo-leoz (Arverniense-Ageniense)

Los materiales atribuidos al Ciclo IV en la hoja de Azcona, afloran en la zona centroseptentrional, en las estribaciones más meridionales de Montejurra. Se trata de areniscas, en capas extensas, de tonos ocres, y fanfos arcilloso-limolíticos también ocres y amarillentos.

En el área suroccidental (núcleo del sinclinal de Los Arcos), sobre las margas, arcillas y yesos del ciclo anterior, se localiza un conjunto de arcillas y margas con capas de caliza que se interpreta como facies distales de la unidad septentrional.

Los materiales de este ciclo se sitúan discordantemente sobre los del ciclo anterior en las zonas más proximales del aporte. En el ámbito de la hoja de Azcona se disponen en aparente concordancia (paraconformidad).

2.1.3.1. Areniscas en capas extensas y lutitas ocres y amarillentas (359). Arverniense-Ageniense.

Aflora en la parte centroseptentrional de la hoja de Azcona, continuando hacia el Norte (hija de Arróniz), donde alcanza un mayor desarrollo. Se sitúa paraconforme sobre materiales del ciclo de Mendigorriá.

Esta constituida por una alternancia de arenisacas y fangos limosos y arcillosos de tonos ocre y amarillentos. Las areniscas presentan un aspecto tabular, con continuidad lateral deca y hectométrica, y potencias que pueden alcanzar los 5 m.

Internamente, las capas están formadas por la amalgama de varias fases erosivas de canal que, individualmente, presentan estructuras de estratificación en surco y planar, con cantos blandos dispersos o concentrados en la base de los canales, y ripples a techo. Es frecuente que la parte superior de la secuencia, correspondiente al tramo limolítico y arcilloso, falte por erosión.

Las areniscas suelen ser de grano medio a grueso, incluso microconglomeráticas, aunque también se intercalan niveles decimétricos de areniscas de grano fino con ripples y bioturbación de baja a moderada.

Todas estas características indican que la sedimentación de los materiales de esta unidad se produjo por flujos acuosos canalizados, de procedencia septentrional, con fases erosivas debidas a episodios tractivos diferentes, y que producen el amalgamamiento de los canales, alternando con coladas de fango esporádicas, quizá debidas a desbordamientos.

Las areniscas son litarenitas de grano subanguloso a subanguloso-subredondeado de clastos síliceos y carbonatados (25-50%), con textura de esqueleto denso, cementados por carbonatos e impregnados de óxidos de Fe. La proporción de cemento varía entre el 20 y 30 % del total de la roca.

Los granos carbonatados corresponden a fragmentos de caliza y bioclastos. Los siliciclásticos se distribuyen en: 20-30% de cuarzo, 5-10% sílex, 0-5% feldespatos, 0-10% fragmentos de cuarcitas, esquistos y pizarras y 0-10% granos ferruginosos.

La edad de la unidad se ha atribuido por posición estratigráfica.

2.1.3.2. Fangos ocre y rojizos. Niveles de calizas y areniscas (365). Arverniense-Ageniense.

Se localiza, exclusivamente, en la zona centrooccidental del ahoja, en el núcleo del sinclinal de Los Arcos, donde se sitúa sobre materiales del ciclo de Mendigorriá. Las condiciones de afloramiento son muy deficientes, pudiéndose indicar que se trata de unos 50 m. de fangos de tonos ocre y rojizos con intercalaciones centimétricas de areniscas y calizas.

Se interpretan como facies más distales de la unidad anterior.

2.2. CUATERNARIO

2.2.1. Plesitoceno

2.2.1.1. Limo-arcillas y arenas con pocos cantos, gravas y bloques. Glacis (519).

Estas formaciones que se encuentran por lo general muy degradadas (han perdido buena parte de su depósito, se reconocen en el cuadrante NE de la hoja, donde se reconocen dos niveles. Están constituidos por limo-arcillas, con arenas, cantos, gravas y bloques de yeso, arenisca y caliza subordinados.

2.2.1.2. Limo-arcillas y gravas. Terrazas (508). Pleistoceno. Holoceno

Se ha cartografiado un único nivel de terraza, a +(12-15) m sobre el cauce actual del río Odrón (borde occidental de la hoja).

Está constituido por 6-8 metros de limo-arcillas y gravas de calizas y areniscas, subangulosas y subredondeadas.

Debido a su posición altimétrica se le asigna una edad Pleistoceno superior, sin descartar su inclusión ya en tiempos holocenos.

2.2.2. Holoceno

2.2.2.1. Limo-arcillas y arenas. Cantos, gravas y bloques. Fondos de valle (527) y conos de deyección (536).

Son depósitos superficiales de génesis reciente e incluso funcionalidad actual, que recubren buena parte del territorio de estudio.

Constan de limo-arcillas de baja plasticidad y arenas, con cantos gravas y algún bloque aislado de arenisca.

El espesor oscila entre 1 y 2 m.

2.2.2.2. Limo-arcillas, cantos, bloques, gravas y arena. Coluviones (543). Holoceno

Son depósitos poco potentes (entre 0,5 y 1,5 m) que se distribuyen de forma irregular por el contexto de la hoja.

Constan de limo-arcillas con algo de fracción arenosa, con cantos, gravas y bloques de yeso y en menor medida de arenisca y caliza.

La edad de estos materiales es Holoceno.

2.2.2.3. Limo-arcillas con arenas, cantos, gravas y bloques. Glacis subactuales (534) y depósitos aluvial-coluvial (537). Holoceno

Son derrames recientes (glacis subactuales) y recubrimientos de génesis mixta fluvial-vertiente.

Los primeros están constituidos por limo-arcillas, arenas, cantos, gravas, yesos y bloques de yeso y caliza, con potencias que oscilan entre 0,5 y 1 m.

Los depósitos aluvial-coluvial poseen espesores que no superan los 50 cm.

Son, en todos los casos, materiales holocenos, muy recientes.

3. TECTONICA

3.1. TECTONICA REGIONAL

Desde el punto de vista estructural la zona estudiada está situada en la zona externa meridional de la Cadena Pirenaica.

