

HOJA 89 - IV (LEITZA)

INDICE

0. INTRODUCCIÓN

1. ESTRATIGRAFÍA

1.1. Paleozoico

1.1.1. Devónico-Carbonífero

1.1.1.1 Alternancia de pizarras, grauvacas y microconglomerados, (nivel 2). Devónico sup.-Carbonífero

1.2. Mesozoico

1.2.1 Triásico

1.2.1.1. Areniscas cuarzo-feldespáticas. Facies Buntsandstein (nivel 3). Triásico inferior

1.2.1.2. Arcillas abigarradas y yesos (nivel 4). Facies Keuper. Triásico superior

1.2.1.3. Análisis secuncial del Triásico

1.2.2. Jurásico

1.2.2.1. Dolomías, calizas y brechas calcáreas (nivel 5). Hettangiense-Sinemuriense

1.2.2.2. Margas y calizas (nivel 6). Sinemuriense-Aalenense

1.2.2.3. Calizas arcillosas y margas (nivel 7). Aalenense-Bathonense

1.2.2.4. Calizas tableadas (nivel 8). Calloviense-Malm

1.2.2.5. Análisis secuencial del Jurásico

1.2.3. Cretácico

1.2.3.1. Margas negras y calizas . Facies “Purbeck” (nivel 9).
Portlandiense-Valangiense

1.2.3.2. Calizas. Facies “Purbeck” (nivel 10). Portlandiense-
Valangiense

1.2.3.3. Arcillas, margas, arenas y calizas. Facies “Weald” (nivel
11). Valangiense-Barremiense

1.2.3.4. Arcillas, margas, arenas y calizas (nivel 12).
Neocomiense-Barremiense

1.2.3.5. Calizas con construcciones de rudistas (nivel 13).
Aptiense-Albiense

1.2.3.6. Margas (nivel 14). Aptiense-Albiense

1.2.3.7. Areniscas (nivel 15). Aptiense-Albiense

1.2.3.8. Calizas tableadas (nivel 16). Aptiense-Albiense

1.2.3.9. Arcillas, areniscas y pizarras (nivel 17). Albiense-
Cenomaniense inferior

1.2.3.10. Margas y calizas (nivel 18). Cenoman.-Santoniense

1.2.2.11. Análisis secuencial del Cretácico

1.3. Cuaternario

1.3.1. Arcillas rojas. Arcillas de descalcificación. (nivel 19)

1.3.2. Cantos y gravas con limos, arcillas y arenas. Glacis. (nivel 20)

1.3.3. Cantos, gravas, arenas y arcillas. (nivel 27)

1.3.4. Cantos, gravas, arenas, limos, arcillas. Conos de deyección. (nivel
26)

1.3.5. Cantos, bloques y arcillas. Coluviones (nivel 25)

1.3.6. Bloques, cantos y arcillas. Canchales. (nivel 21)

1.3.7. Bloques y arcillas. Deslizamientos. (nivel 22)

2. TECTÓNICA

- 2.1. Consideraciones generales
- 2.2. Descripción de las principales estructuras
 - 2.2.1. Discordancias
 - 2.2.2. Pliegues
 - 2.2.3. Fallas
 - 2.2.3.1. Falla de Leiza
 - 2.2.3.2. Cabalgamiento de Lecumberri
 - 2.2.3.3. Frente cabalgante de Aralar
- 2.3. Cronología de la deformación

3. GEOMORFOLOGÍA

- 3.1 Descripción fisiográfica
- 3.2 Antecedentes
- 3.3 Análisis morfológico
 - 3.3.1 Estudio morfoestructural
 - 3.3.2 Estudio del modelado
 - 3.3.2.1 Formas fluviales
 - 3.3.2.2. Formas de ladera
 - 3.3.2.3 Formas cársticas
 - 3.3.2.4 Formas poligénicas
- 3.4 Formaciones superficiales
- 3.5 Evolución geomorfológica
- 3.6 Procesos actuales

4. PETROLOGÍA

4.1. Rocas ígneas

4.1.2. Ofitas (nivel 1)

4.2. Metamorfismo

4.2.1. Metamorfismo regional

4.2.1.1. Metamorfismo alpino

4.2.2. Metamorfismo de contacto

5. HISTORIA GEOLÓGICA

5.1. El ciclo hercínico

5.2. El ciclo alpino

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Recursos minerales

6.1.1. Minerales metálicos

6.1.1.1. Hierro

6.1.2. Minerales y rocas industriales

6.1.2.1. Calizas y mármoles

6.1.2.2. Yesos

6.1.2.3. Sal

6.1.3. Interés potencial de los recursos mineros

6.2. Hidrogeología

- 6.2.1. Introducción
- 6.2.2. Descripción hidrogeológica
- 6.2.3. Características hidrogeológicas

6.3. Geotecnia

- 6.3.1. Introducción
- 6.3.2. Metodología
- 6.3.3. Zonificación geotécnica
- 6.3.4. Características geotécnicas
 - 6.3.4.1. Introducción
 - 6.3.4.2. Área I
 - 6.3.4.3. Área II
 - 6.3.4.4. Área III
 - 6.3.4.5. Área IV

La presente Hoja y Memoria, ha sido realizado por “Informes y Proyectos, S.A. (INYPSA)”, durante el año 1995, con normas, dirección y supervisión del Gobierno de Navarra, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Dirección y Supervisión (GOBIERNO DE NAVARRA)

. Faci Patricio, E. Dirección del Proyecto

Autores y Colaboradores (INYPSA)

. Blas Balaguera, I. Cartografía, Memoria e Informática
. Díaz de Neira, J.A. Cartografía y Memoria
. García Domingo, A. Cartografía y Memoria
. Cabra Gil, P. Geomorfología y Cuaternario
. Zamorano Cáceres, M. Sedimentología
. Martínez Torres, L. Tectónica
. Gálvez García, C. Hidrogeología
. Gil Gil, J. Informática Geológica y Geotecnia
. Matos Marcos, L.M. Informática Geológica

0. INTRODUCCIÓN

En esta Hoja se ha incluido el mapa a escala 1:25.000 de Leiza (89-IV) y el sector navarro del mapa de Ordicia (89-III), englobadas dentro de la Hoja a escala 1:50.000 de Tolosa.

Los principales núcleos de población son: Leiza y Areso en el sector septentrional, Gorriti Huici en el central y Lecumberri, Azpiroz y Betelu en el meridional.

El relieve es muy abrupto, incluyendo las estribaciones septentrionales de la Sierra de Aralar. La máxima elevación, se sitúa en esta sierra, en el vértice suroriental de la hoja de Ordicia, en el monte Irumugarrieta con 1.439 m, de altitud. La topografía desciende muy rápidamente hacia el valle del río Araxes con cotas de unos 200 m. Esta diferencia de altitudes, da lugar a la formación de pendientes muy pronunciadas que realzan el paisaje. Otras elevaciones importantes son las de Elostá con 928 m. de altitud, situada entre Gorriti y Betelu, la alineación de Atume (882 m) y Amendior (899 m) entre Azpiroz y Huici y las elevaciones de Harrizubi, (823 m) y de la sierra de Ariz mendiak, que sobrepasa en algunas de sus cotas los 1.000 m. de altitud.

Los cursos fluviales fluyen tanto hacia la vertiente cantábrica como hacia la vertiente mediterránea, ya que en esta Hoja se localiza la división hidrográfica, que se sitúa aproximadamente siguiendo la alineación que desde Albiasu se prolonga por el puerto de Azpiroz, siguiendo por la cuerda de Mergelu-Goldanburu y Huicigoia hasta el límite de la Hoja en Amotorre.

En la vertiente cantábrica, se localiza el río Araxes, formado por la unión del río Ezpeleta, con varias regatas procedentes de los escarpes de la sierra de Aralar, este curso fluvial a partir de Betelu toma dirección NO-SE, en un tramo rectilíneo, producido posiblemente, por una fractura de zócalos, hasta abandonar la Comunidad. Las precipitaciones que recibe la cuenca de este curso fluvial superan los 1.600 mm. anuales, proporcionando una escorrentía estimada de unos 87 hm³ /año, en régimen fluvial oceánico.

Al este de la Hoja, y vertiendo hacia el Cantábrico, se localiza el arroyo Erasote que recoge las aguas del alto de Huici, con precipitaciones que superan los 2.000 mm. en su cabecera.

Hacia la vertiente mediterránea fluyen las aguas del arroyo Goikozuloa, que da lugar aguas abajo al río Larraun.

La población se concentra en las localidades de Lekumberri, Leiza y a lo largo de la carretera N-240, desde Betelu hasta Atallo. El resto de la población se distribuye en varios núcleos urbanos, con menos de 500 habitantes.

La principal ocupación de la población se centra en la agricultura y la ganadería, localizándose la zona industrial en Leiza.

La Hoja se encuentra surcada por la autovía de Leizarán, que discurre por Lekumberri-Gorriti-Areso, además por la carretera nacional N-240 y por la carretera de Lekumberri a Leiza.

Desde un punto de vista geológico, la Hoja se enmarca en el Pirineo occidental en su confluencia con el Arco Vasco. A grandes rasgos, el orógeno pirenaico se caracteriza por un cinturón de pliegues y cabalgamientos de orientación E-O desarrollados entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior, como resultado de la convergencia entre las placas Ibérica y Europea; presenta una elevada simetría con respecto a su franja central denominada zona axial, integrada fundamentalmente por rocas plutónicas y materiales paleozoicos que constituyen el zócalo regional. Flanqueando a la Zona Axial se disponen las zonas Nor y Surpirenaica, constituidas por materiales mesozoicos y paleógenos intensamente plegados, que integran la cobertura. Esta última zona cabalga sobre la Depresión del Ebro, cuenca de antepaís rellena por sedimentos neógenos postorogénicos.

En cuanto al Arco Vasco, se sitúa en el extremo oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica considerada tradicionalmente como un sector marginal de la cadena pirenaica y constituida por materiales mesozoicos y paleógenos moderadamente deformados que muestran cierta similitud con los de la zona Norpirenaica. El límite entre el Pirineo occidental y la Cuenca Vasco-Cantábrica coincide con un accidente transversal a la cadena de dirección NE-SO, conocido como falla de Pamplona (o de

Estella-Elizondo), cuyo reflejo superficial es la alineación de diapiros navarros, ya que a ambos lados del mismo se aprecia una importante variación de las características estratigráficas y estructurales de los materiales aflorantes.

En concreto, la zona que comprende esta Hoja se sitúa en el Manto de Mármoles, que se corresponde con la cobertura limitada al norte por la falla de Leiza, al sur por el frente de Aralar, al este por la falla de Pamplona y al oeste por la falla de Hendaya.

Los materiales aflorantes, se encuentran comprendidos entre el Devónico superior y el Cretácico superior, encontrándose afectados septentrional por un metamorfismo de diferente intensidad, que da lugar a distintas facies metamórficas y cuya edad parece corresponder al Coniaciense-Campaniense.

Estructuralmente la Hoja se encuentra afectada por la falla de Leiza, que discurre entre Elizondo y Tolosa, a lo largo de 45 kilómetros, y cuyas características la hacen equivalente a la falla Norpirenaica. Esta fractura de trazo rectilíneo y disposición subvertical, presenta un metamorfismo alpino asociado con presencia de rocas profundas tales como lherzolitas.

La cartografía de la presente Hoja está basada en la anterior cartografía de la Hoja de Leiza a escala 1:25.000, realizada por la Diputación Foral de Navarra, y en la Hoja de Tolosa a escala 1:50.000, realizada por el I.G.M.E. en el año 1.983, incluida en el Plan MAGNA.

Son muy numerosos los trabajos de carácter regional que pueden encontrarse en la literatura clásica acerca de El Pirineo y La Cuenca Vasca, en concreto, los trabajos de LAMARE (1.936), que realiza varias cartografías detalladas de esta zona. Posteriormente hay que destacar los trabajos de RAT (1.959), FEUILLEE (1.965), VILLALOBOS (1.971 y 1.974) y MATHEY (1.983).

Respecto al Manto de los Mármoles es importante destacar los trabajos de EWERT (1.964), en tectónica y metamorfismo y VOLTZ (1.964), que trata cuestiones estratigráficas y paleogeográficas. Posteriormente WALGENWITZ (1.976), estudia las ofitas y las lherzolitas, ALBARADE Y MICHAIR-VITRAC (1.978), y MONTAGNY (1.986), que datan el metamorfismo y MEUDIA (1.987) que ha realizado

un inventario de las rocas profundas. Así mismo DEL VALLE DE LERSUNDI, J. (1.986), ha realizado interesantes observaciones sobre la tectónica general del norte de Navarra.

Por último hay que destacar los trabajos efectuados por MARTÍNEZ TORRES, L.M. (1.989), sobre la “Geología Estructural y Evolución Geodinámica del Manto de los Mármoles”, MENDIA M.S. Y GIL IBARGUCHI (1.991), que estudian las rocas metamórficas a lo largo de la falla de Leiza y los trabajos de MELENDEZ G; FONTANA, B.; GALLEGO M.R.; (1.993) sobre el Jurásico de la Cordillera Vasco-Cantábrica.

1. ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de esta Hoja se ha realizado en base a criterios secuenciales, definiendo unidades tectosedimentarias limitadas por rupturas deposicionales con expresión cuencial. En cada unidad así definida y delimitada se han cartografiado los distintos cuerpos litológicos, determinando hasta donde ha sido posible, sus variaciones espaciales y sus relaciones de facies.

La descripción de los niveles cartográficos se ha realizado con el apoyo de las distintas bases de datos elaboradas en esta Hoja, agrupándose dichos niveles en las diferentes unidades tectosedimentarias que se han definido en esta región, teniendo en cuenta la escala de trabajo y su carácter, eminentemente cartográfico.

Los materiales aflorantes se encuentran comprendidos entre el Devónico superior y el Cretácico superior.

Los Depósitos del Devónico superior-Carbonífero afloran en el macizo de Cinco Villas y están constituidos por una alternancia de pizarras y grauvacas de aspecto muy monótono y tonalidades grises a negras, ocasionalmente de aspecto satinado. Su inclusión en la serie estratigráfica es motivada por factores tectónicos, a favor de fracturas importantes.

El Triásico que aflora en las proximidades de Lekumberri, como una extrusión diapírica relacionada con una etapa de fuerte tectonización, está constituido por un conjunto de areniscas en facies “Buntsandstein”, unidos tectónicamente a una serie arcillosa yesífera en facies “Keuper”.

El Jurásico, aflorante en los núcleos de varias estructuras anticlinales, está constituido por cuatro tramos cartográficos, disminuyendo hacia el este el espesor del tramo margoso Sinemuriense-Aaleniense.

