



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 172-II

OTEIZA

MEMORIA

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	6
2. ESTRATIGRAFIA	8
2.1. MESOZOICO	9
2.1.1. Triásico.....	9
2.1.1.1. Arcillas abigarradas, yesos y sales (151). Rocas subvolcanicas. Ofitas (153). Facies Keuper	9
2.1.2. Jurásico	10
2.1.2.1. Dolomias y calizas dolomíticas tableadas (157). Liásico.....	10
2.2. Terciario Continental	10
2.2.1. Ciclo I: unidad de añorbe-puentelarreina.....	11
2.2.1.1. Yesos masivos y nodulares con intercalaciones de margas grises (307). Sueviense.3.1.1yesos masivos y nodulares con intercalaciones de margas grises (307). Sueviense	11
2.2.1.2. Arcillas y margas grises con alguna intercalación de areniscas y yesos (311). Sueviense.3.1.2arcillas y margas grises con alguna intercalación de areniscas y yesos (311). Sueviense).....	12
2.2.2. Ciclo II: unidad de mues-Tafalla.....	14
2.2.2.1. Areniscas conglomeraticas, areniscas, limolitas y arcillas rojas. Areniscas de mues (309). Sueviense	14
2.2.2.2. Arcillas y lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y yesos (312). Sueviense	16
2.2.2.3. Yesos y margas yesíferas. Intercalaciones lutíticas. Yesos de desajo (324). Sueviense	18
2.2.3. Ciclo III: unidad de mendigorria (Sueviense-Arverniense).	19
2.2.3.1. Conglomerados calcareos masivos con intercalaciones de lutitas y areniscas. Conglomerados de munaiain (327). Sueviense-Arverniense	19
2.2.3.2. Areniscas alternantes con lutitas rojas (354). Sueviense-Arverniense.3.3.2areniscas alternantes con lutitas rojas (354). Sueviense-Arverniense	21
2.2.3.3. Lutitas rojizas con intercalaciones de areniscas localmente yesos (350). Sueviense-Arverniense.3.3.3lutitas rojizas con intercalaciones de areniscas localmente yesos (350). Sueviense-Arverniense	22
2.2.4. Ciclo IV. Unidad de gallipienzo-leoz (Arverniense-Ageniense).....	24
2.2.4.1. Conglomerados calcareos y areniscas (381). Arverniense-Ageniense.....	25
2.2.4.2. Areniscas en capas extensas y lutitas ocre y amarillentas (382). Arverniense-Ageniense	26
2.2.4.3. Fangos ocre. Niveles de areniscas (410). Arverniense-Ageniense.3.4.3fangos ocre. Niveles de areniscas (410). Arverniense-Ageniense	26

2.2.5.	Ciclo V: unidad de artajona-olite	27
2.2.5.1.	Conglomerados calcareos y areniscas. Conglomerado de montejurra (412). Ageniense-Aragoniense	27
2.2.5.2.	Areniscas en capas extensas y lutitas ocreas y amarillentas (403). Ageniense-Aragoniense	28
2.2.5.3.	Fangos ocreas. Niveles de areniscas y calizas. (519). Ageniense-Aragoniense.....	28
2.2.6.	Ciclo VI. Unidad sierra de ujue	29
2.2.6.1.	Areniscas y lutitas ocreas y amarillentas. (530) Aragoniense-Vallesiense.	29
2.3.	CUATERNARIO	31
2.3.1.	Pleistoceno	31
2.3.1.1.	Limos, gravas, cantos y bloques. Glacis (543). Pleistoceno.	31
2.3.1.2.	Limo-arcillas, gravas, cantos y bloques. Terrazas (548). Pleistoceno-holoceno	31
2.3.2.	Holoceno.....	32
2.3.2.1.	Limos, arenas, gravas, cantos y bloques. Fondos de valles (545), llanura de inundación (529). Meandros abandonados (541) y conos de deyección (510).	32
2.3.2.2.	Limo-arcillas, gravas, cantos y arenas. Coluviones (543).	32
2.3.2.3.	Limo-arcillas con cantos dispersos. Depósitos aluvial-coluvial (537).	33
2.3.2.4.	Materiales heterogéneos diversos. Escombreras o vertederos (539) actual.	33
3.	TECTONICA.....	34
3.1.	TECTONICA REGIONAL.....	34
3.2.	DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS	36
3.2.1.	Anticlinal de cirauqui	37
3.2.2.	Sinclinal de oteiza	37
3.2.3.	Diapiro de alkoz.....	37
3.2.4.	Anticlinal de arinzano.....	38
3.2.5.	Fallas supuestas del valle del río Ega	38
4.	GEOMORFOLOGÍA.....	39
4.1.	SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	39
4.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	40
4.2.1.	Estudio morfoestructural	40
4.2.2.	Estudio del modelado	41
4.2.2.1.	Formas de ladera	41
4.2.2.2.	Formas fluviales	41
4.2.2.3.	Formas poligénicas	42
4.2.2.4.	Formas antrópicas	43
4.2.3.	Formaciones superficiales.....	43
4.2.3.1.	Limo-arcillas, gravas, cantos y arenas. Coluviones (a). Laderas. Holoceno.....	43

4.2.3.2.	Limo-arcillas, gravas, cantos y bloques. Terrazas (b, c, d, e, f). Fluvial. Pleistoceno-holoceno	44
4.2.3.3.	Limos, arenas, gravas, cantos y bloques. Fondos de valle . Llanura de inundación. Meandros abandonados. Conos de deyección (g). Fluvial. Holoceno	48
4.2.3.4.	Limos, gravas, cantos, bloques y arenas. Glacis (h, i). Poligénico. Pleistoceno	48
4.2.3.5.	Limo-arcillas con cantos dispersos. Depósitos aluvial-coluvial. (j). Poligénico. Holoceno.	50
4.2.3.6.	Materiales heterogéneos diversos. Escombreras o vertederos (k). Antropico. Actual	50
4.3.	EVOLUCIÓN DINÁMICA	50
4.4.	MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	51
5.	HISTORIA GEOLOGICA	52
5.1.	EVOLUCION DURANTE EL MESOZOICO Y TERCIARIO INFERIOR	52
5.2.	EVOLUCION DESDE EL EOCENO FINAL AL PLIOCENO	56
5.3.	MACROSECUENCIA DEL OLIGOCENO INFERIOR	57
5.3.1.	Macrosecuencia del oligoceno superior-mioceno superior	58
5.3.2.	Macrosecuencia del mioceno final-pleioceno	58
6.	GEOLOGIA ECONOMICA	60
6.1.	RECURSOS MINERALES	60
6.1.1.	Arcillas	60
6.1.1.1.	Arenas	60
6.1.2.	Gravas	61
6.2.	HIDROGEOLOGIA	62
6.2.1.	Introducción	62
6.2.2.	Unidad hidrogeológica sur	62
6.2.3.	Unidad del aluvial del Ebro y afluentes	64
6.2.4.	Unidad de loquiz	65
6.3.	GEOTECNIA	68
6.3.1.	INTRODUCCIÓN	68
6.3.2.	ZONACION GEOTECNICA	69
6.3.3.	DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES	70
7.	BIBLIOGRAFIA	7

1. INTRODUCCIÓN

La hoja topográfica a escala 1:25.000 de Oteiza (172-II), se halla comprendida entre los meridianos $1^{\circ}51'10''$ y $2^{\circ}0'10''$ y los paralelos $42^{\circ}35'4''$ y $42^{\circ}40'4''$, ocupando una posición centrooccidental dentro de la Comunidad Foral de Navarra.

La mayor parte de la hoja se encuentra ocupada por un relieve suavemente alomado, caracterizado por presentar altitudes medias entre 650 m. en las estribaciones más orientales de Montejurra y cerca de 400 m. en la parte más meridional del valle del Ega.

El drenaje en el ámbito de la hoja se realiza mediante una red de valles y barrancos, la mayoría de ellos con circulación esporádica de agua, que son afluentes de la cuenca del Ega, en la parte occidental de la hoja, y del Arga en la oriental. Toda el área queda comprendida dentro de la Cuenca Hidrográfica del Ebro.

El clima en la región presenta características claramente continentales, con una oscilación térmica entre 11 y 14 grados, que aumenta hacia el Sur. La precipitación media anual se sitúa en torno a los 500 mm.

La densidad de población es media-baja, siendo el único núcleo de población reseñable Oteiza, que da nombre a la hoja. La economía en el área es fundamentalmente agrícola.