El conjunto de los Pirineos se ha interpretado recientemente mediante un modelo estructural de piel fina ("thin skinned tectonics"), (WILLIAMS y FISCHER, 1984). En este modelo la Cadena Pirenaica se interpreta como un cinturón de cabalgamientos de doble vergencia generado por la colisión de Iberia y Europa. La estructura alpina de los Pirineos está condicionada básicamente por un cabalgamiento hacia el Sur sobre una falla maestra basal que buza unos 6° hacia el Norte. El extremo frontal del sector meridional pirenaico es en general un cabalgamiento ciego que queda cubierto por los depósitos oligo-miocenos de la Cuenca del Ebro, y que suele manifestarse mediante un amplio anticlinal. Este cabalgamiento frontal puede ser una rampa emergente hacia el Este y Oeste del sector estudiado, en las Sierras Exteriores y la Sierra de Cantabria. Hacia el interior (Norte) se desarrolla a nivel de mesozoico un abanico imbricado de cabalgamientos, con un sistema de cabalgamientos ciegos o que cortan sedimentos terciarios, que enraizan a nivel del Trias. Las cuencas terciarias existentes en la vertiente meridional de la Cadena son interpretables como cuencas de antepais (foreland basins) inducidas por el engrosamiento tectónico (PORTERO y ALVARO, 1984) que evolucionan de acuerdo con los eventos estructurales del cinturón de cabalgamientos pirenaico.

La mayor parte del territorio de la zona de estudio está constituido por depósitos clásticos continentales de edad oligomioceno. La sedimentación muestra evidencias claras de su carácter sintectónico.

-Gran espesor (mayor de 7 kilómetros), que indica una subsidencia continuada e importante. La causa de la subsidencia es la flexión de la litosfera inducida por el engrosamiento tectónico.

-Migración de facies y depocentros hacia el Sur, a lo largo del tiempo, condicionado por la migración de los frentes de cabalgamiento.

-Existencia de discordancias progresivas condicionadas por pliegues sinsedimentarios (growth-folds), posiblemente en relación con cabalgamientos ciegos en el sustrato mesozoico.

-Disposiciones sedimentarias en on-lap muy evidentes en la unidad tectosedimentaria Arverniense-Ageniense.

Los ciclos sedimentarios definidos en las hojas estudiadas están en relación clara con la actividad de los cabalgamientos. Los pulsos de subsidencia y las discontinuidades estratigráficas mayores están asociadas a la discontinuidad de la actividad tectónica: las discontinuidades estratigráficas marcan las principales etapas de actuación o aceleración de los cabalgamientos. La discontinuidad Luteciense (fase Pirenaica) marca el comienzo de la estructuración, en este periodo, de la Cadena, generándose los cabalgamientos de las zonas internas. Las discontinuidades oligocenas (fases Sávica y Castellana) están en relación con la progresión de los cabalgamientos hacia las zonas externas (Sur) durante esta época. El despegue de la cobertera debió alcanzar la actual zona frontal surpirenaica durante el Oligoceno superior. Sin embargo, la actividad tectónica persistió hasta el Mioceno inferior (fase Neocastellana).

Es destacable la correlación existente entre las principales etapas de cabalgamiento en los Pirineos y las discontinuidades que originan en los depósitos sintectónicos de sus cuencas de antepais, y las fases de deformación en las Cadenas Costero-Catalanas y Celtibérica, indicando que la génesis de las tres cadenas corresponde a un mismo acondicionamiento geotectónico de orden mayor.

La evolución de las cuencas terciarias de antepais en este sector de la vertiente surpirenaica se puede esquematizar de la siguiente manera:

Durante el Eoceno se inicia la deformación con la fase Pirenaica (Luteciense). Se forman cuencas con sedimentación marina, depósitos de tipo "flysch" (turbiditas) en las zonas situadas más al Norte de las hojas estudiadas.

La progresión del despegue basal hacia el Sur convierte a estos surcos en cuencas alóctonas "thrust sheet top basings", "piggy back basins", ORI y FRIEND (1984), ELLIOT et al, (1985),

HOMWOOD et al (1985), RICCI LUCCHI y ORI (1985), que son transportadas hacia el Sur sobre el conjunto de la cobertera despegada.

Los afloramientos mesozoicos de Yesa, Sierra de Alaiz, etc. corresponden a la rampa frontal del "flysch" inicial de un conjunto de nuevos surcos cuyo relleno principal consiste en depósitos clásticos continentales oligocenos y miocenos, la "Molasa sintectónica". Estos surcos también son deformados internamente de manera progresiva y transportados hacia el sur sobre el cabalgamiento basal. Este cabalgamiento finaliza en una rampa frontal que se manifiesta en superficie como pliegues anticlinales y cabalgamientos que afectan a los depósitos oligocenos.

Las estructuras de plegamiento del relleno sintectónico de la cuenca de antepais corresponden también, posiblemente, a cabalgamientos ciegos que afectan a la cobertera mesozoica subyacente. Localmente algunos cabalgamientos son característicos de growth-folds.

Delante (Sur) del cinturón de cabalgamientos y de sus cuencas de antepais activos (alóctonos) se desarrolla una fase de antepais pasiva, la Cuenca del Ebro, inducida por el engrosamiento tectónico de la Cadena y la acumulación de depósitos sinorogénicos en su borde. Esta cuenca no ha sido deformada, y su relleno, mediante la "Molasa postectónica o autóctona", tiene lugar principalmente durante una fase de relleno pasivo en el Mioceno. Asimismo algunas depresiones condicionadas por las estructuras residuales de las cuencas alóctonas (sinclinal de Itacayo en la hoja de Tafalla, por ejemplo) completan su relleno final durante la etapa postectónica.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS

3.2.1. Anticlinal de Allo

Se trata de una estructura suave, de dirección general Oeste-Este y que, en su parte más occidental, presenta un claro incurvamiento de dirección nortada.

Afecta a materiales del Ciclo III (Mendigorría), y los buzamientos de sus flancos no superan los 15°. Su origen puede estar, posiblemente, relacionado con el levantamiento y empuje hacia el Sur del diapiro de Estella.

3.2.2. Sinclinal de Los Arcos y anticlinal de Valdelaguardia

Situado inmediatamente al Sur del anticlinal de Allo, se localiza una estructura sinclinal, también muy suave (Sinclinal de Los Arcos), con buzamientos máximos del orden de los 10-12°, que afecta fundamentalmente a los Yesos de Los Arcos.

En la esquina suroccidental de la hoja se reconoce una leve flexura anticlinal (Anticlinal de Valdelaguardia) relacionada con la anterior.

En ambos casos, la dirección es, como en el caso del anticlinal de Allo, sensiblemente Oeste-Este.

4. GEOMORFOLOGIA

En la región del territorio navarro que se ubica la hoja de Azcona, se reconocen tres grandes dominios o unidades geomorfológicas. Relieves estructurales, llanuras y depresiones y valles fluviales.

Dentro de los primeros se inscriben los conjuntos orográficos de Cortabacoy (sector central de la hoja), Peña Rasa, Peña Gorda-Cogote del Fraile y Ezkibel (todos ellos en el cuadrante SE), Las Cuestas (margen NO) y Carasol de Olza-Corral Martinejo (cuadrante Suroccidental) y Carasol (sinclinal de Los Arcos), que adoptan morfologías en cuestas con dorsos por lo general, bastante laxos.