El tránsito Jurásico-Cretácico, adquiere un mayor desarrollo en el sector septentrional de la Hoja, en donde llega a desarrollar niveles calcáreos en las facies Purbeck.

El Cretácico inferior, comienza con las facies Weald que adquieren un mayor desarrollo al norte de Hoja, acuñándose hacia el este.

El Cretácico superior aflora al norte y al sur de la Hoja, en facies margo-calcareas.

1.1. PALEOZOICO

Existe una escasa información sobre los materiales que forman los afloramientos paleozoicos, ya que en campo, presentan un aspecto homogéneo, con escasos puntos de observación, muy meteorizado y alterado, y por lo tanto difícil de cartografiar.

1.1.1. Devónico superior-Carbonífero

1.1.1.1 Alternancia de pizarras, grauvacas y microconglomerados, (nivel 2). Devónico sup.-Carbonífero

Aflora en el sector septentrional de la Hoja, en los alrededores de Leiza, implicado en el sistema de fracturas que define la falla de Leiza.

Estos materiales se extienden por la Hoja 1:25.000 de Berastegui, constituyendo la terminación suroeste del macizo de Cinco Villas.

Presenta una gran complejidad litológica y tectónica, con ausencia de niveles guía CAMPOS (1.979), denominó a esta zona con el nombre de “Sucesión Esquistosa de Cinco Villas”.

Hasta el momento no se ha podido conseguir una columna representativa de dicha sucesión debido a la intensa deformación sufrida, en la que se superponen al menos tres fases de plegamiento, lo que unido a la ausencia de niveles guía impide incluso el conocimiento de su espesor real, al que se supone, según distintos autores, un valor cercano a los 2.000 m.

Está constituida por una serie fundamentalmente detrítica en la que alternan de forma irregular niveles de pizarras algo metamórficas (argilitas con esquistosidad), de grano fino o muy fino (tamaño limo y arcilla), y cuarcitas, grauvacas y liditas, también ligeramente metamorfizadas.

Las pizarras presentan una tonalidad que va de gris a negra, dependiendo del grado de alteración, petrológicamente se trata de lutitas cuarzosas y lutitas micáceas, en las que la relación limo/arcilla está entre 1/1 y 1/3. La fracción limosa suele estar formada por cuarzo, deformado y elongado en el sentido de la esquistosidad más penetrativa. Además de cuarzo, aparecen plagioclasas y minerales micáceos (moscovita y clorita), menos abundante aparece la turmalina, que a veces se presenta como mineral neoforado, zircón y minerales opacos. La fracción arcillosa está formada por arcilla, mica blanca detrítica y de neoformación, clorita, óxidos de hierro y materia carbonosa, con los componentes orientados igual que el cuarzo, según la esquistosidad.

En los materiales pizarrosos, suele ser en los que más claramente se pueden observar las diferentes superficies penetrativas de origen tectónico, aunque también en ocasiones es frecuente encontrar estos materiales de forma masiva, resultando difícil distinguir la S_0 .

Los términos más gruesos corresponden por lo general a subgrauvacas, petrográficamente están compuestas entre el 70 y el 80% de cuarzo, y el resto pueden ser feldespatos, especialmente plagioclasas, y fragmentos de roca que suelen ser de pizarra y/o cuarcita, como minerales accesorios aparece, el zircón, turmalina y óxidos de hierro. La morfología de grano suele ser subredondeada y se hallan elongados en el sentido de la esquistosidad, el tamaño varía localmente, oscilando entre fino y muy grueso, incluso en ocasiones se trata de microconglomerados. La matriz es lutítica y está formada predominantemente por minerales micáceos y arcilloso y en las escasas ocasiones en que presenta cemento, este es silíceo, formado por cuarzo de neoformación (CAMPOS, 1.979).

La intensa deformación a la que han sido sometidos estos materiales hace compleja la observación de posibles estructuras sedimentarias, únicamente se puede ver cierta granoclasificación, así como huellas de corriente en el muro de los bancos más detríticos, que induce a incluir a esta unidad en un ambiente turbidítico de tipo talud.

En la hoja geológica MAGNA de Tolosa (IGME,1.983), se le reconoce al conjunto de la formación, un carácter flyschoides y se les incluye en las facies “Culm” del Paleozoico alto.

En este nivel hay una ausencia de fauna que impide la datación de estos materiales, aunque por comparación con la Hoja geológica MAGNA de Vera de Bidasoa (IGME 1.973), se le atribuye a la sucesión esquistosa de Cinco villas, una edad carbonífera, en espera de nuevos hallazgos paleontológicos que permitan precisar más su edad.

1.2. MESOZOICO

1.2.1 Triásico

El triásico de esta Hoja se presenta en facies “Buntsandstein” y en facies “Keuper”, aflorando en los alrededores de Lekumberri, en el núcleo del anticlinal de Huici y en la falla de Leiza.

1.2.1.1. Areniscas cuarzo-feldespáticas. Facies Buntsandstein (nivel 3). Triásico inferior

Esta unidad aflora al norte de Lekumberri, en una banda de dirección este-oeste bordeando la estructura diapírica. El contacto con los materiales cretácicos se realiza mediante elementos tectónicos.

Está formado por una serie de areniscas de color rojo, de grano medio, algo micáceas y con algunos cantos dispersos, estratificados en bancos de hasta 1 m de espesor, con intercalaciones conglomeráticas.

No existen dataciones sobre este conjunto, no obstante, se asimilan al Triásico inferior en facies Buntsandstein.

Las areniscas están constituidas fundamentalmente por granos de cuarzo en una proporción del 75%, de morfoscopia subangulosa, y por fragmentos de roca en una proporción del 24%, que por lo general son metacuarcitas y pizarras. La trama constituye aproximadamente el 60% de la roca y está formada por una matriz sericítica

junto con un cemento constituido por óxido de hierro y un crecimiento secundario de los granos de cuarzo.

Las estructuras sedimentarias que presentan son; laminaciones cruzadas de gran ángulo, en ocasiones bipolares, estratificaciones cruzadas generalmente de bajo ángulo y laminaciones paralelas.

Hacia el techo de esta formación areniscosa, aumenta el contenido de finos con algunos niveles de limolitas y arcillas rojas.

La potencia de esta unidad en esta zona es difícil de calcular, ya que se encuentra afectada por procesos tectónicos. No obstante, en zonas próximas a ésta, se han medido más de 500 m de espesor.

El ambiente de sedimentación se puede encuadrar dentro de un sistema de llanura aluvial arenosa, evolucionando según aumenta el porcentaje de finos a una mayor distalidad.

1.2.1.2. Arcillas abigarradas y yesos. Facies Keuper (nivel 4) Triásico superior.

En esta Hoja afloran entres sectores: en los alrededores de Lekumberri, en el núcleo de la estructura de Huici y asociado a la falla de Leiza, en los alrededores de esta localidad.

La calidad de afloramiento, es en general muy deficiente, dificultando en campo su reconocimiento y descripción e imposibilitando la determinación de su espesor.

Presenta una composición de arcillas abigarradas de colores rojos y verdes, con delgados nivelillos intercalados de limolitas micáceas, junto a masas evaporíticas (yesos y sales fundamentalmente). En superficie las masa evaporíticas asociadas suelen ser de composición yesífera, ya que presumiblemente los cloruros han sido lixiviados. Resulta frecuente la presencia de minerales autigénicos como Jacintos de Compostela o cuarzos bipiramidales.

No ha sido posible datar esta unidad, no obstante y atendiendo a criterios regionales se asigna a esta unidad una edad de Triásico superior en facies Keuper.

Sedimentológicamente se enmarca esta unidad en un contexto litoral de tipo “sebkha”, en condiciones de aridez extrema que favorecen la acumulación de evaporitas.

1.2.1.3. Análisis secuencial del Triásico

Pese a las imprecisiones relativas a la interpretación sedimentológica de la facies Keuper, es posible señalar, a grandes rasgos, la existencia de tres ciclos sedimentarios principales dentro de la serie triásica.

El inicio del ciclo inferior, a comienzos del Triásico, se caracteriza por el desarrollo de orlas proximales y medias de abanicos aluviales correspondientes a la facies Buntsandstein, que reflejan la reactivación del relieve tras la reestructuración tardihercínica. La evolución secuencial está caracterizada por una disminución del tamaño de grano, relacionada con una degradación del relieve o con una mayor extensión del área de relleno en las fosas generadas durante el período tardihercínico. Con ello, se produce la aparición sucesiva de sistemas fluviales de alta sinuosidad, sistemas fluviales de sinuosidad media y sistemas meandriiformes, con episodios de desbordamiento.

Los últimos episodios de las facies Buntsandstein reflejan cierta influencia mareal, precursora de la instalación de los ambientes de plataforma interna característicos de la sedimentación de la facies Muschelkalk, no aflorante en esta Hoja. A lo largo del depósito de ésta, posiblemente durante el Triásico medio, se produjeron diversas oscilaciones eustáticas que favorecieron la implantación de condiciones mareales. En cualquier caso, los últimos episodios de este período reflejan la progresiva desaparición de las facies típicamente marinas a expensas de las facies litorales de tipo sebkha, totalmente implantadas en el Triásico superior, bajo las cuales se produjo el depósito de la facies Keuper, dentro del segundo ciclo.

En un momento impreciso del Triásico superior, la tendencia regresiva sufrió una inversión, dando paso al tercer ciclo, culminado a finales del Triásico

superior con la implantación de un nuevo régimen marino, característico de la sedimentación jurásica de la región.

1.2.2. Jurásico

Durante el Jurásico inferior y medio, la Cuenca Vasco-Cantábrica oriental se corresponde con un ambiente de plataforma carbonatada extensa abierta hacia el sureste y hacia el norte. A principios del Jurásico superior se produce una compartimentación de la cuenca, quedando emergida la parte central y noroccidental y un estrecho arco que se extiende desde la región nororiental hasta la suroriental donde continúa la sedimentación marina, con predominio de facies terrígenas y plataforma restringida.

Este conjunto de materiales jurásicos ha sido estudiado recientemente por MELENDEZ, G.; AURELL, M.; FONTANA, B.; GALLEGO, M.R.; BADENAS, B. (1.993), en varios trabajos y publicaciones.

1.2.2.1. Dolomías, calizas y brechas calcáreas (nivel 5). Hettangiense-Sinemuriense

Este nivel aflora en cuatro sectores concretos de esta Hoja, formando una serie de alineaciones o bandas que de un modo general siguen una dirección este-oeste, a favor de fracturas, frentes de cabalgamiento y lineaciones tectónicas.

Los mejores afloramientos se sitúan en el corte de la carretera de Leiza a Lecumberri en Areso y en Gorriti.

El tránsito con la unidad arcillo-yesífera inferior del Triásico superior se realiza mediante una discordancia erosiva que posteriormente se va mecanizando.

Litológicamente, esta unidad comienza por un conjunto de brechas, dolomías y calizas dolimíticas en la base. Las brechas son polimíticas heterométricas y generalmente angulosa. La matriz está compuesta por granos de tamaño arena o limo de composición silíceo, lutítico y carbonatado. Los clastos carbonatados y dolomíticos provienen de los niveles calcáreos triásicos. Esporádicamente se observan clastos con cuarzo, anhidrita y minerales metamórficos. Las dolomías presentan un aspecto masivo

y oqueroso, estratificadas en bancos de 1 m. de espesor. A techo pasa un conjunto de calizas wackestones laminadas y oolíticas estratificadas en bancos de 10 a 60 cm. de espesor con laminación algal, “teppees” y porosidad fenestral y en ciertas zonas con oolitos y peloides.

Este conjunto calizo-dolomítico varía mucho de espesor de unas zonas a otras, oscilando entre 50 y 400 m.

Las dataciones efectuadas en el muro de este nivel no son totalmente determinativas, atribuyéndose al Hettangiense por su posición stratigráfica, mientras que el techo ha sido datado como Sinemuriense medio mediante ammonites por SOLER (1.972), FLOQUET y RAT (1.975).

Sedimentológicamente las dolomías y brechas dolomíticas se asocian a rellenos de cuencas de semigraben originadas por tectónica excepcional. Las brechas se han formado por erosión de los bloques triásicos elevados o por la ruptura tectónica de la plataforma carbonatada. Hacia techo pasan a ambientes de “sebkha” con el depósito de series evaporíticas y carbonatadas. Las dolomías se asocian a un ambiente de llanura intermareal. Las calizas de techo de esta unidad se asocian, en la zona de Leiza, a un dominio inter o submareal de baja energía. Hacia el sur cambian a un dominio de alta energía, con una zona de alto paleogeográfico en los alrededores de Areso, en donde faltan este tipo de calizas. Los niveles de acumulación de oolitos y peloides se pueden interpretar como “episodios de tormenta”.

1.2.2.2. Margas, calizas (nivel 6). Sinemuriense-Aalenense

Esta unidad aflora en las mismas zonas donde se observa la unidad anterior, no existiendo buenos afloramientos, exceptuando los cortes de la autovía en Gorriti, ya que se trata de materiales blandos que fácilmente se cubren de vegetación.

El tránsito con la unidad anterior se produce de un modo brusco con algunas superficies ferruginosas encostradas.

Litológicamente se trata de una alternancia de margas y calizas (mudstone-wackestone) de bioclastos y fósiles con frecuente bioturbación.

Hacia techo, la serie se hace más margosa con esporádicas intercalaciones decimétricas de calizas margosas (wackestone), con intensa bioturbación.

En esta unidad se ha encontrado abundante fauna : La Hoja 1:50.000 de Tolosa, cita entre la microfauna: Lenticulina, Vaginulina, Frondicularia, Astacolus, Marginulina, Lenticulina munsteri, Eothrix alpina. Entre los Ammonítidos: Hildoceras bifrons, Dumortieria levesquei, Grammoceras striatulum, Harpoceras, MELENDEZ, G. et al (1.993), cita la presencia de Arietites cf. bucklandi, Amaltheus cf. margaritatus, Dactyloceras sp., Pleydellia aalensis, que datan a esta unidad como Sinemuriense-Toarciense incluyendo posiblemente la base del Aaleniense.

El espesor oscila entre 80 y 200 m. Sedimentológicamente se asocian a dominios medios y externos de una rampa de gran extensión con predominio de facies margosas y margocalcáreas en el norte y bioclásticas hacia el sur, con niveles de acumulación de bioclastos que indican períodos de tormentas. En general, esta unidad presenta facies muy uniformes y sólo se podría indicar la presencia de un alto relativo en la zona de Lecumberri.