Desde el punto de vista geológico la hoja de Oteiza se localiza en el borde Norte de la Depresión terciaria del Ebro. En su esquina noroccidental se ubican materiales relacionados con el diapiro de Estella, que se desarrolla más ampliamente sobre todo hacia el NO.

Los materiales son, fundamentalmente, areniscas y fangos, con niveles detríticos más gruesos (conglomerados), en el entorno de la terminación oriental de Montejurra y el diapiro de Estella.

Desde el punto de vista estructural, además de la presencia citada del asomo diapírico de Estella, deben destacarse el accidente del Ega, que constituye una fractura de gran importancia, y el sinclinal de Oteiza, que ocupa prácticamente la zona central y oriental de la hoja.

1.- ESTRATIGRAFIA1.- ESTRATIGRAFIA

2. ESTRATIGRAFIA

Como se ha mencionado en el capítulo de Introducción, en la presente hoja de Oteiza, 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 le 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 discordantes 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 Mendigorria

-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. MESOZOICO

2.1.1. Triásico

2.1.1.1. Arcillas abigarradas, yesos y sales (151). Rocas subvolcanicas. Ofitas (153). Facies Keuper

Estos materiales afloran en el borde N de la hoja de Oteiza, en la terminación meridional del Diapiro de Alloz.

Están constituidos por arcillas de tonos versicolores, rojizas, grises y verdosas, con intercalaciones de bancos masivos de yesos que en ocasiones (cortes de la carretera N-111 a la altura de Lorca) se presentan a manera de grandes bolos de hasta 10 m. de diámetro con aspecto "aboudinado".

En las arcillas, son frecuentes los minerales autógenicos del tipo de los cuarzos bipiramidados o Jacintos de Compostela.

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

En estos materiales se emplazan masas de rocas volcánicas básicas de tipo ofítico (153), frecuentemente alteradas lo que impide apreciar su disposición original.

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

2.1.2. Jurásico

2.1.2.1. Dolomias y calizas dolomíticas tableadas (157). Liásico.

Corresponde a un pequeño afloramiento situado al S de la población de Lorca.

Se trata de un bloque formado por dolomias grises oscuras, en corte, estratificadas en bancos gruesos (de hasta 1 m de espesor) que localmente se encuentran brechificadas o adquieren un aspecto carniolar.

Por sus características faciales, se les atribuye al Liásico, posiblemente al intervalo Hettangiense-Sinemuriense.

Estos materiales se han depositado en ambientes someros y restringidos de tipo sebkha costera bajo condiciones de hipersalinidad.

2.2. Terciario Continental

En la hoja de Oteiza afloran, desde el núcleo del Anticlinal de Cirauqui, que ocupa la esquina NE de la misma, hasta el eje del Sinclinal de Oteiza, que atraviesa de N a S la zona central de la hoja, seis ciclos de carácter genético-sedimentario con sus correspondientes litofacies.

Estas unidades son las siguientes:

- Unidad de Añorbe-Puentelarreina

- Unidad de Mués-Tafalla

- Unidad de Mendigorria

- Unidad de Gallipienzo-Leoz

- Unidad de Artajona-Olite

- Unidad Sierra de Ujué

2.2.1. Ciclo I: unidad de añorbe-puentelarreina

Los materiales de esta unidad constituyen los términos aflorantes inferiores del Terciario continental de la región. Están representadas dos litofacies, relacionadas entre si por cambio lateral, de lutitas con intercalaciones de areniscas y yesos, y de yesos masivos.

2.2.1.1. Yesos masivos y nodulares con intercalaciones de margas grises (307). Sueviense. 3.1.1 yesos masivos y nodulares con intercalaciones de margas grises (307). Sueviense

El único afloramiento de estos materiales ocupa la esquina NE de la hoja, al S de la localidad de Mañeru.

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

Están constituida la unidad por bancos de yesos blanquecinos de aspecto masivo y textura alabastrina a veces nodulosos, estratificados en capas entre 10 y 100 cm y que contienen intercalaciones de margas yesíferas de tonos grises y verdosos.

Por datos obtenidos de dos sondeos realizados en lugares próximos, se ha comprobado la existencia de halita en el núcleo del anticlinal. Se desconoce la potencia total del tramo, ya que no existe ningún punto en que aflore la base de la unidad. La potencia estimada es de 300 m.

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

Su atribución cronológica se ha efectuado en base a su posición estratigráfica.

2.2.1.2. Arcillas y margas grises con alguna intercalación de areniscas y yesos (311). Sueviense.3.1.2 arcillas y margas grises con alguna intercalación de areniscas y yesos (311). Sueviense)

En cambio lateral y hacia techo de la unidad 11 se sitúan estos materiales, formados por arcillas de colores rojizos y margas de tonos grises que incluyen nódulos dispersos de yesos alabastrinos y niveles decimétricos de areniscas con bases canalizadas, laminación cruzada y ripples.

El espesor máximo que presentan es de 100 m.

Corresponden a depósitos de ambientes de playa lake, relacionadas con zonas distales de abanicos aluviales.

En la vecina hoja de Abarzuza (140-IV) se han muestreado estos niveles arcillosos, dando los siguientes resultados:

DESCRIPCIÓN:

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

MINERALOGÍA EN FRACCIÓN TOTAL

Filosilicatos 43%

Cuarzo 15%

Feldespatos 5% +

Calcita 34%

Dolomita 3%

Yeso-

Celestina-

Otros-

Se detectan micas

+ Los feldespatos son casi exclusivamente plagioclasas

MINERALOGÍA DE LA ARCILLA:

Illita 78%

Esmectita-

Vermiculita 5% +

Clorita-

Caolinita 17%

Interestrat. -

Índice de Biscaye-

Indice de Kubler^{2.1}

Vermiculita de carga variable y muy baja cristalinidad

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos

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

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

2.2.2. Ciclo II: unidad de mues-Tafalla

Los materiales del Ciclo II afloran asimismo en la esquina NE de la hoja, constituyendo parte del flanco SO del Anticlinal de Cirauqui. La relación entre los materiales del Ciclo II y la unidad suprayacente no es observable en los afloramientos, aunque se interpreta como un contacto paraconforme.

La unidad de Mues-Tafalla presenta tres litofacies. La inferior está constituida por areniscas y arcillas de origen fluvial y tonos rojos intensos. La intermedia, transicional con la anterior, esta formada por arcillas y lutitas rojas con algunas intercalaciones areniscosas. La superior es de naturaleza evaporítica, correspondiendo a los Yesos de Desojo o Tafalla.

Un detallado estudio sobre estas litofacies y los procesos sedimentarios que los originaron fue realizado por SOLE, J. (1972).

2.2.2.1. Areniscas conglomeraticas, areniscas, limolitas y arcillas rojas. Areniscas de mues (309). Sueviense

Esta unidad está constituida por una alternancia de areniscas y limos, con intercalaciones arcillosas, que destacan en el paisaje por el color rojo intenso del conjunto. Las capas de arenisca no sobrepasan los 2 m de potencia siendo característicos de este tramo la

continuidad lateral de estos bancos. RIBA y PEREZ MATEROS (1962), las llamaron "Areniscas tigreadas de Mués".

La potencia de este tramo dentro de la hoja de Oteiza alcanza los 700 m. en la sección de Cirauqui.

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

Las areniscas son generalmente de grano medio a grueso, a veces con pequeñas gravillas en la base de los canales. Las capas de menor potencia presentan laminaciones debidas a ripples, rara vez laminación paralela. Suelen presentar bioturbación de moderada a elevada, habiendose borrado en ocasiones las estructuras primarias. Es frecuente la presencia en las areniscas de bandeados o manchas en distintas tonalidades de rojo, que les dan un aspecto tigreado característico. Las capas de mayor potencia llegan a veces a alcanzar 6 m de potencia, por amalgamación de canales, aunque la mas frecuentes oscilan entre 1 y 3 m.

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

El espesor que alcanza la unidad cartográfica en el corte de Cirauqui es de 500 m.

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

Se atribuye la edad Sueviense por posición estratigráfica.

2.2.2.2. Arcillas y lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y yesos (312). Sueviense

Esta unidad de carácter heterolítico se apoya sobre la unidad cartográfica anterior.

Está formada por limolitas y arcillas grises y rojizas con capas centimétricas a métricas de areniscas de grano medio a fino y limos carbonatados y calizas grises. Localmente intercalan margas yesíferas verdes y niveles de yeso blanquecino.