Las llanuras y depresiones de distribución irregular, alcanzan un máximo desarrollo en el sector de Bonstiza-Olza, zona deprimida muy recubierta por formaciones superficiales.

Los Valles fluviales se encuentran presentes en todo el territorio de estudio, alcanzando su máxima representatividad en los corredores de los ríos Odrón y Cardiel, así como en el arroyo Riomayor.

La hoja de Azcona presenta una amplia variedad y contraste de formas del relieve:

Valles de fondo plano y en cuna de dimensiones kilométricas, orlados y recubiertos por depósitos de vertiente (coluviones) que alcanzan extensiones muy elevadas, sobre todo en el cuadrante SO.

A ellos se añaden formaciones de origen mixto o poligenico (glacis, glacis subactuales y depósitos aluvial-coluvial), que ocupan principalmente la unidad de Llanuras y Depresiones, en la zona de Bonstiza-Olza, y se encuentran en conexión con áreas endorreicas o cubetas hidroclásticas de planta hectométrica e incluso kilométrica. Si a todas estas morfologías se añade la presencia de un notable modelado estructural como ya se ha señalado en procesos fluviales erosivos (cárcavas e incisión por piping), actividades humanas (escombreras o vertederos y rellenos artificiales), se comprenderá fácilmente que se trata de una región compleja en sus aspectos geomorfológicos, con una más que notable riqueza en su paisaje.

4.1. SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La hoja de Azcona (172-III) se localiza en el sector central de la Comunidad Foral de Navarra, inscribiéndose en el dominio morfoestructural del borde septentrional de la Cuenca del Ebro.

La región que ocupa, presenta unos relieves poco contrastados, con altitudes que oscilan entre algo menos de 600 metros y unos 380 metros, generando así una orografía llana, o suavemente alomada, a excepción de las zonas donde se alcanzan las mayores cotas topográficas: Sierra de Cortabacoy (582 m), Peña Gorda (556 m), Cavigordo (546 m), Cogote del Fraile (532 m) y Carasol de Olza-Corral Martinejo (poco más de 500 m).

El río Odrón, discurre por el margen occidental de la hoja, constituyendo la principal arteria fluvial. Otros cursos notables son el río Cardile y los arroyos Rio Mario, Salado y de la Roca, y así como el Barranco del Agolar. Existen además numerosos barrancos de carácter esporádico o estacional.

El clima es mediterráneo continental templado, con temperaturas anuales medias de unos 13°C y pluviometrías absolutas comprendidas entre 500 y 550 m.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

El sustrato geológico del territorio de estudio presenta las siguientes características litológicas:

Gran parte del cuadrante nororiental se encuentra ocupado por areniscas en capas extensas, que alternan con limos y arcillas, pertenecientes al Oligoceno superior-Mioceno inferior. La unidad se prolonga por el borde septentrional y noroccidental de la hoja.

Sobre este conjunto, y al Sur del mismo, se observa un extenso afloramiento de arcillas con niveles de areniscas de la misma edad.

En la mitad occidental y el margen SE de la hoja se dispone una unidad fundamentalmente margosa, con intercalaciones de yeso y caliza, orlada por yesos masivos de tonos

blanquecinos, grises y verdosos, interestratificados con niveles finos de arcillas y margas yesíferas. Ambos conjuntos pertenecen al Mioceno inferior.

Por último, en la zona del sinclinal de Los Arcos, se localiza una unidad compuesta por arcillas y margas rojizas, con algunas finas capas de caliza, que se atribuye al Mioceno inferior-medio.

Sobre los materiales más consistentes (areniscas yesos y calizas), se desarrollan los rasgos morfoestructurales más sobresalientes, reflejados en la cartografía geomorfológica:

a)Escarpes y superficies estructurales en series monoclinales: a favor de areniscas del Oligoceno superior-Mioceno inferior, y sobre todo, niveles de yeso y caliza del Mioceno inferior. En el sinclinal de Los Arcos, las capas calcáreas del Mioceno inferior medio conforman una morfología en cuesta de leve buzamiento (alrededor de 10°).

b)Escarpes y superficies estructurales en sedimentos subhorizontales: sobre areniscas del sector nororiental de la hoja y niveles calcáreos del flanco septentrional del sinclinal de Los Arcos.

c)Crestleríos: en areniscas del sector noroccidental de la hoja.

d)Cerros cónicos: Se observan niveles yesíferos al Sur de la Peña Rasa.

e)Líneas de capa: fundamentalmente en yesos del margen suroccidental.

f)Chevróns: se restringen exclusivamente a la vertiente occidental de la Sierra de Cortabacoy (yesos masivos, interestratificados con arcillas y margas yesíferas).

4.2.2. Estudio del modelado

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

4.2.2.1. Formas de ladera

Son frecuentes las vertientes de perfil cóncavo, recubiertas por depósitos procedentes de los relieves inmediatos o contiguos (coluviones). Adquieren especial importancia en el cuadrante SO de la hoja (Carra Mendavia-Olza), donde enlazan con el fondo de valle del arroyo de la Reca y la zona endorreica ocupada por éste.

Con menor extensión se encuentran presentes en la base de La Peña Rasa, Corral de la Caseta, vertiente oriental de Cortabacoy, etc.

Asimismo, se han cartografiado dos laderas regularizadas (de perfil rectilíneo, con concavidad basal y convexidad somital poco desarrolladas) al N del arroyo de La Reca (Carasol), vertiente abajo se resuelve en un depósito coluvial, y en el dorso de la cuesta de Corbacoy. Se han detectado algunas pequeñas cicatrices de deslizamiento en el contacto de los yesos masivos y margas con yesos y calizas de la vertiente oriental de Cortabacoy.

En esta última, finalmente se observan en la salida de algunos barrancos con morfología acaravada, coladas de barro actuales (arroyadas) cuyas dimensiones no permiten reflejarlas en la cartografía.

4.2.2.2. Formas fluviales

Representadas fundamentalmente por fondos de valle de morfología plana o en cuna, desarrollados por los ríos Odon, Cardiel y arroyos o barrancos secundarios presentes en la hoja.

El primero de los cauces fluviales citados ha generado un nivel de terraza (a+12-15 m sobre el talweg), que se observa en su margen izquierda al O y SO del paraje de El Regadio.

Otra forma fluvial de carácter deposicional es el cono de deyección de Casa de Almuza-Los Rozales, con una extensión superficial de unas 50 Ha.

El modelo fluvial de carácter denudacional o erosivo se caracteriza por procesos de acaravamiento: vertientes orientales de La Peña Ezquerria-Peña Rosa y meridional de Peña

Corda, donde alcanzan un notable desarrollo mientras que en la ladera oriental de Cortabacoy el proceso se encuentra más atenuado, si bien alcanza un amplio desarrollo lateral. En esta última se observan fenómenos de incisión por puping sobre margas del Mioceno inferior y glaciares cuaternarios.