1.2.2.3. Calizas arcillosas y margas (nivel 7) Aaleniense-Bathoniense.

Esta unidad aflora con distinto espesor en todo el ámbito de la Hoja, adquiriendo un mayor desarrollo en la zona de Aralar.

Se trata de una sucesión calcárea con intercalaciones margosas, por lo que el tránsito con la unidad infrayacente es difuso.

En la zona de Lecumberri-Huici, esta unidad está constituida por un tramo basal formado por una alternancia de calizas y calizas margosas, aumentando en proporción y espesor hacia techo, reduciendo los niveles margosos. Las calizas, de tipo mudstone a packstone bioclástico con belemnites, ammonites, bivalvos, equinodermos, filamentos, etc., presentan abundante bioturbación. Hacia techo se pueden observar abundantes superficies encostradas con belemnites. En los tramos centrales de este conjunto se pueden observar niveles de esponjas incluidas en unas calizas bioclásticas. En el techo se observan una alternancia de margocalizas y calizas bioclásticas.

La potencia de este nivel cartográfico varía entre 70 y 200 m., observándose en la zona de Leiza que se encuentran afectadas por un ligero metamorfismo, mientras que en Lecumberri son fértidas, con abundante pirita diseminada y vetada de calcita negra.

El contenido faunístico de esta unidad es relativamente abundante. La Hoja MAGNA 1:50.000 de Tolosa, cita en facies similares a éstas: Geyerina fasciata, Bigotites petri, Pleydellia conata, Ludwigia murchisonae, Otoites sauzei, Pseudotoites leicharti, Polyplectites ligniferos, Garantiana garantiana, Parkinsonia parquinsoni. Respecto a la microfauna indican la presencia de Eothrix alpina (LOMB.), Globochaete alpina (LOMB.). Este conjunto de fauna data a esta unidad como Aaleniese-Bajociense-Bathoniese.

Paleoambientalmente esta unidad se asocia a un depósito submareal relativamente profundo y abierto de energía baja a moderada. Esta plataforma estaría compartimentada en surcos y presenta una tendencia a la somerización. En las zonas más profundas se desarrollarían bioconstrucciones aisladas de esponjas mientras que en las zonas someras se produciría la sedimentación de los productos derivados de la disgregación de las esponjas.

Posteriormente se produce una profundización de la cuenca con estabilización del fondo, con vuelta a condiciones submareales relativamente profundas.

1.2.2.4. Calizas tableadas (nivel 8) Calloviense-Malm

Esta unidad aflora en la Sierra de Aralar, en el sector al este de Lecumberri, en la franja de Gorriti-Huici, erosionándose hacia el este por los materiales aptienses, aflorando también en la franja de Leiza.

Litológicamente está compuesta por un conjunto de calizas grises en la base, estratificadas en bancos tabulares de 0,3 a 1 m. de espesor. Es frecuente la presencia de nódulos de sílex. El límite con la unidad anterior es neto, incluso con superficies carstificadas incipientes. Hacia techo estos niveles pasan a un conjunto de calizas estratificadas en bancos gruesos, del tipo peloidales, oncolíticas y bioclásticas arrecifes.

El espesor de esta unidad es del orden de 200 m. y la Hoja MAGNA de Tolosa, indica la presencia de Valvulinidos, Lithistidae, Lenticulina, Eothrix alpina (LOMB.) Globochaete alpina (LOMB.), Cornuspira cf orbicula TERQ, Astacolus cf Tricarinnella (REUSS), Ostrácodos MELENDEZ, G; et al (1.993), cita en depósitos similares a este la presencia de Macrocephalites cf. versus BUCKMAN, que indica los tramos basales del Calloviense, Poltoceras sp., del Calloviense superior y Perisphinales sp. del Oxfordiense medio.

El ambiente de depósito se corresponde con el de una plataforma restringida en condiciones de baja energía. Hacia el Oeste parece que pasa a condiciones más abiertas. Los depósitos del techo se depositarán en dominios internos y medios de una rampa carbonatada.

1.2.2.5. Análisis Secuencial del Jurásico.

El Jurásico forma una megasecuencia, limitada por dos discordancias erosivas, de bajo ángulo, de ámbito regional. Se caracteriza por el desarrollo de facies carbonáticas, en una extensa y relativamente poco profunda plataforma epicontinental. MELÉNDEZ et al. (1993), distinguen cinco secuencias deposicionales (A, B, C, D y E) de rango menor, que abarcan desde el Liásico inferior hasta el Kimmeridgiense. Sus límites están marcados por disconformidades o cambios bruscos de litología.

El Liás inferior corresponde a una secuencia de plataforma interna somera que evoluciona verticalmente a plataforma media (Robles et al., 1989; Melendez et al., 1993). El límite inferior de la secuencia lo constituye una superficie de erosión

que superpone a esta secuencia sobre el Triásico, e incluso sobre el Paleozoico (Gallego et al., 1993). La discordancia se asocia a la ruptura de la plataforma triásica como consecuencia de la actividad tectónica extensional. Gallego et al. (1993), relacionan la ruptura con la reactivación de la falla de Leiza, que daría lugar a una serie de cuencas semigraben, originadas por fallas lístricas normales.

El relleno de las cuencas semigraben se iniciaría con brechas y conglomerados, procedentes de la erosión de los bloques menos subsidentes. En continuidad vertical y lateral, sobre las brechas, se depositaron facies costeras carbonático-evaporíticas, en un ambiente restringido de tipo "sebkha". El carácter expansivo de estas facies hacia el Sur, sugiere que se depositaron en un contexto general transgresivo. Este hecho se confirma además por el progresivo cambio vertical a facies carbonáticas más marinas y menos someras. La secuencia culmina con facies carbonáticas depositadas ya en un medio submareal, muy uniforme (Melendez et al. (1993).

Durante el Lías medio y superior, predomina la sedimentación rítmica de margas y calizas bioclásticas, con una tendencia general profundizante. La sedimentación tuvo lugar en un ambiente de plataforma externa, afectada periódicamente por procesos de oleaje de tempestad.

A finales del Lías se inicia una tendencia a la somerización que continúa durante el Dogger inferior-medio. Durante ese intervalo de tiempo se depositaron margocalizas y calizas bioclásticas bioturbadas, también en un ambiente sedimentario de plataforma externa, relativamente profunda.

La somerización culmina a finales del Bajociense con la sedimentación de calizas bioclásticas con esponjas y filamentos, depositados en un ambiente de plataforma carbonática relativamente somera. El nivel de calizas con esponjas tiene una gran continuidad regional y representa unas condiciones energéticas moderadamente altas, por encima del límite de acción del oleaje de tempestad (Robles et al., 1989; Melendez et al., 1993).

Durante el Dogger medio-superior se produce una nueva profundización de la cuenca, que dio lugar a la sedimentación de calizas micríticas y calizas margosas depositadas en un ambiente general de plataforma pelágica (Robles et al., 1989).

Durante el Malm (Oxfordiense - Kimmeridgiense) persisten la sedimentación carbonática de plataforma marina en toda el área que abarcan las cartografías, aunque en unas condiciones de menor profundidad. La mayor influencia de aportes terrígenos, probablemente marcan ya el inicio de la regresión que dará lugar a las facies Purbeck y Weald.

1.2.3. Cretácico

El tránsito entre el Jurásico y el Cretácico se realiza mediante unos depósitos detríticos-calcareos sedimentados en ambientes restringidos.

Estos niveles han sido denominados como “wealdico”, que incluyen las facies “Purbeck”, comprendidos entre el Portlandiense, Barrenniense-Valanginiense inferior y las facies “Weald”, desde el Valanginiense superior, Hauterviense y Burremiense.

Estos depósitos han sido estudiados por LAMARE (1936), RAMIREZ DEL POZO (1971), SOLER Y JOSE (1971), DUVERVOIS et al (1972), CAMPOS (1979) y últimamente PUJALTE (1982), que designa a las facies “Purbeck” como Formación Valle de Ata y Formación Puerto de Aralegui a las facies “Weald”.

1.2.3.1. Margas negras y calizas. Facies “Purbeck” (nivel 9). Portlandiense-Valanginiense

Esta unidad cartográfica aflora exclusivamente en la banda situada al sur de Leiza, situándose sus mejores puntos de observación en la carretera que une Lecumberri con Leiza.

Litológicamente está formado por calizas margosas en la base, estratificadas en bancos gruesos con abundantes nódulos dispersos de piritas e intercalaciones de niveles arcillosos . Hacia techo pasan a margas calcáreas algo detríticas con nódulos de hierro e intercalaciones de calizas margosas y niveles de calizas arenosas con nódulos de sílex.

La potencia total de esta unidad es del orden de unos 80 m. acuñándose lateralmente hacia el oeste, llegando a desaparecer a la altura de Merku.

Los estudios paleontológicos citados en la Hoja a escala 1:50.000 MAGNA de Tolosa, son: Clavator reidi, GROVES, Macrocypris horatiana, JONES y SHERB, Atopochara sp, Darwinula leguminella (FORBES), Cypridea carinata MARTIN, Glomospira, Cyprione oblonga (ROEMER), Neotrocholina valdensis REICH que asignan a la base de esta unidad una edad Portlandiense y el techo al Valanginiense inferior.

Sedimentariamente, esta unidad se asocia a ambientes salobres que evolucionan hacia medios menos restringidos de tipo “Lagoon”.

1.2.3.2. Calizas. Facies “Purbeck” (nivel 10) Portlandiense- Valanginiense

Esta unidad aflora en las mismas zonas que las descritas para la unidad anterior, acuñándose tanto hacia el este como hacia el oeste, alcanzando su máximo espesor a la altura del meridiano de Leiza, en la carretera que une esta localidad con Lecumberri.

Este conjunto comienza por una serie de calizas detríticas grises, con intercalaciones de niveles calcáreos brechoides con nódulos de sílex. Hacia techo se dispone un paquete de calizas micríticas muy recristalizadas; con nódulos de sílex. Este conjunto culmina en una serie de calizas detríticas y calizas margosas con nódulos de sílex y cristales de pirita.

Estos niveles calcáreos se disponen en bancos de 0,3-0,8 m. de espesor, con una potencia máxima del orden de 120 m., acuñándose lateralmente tanto hacia el este como hacia el oeste, presentando una fuerte recristalización y un metamorfismo de bajo grado, debido a su proximidad a la falla de Leiza.

Paleontológicamente en estos niveles se observan Serpúlidos, Ostreidos, Crinoides y abundantes corales. La Hoja a escala 1:50.000 de Tolosa (MAGNA), cita la presencia de Moluscos, Políperos, Briozoarios, Equinodermos, Gasterópodos, y Lenticulina y Trocholina que asignan a esta unidad una edad Valanginiense inferior.

En estos depósitos, al estar muy recristalizados y algo metamorfizados no se observan con claridad estructuras sedimentarias, solo se aprecian laminaciones cruzadas planar y paralelas de origen algar que indican un ambiente de tipo “lagoon”.

1.2.3.3. Arcillas, margas, arenas y calizas (nivel 11). Valanginiense-Barremiense

Esta unidad aflora con mayor extensión en la banda situada al sur de Leiza, y en pequeños afloramientos que no han llegado a erosionarse por el ciclo sedimentario Aptiense, como puede observarse en la carretera de Lecumberri a Huici.

Litológicamente está formado por un conjunto de margas azuladas en la base , micáceas con delgadas intercalaciones calcáreas, y niveles de arenas amarillas micáceas con estratificación cruzada y abundantes concreciones ferruginosas. Los niveles calcáreos se encuentran muy recristalizados con abundantes restos de serpulidos y concreciones algales.

A techo se observa unos niveles de calizas arcillosas grises y esquistos con abundante materia orgánica. En Leiza estas calizas son de tipo margoso con delgadas intercalaciones de areniscas finas micáceas. La potencia media de este conjunto es del orden de 50 m. llegando a desaparecer.

La fauna observada en esta unidad es muy escasa y en la mayoría de los casos banal, sin posibilidad de datación fiable. La Hoja 1:50.000 MAGNA de Tolosa, cita en Leiza la presencia de moluscos y equinodermos, así como ostrácodos, asignando una edad Valanginiense superior-Barremiense, por posición estratigráfica.

El medio de depósito se asocia a ambientes continentales de agua dulce con etapas de transición hacia condiciones marinas someras de aguas salobres de tipo estuarino.

1.2.3.4. Arcillas, arenas, margas y calizas (nivel 12). Neocomiense-Barremiense

Este es un nivel compresivo de los dos descritos anteriormente. Sus afloramientos se localizan en las laderas del Monte Pagota, situándose sus puntos de observación en el camino que sube a Unangarate.

Las características litológicas, paleontológicas y sedimentológicas de este nivel, son comunes con los descritos anteriormente para los niveles cartográficos 10 y 11.

1.2.3.5. Calizas con construcciones rudistas (nivel 13). Aptiense-Albiense

Estos materiales calcáreos forman parte del denominado por RAT (1959), “Complejo Urganiano”. Constituyen los grandes resaltes topográficos de la Hoja, situándose sus mejores afloramientos en la autovía de Leizarán, a la altura de Gorriti y en la carretera de Lecumberri a Huici.

Litológicamente está formado por un conjunto de calizas micríticas (mudstone y wackestone), con construcciones de rudistas de distintos tamaños. Alternando con estos niveles se observan algunos tramos de calizas bioclásticas, formados por fragmentos de la bioconstrucción. Estos niveles, de color gris, se encuentran muy recrystalizados y localmente marmorizados y dolomitizados, presentando un alto contenido en materia orgánica. El espesor es muy variable, con potencias que oscilan entre 350 y 500.

Los estudios faunísticos han determinado la presencia de moluscos, políperos, equinodermos, corales, algas calcáreas y rudistas como *Pseudotonicasia santanderensis*. DOUV. En la Hoja 1:50.000 MAGNA Tolosa, se cita: *Palorbitolina lenticularis* (BLUM), *Orbitolinopsis simplex* (HENSON), *Simplorbitolina manasi* CIRY y RAT, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* (ROEMER), *O. (Mesorbitolina) texana parva* DOUGLASS, *Simplorbitolina conulus*, SCHROEDER, *Everticyclammina greigi* (HENSON), *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Cuneolina cf. scarcelai* SARTONI y CRESCENTI, *Bacinella irregularis* (RADOICICI), *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE, *Lithophyllum rude* LEMOINE, que asignan a esta unidad una edad Aptiense-Albiense.

Esta unidad se asocia a depósitos de una amplia plataforma carbonatada, compuesta por facies micríticas con rudistas y corales distribuidos en bancos de orden métrico.