La potencia de la unidad en el corte de Cirauqui es de 250 m.

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

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

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

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

DESCRIPCIÓN:

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

MINERALOGÍA EN FRACCIÓN TOTAL

Filosilicatos 47%

Cuarzo 9%

Feldespatos 4%

Calcita 36%

Dolomita 4%

Yeso-

Celestina-

Otros-

+ Los feldespatos son calco-sódicos

MINERALOGÍA DE LA ARCILLA:

Illita 67%

Esmectita-

Vermiculita 7%

Clorita 5%

Caolinita 21% +

Interestrat. -

Índice de Biscaye-

Índice de Kubler 2.8

Es una clorita degradada, con los islotes brucíticos parcialmente destruidos, por lo que presenta un cierto grado de hinchamiento.

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

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos

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

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

2.2.2.3. Yesos y margas yesíferas. Intercalaciones lutíticas. Yesos de desajo (324). Sueviense

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

Esta formada por una alternancia de bancos de yesos blanquecinos y negruzcos y tramos grises y verdosos. Los bancos oscilan entre pocos centímetros y 25 m aproximadamente. En

detalle estos bancos están formados por capas alternantes de yeso alabastrino blanquecino de tipo microlenticular, con aspecto externo masivo, y yesos laminados negruzcos. Estos últimos presentan litofacies de yeso primario laminado, estando constituidas las láminas por acumulaciones de lensoides de pequeño tamaño, que pueden disponerse paralelos a la estratificación o no.

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

La potencia media de la unidad en esta zona es cercana a los 250 m.

Las características sedimentológicas de los materiales de esta unidad hace pensar en que se depositaron en un medio lacustre de elevada salinidad. La sedimentación de las evaporitas fue subacuática.

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

2.2.3. Ciclo III: unidad de mendigorria (Sueviense-Arverniense).

Los materiales del Ciclo III se localizan en una banda alargada en dirección NO-SE en la esquina NE de la hoja de Oteiza, ocupando las laderas meridionales del Valle del río Salado, y en la zona noroccidental de la misma, (O del río Ega).

Atendiendo a su composición litológica, se han diferenciado tres litofacies, una conglomerática (327) (conglomerados de Muniain), otra areniscosa con intercalaciones lutíticas (354), y otra de naturaleza principalmente lutítica (350).

2.2.3.1. Conglomerados calcareos masivos con intercalaciones de lutitas y areniscas. Conglomerados de muniain (327). Sueviense-Arverniense

Esta unidad aflora en las proximidades de Muniain de la Solana, y al Sur de Estella, a manera de interdigitaciones de la gran masa conglomerática de Montejurra. Según nos separamos del

diapiro de Estella, la unidad pasa lateralmente y de forma progresiva a los depósitos del término 19. Su espesor es variable, alcanzándose las máximas potencias a la altura de la ladera NE de Montejurra, donde se ha estimado un espesor algo superior a 300 m.

La litología predominante dentro de la unidad son los conglomerados de colores crema, grises e incluso rojizos. Estos depósitos groseros fundamentalmente están compuestos por cantos de calizas (fundamentalmente del Jurásico, Cretácico superior y Eoceno), aunque también contienen una proporción baja pero significativa de clastos y granos de cuarzo, así como de fragmentos de rocas exóticas como gneises, pizarras (algunas de ellas muy ricas en minerales de hierro, oligisto y limonita), y cuarcitas. La matriz de los depósitos conglomeráticos suele ser por lo general de naturaleza arenosa y/o microconglomerática, y además suele ser normalmente de colores pardo-rojizos.

Los niveles individuales de los conglomerados tienen espesores que habitualmente superan los 2 m, y suelen presentar una base alabeada de carácter netamente erosivo. Internamente suelen presentar granoclasificación positiva que en muchos casos culmina con una arenisca microconglomerática, aunque también pueden estar desorganizados. Las estructuras sedimentarias son escasas y principalmente se concentran en la parte superior de los niveles (tramo arenoso), donde a menudo se observan estratificaciones y laminaciones cruzadas y paralelas.

Entre los conglomerados se reconocen intercalaciones de lutitas y areniscas de colores rojizos, y eventualmente niveles centimétricos y nódulos de yesos. Las areniscas aparecen en niveles discretos y suelen tener carácter y composición similares a las de las areniscas con que culminan los conglomerados.

En conjunto los materiales de la unidad corresponderían a depósitos tractivos de canales, generados en zonas proximales de abanicos aluviales. La disposición radial de dichos abanicos alrededor del diapiro de Estella, indica que su área de procedencia sería la propia cúpula diapírica, hoy en día desmantelada. La presencia de materiales exóticos dentro de los conglomerados (fragmentos de gneises, pizarras y cuarcitas), además indicaría que el depósito de los conglomerados de esta unidad se produjo durante un intervalo en que el diapiro comenzaba a extruir en superficie, ya que dichos materiales exóticos, de edad probablemente paleozoica, actualmente solo se reconocen dentro de la masa halocinética.

Este conjunto se ha considerado que los materiales de la unidad 18 serían de edad Sueviense-Arverniense (Oligoceno medio-superior).

2.2.3.2. Areniscas alternantes con lutitas rojas (354). Sueviense-Arverniense.
3.3.2. areniscas alternantes con lutitas rojas (354). Sueviense-Arverniense

Los materiales conglomeráticos de la unidad 18, lateralmente evolucionan hacia el centro de la cuenca a facies más finas, constituidas por alternancias de areniscas y lutitas (término 19). A lo largo del cuadrante de Oteiza, estos materiales afloran en las mismas áreas. Su espesor es variable, alcanzando en la vecina hoja de Arróniz los 300 m.

Las areniscas que componen este término son de grano grueso, eventualmente microconglomeráticas a la base, y generalmente son de colores ocre, aunque hacia la base del conjunto pueden también presentar tonos rojizos y parduzcos. Aparecen como cuerpos de potencia métrica (ocasionalmente hasta 10 m), que en la lateral pueden trazarse sobre distancias kilométricas (en la cartografía se han señalado como líneas de capa). Internamente forman secuencias positivas estrato- y granodecrecientes, que en la mayoría de los casos muestran la siguiente organización: comienzan con una superficie erosiva y alabeada que es recubierta por las capas de areniscas más gruesas. Estas son generalmente másivas, de espesores decimétricos a métricos, y suelen presentar estratificaciones cruzadas, planares y de surco, y amalgamaciones laterales. En la vertical los depósitos más gruesos evolucionan a areniscas de grano más fino, dispuestas en niveles de menor espesor y con mayor continuidad lateral, en las que es frecuente observar estructuras de corriente (laminaciones planares y cruzadas de ripples). En las zonas más distales, estos últimos depósitos llegan a ser mayoritarios dentro de cada paquete, y finalmente puede observarse como se interdigitan con los depósitos más finos de la unidad.

Petrológicamente todas las areniscas corresponden a litarenitas de granos subangulosos a subredondeados, fundamentalmente compuestas por granos silíceos y carbonatados. Hacia la base de la unidad, dentro de las areniscas también se han reconocido clastos ferruginosos y de yeso.

Los materiales entre los que se intercalan los cuerpos areniscos corresponden a sucesiones bastante homogéneas de limolitas, lutitas y arcillas, de colores generalmente rosados, pero que localmente también presentan tonalidades ocre y grises. Entre estos depósitos y a diferentes alturas se reconocen niveles centimétricos de yeso, que también pueden aparecer como nódulos orientados paralelamente a la estratificación.

Sedimentológicamente, los materiales del término 19 se consideran como sedimentos representativos de zonas medias de abanicos aluviales, acarreados por corrientes tractivas. Los depósitos finos entre los que se intercalan definen, por su parte, una llanura lutítica de carácter más distal, en la que eventualmente se desarrollaban depósitos evaporíticos (yesos).

La edad de todo el conjunto se establece, al igual que para el término 18, en Sueviense-Arverniense (Oligoceno medio-superior).

2.2.3.3. Lutitas rojizas con intercalaciones de areniscas localmente yesos (350). Sueviense-Arverniense.3.3.3lutitas rojizas con intercalaciones de areniscas localmente yesos (350). Sueviense-Arverniense

Esta unidad se localiza en las laderas meridionales del Valle del río Salado, encontrándose parcialmente cubierta por depósitos recientes así como en la margen derecha del río Ega, en el cuadrante suroccidental de la hoja.