Las formas de interfluvios se han cartografiado principalmente en los márgenes NE y SO de la hoja, y por último, los procesos de incisión lineal adquieren un carácter meramente testimonial.

4.2.2.3. Formas poligénicas

Se han diferenciado glaciares, pleistocenos y subactuales. Los primeros pueden presentar una cobertera neta, bien desarrollada o por el contrario encontrarse degradados, lo que es el caso más frecuente. Su distribución en el ámbito de la hoja es irregular, si bien alcanzan su mayor desarrollo en el interfluvio constituido por los ríos Odrón y Cardiel, en el piedemonte oriental de Cortabacoy y en el margen oriental de la hoja. Los glaciares subactuales arrancan de los relieves de Las Cuestas, donde enlazan con depósitos pleistocenos o recubren una amplia superficie del sector Larra-Olza, al S del arroyo de La Reca, mientras que al Norte de este último los recubrimientos se asimilan a depósitos de génesis mixta (vertiente-fluvial) o aluvial-coluvial.

4.2.2.4. Formas endorreicas

Se han observado áreas que corresponden a morfologías asociadas a procesos de erosión diferencial acompañados de deflacción eólica. Se localizan en la cobertera del arroyo de Las Rocas y al Sur del paraje de la Barbajosa. En el primer caso llegan a alcanzar dimensiones kilométricas.

4.2.2.5. Formas antrópicas

Referidas a las actividades humanas de tipo acumulativo (escombreras o vertederos municipales y rellenos artificiales).

4.2.3. Formaciones superficiales

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

Los depósitos cuaternarios cartografiados de génesis fluvial, mixta o poligenica, laderas y lacustre-endorreico, se reparten por todo el ámbito de la hoja, si bien es en la mitad occidental donde alcanzan un mayor desarrollo.

4.2.3.1. Limo-arcillas, cantos, bloques, gravas y arenas. Coluviones (a). Holoceno

Son depósitos generalmente poco potentes (0,5 y 1,5 m) de amplia pero irregular distribución en el contexto de la hoja.

Están compuestos por limo-arcillas con cantos, gravas y bloques, con algo de fracción arenosa.

Los clastos son fundamentalmente de yeso y en menor medida de arenisca o caliza.

Al N de Las Cuestas (margen noroccidental de la hoja) predominan los limos yesíferos de color pardo oscuro con cantos de yesos dispersos. En la vertiente occidental de Cortabacoy se caracterizan por cantos de yesos y caliza, mientras que en la oriental son limo-arcillas yesíferas con cantos, gravas y bloques de yeso muy subordinados.

Estos materiales se consideran holocenos y subactuales.

4.2.3.2. Limo-arcillas, y gravas. Terraza (b). Fluvial. Pleistoceno-Holoceno

Se ha cartografiado un nivel de terraza, a +12-15 m sobre el cauce actual del río Odrón, que se localiza en el borde occidental en la margen derecha de aquel.

En la vecina hoja 1:50.000 de Viana se localiza un excelente corte de la misma, compuesto por unos 6-8 metros de limo-arcillas de baja plasticidad (80% del conjunto y gravas bien graduadas (mal clasificadas) (20%), de composición poligénica (calizas y areniscas), subangulosas y subredondeadas.

El depósito presenta una coloración marrón con tonos anaranjados, no observándose cementaciones de ningún tipo (material suelto, excavable o pala o penetrable con un lápiz), ni estructuraciones.

Por su posición altimétrica se asigna a esta formación una edad Pleistoceno superior, sin descartar su inclusión en tiempos holocenos.

El notable espesor del depósito (6-8 m visibles) se interpreta como efecto de procesos de disolución de los yesos infrayacentes.

4.2.3.3. Limos-arcillas y arenas, cantos, gravas y bloques. Fondos de valle. Conos de deyección (c). Fluvial. Holoceno

Son formaciones superficiales de génesis reciente o incluso funcionalidad actual, que recubren buena parte del territorio de estudio.

Presentan malos cortes para su observación litológica, si bien ha sido posible caracterizar un depósito en el arroyo Salado (Camino Gamarrón), compuesto por limo-arcillas (80%) y de baja plasticidad y arenas (15-20%) con menos del 5% de gravas y cantos de arenisca, caliza y yeso. Los clastos presentan una textura subangulosa o subredondeada adquiriendo el conjunto una coloración de tonos rosados y matices anaranjados. El espesor estimado es de 1-2 m.

4.2.3.4. Limo-arcillas y arenas con poco cantos, gravas, y bloques. Glacis (d, e). Poligenico. Pleistoceno

MENSUA y BIELZA, op. cit., citan la existencia de una superficie de aplanamiento muy degradada, en el sector oriental y suroriental de Montejurra, que enlazaría con el valle del río Ega.

En el presente estudio se ha constatado la presencia de dicha superficie, observándose dos niveles ("d" y "c") en el cuadrante NE de la hoja.

Estos depósitos se encuentran generalmente muy degradados, habiendo perdido gran parte de su cobertura detrítica. Constan de limo-arcillas con pocas arenas y cantos de arenisca, subordinados a la matriz detrítica, con espesor que en ningún caso superan el metro y medio.

Por el resto de la hoja se han cartografiado otras formaciones superficiales atribuibles a glacis pleistocenos, procedentes de zonas contiguas o próximas:

a) Sector noroccidental:

Se localizan dos niveles ("d" y "e") a ambos márgenes del río Cardiel y en la izquierda del Odon, provenientes de los relieves de Las Cuestas. Están constituidos por limo-arcillas (85-99%) de baja plasticidad con gravas bien graduadas (1-5%), bloques (0-5%), y cantos (0-5%). Los clastos son fundamentalmente de arenisca, si bien se observan también yesos y calizas, con textura subangulosa y subredondeada. Los colores oscilan entre marrón claro y oscuro, de tonos anaranjados y marrónáceos. Son materiales sueltos (excavables a pala), sin estructurar (masivos) y espesores entre 0,5 y 1,5 m.

b) Sector central

A ambos vertientes de la Sierra de Cortabacoy se ha cartografiado un único nivel ("e") constituido por limo-arcillas (85-90%) de baja plasticidad, arenas (10-15%), gravas, cantos y bloques (<1%) de yeso y arenisca, de colores blanquecinos o marrón claro y potencias entre 1 y 4 m.

c) Margen suroriental

Depósitos procedentes de los relieves de Peña Gorda-Cogote del Fraile, que enlazan con el valle del río Ega en la hoja de Allo (172-IV).