1.2.3.6. Margas (nivel 14). Aptiense-Albiense

Esta unidad aflora en la banda calcárea situada al sur de Leiza y en el sector suroriental de la Hoja, entre las localidades de Etxarri y Aldaz. Sus mejores puntos de observación se sitúan en la carretera N-240 entre los puntos kilométricos 46 y 47.

Litológicamente está formado por margas arcillosas y calizas margosas de tonos oscuros, de aspecto masivo. Generalmente aparecen afectadas por una esquistosidad muy desarrollada.

Esta unidad pasa lateralmente a los niveles calcáreos descritos anteriormente y por lo tanto, su espesor presenta grandes variaciones de unas zonas a otras, llegando a alcanzar unos 200 m. de potencia.

El contenido faunístico es muy elevado, con: Quinqueloculina sp., Tritaxia sp., Spiroplectammina sp., Valulínidos, Cytherella ovata (ROEMER), C. paralela (REUSS), Cythereis bucherae OERTLI, Neocythere mertensis OERTLI, Paracypris cf. jonesi, BONN, Pseudotextuluriella cretosa CUSHM y Gyroidinoides, que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Aptiense y el Albiense.

El ambiente sedimentario asociado a estos niveles más margosos se relaciona con zonas restringidas, de energía moderada, posiblemente ligadas a zonas de sombra entre los arrecifes.

1.2.3.7. Areniscas (nivel 15). Aptiense-Albiense

Esta unidad aflora en el vértice suroriental de la Hoja, al sur de Aldaz, en un pequeño afloramiento muy cubierto por la vegetación, constituyendo un cambio lateral de facies, tanto de las calizas arrecifes como de los niveles margosos descritos anteriormente.

Está compuesto por un conjunto de areniscas y calcarenitas bioclásticas de grano medio a grueso. Estos depósitos presentan una silicificación general, con nódulos de sílex.

Estos niveles presentan base erosiva, estratificación cruzada de tipo planar y media a gran escala. El ambiente de depósito se relaciona con pasillos de canalización generados en áreas de interrupción de la plataforma.

El contenido faunístico de esta unidad es alto, con: Tritaxia sp., Cuneolina sp, Everticyclammina greigi (HENSON), Agardhiclloopsis cretácea LEMOINE, además de Textularidos, Moluscos, Equinodermos, Briozoos y algas.

El espesor en esta zona es difícil de calcular ya que este nivel se encuentra muy tectonizado, no obstante, es superior a 100 m.

1.2.3.8 Calizas tableadas (nivel 16) Aptiense-Albiense.

Este nivel se encuentra intercalado entre las calizas con construcciones de rudistas, situándose sus mejores puntos de observación al norte de Lecumberri, en la carretera que une esta localidad con Huici, en la carretera N-240, a la altura del punto kilométrico 42 y en la estructura de Unangarate.

Litológicamente está constituido por un conjunto de calizas grises (grainstones y packstones), distribuidas en bancos gruesos y una potencia máxima de unos 30 m., acunándose lateralmente hasta llegar a desaparecer.

Estos niveles están formados por el material procedente de la destrucción de los montículos arrecifes entre los que se intercalan, con laminación cruzada planar y

ripples, representando zonas de mayor energía, intercalados entre los montículos arrecifes.

Se le ha asignado una edad Aptiense-Albiense por su posición estratigráfica, ya que se encuentra incluido entre los niveles de calizas con construcciones de rudistas.

1.2.3.9. Arcillas, areniscas y pizarras (nivel 17). Albiense-Cenomaniense inferior.

Estos materiales constituyen la mayor parte de los sedimentos que se distribuyen por esta Hoja. RAT (1.959), incluyó a estos niveles en el “Complejo Supraurgoniano”. Así mismo, GARCÍA MONDÉJAR (1.982), ha denominado a esta unidad como Formación del Alto de Huici.

Litológicamente está constituido por pizarras negras compactas de aspecto masivo que pasan hacia techo a margas y arcillas esquistosas con intercalaciones de limolitas arenosas. Intercalados entre estos niveles se pueden observar calizas arenosas y en algunas zonas, conglomerados de cantos silíceos y calcáneos.

Los niveles de margas esquistosas presentan una composición de 15-30% de cuarzo, 15-30% de micas (moscovita y clorita), un 5-20% de materia orgánica carbonosa y pirita. Las arcillas esquistosas están formadas por minerales micáceos, 40% como máximo de cuarzo y un 5% de materia orgánica y pirita.

Hacia el oeste, las intercalaciones arenosas incluidas en este nivel se hacen más abundantes, aumentando asimismo, su espesor. Estos niveles detríticos, de tamaño grueso presentan matriz arcilloso-sericítica con circón, turmalina, óxidos de hierro.

Este conjunto presenta un espesor que oscila entre 1.000 y 1.500 m., encontrándose en general, muy cubierto por vegetación.

El contenido faunístico es muy pobre. La Hoja a escala 1:50.000 de Tolosa, cita la presencia de Hedbergella sp, Rotalipura sp, Gavelinella, Marsonella, Heterohelix, Praeglobotruncana, Globorotulitas gr. subcónica, asignando a esta unidad al Albiense-Cenomaniense.

El ambiente de depósito de esta unidad se encuadra dentro de cuencas profundas en forma de fosa alargada, cuyo origen puede estar relacionado con cuencas de “pull-apart” ligadas a grandes sistemas transformantes, rellenos por depósitos de estas características que hacia el oeste pasan a sistemas turbidíticos (Flysch negro).

1.2.3.10. Margas y calizas (nivel 18). Cenomaniense-Santoniense

Esta unidad aflora en el sector noroccidental de la Hoja formando parte de la Depresión Intermedia y al sur de la misma, aflorando en el núcleo de los sinclinales.

Litológicamente está formada por un conjunto de margas arcillosas grises, algo limosas alternando con niveles de calizas margosas, y arcillosas limosas, distribuidas en bancos cuyo espesor oscila entre 0,2 y 0,5 m. y un espesor total de unos 500 m.

Los niveles calcáreos son mudstone-wackestone arcillosos con pequeñas cantidades de limo y arena (5-30%), generalmente de cuarzo.

La fauna citada por la Hoja 1:50:000 MAGNA de Tolosa, no es determinativa, clasificándose : Pithonella sphaerica. (KAUFMANN), Globotruncana cf. helvética BOLLI, Dicyclina cf. schlumbergeri, Pseudolituonella cf. mariae , Monouxia cónica GENDROT, Triatxia sp., Heterohelix sp., Hedbergella sp, Dictyopsella sp., Rotalipora sp., Marsonella sp. y Pseudovalvulineria sp., con una edad comprendida entre el Cenomaniense y el Santoniense.

Sedimentariamente esta unidad se asocia a depósitos de tipo turbidíticos, observándose gran cantidad de “slumps” y laminaciones paralelas y onduladas depositados en un ambiente de talud-cuenca.

1.2.3.11. Análisis secuencial del Cretácico

En el Cretácico inferior se pueden distinguir tres principales megasecuencias que en conjunto marcan la progresiva profundización de la Cuenca.

La megasecuencia inferior está formada por las denominadas "facies Weald" y abarca un intervalo estratigráfico que va desde el Neocomiense superior hasta el Barremiense. Representa un episodio regresivo similar al de las Facies Purbeck, con la sedimentación de facies terrígenas y carbonáticas en ambientes sedimentarios continentales, o costeros salobres, tipo "lagoon", e incluso marinos someros. Al igual que las facies Purbeck, la sedimentación se desarrolló en subcuencas limitadas por fallas normales.

La megasecuencia intermedia, de edad Aptiense - Albiense, corresponde al denominado Complejo Urgoniano (RAT, 1959). Se caracteriza por la presencia de importantes masas de rocas carbonáticas de origen arrecifal con rápidos y frecuentes cambios laterales a margas y lutitas. El límite inferior de la megasecuencia está marcado por una discordancia de bajo ángulo jalonada por un nivel de areniscas, brechas o conglomerados, probablemente de origen aluvial o costero.

En el área que abarcan las cartografías no se ha reconocido discordancias ni cambios bruscos de facies que permitan subdividir esta megasecuencia en secuencias de rango menor, pero sí existen en otras áreas de la Cuenca Vasco - Cantábrica. En la zona occidental (dominio peri-asturiano), García Mondejar (1982) distingue cuatro secuencias deposicionales que abarcan al conjunto Aptiense - Albiense. Las discordancias que limitan estas secuencias, el mismo autor, las relaciona con pulsaciones asociadas a la tectónica extensional.

Esta megasecuencia (Aptiense - Albiense) presenta una tendencia general transgresiva que se relaciona con un incremento de la subsidencia, debido no sólo a la fracturación de bloques, sino también a una flexuración general. En los depocentros, la sedimentación era esencialmente lutítico-margosa, y a menudo en condiciones anóxicas. En los bloques elevados y en los márgenes, se desarrollaron plataformas carbonáticas, con numerosas bioconstrucciones arrecifes de rudistas o corales (García Mondejar, 1982).

La megasecuencia superior, de edad Albiense - Cenomaniense inferior, es expansiva con respecto a las infrayacentes y casi siempre se apoya discordante o en contacto brusco de sobre ellas. En el área que abarcan las cartografías, está representada casi exclusivamente por depósitos turbidíticos de Talud, que muestran una tendencia general progradante que culmina con facies de plataforma carbonática. Lateralmente

estos depósitos se relacionan con formaciones deltaicas (Fm. de Valmaseda) o fluvio-aluviales (Fm. de Utrillas). Hacia el Norte equivalen a otras formaciones turbidíticas de pie de talud (Fm. de Durango) y cuenca (Fm. de Deva).

En el área estudiada, la escasez y mala calidad de los afloramientos, junto con la ausencia de niveles guía, no permiten el establecimiento de unidades deposicionales de rango menor. No obstante, en áreas próximas (litoral vizcaíno) Robles et al. (1988), distinguen cuatro macrosecuencias deposicionales que abarcan desde el Albiense inferior - medio, hasta el Cenomaniense medio. Los mismos autores relacionan la génesis de estas secuencias, con la actividad tectónica regional y los consecuentes cambios relativos del nivel marino.

El carácter predominantemente siliciclástico y expansivo de esta megasecuencia (Albiense - Cenomaniense), se relaciona con un incremento de la subsidencia en la cuenca y el rejuvenecimiento del relieve en los márgenes.

1.3. Cuaternario

El Cuaternario de las Hojas de Ordicia y Leiza, en el sector navarro está pobremente representado. Los principales depósitos son los de carácter fluvial y de ladera, apareciendo también algunos de carácter poligénico y cárstico.

1.3.1. Arcillas rojas. Arcillas de descalcificación. (nivel 19)

Son debidas a los procesos de disolución en materiales carbonatados (Jurásico y Urgoniano, principalmente). Se presentan en las sierras de Aralar y las situadas al N y EN de Lecumberri, donde destacan los Altos de Huici y Arrizubi.

Las arcillas de descalcificación son el producto resultante y residual de la disolución de los carbonatos. Dicho producto no tiene una morfología definida puesto que rellena cualquier hueco, tanto una dolina como una grieta; por tanto su potencia y dimensiones, dependen en cada caso del desarrollo del karst.

Aparecen relleno algunas dolinas, uvalas y las formas menores del karst, como son los lapiaces. Se trata por lo general de “terras rossas” o “terras fuscas” con colores que varían desde un rojo vinoso a un pardo rojizo e incluso a un pardo

amarillento. Contiene además cierta proporción de arenas y limos, así como algunos fragmentos de rocas carbonatadas que se desprenden de la roca original. La potencia de estos depósitos, como ya se ha dicho en otras memorias es difícil de calcular por diversos motivos, entre los que destacan la inaccesibilidad del relieve y a veces la densa vegetación. Todo ello impide la observación directa del perfil de una dolina con su relleno de fondo.

La variabilidad depende de la intensidad del proceso, del tamaño de la dolina y de la textura de la roca madre.

1.3.2. Cantos, gravas con limos, arcillas y arenas. Glacis. (nivel 20)

Los glacis que aquí aparecen son de dimensiones variadas. Las mayores se hallan en la vertiente septentrional de la Sierra de Aralar, alternando con deslizamientos y movimientos en masa. Pero también aparecen en las laderas de otros relieves importantes dirigiéndose siempre a los principales valles. Constituyen las formas de enlace entre el fondo de valle y las divisorias adyacentes. Por la posición que tienen, en relación al cauce, podrían ser del Pleistoceno medio o superior y por su desarrollo y dimensiones son de poca importancia dentro del ámbito de la Hoja.

Están constituidos por cantos, gravas, además de algunos bloques englobados en una matriz limo-arenosa. a veces pueden estar algo encostradas por un cemento calcáreo.

En cuanto a los aluviales -coluviales, las características litológicas y texturales son una mezcla de las de los aluviales y coluviones, ambos descrito en este presente capítulo.

1.3.3. Cantos, gravas, arenas y arcillas. Fondos de Valle. (nivel 27)

Los fondos de valle están constituidos por un conjunto de cantos y gravas de calizas, dolomías, calcarenitas, cuarcitas, areniscas y otros, envueltos en una matriz de naturaleza arcillo-arenosa. La morfología de estos depósitos en planta es alargada y sinuosa, aunque se intercalan algunos tramos rectilíneos. En general son estrechos, a excepción del Araxes, Larraún en el sector más meridional, y Leizarán, en las proximidades.

La matriz arcillo-arenosa tiene un cierto contenido en carbonatos que se acumulan, localmente, alrededor de los cantos, dando camisas. Otras veces cementan la base de algunos niveles. El tamaño medio de los cantos está comprendido entre 5 y 8 cm y el máximo, observado en campo, es aproximadamente de 40 cm y quizás en algunos puntos puedan superar estos tamaños. La abundancia de bloques se debe a la elevada capacidad erosiva de setos cursos de agua como consecuencia de las diferencias altimétricas y de un clima con altas precipitaciones. Además, la presencia de una estación fría favorece la fragmentación de las rocas y la puesta en movimiento de dichos fragmentos a través de los cauces.

La potencia de estos depósitos no parece superar los 4 ó 5 m, siendo a veces muy poco potente. Los mayores aluviales son los de los ríos Araxes, el Leizarán y del tramo superior del río Larraún.

1.3.4. Cantos, gravas, arenas, limos y arcillas. Conos de deyección. (nivel 26)

Asociados a los fondos de valle aparecen los conos de deyección, solamente representados en los principales valles. Son también depósitos de textura granular, heterométrica y poseen un escaso grado de compactación. Litológicamente son similares a los fondos de valle puesto que en la mayoría de los casos tienen un origen común, aunque pueden presentar diferencias locales. Por lo que se refiere al tamaño de grano, existen importantes variaciones dentro de un mismo depósito, disminuyendo acusadamente desde la zona apical hasta la distal. La potencia también varía en el mismo sentido, desde 4-6 m hasta pocos centímetros, siendo algo más potentes los conos de mayor tamaño. Al igual que los fondos de valle, se les asigna una edad holocena por su relación con los mismos, interdentando sus depósitos en la mayoría de las ocasiones. Algunos de ellos son funcionales en la actualidad.