Está formada por lutitas y margas rojizas, rosadas y grises en ocasiones que intercalan niveles decí a centimétricos de areniscas de grano fino y muy fino y nódulos dispersos de yesos alabastrinos secundarios.

El espesor del conjunto es de 325 m en la sección de Cirauqui.

Las areniscas presentan frecuentes laminaciones cruzadas, ripples de corriente, cantos blandos y bioturbación moderada. Estos sedimentos se interpretaban como correspondientes a una llanura lutítica distal dentro de un sistema de abanicos aluviales.

Se les atribuye una edad Sueviense-Arverniense por su posición estratigráfica.

En la vecina hoja de Abarzuza, en niveles estratigráficamente equivalentes, se ha analizado muestras arcillosas, obteniéndose los siguientes resultados:

DESCRIPCIÓN:

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

MINERALOGÍA EN FRACCIÓN TOTAL

Filosilicatos 20%

Cuarzo 30%

Feldespato 5% +

Calcita 45%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Otros -

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

MINERALOGÍA DE LA ARCILLA:

Illita 62%

Esmectita-

Vermiculita 29%

Clorita-

Caolinita 9%

Interestrat. -

Índice de Biscaye-

Índice de Kubler 3.5

Vermiculita de baja cristalinidad

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos

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

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

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

Los materiales del Ciclo IV se localizan en una franja de sentido NO-SE en el cuadrante NE de la hoja, así como en la zona occidental de la misma.

Las litofacies que presentan son tres:

Una litofacies conglomerática y areniscosa restringida a la zona occidental, otra litofacies de arenisca en capas extensas alternantes con lutitas, y otra litofacies más lutítica y con menor contenido areniscoso.

Todas estas litologías corresponden a partes proximales, medias y distales de unos abanicos aluviales cuyas cabeceras se situarían hacia el sector de Montejurra.

2.2.4.1. Conglomerados calcareos y areniscas (381). Arverniense-Ageniense

Estos depósitos alcanzan su máximo desarrollo en las laderas N y NE de Montejurra, donde aparecen dando un cresterio de capas subverticales muy característico, y donde alcanzan su máximo espesor (algo más de 600 m). Afloran a lo largo del borde noroccidental de la hoja de Oteiza.

Corresponden en su mayor parte a conglomerados calcareos de colores crema y amarillentos, principalmente constituidos por calizas del Terciario marino (calizas de algas y macroforaminíferos: nummulites, alveolinas, etc), pero que en ocasiones también incluyen una proporción importante de clastos de arenisca y de calizas más antiguas (Jurásico y Cretácico), e incluso de conglomerados previos (estos últimos relativamente escasos). La matriz es arenosa y microconglomerática, y generalmente de color pardo u ocre.

Estos conglomerados se ordenan en cuerpos individuales de espesor métrico, que a su vez forman secuencias positivas estrato- y granodecrecientes de espesor decamétrico, culminadas con niveles de areniscas. Dentro de los cuerpos son comunes las amalgamaciones entre capas. Internamente los conglomerados presentan granoclasificación vertical, aunque pueden mostrarse desorganizados. Hacia su techo, en los términos más finos de los bancos (tramos arenosos), es posible distinguir estratificaciones y laminaciones cruzadas.

Las intercalaciones entre los cuerpos conglomeráticos corresponden a lutitas y areniscas de colores ocre y amarillentos. Estas últimas tienen espesores no superiores a medio metro, y pueden aparecer bien como capas planoparalelas o con base alabeada y de carácter erosivo. En todas ellas son frecuentes las estructuras de corriente.

La interpretación sedimentológica que se da a estos depósitos es la misma que la establecida para sus equivalentes de la Unidad de Mendigorria. En conjunto, corresponden a depósitos tractivos de canales y barras, generados en zonas proximales de abanicos aluviales. La disposición radial de dichos abanicos alrededor del diapiro de Estella, indica que su área de

procedencia sería la propia cúpula diapírica. De todos ellos el abanico principal, dada su potencia y proximalidad de las facies, aflora actualmente en la zona de Montejurra. Esto indica que, para esta etapa, el flanco Sur de la bóveda diapírica constituyó un área algo más subsidente y más activa dentro del sistema aluvial, por la cual se canalizaban los depósitos más gruesos.

Por correlación con otras áreas de la cuenca y por su posición estratigráfica, estos materiales serían de edad Arverniense-Ageniense (Oligoceno superior-Mioceno inferior).

2.2.4.2. Areniscas en capas extensas y lutitas ocre y amarillentas (382). Arverniense-Ageniense

Esta unidad cartográfica aflora tanto en el cuadrante NE de la hoja de Oteiza como en su parte occidental, hacia el Montejurra y en el anticlinal de Arinzano.

Está constituida por areniscas de grano fino y medio en bancos de extensión hectométrica y espesores métricos, alternantes con lutitas de tonos pardo-amarillentos, ocre y rojizos. Localmente existe alguna capilla centimétrica de limos carbonatados. El espesor del conjunto alcanza los 100 m. en Cirauqui.

Los niveles de areniscas presentan cierta bioturbación, y estructuras canalizadas con laminación cruzada planar, ripples de corriente y cantos blandos.

Se interpretan como depósito fluviales anastomosadas y de llanura lutítica en partes medias de abanicos aluviales.

Se les atribuye una edad Arverniense-Ageniense por su posición estratigráfica.

2.2.4.3. Fangos ocre. Niveles de areniscas (410). Arverniense-Ageniense. 3.4.3 fangos ocre. Niveles de areniscas (410). Arverniense-Ageniense

Esta unidad se sitúa sobre la unidad 24 descrita en el epígrafe anterior de manera transicional, por disminución progresiva del contenido arenoso.

Está constituida por arcillas amarillentas y ocres alternando con niveles de areniscas de grano fino en capas de tamaño centi a decimetrico, y algunos canales de escasa extensión lateral y espesor inferior a 1 m., y grano medio-grueso.

Como estructuras sedimentarias presentan granoselección positiva, laminaciones cruzadas planares y en surco, y ripples de corriente.

Las características sedimentológicas mencionadas indican, para estas zonas distales y de llanura lutífica, el predominio de la deposición de lutitas, a menudo como resultado de inundaciones generalizadas originadas por fenómenos de arroyada en manto (sheet-floods) aunque coexistiendo con esporádicos flujos canalizados.

Por su posición estratigrafica, se les asigna al intervalo Arverniense-Ageniense.

2.2.5. Ciclo V: unidad de artajona-olite

Los materiales de esta unidad alcanzan bastante extensión superficial en ambos flancos del Sinclinal de Oteiza.

Dentro de la misma se han diferenciado tres litofacies.

La primera presenta litologías de conglomerados calcáreos y areniscas, y se restringe al sector NO de la hoja, en los relieves de Montejurra. La segunda corresponde a areniscas en canales extensos alternantes con lutitas. La tercera, corresponde a lutitas ocres con menores intercalaciones de areniscas y calizas.

Este conjunto de litofacies corresponde a un sistema aluvial cuya zona apical se situaría hacia el Diapiro de Estella.

2.2.5.1. Conglomerados calcareos y areniscas. Conglomerado de montejurra (412). Ageniense-Aragoniense

Estos depósitos son de similares características y composición a los que componen el término 23 de la Unidad de Gallipienzo-Leoz: cuerpos de conglomerados calcareos (de calizas

terciarias y en muy baja proporción clastos de cuarzo, arenisca y calizas de otras edades) y niveles de litarenitas que se ordenan en secuencias métricas estrato- y granodecrecientes. Todos estos materiales también se interpretan, por sus caracteres, como depósitos proximales de abanicos aluviales.

2.2.5.2. Areniscas en capas extensas y lutitas ocre y amarillentas (403). Ageniense-Aragoniense

Afloran a lo largo del valle del Ega, especialmente en núcleo del anticlinal de Arinzano.

Esta unidad está constituida por areniscas de grano medio y grueso, en bancos de continuidad lateral hectométrica y espesores métricos que alternan con limos y arcillas de tonos ocre-amarillentos y rojizos en ocasiones.

Las areniscas corresponden a rellenos de paleocanales con frecuentes estructuras de acreción lateral, laminación cruzada planar y ripples. También existen bancos con gravas calcáreas y cantos blandos en la base.

Corresponden a depósitos formados en el tránsito de un ambiente fluvial de alta energía, con cursos anastomosados y regímenes de sheet floods, a depósitos fluviales meandriformes de energía decreciente.

Por su posición estratigráfica se les atribuye una edad comprendida entre el Ageniense y posiblemente, el Aragoniense.