Se asimilan al nivel "d", constando de limo-arcillas de plasticidad baja-media, con cantos fundamentalmente de yesos y espesores entre 1 y 2 m.

Todos estos depósitos se incluyen en el ámbito del Pleistoceno, sin más precisiones.

4.2.3.5. Limo-arcillas con arenas, cantos, gravas y bloques. Glacis subactuales y depósitos aluvial-coluvial. (F). Holoceno.

Se trata de derrames recientes (glacis-subactuales) y recubrimientos de génesis mixta fluvial-vertiente.

Los primeros se localizan al S de Las Cuestas, y sobre todo en el sector de Olza-Larra, donde constan de limo-arcillas (70%) de baja plasticidad, arenas (10%), cantos (15%), gravas y bloques (5%) de yeso y caliza con color marrón claro de tonos blanquecinos o grisáceos y potencias que oscilan entre 0,5 y 1 m.

Los depósitos aluvial-coluvial recubren una extensión kilométrica en el sector de la Ermita de Sta. Cecilia-Paraje de Medianil, con espesores que no superan los 50 cm.

Son, en todos los casos, materiales holocenos, muy recientes.

4.2.3.6. Limos-arcillas con materia orgánica. Áreas endorreicas (g). Lacustre/endorreico. Holoceno

Se localiza este depósito en el sector del arroyo de La Reca-Bustiza y en el paraje de Salobre.

Son limos de color blanquecino, de naturaleza organiza con algunas sales, que corresponden a cubetas endorreicas.

Su edad es Holoceno subactual.

4.2.3.7. Materiales heterogéneos diversos. Escombreras ó vertederos y rellenos artificiales. (h). Antrópico. Actual

Se localizan en la margen izquierda del barranco de Oyabar y en el km 60 de la carretera N-111 (rellenos artificiales). El vertedero/escombrera, se situa al NO de Hoya Grande.

Los espesores oscilan entre 3 y 7 metros.

4.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El primer evento de la construcción del relieve hoy observable en la hoja de Azcona, se refiere a las morfologías estructurales que forman la arquitectura principal del paisaje.

A comienzos del cuaternario, se genera una superficie nivelada, sobre los materiales poco resistentes, en pendiente constante general hacia el Ebro, (MENSUA y BIELZA, op. cit. GONZALO, 1981) donde se instalan glacis pleistocenos, que en la actualidad se encuentran muy degradados.

Con posterioridad comienza el encajamiento de la red fluvial, cuyo testimonio más antiguo en el ámbito del territorio descrito es el nivel de terraza del rio Odrón.

Ya en épocas holocenas los valles adquieren una morfología similar a la observable hoy en día, al tiempo que se producen e instalan en las zonas más deprimidas los derrames subactuales (glacis), abanicos fluviales, depositos de tipo aluvial-coluvial, areas endorreicas y las formas de vertiente (vertientes reguladas, coluviones).

Por último, bajo las condiciones climáticas actuales, que señalan un medio morfoclimático semiárido, los procesos dominantes son los de erosión hídrica, a los que acompañan en menor intensidad los de meteorización mecánica y química, movimientos de masas y erosión eólica.

4.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Los principales cursos fluviales presentes en la hoja (Odrón y Cardiel) poseen una notable capacidad de transporte por arrastre de la carga de fondo, en las épocas de crecida.

En la actualidad existe, sin embargo, un claro predominio de los procesos de erosión sobre los de acumulación, pérdidas de cobertera de suelo, acción de la arroyada, incisión y ahondamiento de los cauces, etc.

Por otra parte, las actividades antrópicas (de forestación, sobrepastoreo, labores agrícolas), instalación de vertederos de residuos, canteras, etc.) pueden incidir negativamente en el equilibrio dinámico, con imprevisibles consecuencias futuras, lo que se minimizaría con una adecuada política de conservación del entorno territorial.

5. HISTORIA GEOLOGICA

6. HISTORIA GEOLOGICA

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 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 hincapie en los principales factores que condicionaron su desarrollo y las modificaciones que produjeron a lo largo del tiempo.

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

6.1. EVOLUCION 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 del Cretácico.

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 García-Mondéjar (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 fue 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 marino someros, y finalmente con evaporitas (esto último ya en el Trías Keuper, ver García-Mondéjar et al, 1986) que darían lugar a las extrusiones diapíricas que se reconocen en diferentes puntos de la región.

La compartimentación en bloques desarrollada durante esos 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 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 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 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, Formación Zufia y equivalentes). Este dispositivo perduró hasta el Albiense superior, momento en el que asimismo se registró el comienzo del volcanismo submarino en el Sinclinorio de Bizkaia.

En la primera mitad del Cretácico superior (intervalo Cenomaniense-Santoniense), 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 (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 grandes 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-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 la cuenca surpirenaica central y, adyacente a ella, la cuenca "piggy back" de Tremp-Graus. En muchos sectores del dominio (incluida la Región Vasco-Cantábrica), se registró una regresión que estuvo acompañada por una importante entrada de materiales silicicásticos provenientes de las áreas sujetas a emersión y erosión.

En algunas posiciones (i.e. W de Navarra), 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, dando paso a la sedimentación continental.

El resto de la sucesión mesozoica y del Terciario inferior, se agruparían en tres conjuntos litológicos representativos de otras tantas etapas evolutivas. Los depósitos del Cretácico inferior de la Formación Zufia reconocidos en zonas próximas, definirían en conjunto una etapa de carácter general regresivo, que se desarrolló a consecuencia de un cambio en el movimiento relativo entre las placas europea y ibérica, y que en esta zona coincidió con los primeros impulsos de ascenso del Diapiro de Estella.

Del otro lado, los materiales carbonatados del Coniaciense serían representativos de la etapa de carácter general transgresivo que durante la primera mitad del Cretácico superior dió lugar al desarrollo de extensas plataformas carbonatadas a lo largo de toda la mitad meridional de la Región Vasco-Cantábrica.

Por último, los depósitos eocenos reconocidos en el borde E del Diapiro de Estella, formarían parte del sistemas de plataformas carbonatadas desarrolladas durante la denominada "Transgresión Biarritziense". Estos materiales se apoyan mediante discordancia erosiva sobre los materiales del Cretácico inferior, hecho que evidenciaría, la existencia de levantamientos

tectónicos con anterioridad a su depósito. En base a los estudios realizados en cuadrantes adyacentes, dichos movimientos (que también implicarían un ascenso del Diapiro de Estella), se habrían registrados durante las etapas compresivas del Cretácico final y Eoceno inferior-medio).