1.3.5. Cantos, bloques y arcillas. Coluviones. (nivel 25)

Los coluviones aparecen al pie de las laderas de los principales valles y son originados por la acción conjunta del agua y de la gravedad. Morfológicamente dan una serie de bandas estrechas, alargadas y paralelas a los ríos y en algunos casos se interdentan lateralmente con los conos de deyección. Otras veces y en zonas de pendientes fuertes pueden reconocerse derrubios ordenados aunque la falta de perfiles dificulta su diferenciación, lo que ha llevado a incluirlos a todos en el mismo grupo.

Son de naturaleza arcillosa con clastos abundantes, bastante angulosos y en general dispuestos en lechos que indican los diferentes aportes que van dando origen al depósito. Se trata casi siempre de clastos carbonatados, aunque puede variar su litología si cambia la naturaleza del sustrato. La potencia no puede indicarse con seguridad, pues puede oscilar desde un tapiz superficial de pocos centímetros hasta acumulaciones de varios metros. Normalmente se ubican al pie de las laderas y, en este caso en concreto, se trata de las laderas de los valles principales, el Araxes, Leizarán y de algunos barrancos.

1.3.6. Bloques, cantos y arcillas. Canchales (nivel 21)

Los canchales están constituidos por una importante acumulación de clastos y bloques de gran heterometría, con muy escasa matriz. Los bloques pueden sobrepasar en ocasiones 1 m. Aparecerán a distintas alturas de la ladera pero lo más frecuente es que lo hagan inmediatamente por debajo del escarpe calcáreo. La potencia de estos depósitos suele variar entre 0,5 y 3 m, no descartando la posibilidad de mayores espesores puntualmente. Se les asigna una edad reciente (Holoceno-actual).

1.3.7. Bloques y arcillas. Deslizamientos. (nivel 22)

Son fundamentalmente deslizamientos de carácter gravitacional pero ligados a una soliflucción generalizada. Aparecen al pie de la Sierra de Aralar, en su vertiente septentrional pudiendo alcanzar a veces grandes dimensiones. Las altas pendientes, el clima húmedo, y la existencia de procesos periglaciares, reviste a estas vertientes de una inestabilidad permanente, por lo que se observan reactivaciones en algunos de los bloques y masas deslizados que se ponen de manifiesto por cicatrices de despegue escalonadas en la ladera. Todo ello implica el cuarteamiento de los bloques de mayor tamaño.

La edad de estos movimientos es difícil de precisar, pero parece que tuvieron lugar en épocas anteriores a la actual, puesto que están afectados por la incisión de la red fluvial.

2. TECTÓNICA

2.1. CONSIDERACIONES GENERALES

Esta Hoja se localiza en la Cuenca Vasca o Cuenca Vasco-Cantábrica, que ocupa la mitad occidental de los Pirineos. Esta cadena alpina se extiende desde el Golfo de Vizcaya hasta el Mediterráneo. Transversalmente presenta una aparente simetría a partir de un eje constituido por los materiales paleozoicos. Esta alineación montañosa es la resultante de la compresión producida entre las placas Europea e Ibérica. Esta cadena montañosa ha sido clasificada y subdividida en numerosas ocasiones, siendo una de las más utilizadas la realizada por MATTAUER y SEURET (1.971), basada en criterios estructurales y estratigráficos. En ella se diferencian la Zona Axial, constituida fundamentalmente por materiales paleozoicos dispuestos a modo de eje de simetría de la cadena, dos zonas mesoterciarias despegadas, denominados Nor y Surpirenaica y dos antepaises terciarios plegados.

La cobertera mesozoico-terciaria ubicada al O de la terminación occidental de la Zona Axial es conocida tradicionalmente como Cuenca Vasco-Cantábrica en tres zonas: Bloque Alavés, Bloque Santanderino y Arco Vasco. El límite entre la Cuenca Vasco-Cantábrica de características semejantes a la Zona Norpirenaica, y las Zonas Surpirenaica y Axial, viene determinado por la falla de Pamplona, coincidente con la alineación de diapiros navarros, de dirección NE-SO.

El diferente comportamiento de los materiales frente a la deformación permite distinguir los siguientes dominios estructurales: zócalo, constituido por los materiales hercínicos; tegumento, formado por los depósitos de las facies “Buntsandstein” y “Muschelkalk”; nivel de despegue, integrado por las facies “Keuper”; y cobertera, constituida por la serie sedimentaria jurásico-paleógena. En general, el zócalo y la cobertera se han deformado independientemente gracias al nivel de despegue triásico, con una deformación mucho más acusada de la cobertera, si bien en la Zona Axial el zócalo también ha sido estructurado e incorporado a las estructuras alpinas.

A grandes rasgos, la zona de estudio comprende el sector meridional del macizo pirenaico axial de Cinco Villas, el área denominado como Manto de los Mármoles que corresponde a la cobertera cuyos límites vienen definidos por la falla de

Leiza al norte, el frente de Aralar al sur, la falla de Pamplona al este y la falla de Hendaya al oeste.

Los estudios de esta zona comenzaron en los años treinta con la fuerte controversia ejercida entre LAMARE (1931, 1932 y 1954) y LOTZE (1931, 1932 y 1946) discutiendo el origen de las vergencias contrarias, al norte y al sur y las estructuras derivadas de ellas. Posteriormente, CHOUKROUNE (1976) distingue en Huici la fase principal con esquistosidad N-110 subvertical y de edad post-luteciense, una fase tardía con pliegues NE-SO verticalizados y una esquistosidad tardía subhorizontal de crenulación.

HEUSCHMIDT (1977) estudia el macizo paleozoico de Cinco Villas en el que asocia las fases 5, 6 y 7 reconocidas en los terrenos hercínicos al ciclo alpino. CAMPOS (1979) y CAMPOS et al (1980), reconocen una fase principal de vergencia norte en la cobertera del borde occidental de Cinco Villas. Posteriormente LLANOS (1983), distingue dentro del ciclo alpino dos etapas, la primera intracretácica y otra posterior de vergencia norte tardicretácica. ZUAZO (1986) distingue una fase principal con desarrollo de pliegues de vergencia norte de edad terciaria y reconoce la existencia de una tectónica polifásica posterior. EGUILUZ et al (1988) establece las características y relaciones mutuas de las dos esquistosidades descritas por ZUAZO (1986).

Por último MARTÍNEZ TORRES (1989), establece tres fases de plegamiento, una prealbiense, otra terciaria de vergencia norte, y por último, otra terciaria de vergencia sur. La intersección de estas tres fases de plegamiento da lugar a la aparición de distintas figuras de interferencia.

2.2. DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

Las manifestaciones de la deformación sufrida en el territorio ocupado por la Hoja son de gran importancia, e imprimen el carácter geológico dominante en esta zona, dando lugar a un gran número de estructuras.

2.2.1. Discordancias

Entre los materiales que afloran en esta Hoja, existen varias discordancias que determinan el límite de las secuencias deposicionales y que pueden estar asociadas a impulsos tectónicos que afectan de forma global a toda la cuenca.

El paso triásico-jurásico no es visible en esta zona ya que este contacto se encuentra mecanizado.

El límite Jurásico-Cretácico se realiza a través del depósito de material en facies "Purbeck" y en facies "Weald". Este límite se encuentra bien definido, observándose una amplia erosión que llega a afectar ampliamente el techo del Jurásico. La erosión se desarrolla con mayor amplitud hacia el este.

Hacia techo se observa la discordancia producida antes de la instalación del Complejo Urganiano. Esta discordancia es de tipo erosivo, afectando a los depósitos transicionales Jurásico-Cretácico.

Existe otro límite muy importante en esta Hoja, localizado en el paso entre los materiales denominados como urgonianos y supraurgonianos. Este límite se localiza en el Albiense inferior y marca la entrada de terrígenos con el emplazamiento de un surco turbidítico hacia el oeste.

2.2.2. Pliegues

De norte a sur y dentro del dominio del Manto de los Mármoles hay que destacar en primer término el sinclinorio de Amez keta-Almandoz cuyo flanco norte está caracterizado por una banda continua de materiales jurásicos buzando hacia el sur o subverticales y el flanco sur claramente invertido. La dirección de esta estructura es subparalela.

Al sur se encuentra la estructura anticlinal de Huici, que fue descrita por LLANOS (1.983), como Domo de Huizi. Se caracteriza por presentar una estructura cómica de materiales jurásicos y urgonianos. En la parte más alta destaca la presencia de un pliegue sinclinal concéntrico.

En otros términos, puede definirse como un sinclinal E-W sobre un amplio anticlinal de materiales subyacentes de dirección NNW-SSE, esto es, de idéntica dirección a la observada en los materiales jurásicos de la estructura de Mokoro.

La estructura de Huici, queda limitada al N. por un cabalgamiento de vergencia N, que si bien tiene una traza de 12 kilómetros, no parece desarrollar un gran desplazamiento por las líneas de interceptación observadas. En cualquier caso, siempre aflora muy verticalizado y localmente retrovergado.

Hacia el sur, se observan una serie de anticlinales y sinclinales de dirección NO-SE que se amoldan a la estructura de Huici, hasta tomar dirección NE-SO. Estos plegamientos de menor entidad originan el asomo de las calizas aptienses en el núcleo de los anticlinales.

2.2.3. Fallas.

En esta Hoja hay que destacar, respecto a este tipo de elementos geológicos, la falla de Leiza, el cabalgamiento de Lecumberri y el frente cabalgante de Aralar.

2.2.3.1. Falla de Leiza

Este lineamiento discurre entre Elizondo y Tolosa, a lo largo de 45 kilómetros, se reconoce en superficie una estrecha banda que delimita netamente el borde septentrional del Manto de los Mármoles y el borde sur de la Depresión Intermedia. El primer autor en reconocerla fue LAMARE (1928), denominándola “Franja milonítica”, debido a la presencia de granitos y granulitas, y a una intensa brechificación. Este autor la consideró como la base de un manto: el Manto de los Mármoles (Nappe des Marbres).

Con posterioridad EWERT (1964) y VOLTZ (1964), siguiendo a LOTZE (1930-31), la denominan “Zona de dislocación”, cuestionando la aloctonía del Manto de los Mármoles. Más tarde, LLANOS (1983) denominó a esta accidente falla de Leiza.

La falla de Leiza presenta unas características idénticas a las descritas para la falla norpirenaica: traza rectilínea kilométrica, disposición subvertical, metamorfismo alpino asociado y presencia de rocas profundas.

Morfológicamente la falla de Leiza condiciona el desarrollo de los valles de Areso, Ezkurra y Bidasoa. Sin embargo, la traza de la falla rara vez se encuentra en el fondo del valle ,aflorando casi siempre a media ladera. Esta disposición quizás pudiera estar relacionada con una actividad tectónica reciente.

La zona de falla tiene una anchura variable difícil de determinar, pues sobre ella, se reconocen importantes depósitos de brechas del Cretácico superior de la Depresión Intermedia. En ningún punto se observa un único plano de falla.

La mayor parte de los materiales afectados por la falla presentan un cierto grado de brechificación. Por el grado de fracturación de los materiales pueden distinguirse dos texturas predominantes siguiendo a HIGGINS (1971): brechas y salbanda.

Las brechas de falla son muy heterométricas y localmente poligénicas, aunque suele predominar una litología en cuerpos más o menos anastomosados. Los materiales brechificados pertenecen a todas las edades hasta el Urganiano, inclusive. No se observan brechas del Albiense ni del Cretácico superior. Entre las litologías más características aunque difíciles de observar, deben citarse granulitas ácidas y básicas, migmatitas, lherzolitas y filitas paleozoicas.

Del análisis sistemático de la fracturación se deduce un grado de brechificación muy variable dentro de la banda de falla, aún con litologías idénticas, observándose una distribución en bandas.

Intercaladas entre las brechas que delimitan la falla de Leiza aparecen siempre algunos niveles de 0,5 a. 1 m. de potencia de materiales con un aspecto general de arcillas marrones de descalcificación que, a primera vista tienen aspecto de niveles edáficos, concretamente de rendzinas. Sin embargo, su omnipresencia en todos los cortes de la falla, su desarrollo en planos verticales concordantes con la banda de falla y su falta de relación con suelos actuales, hacen suponer que se trata de materiales asociados a la falla. Por otra parte, las granulitas y lherzolitas, que aparecen en la falla, suelen estar asociadas a estos niveles.

El análisis de estos niveles por difracción de rayos X, permite detectar calcita, cuarzo, yeso, pirlita, albita, tremolita y clorita. Por todo ello, puede afirmarse que

estos niveles proceden de la tectonización de idénticos materiales a los observados en la brecha de falla y han sido considerados como salbandas de falla.

Las salbandas no se localizan en un determinado plano o planos ordenados, pudiéndose reconocer varias bandas según el corte considerado. Por otra parte, cabe la posibilidad de que estos materiales pudieran presentar alguna cohesión primaria sin estructura foliada, es decir, puede suponerse un desarrollo local de cataclastitas (SIBSON, 1977), con disgregación posterior.

Si atendemos a la profundidad de los materiales antes de la tectónica prealbiense, se obtiene una potencia media total de aproximadamente 2.000 metros, desde el Pérmico hasta el techo del Urgoniano, lo cual se corresponde en el esquema de falla propuesto por SIBSON (1977), a un nivel superficial entre 1 y 4 Km., con desarrollo de brechas y harinas incohesivas. En este sentido, la presencia de materiales de falla no cohesivos, como brechas de falla y salbanda de falla, y la presumible existencia de cataclastitas correspondería, dentro del modelo de falla citado, a una zona de comportamiento elástico-friccional superficial desarrollada por encima de los 10-15 km. de profundidad.

Por otra parte, el carácter de la brechificación, supone un argumento más a tener en cuenta en el emplazamiento prealpino de las lherzolitas, granulitas y migmatitas, ya que la génesis de esas rocas no se corresponde con las condiciones de fracturación observadas en la falla de Leiza.

Otras formas de deformación asociadas a la falla son pliegues mesoscópicos con ejes muy inclinados, desarrollados en mármoles liásicos y del Dogger-Malm. En ninguno de los pliegues observados, puede determinarse con claridad una longitud de onda completa de los mismos.