2.2.5.3. Fangos ocre. Niveles de areniscas y calizas. (519). Ageniense-Aragoniense

Esta unidad se localiza hacia techo y en parte, en cambio lateral con la unidad 28.

Está formada por limos y arcillas de tonalidades ocre y amarillentas, localmente rosadas, que incluyen de espesores decimétricos a métricos de areniscas de grano fino y medio.

En la sección de Cirauqui, la unidad alcanza un espesor cercano a los 500 m.

Como estructuras sedimentarias abunda la laminación cruzada planar y en surco, con bioturbación baja a moderada.

Corresponden a zonas medias-distales de abanicos aluviales, con desarrollo de canales fluviales anastomosados.

Al igual que la unidad anterior, a esta se le asigna una edad Ageniense-Aragoniense por su posición estratigráfica.

2.2.6. Ciclo VI. Unidad sierra de ujue

Los materiales de este ciclo constituyen el último episodio del relleno sedimentario terciario en el ámbito de la hoja de Oteiza. Ocupan el sector central de la misma, con una disposición geométrica de sinclinal.

No son frecuentes los afloramientos donde poder realizar observaciones detalladas, sobre todo en zonas con predominio de lutitas.

2.2.6.1. Areniscas y lutitas ocre y amarillentas. (530) Aragoniense-Vallesiense.

Esta unidad está formada por una alternancia de areniscas de grano medio y fino, en paleocanales de escasa extensión lateral, y lutitas de tonos ocre y amarillentos que localmente pueden presentarse con colores más rosados.

Las areniscas presentan laminaciones cruzadas y bioturbación moderada.

Se interpretan como depósitos de llanura lutítica donde se desarrollan canales fluviales de carácter anastomosado.

Tentativamente, se les asigna una edad Aragoniense-Vallesiense.

En la vecina hoja de Abarzuza, dentro de esta unidad se ha realizado un muestreo para su análisis, dando los siguientes resultados:

DESCRIPCIÓN:

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

MINERALOGIA EN FRACCIÓN TOTAL

Filosilicatos 10%

Cuarzo 32%

Feldespato -

Calcita 58%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Otros -

MINERALOGÍA DE LA ARCILLA:

Illita 65%

Esmectita -

Vermiculita 24%

Clorita -

Caolinita 11%

Interestrat. -

Índice de Biscaye-

Índice de Kubler 2.3

Vermiculita de baja cristalinidad

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos

Cuarzo (32%) / Calcita (58%)

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

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Pleistoceno

2.3.1.1. Limos, gravas, cantos y bloques. Glacis (543). Pleistoceno.

Estas formaciones superficiales se encuentran representadas principalmente en la margen derecha del río Ega.

Se trata de limo-arcillas, con gravas, cantos y bloques de arenisca o conglomerados y algo de fracción arenosa.

2.3.1.2. Limo-arcillas, gravas, cantos y bloques. Terrazas (548). Pleistoceno-holoceno

Se han cartografiado 5 niveles correspondientes a los ríos Ega, Arga, Irarzu y Salado.

En el primero de ellos se observan cuatro terrazas, situadas a +(10-15); +(22-30); +(35-45) y +(50-55) m, sobre el cauce actual.

El Arga, en el contexto de la hoja, posee tres depósitos, a +5, +10 y +50 m.

Para el Iranzu tan solo se ha cartografiado un nivel, a +(15-18 m).

Por último, en el Salado, se reconoce una terraza a +15 m.

Litológicamente están constituidas por limo-arcillas, con arenas muy subordinadas, gravas, cantos y bloques de caliza, arenisca, y muy raramente cuarcita.

La edad de todos los depósitos descritos se atribuye al Pleistoceno, salvo el nivel inferior (río Arga), que debe considerarse ya como Holoceno.

2.3.2. Holoceno

2.3.2.1. Limos, arenas, gravas, cantos y bloques. Fondos de valles (545), llanura de inundación (529). Meandros abandonados (541) y conos de deyección (510).

Se incluyen en este apartado todos los depósitos relacionados con la génesis fluvial, y de edad Holoceno.

En los puntos donde ha sido posible caracterizar estas formaciones, presentan una litología compuesta por limos, arenas, gravas, cantos y bloques de arenisca y caliza, con textura desde subangulosa a subredondeada.

Los espesores oscilan entre 1 y 3 metros para los conos de deyección y cauces o meandros abandonados, no siendo posible establecer una estimación en los fondos de valle y llanura de inundación del río Arga, si bien las potencias visibles no superan los 3-4 m.

2.3.2.2. Limo-arcillas, gravas, cantos y arenas. Coluviones (543).

Se trata de depósitos poco potentes, entre 0,5 y 1,5 m de distribución irregular en el contexto de la hoja y edad Holoceno.

Son limos o arcillas, con gravas y cantos fundamentalmente de areniscas y más esporádicamente de yeso. En algunos de ellos se ha detectado algo de matriz arenosa.

2.3.2.3. Limo-arcillas con cantos dispersos. Depósitos aluvial-coluvial (537).

Son recubrimientos de génesis mixta, fluvial-vertiente, que se instalan en zonas o áreas deprimidas.

Constan de limo-arcillas con algunos cantos de arenisca, subangulosos y subredondeados.

Su génesis es subactual.

2.3.2.4. Materiales heterogéneos diversos. Escombreras o vertederos (539) actual.

Son rellenos de materiales de desechos diversos, con espesores comprendidos entre 3 y 10 m.

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 PRINCIPALES ESTRUCTURAS

Desde el punto de vista estructural, la hoja de Oteiza se enmarca en la zona septentrional de la Depresión del Ebro, próxima a la alineación diapírica de Estella-Dax.

El área ocupada por la misma se caracteriza por una estructura sencilla, definida por el laxo sinclinal de Oteiza cuyo eje, con una dirección sensiblemente N-S, la atraviesa por su zona central.

Dentro de la hoja pueden definirse los siguientes elementos tectónicos:

3.2.1. Anticlinal de cirauqui

Su núcleo ocupa la esquina nororiental de la hoja, y está afectado por una fractura con posible componente inversa.

El anticlinal de Cirauqui tien una dirección NO-SE; en la hoja de Oteiza, aflora su flanco SO, con buzamientos variables entre 40 y 75°, que disminuyen hasta llegar a valores en torno a los 5°, conforme se acerca al eje del sinclinal de Oteiza.

En el ámbito de la hoja, la parte aflorante de esta estructura, conforma un extenso monoclinal que ocupa la mitad oriental de la hoja.

3.2.2. Sinclinal de oteiza

Como ya se ha indicado, atraviesa la hoja de Oteiza por su parte central, manteniendo una dirección sensiblemente submeridiana.

Geoméricamente, dibuja una suave estructura sinclinal, cuyos flancos buzan entre 5 y 15°, presentando pequeños pliegues menores asociados de dirección N30E, unos 2 Km. al SE de Villatuerta, así como leves ondulaciones en la zona de su núcleo, que resultan difícilmente cartografiables.

3.2.3. Diapiro de alloz

En el borde Norte de la hoja de Oteiza, y hacia su zona central, se localiza la terminación meridional del diapiro de Alloz.

Al igual que los vecinos diapiros de Estella y Salinas de Oro, forma parte de la alineación diapírica de Estella-Dax, o falla de Pamplona; se trata de un accidente profundo que, para la mayoría de autores, representa el límite estructural entre la Región Vasco-Cantábrica y la zona central surpirenaica.

El diapiro de Alloz, corresponde a una extrusión diapírica, alineada según una dirección NO-SE, prácticamente paralela a la del anticlinal de Cirauqui.

Asociadas a su borde meridional, se presenta un sistema de fracturas conjugadas de dirección NNO-SSE y ONO-ESE.

3.2.4. Anticlinal de arinzano

Se trata de un pliegue menor, transverso al sinclinal de Oteiza, con una dirección sensiblemente E-O.

Su flanco septentrional está afectado por fallas directas y dirección ONO-ESE, alguna de las cuales es visible en la trinchera de la carretera entre Legardeta y Oteiza.

Su génesis posiblemente está relacionada con movimientos de ascenso dle diapiro de Estella, que se encuentra localizado en las cercanías de la esquina NO de la hoja.

3.2.5. Fallas supuestas del valle del río ega

Corresponden a un accidente o accidentes de importancia regional que presentan una dirección general Norte-Sur, y a favor de los que se ha encajado el río Ega, labrando su actual valle.