6.2. EVOLUCION 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 desde las áreas adyacentes sujetas a erosión. Este proceso no fue homogéneo, ya que se desarrolló durante un periodo de tiempo amplio (desde el Eoceno superior al Mioceno), 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 previamente, en todo ese periodo la zona próxima a la ocupada por esta hoja constituyó el borde septentrional de la Depresión del Ebro, cuenca de antepaís que se extendía por todo el borde sur del orógeno pirenaico. Debido a su localización en el borde de la cuenca, en esta zona la sedimentación continental principalmente estuvo representada por sistemas detríticos de aporte lateral, ordenados en una serie de secuencias cíclicas frecuentemente limitadas por discordancia, que evidenciarían etapas evolutivas diferenciadas. Tanto para esta zona como para las áreas adyacentes de la cuenca, en conjunto se han diferenciado para el intervalo que abarca el Oligoceno, Mioceno y Plioceno, un total de 7 secuencias o unidades principales, cuya ordenación estratigráfica para esta hoja ya se ha descrito en el capítulo 1 de la memoria: Añorbe-Puente La Reina, Mués-Tafalla, Mendigorria, Gallipienzo-Leoz, Artajona-Olite, Sierra de Ujué y Oco.

Aunque cada una de dichas secuencias representaría una etapa diferenciada, de forma general, y a gran escala, pueden agruparse en 3 macrosecuencias principales que definirían otros tantos estadios evolutivos, que temporalmente se distribuirían de la siguiente manera: la primera macrosecuencia abarcaría El Oligoceno inferior, y estaría representado por las

secuencias Añorbe-Puente La Reina y Mués-Tafalla; la segunda macrosecuencia comprendería el intervalo de depósito de las secuencias de Mendigorria, Gallipienzo-Leoz, Artajona-Olite y Sierra de Ujué (Oligoceno superior-Mioceno superior); por último, la tercera macrosecuencia se desarrollaría durante el depósito la secuencia de Oco, esto es, durante el Mioceno final-Plioceno. A continuación analizamos las pautas evolutivas registradas durante el desarrollo de dichas macrosecuencias.

6.2.1. Macrosecuencia del oligoceno inferior

Los materiales representativos de esta macrosecuencia están representados por una gran variedad de facies, que van desde detríticas propias de borde de cuenca a lacustres-evaporíticas de centro de cuenca, todas ellas en general caracterizadas por las intensas coloraciones rojizas. Se distribuyen en dos secuencias correspondientes a los ciclos de Añorbe-Puente La Reina y Mués-Tafalla.

Para todo el área ocupada por esta hoja, apenas se dispone de datos de la organización que presentaban los depósitos de la primera de dichas secuencias, siendo solo evidente que en sus últimos estadios debió de coincidir con el desarrollo extensivo de la sedimentación evaporítica. En base a que estos depósitos evaporíticos se han reconocido tanto hacia el E como hacia el W de la zona de estudio, es fácil suponer que ocuparían la mayor parte de este cuadrante, estando limitada al Norte por la zona ocupada por el diapiro de Estella y por el borde de la Región Vasco-Cantábrica, y que para esos momentos se considera levantada a favor de la falla de Piedramillera.

El comienzo del ciclo de Mués-Tafalla coincidió con un aumento importante de los aportes siliciclásticos, representado a lo largo del área por la potente sucesión de las areniscas de Mués. Según Froté (1988), estos materiales tendrían una procedencia desde el W y SW (desde los bordes occidental y meridional de la Cuenca del Ebro), y formarían sistemas fluviales de tipo anastomosado y/o meandriforme, depositados dentro de una gran llanura aluvial. El tránsito lateral de estas facies fluviales hacia el diapiro de Estella y hacia el N, por datos observados en la cercana hoja de Arróniz, indicarían que la estructura diapírica y la zona septentrional formarían áreas elevadas con respecto al fondo de la cuenca.

Durante la parte final del ciclo de Mués-Tafalla, se registró un descenso significativo en los aportes fluviales, que favoreció la implantación de un amplio lago salino, en el que se depositaron sucesiones en las que alternan yesos y depósitos lutíticos. Estos últimos depósitos serían mayoritarios en el borde septentrional de la cuenca.

6.2.2. 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 secuencias de Mendigorria, Gallipienzo-Leoz, Artajona-Olite, y probablemente de la Sierra de Ujué.

Por una parte, se considera que toda la zona NW se levantaría y bascularía hacia el S, a la vez que entraría en juego la falla inversa de Learza-Monjardín y las demás estructuras a ella asociadas (i.e. sistema de la Falla de San Jorge). Ello daría lugar a la erosión de una gran parte de la secuencia de Mués-Tafalla y al desarrollo de la Discordancia de Barbarín en el área adyacentes al Diapiro de Estella (vease memoria y hoja de Arróniz). Por otro lado, en este intervalo dicha estructura registraría una aceleración en su ascenso, llegando a aflorar en superficie localmente. El resultado del desmantelamiento de la cúpula diapírica en sus bordes dió lugar al desarrollo de sistemas de abanicos aluviales en dispositivo centrífugo, cuyo desarrollo también estuvo controlado por algunas de las fallas relacionadas con el diapiro (Fallas de Matucaña, Oncineda y Azqueta).

Durante el ciclo de Mendigorria, los abanicos principales se situarían en el borde S del diapiro, desde evolucionarían a facies distales (sucesiones de areniscas y lutitas), y finalmente a un amplio lago salino ubicado al S y SE (Yesos de Los Arcos). El dispositivo durante el depósito de la secuencia de Gallipienzo-Leoz fue similar, si bien cabe indicar que la actividad del pliegue-Falla de Azqueta determinaría que el abanico principal se ubicara al E de dicha estructura. Por último, durante el ciclo de Artajona-Olite los abanicos principales se ubicarían al SW del diapiro y al E. Entre ellos se definiría una zona elevada condicionada por la actividad de la Falla de Matucaña, que probablemente estaría sujeta a erosión.

6.2.3. 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 zona NW de la cercana hoja de Arróniz, donde se dispone rellenando una cubeta sinclinal compartimentada por fallas de régimen normal. Dichas fallas se crearían durante una etapa de relajación posterior a las etapas compresivas principales, y en algunos casos (como en las fallas de Learza-Monjardín y en la de Oco), aprovecharían el trazado de accidentes que previamente se habían comportando como inversos. Durante el depósito del ciclo, hemos diferenciado dos estadios evolutivos.

El primero correspondería al depósito de los materiales terrígenos (conglomerados y areniscas) que forman la parte inferior de la secuencia, los cuales se depositaron mediante sistemas aluviales poco desarrollados, provenientes desde el N, E y S (Fig.4a). Estos materiales gruesos pasarían al centro de la cubeta a sucesiones homogéneas de lutitas y arcillas, representativas de un ambiente palustre. De forma coetánea al desarrollo de la cubeta, en los bordes de las fallas que la compartimentan se producirían procesos de "rock-fall", que darían lugar a las acumulaciones de brechas que se reconocen en varios puntos.