La otra estructura mesoscópica que puede observarse en la banda de falla es una débil lineación que concuerda, aparentemente, con minerales de neoformación (tremolitas y escapolitas), en planos subverticales de mármoles jurásicos. Sin embargo, en el análisis microscópico de muestras orientadas, no se observa una relación clara de la posible lineación con una estructuración interna, por lo que su origen es discutible.

Las estructuras asociadas a la falla corresponden a un accidente subvertical en relación a una componente de cizalla. Todo ello, se relaciona congruentemente con la fase prealbiense, tal como se deduce de los materiales implicados en la banda de falla. Concretamente, su actividad se extendería entre el Oxfordiense y el Albiense, en un régimen deformado, como marcador pasivo, por las dos fases terciarias.

Sobre la actividad tectónica prealbiense se solapa una actividad metamórfica más larga en el tiempo, en el tránsito Cretácico inferior-Cretácico superior, que hemos denominado antecenomaniense. Con posterioridad, algún tipo de actividad debió acontecer en la falla de Leiza, probablemente de tipo distensivo, para poder explicar el depósito en la Depresión Intermedia de brechas con cantos de mármoles procedentes del Manto de los Mármoles.

La falla de Leiza tiene asociado un metamorfismo precenomaniense y su traza está jalonada por granulitas y lherzolitas. Estos rasgos permiten considerarla como la continuación occidental de la falla Norpirenaica.

La falla Norpirenaica es, sin duda, el rasgo geológico más característico del Pirineo y ha sido considerada por muchos autores como el contacto entre las placas ibérica y europea. Las medidas realizadas en los macizos paleozoicos occidentales parecen demostrar el giro relativo de Cinco Villas respecto Alduides; el primero pertenecería a Europa y el segundo a Iberia (VAN DER VOO, 1973; SCHOTT, 1985).

La falta de correlación estratigráfica y las significativas diferencias en el plegamiento hercínico entre Cinco Villas y Alduides; permiten considerar a la falla de Leiza como un límite de dos dominios bien diferenciados. Asimismo, la comparación de diferentes características y parámetros geológicos al norte y sur de la falla de Leiza apuntan a esa posibilidad (MARTÍNEZ-TORRES, 1989).

2.2.3.2. Cabalgamiento de Lecumberri

Es un afloramiento de triásico en facies Keuper con bloques de areniscas en facies “Buntsandstein”, tiene forma alargada en dirección E-O.

Según la Hoja 1:50.000 de Tolosa, esta estructura está relacionada con una extrusión diapírica en una etapa de fuerte tectonización, adaptándose a la tectónica de pliegues y cabalgamientos característicos de esta zona. Por lo tanto, parece cierto que esta zona ha sido afectada en una primera etapa de diapirismo precoz y posteriormente por las distintas fases tectónicas con diferentes vergencias que afectan a esta zona.

2.2.3.3. Frente cabalgante de Aralar

Únicamente aflora como una doble escama tectónica en las Malloas, concretamente al norte del monte Irumugarrieta.

La estructura en este punto es claramente vergente hacia el N. si bien, en la base del cabalgamiento se observa en las series detríticas albienses dos esquistosidades que denotan la existencia de las dos fases con vergencias contrarias. De hecho, más al este, en el corte del río Larraun en la vecina hoja de Gulina, puede observarse la serie jurásica y cretácica inferior invertidas, así como el contacto mecánico basal.

En una primera fase de vergencia hacia el N. se produce el cabalgamiento de la sierra de Aralar y, con posterioridad, una segunda fase de vergencia hacia el S. produce la retrovergenza de las estructuras previas, de tal modo que las series del bloque superior de la primera fase aparecen verticalizadas o invertidas. Este proceso se observa claramente por la presencia de pliegues de vergencia hacia el S. y, sobre todo, por el desarrollo local de un “cleavage” espaciado en los materiales calcáreos, que muestra la relación de la deformación de vergencia al N. y su posterior retrovergenza.

2.3. CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN

La evolución tectónica de la región puede referirse a dos grandes ciclos, desigualmente representados en la Hoja : el ciclo Hercínico, puesto de manifiesto por los materiales paleozoicos del macizo Cinco Villas, y el ciclo Alpino, caracterizado por los materiales mesozoicos y terciarios de la zona del Manto de los Mármoles.

El ciclo Hercínico está caracterizado tan solo por sus manifestaciones más tardías, consistentes en pliegues y cabalgamientos orientados de NO-SE a N-S, junto con dos familias de esquistosidades.

Durante el intervalo Estefaniense-Pérmico, tuvo lugar una fase de fracturación de escala continental, conocida como etapa tardihercínica y caracterizada por la génesis de desgarres de direcciones NE-SO y NO-SE. Entre los accidentes tardihercínicos más destacados en la historia posterior de la región, se encuentran las fallas de Pamplona y Norpirenaica, esta última actuando como límite entre las placas Ibérica y Europea, y desempeñando un papel fundamental en la apertura del Golfo de Vizcaya, y como línea transformante durante la deriva de Iberia.

En general, los accidentes tardihercínicos constituyen un elemento fundamental durante el posterior ciclo Alpino, puesto que su reactivación durante la distensión mesozoica controló la geometría de las cuencas de sedimentación y durante la compresión terciaria actuaron como zonas de debilidad, a favor de las cuales se produciría el desplazamiento de cabalgamientos y desgarres.

A grandes rasgos, el ciclo Alpino comprende dos períodos de carácter geodinámico diferente: una larga etapa coincidente con el Mesozoico, en la que la región se encontraba situada en un dominio de divergencia y traslación de placas, con creación de cuencas de sedimentación, y un período más corto, que abarca parte del Terciario, en el que la convergencia y posterior colisión de las placas Ibérica y Europea daría lugar a la génesis del orógeno pirenaico.

La historia tectónica de la zona durante el Mesozoico, sólo puede reconstruirse a través de algunos rasgos fragmentarios, entre los que se encuentra la etapa distensiva reconocida a comienzos del Jurásico por el ascenso de magmas basálticos de composición toleítica, que dieron lugar a las masas ofíticas englobadas en los materiales triásicos.

Posteriormente MARTÍNEZ TORRES, L. (1989), reconoce las siguientes fases tectónicas:

- Fase prealbiense con desarrollo de estructuras de dirección NNW-SSE.
- Una fase con desarrollo de vergencias hacia el N.
- y una tercera fase con desarrollo de vergencias hacia el S.

La edad de la fase prealbiense está bien establecida por la discordancia basal albiense sobre las correspondientes estructuras. Los movimientos iniciales de esta fase quizás sean oxfordienses, sin embargo, todavía no se disponen de datos que permitan confirmar dicho inicio.

Las fases de vergencia N y S., son claramente terciarias, pues son reconocibles estructuras asociadas a estas fases en materiales del Cretácico superior de la Depresión Intermedia y del Valle de Ulzama. Sin embargo, al no conservarse materiales post-tectónicos, debemos remitirnos a áreas cercanas que permitan su datación.

En relación con la fase de vergencia N puede asegurarse que es post-eocena, si consideramos que afecta al flysch eoceno del Monoclinal de Zumaia (CAMPOS, 1979), en el NW. del macizo de Cinco Villas, no pudiéndose concretar más precisamente su edad, al no conservarse materiales postectónicos. En este sentido, se ha reconocido en la plataforma continental, al norte del Monoclinal de Zumaia, una discordancia transgresiva luteciense sobre estructuras previas (WINNOCK, 1971), que bien pudiera datar las vergencias al N. Todo ello, se corresponden con las observaciones realizadas en la Zona Norpirenaica (CHOUKROUNE, 1976).

En referencia a la fase de vergencia hacia el S. los materiales en la Cuenca Vasco-Cantábrica afectados por esta fase se encuentran en el límite sur del Bloque alavés, concretamente en la sierra Cantabria-Montes Obarenes. La datación de los primeros materiales posteriores al paroxismo alpino en esta zona, corresponde al Oligoceno (RIBA, 1974). Más concretamente, en la sierra de Codés, en la intersección de la sierra Cantabria con la falla de Pamplona, DEL VALLE DE LERSUNDI (1986), se refiere a una fase oligo-miocena, por datación de los conglomerados del frente de la sierra de Codés. Más específicamente, ésta se iniciaría en el Chattiense y perduraría hasta el Vindoboniense superior. Este mismo autor, en la Zona Surpirenaica, al este de la falla de Pamplona, en referencia a estructuras de vergencia S, reconoce una fase paroximal en el Luteciense.

En cualquier caso, la lejanía de las dataciones realizadas, así como sus relaciones espacio-temporales, obliga a considerar con cautela las observaciones previas y, por ello, es preferible referirse a una primera fase terciaria de vergencia N. y otra, posterior, fase terciaria de vergencia S.

3. GEOMORFOLOGIA

3.1.- DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

En esta Hoja se representa la cartografía geomorfológica del territorio navarro incluido en las Hojas, a escala 1:25.000 de Ordicia (89-III) y Leiza (89-IV), ambas incluidas en la Hoja 1:50.000 de Tolosa (89). La zona se sitúa en el sector noroccidental de la provincia de Navarra caracterizada por los grandes contrastes altimétricos, con algunos relieves importantes.

Administrativamente pertenece a la Comunidad Foral de Navarra, de carácter uniprovincial, e hidrográficamente forma parte de la Cuenca del Ebro y de la Vertiente Cantábrica, pasando la divisoria de ambas por la Hoja.

Desde un punto de vista geológico, se caracteriza por la presencia de materiales con edades comprendidas entre el Devónico superior y el Cretácico superior. Además de algunos sedimentos cuaternarios. Estructuralmente se enmarca en el Pirineo Occidental, en su confluencia con el Arco Vasco, concretamente se sitúa en el Manto de los Mármoles que corresponde a la cobertera limitada al norte por la falla de Leiza, al sur por el frente de Aralar, al este por la falla de Pamplona, y al oeste por la falla de Hendaya.

El relieve es muy abrupto con grandes variaciones altimétricas y profundas entalladuras producidas por la erosión fluvial. Hay que destacar las estribaciones septentrionales de la sierra de Aralar, que penetra en la zona de estudio por el sector suroeste. Las máximas alturas se localizan en esta sierra, destacando el monte Irumugurrieta con 1.431 m, (dentro de la Hoja de Ordicia). Otras elevaciones importantes que destacan en el paisaje son las de Elostá (928 m), situada entre Gorriti y Betelu, la alineación de Atume (882 m.) y Amendior (899 m) entre Azpiroz y Hutzi y las de Harrizubi (823) y Arizmendiak que en algunos puntos sobrepasa los 1.000 m.

La red de drenaje se ordena en torno a los ríos Araxes y Leizarán que desembocan en el Cantábrico y el río Larraún en la vertiente mediterránea. La divisoria hidrográfica se sitúa siguiendo la alineación Albiazu-Puerto de Azpiroz- Mergelu-Goldamburu-Huici-Amotorre.

El río Araxes está formado por la unión del río Ezpeleta y varios barrancos procedentes de la sierra de Aralar. Tiene una dirección general SE-NO. Más al este se localiza la cabecera del río Leizarán procedente de los relieves de Huici, destacando el arroyo Erasota ya en la vertiente mediterránea y en el cuadrante SE de la hoja se encuentra el arroyo Goikoluzoa que aguas más abajo se convierte en el río Larraun.

Las características climáticas vienen parcialmente reflejadas en uno de los esquemas que acompaña al mapa geomorfológico. En él se observa que la precipitación media anual está comprendida entre 1.300 y 1.600 mm. y la temperatura media anual entre 9 y 11°C.

Aunque estos parámetros definen un tipo climático Mediterráneo Templado con un régimen de humedad Mediterráneo Templado Húmedo, lo cierto es que hay una cierta tendencia a la continentalidad en el sector septentrional, con influencia de clima de montaña e importantes precipitaciones de carácter sólido.

La red de comunicaciones tiene su máximo desarrollo en la autopista de Leizarán que une las localidades de Pamplona y San Sebastián y atraviesa la mitad oriental de la Hoja. Existen además una serie de carreteras locales y comarcales de trazado sinuoso y estrecho y que unen las principales localidades entre sí. Los caminos terreros o forestales no son demasiado abundantes dado la complicada orografía por lo que algunos rincones de la Hoja tienen un difícil acceso.

Por lo que a los núcleos urbanos se refiere, hay que destacar Leiza y Areso, en la mitad septentrional, Gorriti y Hutzzi, en el central y Lecumberri, Azpiroz y Betelu, en el meridional. Otras localidades son Azcárate, Gainza, Inza, Errazquirri, Echarri y Aldaz, todas ellas de pequeño tamaño, además de una serie de caseríos, lugares y villas, muy característicos del poblamiento rural navarro.

La vegetación se incluye en la provincia atlántica; aún conservan estas montañas extensos hayedos, landas de brezos, y helechos, prados y en el fondo de los valles algunas reliquias de los bosques de robles y de otras especies higrófilas que en otros tiempos las cubrieron.

Esta zona de la Navarra húmeda ha sobrevivido tradicionalmente gracias a su sistema agrario. El prado y el helecho, utilizado como cama de ganado, han sido las piezas fundamentales de su economía. Los campos cercados, la ganadería basada en la cría de ovejas lachas, poneys navarros, vacas de campo y ganado porcino, hoy decadente, han sido los principales pilares de su desarrollo local, hoy bastantes disminuidos por el éxodo rural. Sólo en algunas localidades importantes se ha introducido la industria a los modos de vida tradicionales, creciendo su población durante los 20 ó 30 últimos años. Tal es el caso de Leiza con la papelera.

3.2. ANTECEDENTES

Los trabajos geomorfológicos relativos a este sector del Pirineo Navarro Occidental, son muy escasos, por no decir prácticamente inexistentes. Existen sin embargo algunas cartografías y algunos textos de carácter general o regional que han servido de punto de partida a este estudio.

Uno de los mayores avances es el que se produce en las últimas décadas con motivo de la realización de las hojas geológicas, a escala 1:50.000, del Plan MAGNA. Entre ellas destacamos la de Tolosa (1.983), en la que ya se incluye un mapa geomorfológico a escala 1:100000, donde se destacan algunos de los rasgos principales del relieve de la zona. Con anterioridad se realiza una cartografía a escala 1:25000, de la Hoja de Leiza, por la Diputación Foral de Navarra. Ambas cartografías han sido la base de partida para el desarrollo de este trabajo.

Por otra parte, la realización por el I.T.G.E. del “Mapa del Cuaternario de España” a escala 1:1.000.000 y por el I.T.G.E y ENRESA del “Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España”, también a escala 1:1000000 contribuye con algunos datos, al conocimiento de este sector de Navarra.