Se define hacia el Oeste un bloque elevado, donde resalta el macizo de Montejurra, sobre los materiales del sinclinal de Oteiza, al Este.

Su trazado se ha deducido del análisis de los depósitos terciarios, ya que las condiciones de afloramiento son inexistentes, al estar cubierto por los depósitos cuaternarios de aluvial y terrazas del río Ega.

4. GEOMORFOLOGÍA

En la región del territorio navarro en que se ubica la hoja de Oteiza, se reconocen 3 grandes unidades o dominios geomorfológicos. Relieves en Cuestas, Llanuras y Lomas y por último Valles Fluviales.

Dentro de los primeros se inscriben los conjuntos orográficos nororientales (Sierra de Monte Esquinza-Iturchuria); los segundos, presentes en buena parte de la hoja, abarcan la comarca de Oteiza; los Valles Fluviales están constituidos por los corredores del Ega, Arga y Salado.

Las características geomorfológicas más significativas de la hoja de Oteiza, son por un lado el importante desarrollo de las formas asociadas a este último dominio geomorfológico) y en concreto las terrazas fluviales, que alcanzan dimensiones notables sobre todo en la margen izquierda del río Ega, junto a la presencia de un importante modelado estructural, por lo general de tipo monoclinal, con directrices fundamentales NO-SE.

De menor importancia son las formas asociadas a procesos de vertiente (laderas regularizadas y coluviones), presentes sobre todo en la mitad septentrional de la hoja, o aquellas de carácter mixto o poligénico, que se instalan principalmente en la margen derecha del río Ega.

Por último son reseñables las actividades antrópicas, acumulativas o extractivas, destacando dentro de este último grupo la cantera de yesos de Mañeru.

4.1. SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La hoja de Oteiza (172-II) 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, se caracteriza por una orografía poco contrastada, con altitudes que oscilan entre algo más de 300 m y unos 650 m, constituyendo un relieve llano o suavemente alomado, salvo en parte del cuadrante noroccidental, donde se alcanzan los mayores relieves: Marcora (668 m), Ladera de Sambil (576 m), Alto de Iturchuria (554 m), Santa Cruz (514 m), etc.

El río Ega constituye la principal arteria fluvial, discurriendo según una irectriz N-S por el tercio occidental de la hoja, mientras que el río Arga tan sólo recorre un reducido sector del borde SO del territorio de estudio.

El Salado, por su parte, conforma su valle en el cuadrante nororiental, en dirección NO-SE.

Otros cursos citables son el río Iruzu, que tributa sus aguas al Ega en las inmediaciones de Villatuerta y el arroyo de San Martín, que hace lo propio en el margen meridional de la hoja. Existen, además, numerosos barrancos de carácter esporádico o estacional, de los que cabe destacar los de Ozalaz y San Cristóbal.

El clima es mediterráneo continental templado, con temperaturas anuales medias de unos 13°C, y pluviometrías absolutas comprendidas entre 500 y 600 mm.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

El sustrato geológico de la hoja de estudio está constituido por yesos, areniscas, arcillas y margas de edad Oligoceno inferior, que afloran en el sector nororiental (margen izquierda del río Salado), mientras que por el resto del territorio se disponen arcillas, limos, areniscas en capas o paleocanales y conglomerados, atribuibles al Oligoceno superior y Mioceno inferior.

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

a)Escarpes y superficies estructurales en series monoclinales: areniscas oligo-miocenas de Ladera de Sanbil, Alto de Iturchuria, Santa Cruz, Piezas de la Muga y El Montico.

b)Escarpes y superficies estructurales en sedimentos subhorizontales: de menor entidad que los anteriores, se localizan principalmente sobre areniscas miocenas.

c)Cresteros: en areniscas oligocenas del borde NE de la hoja.

d) Cerros cónicos y líneas de capa: característicos de las areniscas, tanto oligocenas como miocenas, observándose en buena medida por la mitad oriental del territorio estudiado.

4.2.2. Estudio del modelado

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

4.2.2.1. Formas de ladera

Se han distinguido vertientes regularizadas, o laderas con perfiles rectilíneos, con concavidad basal y convexidad somital, muy poco desarrolladas. Se observan entre los barrancos de las Zorreras y del Prado, al SE de la localidad de Villatuerta.

De mayor entidad son las laderas de perfil cóncavo, recubiertas por depósitos procedentes de los relieves inmediatos o contiguos (coluviones), que adquieren una notable relevancia en la base de los conjuntos rocosos de Musquilda y Legardeta (SSE de Villatuerta). Estas formas, si bien ya peor desarrolladas, sirven de enlace entre numerosas vertientes y valles fluviales, recubriendo además algunos escarpes de terrazas del río Ega.

Por último se ha cartografiado un deslizamiento de génesis simple y aparente inactividad, al S del Paraje de Maursiáin, en el tercio septentrional de la hoja.

4.2.2.2. Formas fluviales

El modelado fluvial en el ámbito de estudio, está representado principalmente en los valles de los ríos Ega y Salado, y en menor medida en los del Arga (debido a su escaso recorrido por la hoja) y resto de cursos secundarios.

Se han reconocido cuatro niveles de terrazas del Ega, situados a +(10-15); +(22-30), +(35-45) y +(50-55) m sobre el talweg. Se desarrollan principalmente aguas abajo de la localidad de Aberín, si bien se observan los episodios +(10-15) y +50 en los alrededores de Villatuerta.

En la margen izquierda del Salado, se ha detectado el nivel +(10-15), mientras que en el Arga se han cartografiado tres niveles: +5, +10 y +50, localizándose en este último la Ciudad Romana de Andelos.

En cuanto a los valles actuales, destacan los del Ega aguas arriba de Aberín, donde alcanza una anchura próxima al kilómetro, encontrándose el cauce incidido entre 3 y 4 m. Es de reseñar también el del Salado, con una amplitud máxima de unos 300 m, mientras que el resto de los fondos de valle presentes en la región adquieren escaso desarrollo.

La somera incisión del cauce del Arga en su valle actual (2 m) ha aconsejado reflejarlo como llanura de inundación, que adquiere una mínima extensión en el borde suroriental de la hoja.

Otras formas deposicionales detectadas son conos de deyección y meandros abandonados (río Salado).

El modelado fluvial de carácter denudacional o erosivo se caracteriza por procesos de incisión lineal en las cabeceras de algunos barrancos, erosión lateral del cauce (en el río Salado), cárcavas (margen derecha del río Arga) e incisión por piping (margen derecha del río Salado, junto al canal de Alloz) y presencia de interfluvios o divisorias de cauces.

Se han diferenciado los escarpes de terraza de acuerdo a que aquellas se encuentren o no desconectadas entre sí o con el valle actual.

Finalmente, la importancia de los ríos Arga y Ega ha aconsejado señalarlos como cauces activos en la cartografía.

4.2.2.3. Formas poligénicas

Se localizan al N de Aberín (2 niveles procedentes de Montejurra, S. de Morentín y a ambas márgenes del río Salado. Estos depósitos por lo general presentan bordes escarpados. Asimismo se han reflejado en la cartografía algunos depósitos de génesis mixta (fluvial-ladera), denominados aluvial-coluval.

4.2.2.4. Formas antrópicas

Constituidas por actividades humanas de tipo extractivo o canteras, de las que destaca la de yesos de Mañeru, escombreras o vertederos municipales y huecos 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 Oteiza. 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 principales depósitos cuaternarios cartografiados son de génesis fluvial y se localizan en los valles y entorno de los ríos Ega, Salado y Arga.

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

Son depósitos por lo general poco potentes, entre 0,5 y 1,5 m, de distribución irregular.

Constan de limos o arcillas, con gravas y cantos fundamentalmente de arenisca y más esporádicamente yeso.

En algunos puntos se ha observado fracción arena alternando con limo-arcillas.

Un buen punto de observación se localiza en el Camino de Ozaidier (al N de los relieves de Musquilda). En este lugar se han medido 2-3 m de limo-arcillas de baja a media plasticidad, que incluyen gravas bien graduadas (mal clasificadas) de arenisca de forma elongada y esférica. El conjunto posee una coloración marrón claro, sin ningún tipo de ordenamiento interno (textura y estructuración masiva). La proporción finos/gravas es de 3 a 1 aproximadamente.

Son materiales holocenos, subactuales.