El segundo estadio evolutivo dentro de la secuencia de Oco, coincidiría con el desarrollo de un lago en el que de forma extensiva predominaron 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 tendrían actividad.

Por último, se producen en el área los procesos de disección y encajamiento de la red fluvial, con depósito de terrazas y sistemas de glaciares.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

En la hoja de Azcona no existen explotaciones mineras. Se encuentran inventariadas algunas canteras, todas ellas abandonadas en la actualidad, que beneficiaban arcillas, arenas y yesos del Terciario. además, se reconocen también en el terreno pequeñas sacas, correspondientes a aprovechamientos temporales para usos locales de materiales fundamentalmente de préstamo.

Las explotaciones inventariadas son las siguientes:

Sustancia	Número	Nombre	x	y
Arcilla	480	Ceram.Añón	572.550	4706100
Arena	484	Prado Chico	579.350	4714350
Yeso	510	Sesma-L.Arc	569.650	4708575

Todas ellas beneficiaban sedimentos del Terciario continental, de edad Oligoceno-Mioceno.

7.2. HIDROGEOLOGIA

7.2.1. 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 Allo se encuentran presentes tres. Son las siguientes:

-Unidad Sur, que ocupa prácticamente toda la mitad Sur de Navarra y, por tanto, la mayor parte del territorio de la hoja.

-Unidad hidrogeológica del aluvial del Ebro y afluentes. Desarrollada a partir de la red fluvial instalada sobre materiales de la unidad anterior.

-Unidad de Lóquiz. Al Norte de la hoja 1:25.000 de Arróniz, comprende solamente la parte más meridional de la unidad.

7.2.2. Unidad hidrogeologica sur

La mayor parte de la extensión de la hoja 1:50.000 de Allo 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 interestratificadas con limolitas y arcillas.

Tanto las facies más gruesas como las arenosas, se encuentran cementadas en profundidad 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 permeabilidad baja. Suelen estar desconectados entre sí, o conectados a través de acuitardos.

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 muchos se secan en época de estiaje. En general, drenan niveles de conglomerados o areniscas.

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.

7.2.3. Unidad del aluvial del Ebro y afluentes

En la hoja 1:50.000 de Allo queda incluida parte de esta unidad, la relacionada con el río Ega. Este río transcurre, con dirección Oeste-Este, por el borde septentrional de la hoja, en el cuadrante de Arróniz, para cambiar de dirección, adoptando la Norte-Sur, atravesando los cuadrantes de Oteiza y Allo.

Los materiales son gravas, arenas, limos y arcillas, con frecuentes cambios laterales entre ellos. En general, puede considerarse que los materiales más gruesos se localizan en la zona más baja de los depósitos, mientras que en las zonas altas son más frecuentes los de granulometría más fina.

El espesor del aluvial es variable, en la zona Norte, en el entorno de Ancín, puede superar, localmente, los 20 m., mientras que en el resto del área se sitúa en el entorno de los 10 m. como máximo.

Los materiales encajantes, que forman la base de los acuíferos de la unidad, son siempre sedimentos terciarios, en esta zona, las facies detríticas y evaporíticas, principalmente del Oligo-Mioceno.

Los materiales aluviales constituyen acuíferos libres, permeables por porosidad, conectados con el río, o colgados cuando corresponden a terrazas altas. En el primer caso los niveles piezométricos están íntimamente ligados al río correspondiendo, en general, los niveles más altos a invierno-primavera, y los más bajos al final del estiaje.

La transmisividad de los acuíferos de la llanura de inundación, según datos del proyecto hidrogeológico de Navarra, están comprendidos entre 500 y 50 m²/día. La porosidad estimada es del 10%.

7.2.4. Unidad de loquiz

En la hoja 1:50.000 de Allo, solamente en la extremidad noroccidental (cuadrante de Arróniz), 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 noroccidental de la hoja de Arróniz, estando constituido por calcaneritas.

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.

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 nº 1.

Cuadro nº 1. Sondeos de reconocimiento en el acuífero Alborón-Ancin

SONDEO	ACUÍFERO	TIP O	CO TA	PROFUNDIDAD (cm)	NIVEL (m) Junio 97	ESTADO ACTUAL
MENDILIBARRI . R-1	Cuaternario Gravas, arenas, limos, Plioceno- Mioceno. Calizas y conglomerados CRETÁCICO SUP. Calcarenitas	Libr e	472 ,70	190,95	Surge nte	Piezóme tro
MENDILIBARRI	CUATERNARIO Gravas, arenas,	Libr	809	197,5	34,70	Piezóme

. R-3	limos OLIGOCENO Calizas y conglomerados CRETACICO SUP. calcarenitas	e				tro
-------	---	---	--	--	--	-----

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 septentrional de la hoja de Arróniz, teniendo su mayor desarrollo entre Ancín y la estación de aforos, del Gobierno de Navarra, de Murieta, estando en conexión en este tramo con el acuífero de Ancín, del que recibe la descarga.

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

Como manantiales más importantes que se encuentran situados dentro de la hoja son los de Serafín y del Prado en las proximidades 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-terrazza 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	Ø mm	TRAMO	Ø 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					
		26,5-40								

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 m²/día.

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

7.3. GEOTECNIA

7.3.1. INTRODUCCIÓN

Para la realización de la cartografía geotécnica de la hoja 172 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 ya estudiadas, Hojas 140 y 173 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 de común aplicación en estudios geotécnicos.

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 sobre estos materiales.

7.3.2. ZONACION GEOTECNICA

Los distintos materiales que componen las hojas 172 se han subdividido en áreas y, estas, a su vez en zonas.

La división en áreas resultante es la siguiente:

- Área I: Materiales triásicos.
- Área II: Comprende los materiales cretácicos.
- Área III: Ocupa los materiales terciarios de naturaleza detrítica y margosa
- Área IV: Incluye materiales terciarios yesíferos.
- Área V: Depósitos cuaternarios.

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

- Área I: Zona Ia, Ib:
- Área II: Zona IIa, IIb
- Área III: Zonas IIIa, IIIb, IIIc, IIId, IIIe
- Área IV: Zona IVa, IVb
- Área V: Zona V

7.3.3. 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. Unidad 109 de la cartografía geológica.

Sus 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 que se incluyen en el grupo siguiente.

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 bloques exóticos de dolomías, calizas y rocas metamórficas.

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.

Zona IIa

En el área II de materiales mesozoicos, esta primera zona agrupa los materiales carbonatados constituidos por calizas y dolomías del Lías y calcarenitas bioclásticas del Coniaciense (157)

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. La estabilidad de los taludes artificiales está condicionada por el grado de fracturación.