Finalmente, hay que destacar los trabajos efectuados por MARTÍNEZ TORRES (1.989), sobre el Manto de los Mármoles, donde hace mención a algunos aspectos del Cuaternario y de la tectónica reciente.

3.3 ANÁLISIS MORFOLÓGICO.

En este apartado se describe el relieve bajo dos puntos de vista fundamentales: uno de carácter estático o morfoestructural y otro dinámico. El primero considera el relieve como una consecuencia del sustrato geológico y la disposición de sus materiales y el segundo, analiza la importancia de los procesos exógenos sobre dicho sustrato, así como las características de los mismos.

3.3.1. Estudio morfoestructural

Los mayores relieves se localizan en la sierra de Aralar, en el límite con el país Vasco y en los relieves estructurales del sureste de Leiza donde se superan fácilmente los 1000 m., donde la existencia de importantes masas calcáreas alternando con otros materiales de menor competencia da lugar a grandes resaltes estructurales. La erosión diferencial da lugar a barras, crestas, cuevas y “hog-backs” , en general de escaso recorrido y, en muchos casos, trastocadas por la fracturación e interrumpidas por la incisión de la red fluvial, muy acusada en algunas ocasiones.

La mayoría de los resaltes estructurales se ubican en el cuadrante noreste, en los altos de Cornieta y Garosabe, con una dirección E-O. También destaca la cresta del alto de Huici, algo más dirigida al SO y, por último y con una dirección NO-SE, se reconoce la cresta que se extiende desde Sinchalecu hasta Atume, sin olvidar algunos tramos de la divisoria con el país vasco.

Por otra parte, y también debido a la erosión diferencial, se origina una serie de pequeños cerros cónicos en las proximidades de Lecumberri que contrastan en este sector de relieve suave.

Por otra parte, la morfología de la red de drenaje es otro de los aspectos que mejor refleja la influencia de la estructura en la configuración del relieve y en la distribución de las diferentes unidades fisiográficas. También la linealidad de muchos cauces y la orientación preferente de algunos de ellos, según determinadas direcciones, así como los cambios bruscos en los perfiles longitudinales y transversales, indican que las aguas circulan preferentemente por las zonas de mayor debilidad o de máxima pendiente. En la figura 2 se presenta un esquema de la red de drenaje, a escala

1:100.000, donde se indican las principales direcciones de flujo de los tramos más rectilíneos.

En primer lugar hay una dirección NO-SE, ocupada por los tramos más largos de los principales ríos. Es perpendicular a las principales estructuras a las que cortan de forma violenta. También con un importante desarrollo se encuentra la familia NE-SO a ENE-OSO, a la que se adaptan tramos de cauces de segundo y tercer orden, e incluso a veces de primero. Son casi paralelos a las estructuras y parecen encajarse, por tanto, en los niveles más incompetentes, al contrario de los anteriores que parecen más ligados a la fracturación y a las líneas de máxima pendiente. Con menor desarrollo, aparecen finalmente las direcciones E-O y N-S, frecuentadas por los pequeños cauces de primer orden y por pequeñas desviaciones de los cursos principales. En ocasiones, como sucede en el cuadrante noreste, están conformes con las estructuras y con la fracturación.

Por lo que se refiere a la morfología general de la red es de tipo dentrítico, subtipo subangular y densidad media, característica de zonas con litología muy homogénea o de naturaleza alternante, dispuesta en series monoclinales. Este caso es el que sucede en esta Hoja. También hay que señalar que en zonas concretas hay una alteración del drenaje, al quedar cortados muchos cauces, de pequeño tamaño. La causa hay que atribuirla a la intensidad de los procesos kársticos, en algunos macizos calcáreos donde el agua se infiltra y disuelve la roca, creando su propio paisaje interior.

3.3.2. ESTUDIO DE MODELADO

Se contemplan y analizan en este apartado todas las formas cartografiadas en el mapa, ya sean de carácter erosivo o sedimentario y que han sido originadas por la acción de los procesos externos. También se describe en dichos procesos su importancia en relación al modelado. Observando el mapa geomorfológico, tres son las morfologías más significativas: la estructural (ya descrita en el apartado anterior), la fluvial y la de ladera.

3.3.2.1. Formas fluviales

En las Hojas de Ordicia y Leiza, la morfología fluvial reviste una especial importancia, pero dentro de ella domina la de carácter erosivo. La escasez de depósitos es bastante clara, con solo la observación de la cartografía, limitándose al fondo de los principales valles y a algunos de carácter secundario. Se han cartografiado fondos aluviales y conos de deyección.

Los fondos de valle están constituidos por un conjunto de cantos y gravas de calizas, dolomías, calcarenitas, cuarcitas, areniscas y otros, envueltos en una matriz de naturaleza arcilloso-arenosa. La morfología de estos depósitos en planta es alargada y sinuosa, aunque se intercalan algunos tramos rectilíneos. En general son estrechos, a excepción del Araxes, Larraún en su sector más meridional, y Leizarán, en las proximidades de Leiza, donde pueden llegar a alcanzar los 500 m de anchura.

Asociados a ellos aparecen los conos de deyección, desarrollados a la salida de algunos arroyos y barrancos, al unirse a un cauce de rango superior. No son demasiado frecuentes, pero cuando se forman, lo hacen en los valles de los principales ríos, como sucede en el valle de Araxes y del Larraun. Su forma en abanico es muy característica y en general, se encuentran como formas aisladas y de reducido tamaño. La litología es muy similar a la de los fondos de valle, puesto que proceden del mismo área madre, aunque la textura puede variar de unos conos a otros, e incluso dentro de un mismo caso, pues el tamaño de grano disminuye de la zona apical a la distal. Su génesis es muy probable que sea contemporánea a la de los fondos de valle pues da la impresión en muchos casos de que sus depósitos se interdentan. También es habitual, la asociación lateral de los conos de deyección con los coluviones.

Por lo que se refiere a las formas fluviales de erosión, destaca una importante red de incisión que da lugar, en la mayoría de los casos, a numerosos valles y barrancos en “v”. Este acusado proceso de erosión se debe a que la zona se sitúa una divisoria importante. Divisoria que atraviesa la Hoja por el sector suroriental, separando la vertiente norte o cantábrica, de la vertiente mediterránea, representada por la Cuenca del Ebro. Las pendientes son muy acusadas, superando frecuentemente valores del 20%.

Estas condiciones, junto con el carácter húmedo de la región dan lugar a incisiones y profundas entalladuras que terminan en una morfología abrupta, donde alternan los barrancos con los interfluvios agudos o en arista. La existencia de materiales blandos intercalados en otros más duros, favorece el desarrollo de estas formas.

En el valle Araxes, en su tramo más septentrional se observan además procesos de erosión lateral en las laderas cóncavas de los meandros, produciendo taludes inestables, por socavamiento en la base. Y, por último y con una importante intervención de los procesos kársticos, se desarrollan algunas rocas y cañones como sucede al SE de Betelu, en el sector de la central eléctrica y en el curso alto del Larraun, al norte del Lecumberri.

3.3.2.2. Formas de ladera

Dentro de este campo se han cartografiado coluviones, deslizamientos, desprendimientos canchales y movimientos en masa, estos últimos con un gran desarrollo.

Los coluviones aparecen al pie de las laderas de los principales valles y son originados por la acción conjunta del agua y de la gravedad. Morfológicamente dan una serie de bandas estrechas alargadas y paralelas a los ríos y en algunos casos se interdentan lateralmente con los conos de deyección. Otras veces y en zonas de pendientes fuertes pueden renocerse derrubios ordenados aunque la falta de perfiles dificulta su diferenciación lo que ha llevado a incluirlos a todos en el mismo grupo.

Los desprendimientos son frecuentes al pie de las grandes crestas por rotura de estos niveles más duros. El resultado es una serie de bloques de gran tamaño que caen a cotas inferiores de la pendiente por pérdida de estabilidad.

Los deslizamientos, son también producidos por las altas pendientes y por la presencia de litologías blandas o alternantes. En esta zona de estudio son muy abundantes en la Hoja de Ordicia, en su límite con la de Leiza. también ofrecen un gran tamaño y pueden desencadenarse en gran número, cuando tienen lugar las altas precipitaciones. La morfología de la superficie de ruptura es en cuchara y no suele penetrar excesivamente en el sustrato rocoso.

Se han separado aquí otro tipo de depósitos de ladera que se han denominado movimientos en masa. Son fundamentalmente, deslizamientos de carácter gravitacional pero ligados a una soliflucción generalizada. Aparecen al pie de la sierra de Aralar, en su vertiente septentrional, pudiendo alcanzar a veces grandes dimensiones. Las altas pendientes, el clima húmedo, y la existencia de procesos periglaciares, reviste a estas vertientes de una inestabilidad permanente, por lo que se observan reactivaciones en algunos de los bloques y masa deslizados que se ponen de manifiesto por cicatrices de despeque escalonadas en la ladera. Todo ello implica el cuarteamiento de los bloques de mayor tamaño.

La edad de estos movimientos es difícil de precisar pero parece que tuvieron lugar en épocas anteriores a la actual, puesto que están afectados por la incisión de la red fluvial.

3.3.2.3. Formas kársticas.

Son las formas de mayor desarrollo, junto con las de ladera. Son debidas a los procesos de disolución en materiales carbonatados (Jurásico y Cretácico inferior principalmente).

Las zonas donde se pueden reconocer este tipo de procesos, de forma generalizada son la sierra de Aralar y las sierras situadas al N y NE de Lecumberri, donde destacan los altos de Huici y Arrizubi. En todas ellas se observan extensas áreas con intensa dolinización. En general, son dolinas en embudo, sobre todo cuando se originan en las laderas, pero en altas planicies suelen tener el fondo plano, aunque a veces se observa un simidero dentro de él. La profundidad y diámetro no suelen ser muy elevados, si bien existen formas mayores que probablemente resultan de la coalescencia de varias formas menores, conociéndose como uvalas. Hay que indicar que muchas de las dolinas se presentan alineadas siguiendo direcciones de fracturación dominantes. También, bajo la influencia de la fracturación se desarrollan lapiazes cubiertos que pertenecen al tipo estructural.

Los procesos de disolución en las formaciones carbonatadas son funcionales en la actualidad, como lo demuestran los numerosos sumideros y surgencias existentes en el área de las calizas, así como algunos pequeños hundimientos. Lo más difícil es precisar el comienzo de estos procesos dentro del tiempo geológico reciente,

aunque muchos autores suponen que pueden iniciarse a finales del Terciario o principios del Cuaternario.

Las arcillas de descalcificación son el producto resultante y residual de la disolución de los carbonatos. Dicho producto no tiene una morfología definida puesto que rellena cualquier hueco, tanto una dolina como una grieta; por tanto potencia y dimensiones, dependen en cada caso del desarrollo del Karst.

3.3.2.4. Formas poligénicas.

En esta zonas están representadas por los glacis y los fondos aluviales-coluviales.

Los glacis que aquí aparecen son de dimensiones variadas. Los mayores se hallan en la vertiente septentrional de la sierra de Aralar, alternando con deslizamientos y movimientos en masa. Pero también aparecen en las laderas de otros relieves importantes, dirigiéndose siempre a los principales valles. Constituyen las formas de enlace entre el fondo de valle y las divisorias adyacentes. Por la posición que tienen, en relación al cauce, podrían ser del Pleistoceno medio o superior y por su desarrollo y dimensiones son de poca importancia dentro del ámbito de la Hoja.

Los aluviales-coluviales se localizan al sur de la Hoja, muy cerca de Lecumberri, donde el relieve se suaviza bastante y se pueden dar este tipo de formas. Presentan características mixtas entre los aluviales y los coluviones, pero sólo en cuanto a su depósito. Se desarrollan en valles algo abiertos, donde los flujos son esporádicos y poco definidos y en donde se mezclan los sedimentos del fondo con los aportes laterales procedentes de las laderas.

3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se definen como tales todos aquellos materiales coherentes o no, que han podido sufrir una consolidación posterior, y que están relacionados con la evolución del relieve existente en la actualidad. La característica fundamental es que deben ser cartografiables a la escala de trabajo y estar definidos por una serie de atributos tales como geometría, textura, litología, potencia, y en algunas ocasiones, edad.

Las formaciones superficiales más representativas dentro de la Hoja son las de carácter fluvial, destacando, entre ellas, los fondos de valle. Están constituidos por gravas y cantos de diversa naturaleza, pero principalmente carbonatada, empastados en una matriz arcillosa-arenosa con un cierto contenido en carbonatos que se acumulan localmente alrededor de los cantos dando camisas. Otras veces, cementan la base de algunos niveles. El tamaño medio de los cantos está comprendido entre 5 y 8 cm, y el tamaño máximo, observado en campo, es aproximadamente de 40 cm, y quizás en algunos puntos puedan superar estos tamaños. La abundancia de bloques se debe a la elevada capacidad erosiva de estos cursos de agua como consecuencia de las diferencias altimétricas y de un clima con altas precipitaciones. Además, la presencia de una estación fría favorece la fragmentación de las rocas y la puesta en movimiento de dichos fragmentos a través de los cauces.

La potencia de estos depósitos no parece superar los 405 m, siendo a veces muy poco potente. Los mayores aluviales son los de los ríos Araxes, el Leizarán y el del tramo superior del río Larraun.

Asociados a estos depósitos aparecen los conos de deyección, solamente representados en los principales valles. Son también depósitos de textura granular, heterométrica y poseen un escaso grado de compactación. Litológicamente son similares a los fondos de valle puesto que en la mayoría de los casos tienen un origen común, aunque pueden presentar diferencias locales. Por lo que se refiere al tamaño de grano, existen importantes variaciones dentro del mismo depósito, disminuyendo acusadamente desde la zona apical a la distal. La potencia también varía en el mismo sentido, desde 4-6 m. hasta pocos centímetros, siendo algo más potentes los conos de mayor tamaño. Al igual que a los fondos de valle, se les asigna una edad holocena por su relación con los mismos, interdentando sus depósitos en la mayoría de las ocasiones. Algunos de ellos son funcionales en la actualidad.

Entre las formas de ladera se describirán sólo los coluviones y los deslizamientos. Los primeros son de naturaleza arcillosa con clastos abundantes, bastante angulosos y en general dispuestos en lechos que indican los diferentes aportes que van dando origen al depósito. Se trata casi siempre de clastos carbonatados, aunque puede variar la litología si cambia la naturaleza del sustrato. La potencia no puede indicarse con seguridad, pues puede oscilar desde un tapiz superficial de pocos centímetros hasta acumulaciones de varios metros. Normalmente se ubican al pie de las laderas y, en este caso en concreto, se trata de las laderas de los valles principales, el Araxes, el Leizarán y de algunos barrancos.