4.2.3.2. Limo-arcillas, gravas, cantos y bloques. Terrazas (b, c, d, e, f). Fluvial. Pleistoceno-holoceno

En el ámbito de la hoja se han observado un conjunto de terrazas correspondientes a los ríos Ega, Arga, Iranzu y Salado. Son numerosos los autores que se han ocupado del estudio de estos depósitos: MENSUA y BIELZA (1974), HERNANDEZ et al (1984), y LERANOZ (1990), entre otros, en el río Ega y tributarios. BOMER (1978) y JUARISTI (1979), fundamentalmente, en el Arga y afluentes.

Ciñéndose al contexto de la hoja MENSUA y BIELZA op. cit., identifican en el río Ega, entre Estella y Villatuerta, dos niveles reducidos de terraza. En la confluencia del Iranzu con aquel, en Villatuerta, se perturba el dispositivo de los dos niveles, "empastándose" por medio de un plano inclinado de 2,6% de pendiente, lo que atribuyen a aportes tardíos del Iranzu, que se superponen a los del Ega.

Estos mismos autores citan el hecho de que las terrazas de la orilla derecha se escalonan en tres niveles, encontrándose al Este de Aberín los tramos siguientes: una terraza superior a 440 m de altura (45-50 m sobre el talweg), con un espesor visible de cuatro metros de cantos rodados calizos homométricos y algunos lentejones arenosos, recubiertos por un suelo rojizo; una terraza media a 410 m (20 m sobre el talweg) de composición parecida, y finalmente la terraza inferior a 390 m (7-10 m sobre el talweg), con cantos menos voluminosos recubiertos por una capa de limos de llanura de inundación.

LERANOZ, op. cit. distingue en este tramo del Ega cinco niveles a +2, +(10-15), +(25-30), +(35-45) y +(50-70), que en realidad se restringen a cuatro si se considera el inferior como fondo de valle actual, encajado por el río. Según esta autora, la facies litológica se caracteriza por contener gravas redondeadas subesféricas de calizas mesozoicas diversas, alguna arenisca y calizas terciarias, pocas cuarcitas areniscas, en general, con algo de sílex y cantos de ofitas, siendo la matriz de arenosa a limosa, la cementación escasa y con abundantes lentejones de gravas granosostenidas con los cantos recubiertos por una pátina de óxidos o de envueltas micríticas.

En el presente estudio se ha intentado establecer una correlación entre los diferentes sistemas fluviales, cuyo resultado en el ámbito de la hoja es como sigue:

NIVEL

CARTOGRAFICO

SISTEMA FLUVIAL Y ALTURA SOBRE TALWEG

EGA

IRANZU

SALADO

ARGA

b

50-55

-

-

50

c

35-45

-

-

-

d

22-30

-

-

e

10-15

15-18

15

10

f

-

-

-

5

Las litologías de los diferentes niveles del río Ega, coinciden con las ya expuestas por MENSUA y BIELZA y LERANOZ op. cit.; no obstante se han caracterizado algunos perfiles con los siguientes resultados:

a) Margen izquierda: Paraje de Cerrado-La Plana. Terraza "b", +(50-55). Nivel desmantelado, con gravas y cantos de arenisca, caliza y esporádicamente cuarcita. Potencia 1-2 m.

b) Margen izquierda: Cantera de Cerrado. Alto del Puente. Sorbalía. Terraza "c" (+40). Gravas bien graduadas (mal clasificadas) de caliza, arenisca y muy raramente cuarcita (60% del conjunto litológico). Limo-arcillas de baja plasticidad (30-35%). Cantos de moda de unos 15 cm (5%) de la misma composición; bloques y arenas prácticamente ausentes. Potencia 4-5 m.

c) Margen izquierda: Al Sur de Sorbalía. Terraza "d", (+25). Limo-arcillas de baja plasticidad con arenas muy subordinadas (50%). Gravas (30%) y cantos (20%) de caliza y arenisca. Las primeras se encuentran bien graduadas, mientras que los segundos poseen modas de 10-12 cm y centiles de unos 25 cm. No se observa cementación en los clastos ni estructuración de los mismos. Espesor 2-3 m.

d) Margen izquierda: Casa de Ataraceta. Margen derecha: al Sur de Sobre San Juan. Terraza "e", +(10-15). Limo-arcillas de baja plasticidad con arenas prácticamente ausentes (35%). Clastos (35%), gravas (30%) y bloques (<1%) de caliza y arenisca. Los cantos presentan un tamaño medio de 8-10 cm, las gravas, bien graduadas se encuentran muy redondeadas. Los bloques no superan los 50 cm. Si bien el conjunto no se encuentra cementado, posee una densidad media (difícil de excavar a pala), con textura masiva y estructuración interna con imbricación de cantos. Espesor 6-8 m.

El nivel "e" del río Iruzu, +(15-18), se ha observado en la cantera de El Regadío, junto a Villatuerta, donde existen 5 m de espesor visible de gravas (60%), limos de plasticidad media (20%), arenas (15%), cantos (5%) y bloques (<1%). Los clastos son de caliza y arenisca, siendo la característica fundamental de este depósito la presencia de estructuras en cuña, estratificación cruzada en surco, granoselección positiva e imbricación de cantos.

Por último, en el río Arga, el nivel (+50) observable en la Ciudad Romana de Andelos se encuentra prácticamente desmantelado, encontrándose tan sólo clastos dispersos de cantos y gravas calcáreas y de arenisca. Las terrazas bajas "e", +(303), ó (+15) si se incluye el río Salado entre este sistema, y "f", +(157) constan de calizas de diversos tipos, areniscas, calcarenitas, cuarcitas y pequeños cantos de cuarzo, de procedencia Sierras Exteriores Pirenaicas. Ambos niveles solapan entre sí, alcanzando una potencia en conjunto de unos 15 m.

La edad de todos los depósitos descritos se atribuye al Pleistoceno sin más precisiones, salvo el nivel inferior que debe considerarse ya Holoceno.

4.2.3.3. Limos, arenas, gravas, cantos y bloques. Fondos de valle . Llanura de inundación. Meandros abandonados. Conos de deyección (g). Fluvial. Holoceno

Corresponden a toda una serie de formaciones superficiales de génesis reciente o incluso funcionalidad actual, que recubren irregularmente el territorio estudiado.

Presentan malos cortes para su observación litológica, si bien ha sido posible caracterizarlos adecuadamente en 3 puntos:

a) Fondo de valle del río Salado en Camino del Molino: 2-3 metros visibles de gravas (40%), arenas (25%), cantos (15%), limos de baja plasticidad (10%) y bloques (10%). Las gravas y arenas se encuentran bien graduadas (mal clasificadas), mientras que los clastos son de caliza y arenisca. El conjunto presenta una coloración marrón-blanquecina.

b) Fondo de valle del río Ega al SE de Sobere San Juan: 2-3 metros de limo-arcillas (70%) de baja plasticidad con cantos y gravas visibles (30%) de arenisca y caliza. Conjunto de coloración marrón de tonos medios.

c) Cono de deyección, junto al punto anterior: 2 metros de limo-arcillas de color marrón pálido (80%), gravas y cantos (20%) de arenisca. Los clastos presentan una textura de subangulosa a subredondeada.

4.2.3.4. Limos, gravas, cantos, bloques y arenas. Glacis (h, i). Poligénico. 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.

LERANOZ op. cit., menciona la presencia de varios niveles escalonados que enlazan con las terrazas de "e", "d", "c" y "b" poco potentes (2-3 m) con cantos de areniscas terciarias y matriz limosa rojiza.

En el presente estudio se ha constatado la presencia de la superficie de aplanamiento citada anteriormente, que enlazaría con los relieves de Montejurra. No obstante solo se han observado unos pocos puntos donde se ha detectado material detrítico atribuible a depósitos de glacia, que corresponde a dos niveles "h" e "i".

a)El Plano Arinzano (Nivel "h" o superior). Constituido por limo-arcillas (60%) de baja plasticidad, cantos (25%), gravas (10%) y bloques (10%) de arenisca y conglomerados. Los cantos tienen un tamaño medio de 10-15 cm, mientras que las gravas se encuentran bien graduadas (mal clasificadas). Los bloques pueden llegar a alcanzar el metro. La textura de las partículas visibles posee las siguientes características: clastos desde angulosos a subredondeados y formas elongadas y esféricas. El conjunto que adopta unas tonalidades anaranjado-rojizas se encuentra por lo general sin cementar (densidad media, difícil de excavar), si bien en algunos puntos se encuentra ligeramente cementado (trozos que se parten haciendo presión con las manos). La potencia del depósito oscila entre 4 y 6 metros. Hacia el norte, esta formación superficial adquiere unas tonalidades más rojizas, lo que se atribuye a procesos de descalcificación de los componentes calcáreos de los cantos y gravas.

b)Camino de Regadíos. Soto Moral. Alto Real (Nivel "i", o inferior)

Situado por debajo del anterior, consta de limo-arcillas (60%) de baja plasticidad, gravas bien graduadas (20%), cantos (10%), arenas limosas (5%) y bloques (5%). Los clastos son fundamentalmente de arenisca, de forma elongada, angulosos, subangulosos y subredondeados. La coloración del conjunto es marrón claro, no observándose procesos de cementación. El espesor de la formación es de unos 4 m.