Zona IIb

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

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 IIIa

Esta zona corresponde a todos los depósitos con predominio de facies yesíferas que aparecen en la hoja 172. Corresponden a Yesos de Puente la Reina, Yesos de Desojo o de Tafalla y Yesos de Los Arcos.

Su naturaleza geotécnica es variable. En muchos casos son materiales de baja resistencia que hacen que se comporten como una roca blanda o incluso como un suelo, mientras en otros son formaciones no ripables. Sus características geotécnicas puede ser problemáticas debido a problemas derivados de la disolución de los yesos. Salvo excepciones, dan desmontes subverticales estables.

No existen ensayos en estos materiales.

Zona IIIb

Se incluyen en esta zona los depósitos arcillosos y limolíticos con niveles de yesos. Son en general formaciones ripables, con drenaje superficial deficiente y desmontes inestables debido a la elevada erosionabilidad de los materiales.

Las condiciones geotécnicas varían en función de la mayor o menor presencia de yesos. La presión admisible que pueden soportar estos materiales, según algunos Códigos de Práctica son variables, pudiéndose producir asentamientos de consolidación a largo plazo.

En ensayos sobre materiales similares de la Hoja 173 se han obtenido los siguientes datos geotécnicos:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA A ESCALA 1:25.000.

172-III. Azcona

a) Ensayos de identificación.

	Tz	LL	IP	Casagra.	W	Den. seca	CO3	SO3	M.Org
Margas y areniscas	8 6	3 3	1 7	CL	13. 7	-	36	INAP	INAP
Altern. margas y areniscas (margas)					6.3	2.39	43	1.5	INAP
Altern. margas y areniscas (areniscas)					4.5	2.35	42	INAP	INAP
Margas calcáreas					5.5	2.42	46	INAP	INAP

b) Ensayos de resistencia y deformabilidad.

	Q _{lab}	CBR	RQD	Modulo E	C.Poisson	Ang. Rozamiento	Cohesión	Qu Macizo
Margas y areniscas	2.75	45	78	11855	0.25	28.75	-	2.1
Altern. margas y areniscas (margas)								
Altern. margas y areniscas (areniscas)	156		76	29170	0.2	30	20	37.7

c) Ensayos de compactación e hinchamiento.

	Densidad Proctor	Humedad Proctor	Hinchamiento Lambe
Margas y areniscas alteradas	1.84	14.4	0.55

Zona IIIc

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.

En general son excavables y los taludes artificiales construidos sobre ellos se deterioran progresivamente, debido a la elevada erosionabilidad de los materiales.

En depósitos similares en la Hoja 173, los ensayos realizados en estos materiales ha dado los siguientes resultados:

a) Ensayos de identificación.

	Tz	LL	IP	Casagra.	W	Den. seca	CO3	SO3	M.Org
Margas alteradas	95	43	26	CL	13.5	1.95	43	INAP	INAP
Margas sanas					6.9	2.25	25.5	INAP	INAP
Margas y arenas arcillosas	79	30	12	CL-ML			42	INAP	INAP
Margas calcáreas					5.5	2.42	46	INAP	INAP

b) Ensayos de resistencia y deformabilidad.

	Q _{lab}	CBR	RQD	Modulo E	C.Poisson	Ang. Rozamiento	Cohesión	Qu Macizo
Margas alteradas	2.4	1.7		200	0.3	0	26	22
Margas sanas	115		55	4000	0.3	11.5	22	15
Margas y arenas arcillosas		5.5		100		26		
Margas calcáreas		3.7	35	5000	0.3	30	6	

c) Ensayos de compactación e hinchamiento.

	Densidad Proctor	Humedad Proctor
Margas lateradas	1.7	16.5

Margas y arenas arcillosas	1.8	12.5
----------------------------	-----	------

Zona III d

Se incluyen en la zona III d las unidades cartográficas Arenisca de Mues, Areniscas alternantes con lutitas, Areniscas en capas extensas. Están constituidas por alternancias de areniscas limolitas y arcillas.

Son formaciones ripables, con drenaje superficial y profundo deficiente. Los desmontes son inestables con riesgos de desprendimientos, debido a la erosión diferencial de los materiales.

Los ensayos realizados en materiales de las mismas facies en la Hoja 173 (Areniscas de Mues, Leoz y Artajona) han dado los siguientes resultados.

a) Ensayos de identificación.

	Tz	LL	IP	Casagra.	W	Den. seca	CO3	SO3	M.Org
Limos y margas limosas	82	33	17	CL	16	2	38	2	INAP
Areniscas y margas duras.(fr .fina)	90	32	16	CL	6.6	2.39	39.5	INAP	INAP
Areniscas y margas duras (fr. gruesa)					4.5	2.4	50	INAP	INAP

b) Ensayos de resistencia y deformabilidad.

	Qlab	CBR	RQD	Modulo E	C.Poisson	Ang. Rozamiento	Cohesión	Qu Macizo
Limos y margas limosas	2.69	3		162.5	0.3	25	0.8	2
Areniscas y margas duras.(fr .fina)	101							
Areniscas y margas duras (fr. gruesa)	367		69	13900	0.3	30	0.1	30.56

c) Ensayos de compactación e hinchamiento.

	Densidad Proctor	Humedad Proctor	Hinchamiento Lamb
Limos y margas limosas	1.85	13.2	0.69

Zona IIIe

Agrupar esta zona a todos los depósitos conglomeráticos, constituidos por conglomerados con cantos redondeados de calizas y areniscas principalmente. Normalmente forman la base de los distintos ciclos sedimentarios, Conglomerados de Muniain (321), Conglomerados de la

Unidad Gallipienzo-Leoz (364), Conglomerados de Montejurra (368), y Conglomerados de base de la Unidad de Oco (410). También se incluyen en esta zona las brechas y conglomerados de la Unidad 403 (Sierra de Ujué) y los conglomerados, arenas y fangos rojizos de la Unidad 413.

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.

No se dispone de datos de ensayos en estos materiales.

Zona IVa

Corresponde a dolomías, calizas dolomíticas y calcarenitas dolomitizadas de la base de los depósitos terciarios.

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 ripables o poco ripables. 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 IVb

Esta zona incluye el resto de materiales calcáreos, tanto calizas tableadas y calizas con un contenido de detríticos variable. Son las Calizas lacustres de la Facies Espronceda, Calizas y margas de la U. de Gallipienzo – Leoz y Calizas de Oco.

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.

Zona V

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

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.

8. BIBLIOGRAFIA

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

BACETA, J.I. (1996): "El Maastrichtense 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'Èbre 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.

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 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 (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 Stratigraphy: 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-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). "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, Príncipe 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.