Se ha constatado la existencia de estos depósitos en otras zonas de la hoja (km. 10 de la NA-122 y La Hoya, al E de Aberin), si bien no poseen buenos cortes para su observación.

Asimismo, se han cartografiado una serie de glacia a ambos márgenes del río Salado (Camino del Molino, Errecabalea y Remosatea), constituidos por limo-arcillas (60-70%), gravas (20-

30%), cantos (10-20%), bloques (0-5%) y localmente arenas (<5%). Los clastos son de arenisca con algún yeso disperso, encontrándose el conjunto sin cementar (suelto, se excava a pala) y sin texturas o estructuras de ordenamiento interno. El espesor oscila entre 1 y 3 m. Por su posición, se correlacionan con el nivel "h" de Montejurra.

4.2.3.5. Limo-arcillas con cantos dispersos. Depósitos aluvial-coluvial. (j). Poligénico. Holoceno.

Son recubrimientos de ligero espesor (< 1 m) de génesis mixta fluvial. vertiente, que se instalan en zonas deprimidas (Al S del arroyo de San Martín, al E de Morentín, Camino de Ozaider junto a el Alto, y en las inmediaciones de la localidad de Oteiza.

Son limo-arcillas con algunos cantos de arenisca subangulosos y subredondeados.

Se consideran depósitos holocenos subactuales.

4.2.3.6. Materiales heterogéneos diversos. Escombreras o vertederos (k). Antropico. Actual

Se localizan próximos a los principales núcleos de población de la hoja, destacando por sus dimensiones los situados junto a la NA-122 (km3) y Peñascal (Aberín). Poseen espesores comprendidos entre 3 y 10 metros.

4.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA

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

El río Ega, en los comienzos del cuaternario, antes de iniciarse los ciclos de deposición y encajamiento que formaron sus terrazas, se encontró con una superficie nivelada, sobre los materiales poco resistentes, en pendiente constante hacia el Ebro, donde instaló su cauce sin dificultad (MENSUA y BIELZA, op. cit. GONZALO, 1981).

Esta superficie fue elaborada de un modo poligénico: en su parte septentrional, a partir del pie de Montejurra, coetáneamente a la gestión de su glacis, se produjo una peniplanación de la facies margo-arenosa. El actual valle del Ega se origina a partir de dicha superficie de nivelación poligénica, mediante procesos de excavación y aterrazamiento, que sin ser tan activos como los de otros afluentes del Ebro, son bastante considerables dada la escasa superficie de su cuenca (MENSUA y BIELZA, op. cit.). Este modelo evolutivo se hace extensivo a los ríos Arga y Salado.

Ya en épocas holocenas se reconocen alternancias de etapas acumulativas y de incisión en los depósitos de las laderas y valles de fondo plano, que se deben a cambios climáticos y/o acción antrópica.

Finalmente, bajo las condiciones 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 (Ega, Arga y Salado), funcionan en la actualidad como ríos meandriformes, con una notable capacidad de transporte por arrastre de la carga de fondo, lo que se acentúa 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 (deforestación, 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.

4.- HISTORIA GEOLOGICA

5. 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.

5.1. 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 silicicásticos 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 sistema 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).

5.2. 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.

5.3. 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 Frouté (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 anostomosado 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.

5.3.1. 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.

5.3.2. 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 groseros 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.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

En la hoja de Oteiza no existen explotaciones mineras. Se encuentran inventariadas algunas canteras, que se reseñan a continuación.

6.1.1. Arcillas

En el ámbito de la hoja solamente se encuentra inventariada una cantera que

Sustancia	Nº	Nombre	Roca caja	x	y
Cu	472	Ermita Angel de la guarda	Arenisca	565.700	4717.700
Cu, Pb	473	Ubago	Arenisca	559.900	4718.450
Cu, Pb	474	Desojo	Arenisca	558.500	4717.950
Cu, Pb	475	Mués	Arenisca	562.850	4717.850
Cu, Pb	476	Otiñano	Arenisca	557.350	4720.000
Cu, Pb	477	Ubago-Mues	Arenisca	561.100	4716.500
Cu, Pb	478	Sorlada	Arenisca	564.100	4717.750
Cu, Pb	479	Sorlada	Arenisca	564.100	4718.100

6.1.1.1. Arenas

Como en el caso anterior, en la zona comprendida en la hoja no existen explotaciones de interés, encontrándose inventariada una única explotación, actualmente abandonada, que aprovechaba niveles detríticos del terciario.

Sustancia	Número	Nombre	X	Y
Yeso	471	Las Pulpejas	562.950	4718.400
Yeso	470	San Gregorio	564.300	4718.400
Yeso	468	Ctra. Logroño Pamplona	559.425	4715.925
Yeso	467	Arroyo Aguilar	553.750	4717.400
Yeso	466	Espronceda	556.700	4716.800
Yeso	465	Ctra. Mues a Soslada	562.650	4718.300
Yeso	464	San Gregorio	563.900	4718.975
Grava	463	Sta. Columba	562.450	4722.000
Grava	462	Castillo de Granada	564.250	4724.150
Grava	461	Ctra. Ancin- Acedo	563.100	4724.250
Caliza	457	Sta. Comba	562.925	4722.200
Arcilla	453	Acedo	560.900	4723.400

6.1.2. Gravas

Se incluyen varias explotaciones, actualmente abandonadas, y que beneficiaron materiales de las terrazas del Ega.

6.2. HIDROGEOLOGIA

6.2.1. 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.

6.2.2. Unidad hidrogeológica 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.

6.2.3. 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%.

6.2.4. 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-Anlin

SONDEO	ACUÍFERO	TIP O	CO TA	PROFUNDIDAD	NIVEL (m)	ESTADO ACTUAL
--------	----------	----------	----------	-------------	--------------	------------------

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA A ESCALA 1:25.000.

172-II. Oteiza

				(cm)	Junio 97	
MENDILIBARRI . R-1	Cuaternario Gravas, arenas, limos, Plioceno-Mioceno. Calizas y conglomerados CRETÁCICO SUP. Calcarenitas	Libre	472,70	190,95	Surgente	Piezómetro
MENDILIBARRI . R-3	CUATERNARIO Gravas, arenas, limos OLIGOCENO Calizas y conglomerados CRETACICO SUP. calcarenitas	Libre	809	197,5	34,70	Piezómetro

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

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

CUATERNARIO

Mendiliba rri P-2	Cuaternario	Libre	2	40	0-7	700	0-5	600	trica
	Aluvial				7-21	650	0-40	450	16
					21- 26,5	600			
					26,5- 40				

La transmisividad del acuífero en el tramo comprendido entre Ancín y Murieta se ha halculado 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.

6.3. GEOTECNIA

6.3.1. 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.

6.3.2. 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

6.3.3. 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 pueden 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:

a) Ensayos de identificación.

	Tz	LL	IP	Casagra.	W	Den. seca	CO3	SO3	M.Org
Margas y areniscas	86	33	17	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.

	Qlab	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.

	Qlab	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
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 Muniaín (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.

7. BIBLIOGRAFIA

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

ALONSO RAMIREZ, J. (1987).- El Cretácico superior de la Sierra de Entizia (II. Bioestratigrafía y Taxonomía). Estudios del Inst. Alavés de la Naturaleza. 2, 29-90.

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

BOMER, B. (1978): "Le Bassin de l'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.

EVE (1993).- Cartografía geológica a escala 1:25.000. Hojas de Bernedo y Oyon.

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

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

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

GARCIA MONDÉJAR, J. (1989): "Strike-slip subsidence of the Basque-cantabrian Basin of northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of the Bay of Biscay". En: Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.), Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. AAPG memoir n° 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, n° 37, 2 v. 508 p..

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

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

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

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

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

LERANOS, 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.

MELENDEZ-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. País 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 Tertiaire 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.