Los canchales están constituidos por una importante acumulación de clastos y bloques de gran heterometría, con muy escasa matriz. Los bloques pueden sobrepasar en ocasiones 1 m. Aparecen a distintas alturas de la ladera pero lo más frecuente es que lo hagan inmediatamente por debajo del escarpe calcáreo. La potencia de estos depósitos suele variar entre 0,5 y 3 m., no descartando la posibilidad de mayores espesores puntualmente. Se les asigna una edad reciente (Holoceno-Actual).

En cuanto a los deslizamientos y movimientos en masa se caracterizan por la heterogeneidad y la disposición caótica de los elementos que los integran. En general, se trata de una masa arcilloso-limosa con bloques de diferentes tamaños que se mueven dentro de ella. Son depósitos de grandes dimensiones y potencia irregular, pudiendo alcanzar a veces decenas de metros como sucede en la vertiente norte de la sierra de Aralar.

Las formaciones superficiales de origen kárstico están representadas por las arcillas de descalcificación, con mediana presencia en esta Hoja de Leiza. Aparecen rellenando algunas dolinas, uvalas y las formas menores del karst, como son los lapiaces. Se trata por lo general de “terras rossas” o “terras fuscas” con colores que varían desde un rojo vinoso a un pardo rojizo e incluso a un pardo-amarillento. Contienen además cierta proporción de arenas y limos, así como algunos fragmentos de rocas carbonatadas que se desprenden de la roca original. La potencia de estos depósitos es difícil de calcular por diversos motivos, entre los que destacan la inaccesibilidad del relieve y a veces la densa vegetación. Todo ello, impide la observación directa del perfil de una dolina con su relleno de fondo. La variabilidad depende de la intensidad del proceso, del tamaño de la dolina y de la textura de la roca madre.

Por último, hay que considerar las formaciones superficiales de carácter poligénico, representadas por los glaciares y los aluviales-coluviales. Los primeros están constituidos por cantos y gravas, además de algunos bloques englobados en una matriz limo-arenosa. A veces pueden estar algo encostrados por un cemento calcáreo.

En cuanto a los aluviales-coluviales, las características litológicas y texturales son una mezcla de las de los aluviales y coluviones, ambos descritos en este mismo apartado.

3.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La evolución geomorfológica de esta zona de estudio, se encuentra inmersa dentro de la evolución regional del Pirineo Navarro, por lo que siempre hay que enmarcarlo dentro de un contexto general más amplio, debido a la necesidad de tener puntos de referencia claros a partir de los cuales se pueda reconstruir la historia del modelado. Por ello, hay que decir que esta zona se encuentra en el Pirineo Occidental en su confluencia con el Arco Vasco, concretamente en el Manto de los Mármoles correspondiente a la cobertera limitada al norte por la falla de Leiza, al sur por el frente septentrional de Aralar, al este por la falla de Pamplona y al oeste por la falla de Hendaya.

Geomorfológicamente no existen en la Hoja puntos de referencia conocidos que puedan servir como base de partida para establecer una evolución de procesos y formas, por lo que es necesario salirse de este ámbito de estudio. En Hojas próximas como la de Cizur (nº 141-I), se reconocen una serie de retazos de una antigua superficie de erosión que, por las cotas a las que se sitúa (900-1.000m.), se sugiere su equivalencia con la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (PEÑA et al., 1984) a la que se atribuye una edad Vallesiense-Plioceno, aunque por el conocimiento que ya se va teniendo de la misma, algunos autores suponen que no sobrepasa el Turoliense. Es decir, a grandes rasgos esta superficie indicaría el final de la erosión y por tanto del relleno neógeno, representado en la mayoría de las cuencas por las “Calizas del Páramo”.

Al finalizar la sedimentación terciaria, existe en todas las cuencas un período en el que tienen lugar una serie de procesos edáficos con formación de costras, karst, etc., que dejan su huella en las calizas terminales de las principales cuencas. A partir de este momento se produce un cambio en la morfogénesis y las grandes cuencas pasan de un régimen endorreico a uno exorreico. Este cambio supone que los grandes ríos, en su proceso de erosión remontante, llegan a las cuencas, capturando los pequeños cauces recién instalados y se inicia la erosión de los mismos con evacuación de los sedimentos fuera de ellas. Este cambio no es sincrónico en todos los puntos de las grandes cuencas pero sí se supone que marca el paso del Terciario al Cuaternario.

En un área como la de estudio, que constituye la cabecera y el área madre de una gran cuenca, como es la Cuenca del Ebro, no existen sedimentos postorogénicos,

a excepción de los cuaternarios. Esto hace que el encajamiento produzca profundas incisiones y valles muy encajados, dando lugar a un relieve con grandes diferencias altimétricas, en el que son frecuentes barrancos, cañones, hoces, aristas, como corresponde a una morfología abrupta.

Paralelamente al proceso de encajamiento de la red, en las laderas se originan áreas de erosión y áreas de sedimentación, ocupando, estas últimas las partes más bajas de los valles donde se desarrollan coluviones, glaciares, deslizamientos, etc.

Para finalizar este apartado hay que añadir que a medida que avanza el Cuaternario (Pleistoceno medio y superior), la red fluvial continúa su proceso de instalación dejando en algunos tramos, depósitos aluviales (terrazas). Se inicia además la formación de nuevos cauces, es decir, la red secundaria. Mientras tanto la morfología que se va elaborando tanto en las laderas (cóncavas, convexas, regularizadas, etc.), como en los valles (simétricos, asimétricos, en artesa, en “v”, en “u”, etc.), depende en cada punto de la litología, del clima y de la tectónica local.

3.6.- PROCESOS ACTUALES.

En las Hojas de Ordicia y Leiza, como en casi todas las hojas del entorno, existen tres tipos de procesos, funcionales en la actualidad:

- Erosión fluvial.
- Alteración química (karstificación).
- Movimientos de ladera.

Dentro de la erosión fluvial uno de los procesos más acusados es el de incisión vertical de la red que ha dado lugar a profundos barrancos, sin depósito alguno, como sucede en algunos tramos de la red secundaria. El hecho de esta intensa erosión se debe a que la zona pertenece a un área de montaña, con una gran divisoria, donde se instalan numerosas cabeceras, por lo que dicha erosión va a ser dominante, al menos en un futuro inmediato. Esta erosión será más o menos intensa dependiendo de los movimientos tectónicos recientes, del nivel de base general y sobre todo de la competencia o incompetencia de los sedimentos.

Por lo que se refiere a los procesos de alteración química, destacan los de disolución, responsables del desarrollo kárstico que en esta zona son particularmente acusados, destacando los de la sierra de Aralar y los de las sierras del norte y noreste de Lecumberri. Estos procesos tienen una funcionalidad manifiesta en la actualidad, como lo reflejan los numerosos sumideros y surgencias en las áreas calizas, así como los pequeños hundimientos que hoy en día se producen.

Los procesos de ladera, también se manifiestan activos y están representados por las caídas de bloques y algunos deslizamientos. Los primeros se producen a partir de los escarpes carbonatados debido a su extensión superficial y a su acusado grado de fracturación. El agua meteórica penetra por las numerosas discontinuidades (diaclasas, grietas, fracturas, planos de estratificación, etc.), provocando la apertura de las mismas, durante la estación fría. Este proceso tiende al aislamiento de los bloques que al estar en una posición de inestabilidad, como sucede en el borde de escarpes, tienden a caer por gravedad, depositándose en cotas inferiores de la vertiente. En la Hoja de Leiza, este hecho es lo normal en la mayoría de los escarpes existentes.

Por otra parte, los deslizamientos, aunque no muy abundantes, también constituyen parte de la dinámica actual. La naturaleza blanda o alternante de algunos materiales, unida al clima y a las fuertes pendientes, favorecen la inestabilidad de las masas a deslizar, una vez que el agua meteórica ha entrado por los planos de discontinuidad y se produce un desequilibrio en el sistema.

Aunque todos estos procesos que se han detallado puedan ser puntualmente de gran envergadura, no se prevén grandes cambios en el relieve en un futuro inmediato. La tendencia a largo plazo es a una suavización de las formas por las diferentes acciones erosivas, con evacuación de los materiales hacia las grandes venas de agua.

4. PETROLOGÍA

A continuación se aborda la descripción de las rocas ígneas aflorantes en la Hoja. Las rocas paleozoicas del macizo de Cinco Villas se encuentran afectadas por procesos metamórficos de grado muy bajo, siendo el metamorfismo Alpino, desarrollado en el Manto de los Mármoles el que adquiere una mayor intensidad.

4.1. ROCAS ÍGNEAS

4.1.1. Ofitas (nivel 1).

Están representadas exclusivamente por las masas de rocas subvolcánicas tradicionalmente denominadas ofitas. Son las únicas representantes de rocas ígneas en la Hoja, apareciendo asociadas a los materiales triásicos en el cabalgamiento de Lecumberri y la falla de Leiza.

Bajo la clásica denominación de ofitas, se engloba una serie de familias de rocas de composición basáltico andesíticas, aflorantes como masas irregulares de pequeñas dimensiones, de tono verdosos oscuros y aspecto homogéneo.

En ellas predomina la textura ofítica, con plagioclasa y clinopiroxeno como minerales fundamentales, junto a los que pueden aparecer apatito, magnetita, feldespatos potásico, anfíbol, epidota, ilmenita y esfena como accesorios, siendo la clorita el mineral secundario más frecuente, en buena parte como producto de alteración del olivino. El grado de alteración es muy variable, siendo máximo en las zonas de diaclasas.

No existe acuerdo entre los diversos autores, con respecto a su edad de emplazamiento. Así, las dataciones absolutas aportadas por WALGENWITZ (1976), sugieren su ubicación durante el Sinemuriense, en tanto que otros autores han señalado su emplazamiento próximo al límite Triásico-Jurásico. En líneas generales, las masas ofíticas pueden considerarse como sills andesítico-basálticos muy espilitizados, cuyo emplazamiento durante un evento distensivo lógico ha sido favorecido por la plasticidad de las arcillas de las facies Keuper.

4.2. METAMORFISMO

Los materiales paleozoicos del macizo de Cinco Villas se encuentran afectados por un metamorfismo de bajo grado de edad hercínica, no obstante, es el metamorfismo alpino el que afecta con mayor intensidad y amplitud a los terrenos aflorantes en esta Hoja.

4.2.1. Metamorfismo regional

Aunque con muy escaso detalle, se han descrito en la zona eventos metamórficos de carácter regional. El más antiguo está relacionado con la orogenia hercínica, en tanto que el más reciente, acaecido durante el ciclo alpino, está relacionado con la actividad de la falla de Leiza.

En esta Hoja solo se encuentran materiales afectados por el metamorfismo alpino.

4.2.1.1. Metamorfismo Alpino

El metamorfismo del Manto de los Mármoles se extiende entre Elizondo y Tolosa (Guipúzcoa), en una banda alargada de dirección E-W, de 3 a 8 km. de ancho por 60 km. de largo, limitada al N. por la falla de Leiza y al S. por el cabalgamiento de Aralar y el flysch cretácico de Ulzama. Se deducen dos fases metamórficas de edades antecenomaniense y terciaria. La fase antecenomaniense es la más desarrollada y a ella nos referiremos esencialmente. La fase metamórfica terciaria, por el contrario, solo causa localmente blastesis de clorita.

Se han observado transformaciones metamórficas en la mayor parte de los materiales aflorantes en el Manto de los Mármoles: desde el Triásico hasta el Cretácico superior.

ASOCIACIONES MINERALES DEL METAMORFISMO ANTECENOMANIENSE

Pueden considerarse dos grupos composicionales principales: 1) rocas carbonatadas, que van desde mármoles de grano grueso a micritas sin apenas recristalización, y 2) rocas pelíticas, correspondientes básicamente al Albiense y que muestran unas características mucho más uniformes.

Las rocas carbonatadas predominan en la base del mesozoico y dan lugar a mármoles de colores blanco, azules o cremas y en menor proporción grisáceos. Las texturas son mayoritariamente granoblásticas, pero el tamaño de grano muestra grandes variaciones. Por otra parte, la mineralogía puede variar considerablemente de unas muestras a otras aunque, en general, todas suelen presentar una cierta pobreza mineralógica.

Las principales asociaciones minerales reconocidas son:

- clorita - talco.
- talco - flogopita - turmalina.
- talco - flogopita - plagioclasa.
- talco - clorita (clinocloro) - plagioclasa - anfíbol.
- plagioclasa - flogopita - esfena - opacos.
- plagioclasa - opacos.
- flogopita - opacos - turmalina.
- plagioclasa - flogopita - escapolita - opacos - esfena.
- talco - escapolita - anfíbol (clorita).
- flogopita - escapolita - feldespatos potásicos - plagioclasa - anfíbol.

En todas las asociaciones pueden estar presentes carbonato y cuarzo, este último con hábito idiomorfo.

En conjunto, se trata de una serie de mármoles más o menos puros, que contienen niveles más ricos en minerales de neoformación dependiendo de la complejidad litológica original. De cualquier modo, el metamorfismo es esencialmente isoquímico. La presencia en rocas masivas de bandas muy ricas en determinados minerales, como por ejemplo escapolita, rodeadas de zonas sin neoformación mineral, aconseja no descartar la existencia de zonas con circulación preferente de fluidos.

Además de los niveles detríticos finos del Purbeck-Weald, los materiales pelíticos corresponden a las diferentes facies del Albiense. Se trata mayoritariamente de pizarras más o menos carbonosas y con proporciones variables de material carbonatado. Muestran texturas granolepidoblásticas, con fenocristales de micas (clorita y biotita fundamentalmente). Las asociaciones minerales reconocidas son:

- cuarzo - moscovita - clorita - opacos.
- cuarzo - moscovita - clorita - opacos - turmalina.
- cuarzo - moscovita - clorita - biotita + - epidota.
- cuarzo - plagioclasa - biotita - clorita - turmalina.
- cuarzo - plagioclasa - biotita - moscovita - turmalina - grafito - opacos.

En todas las rocas pueden existir cantidades variables de carbonato.

En las rocas pelíticas podrían distinguirse al menos dos grupos parciales, uno de pizarras detríticas carbonatadas con biotita y clorita y un segundo grupo de pizarras con plagioclasa, si bien éstas son poco abundantes. Por último, se han reconocido algunas facies particulares y problemáticas constituidas por un entramado afieltrado (aterciopelado) de filosilicatos, especialmente clorita, con manchas de óxidos, que deben corresponder a metavulcanitas o metatobas de grano fino y composición ácida o intermedia.

CONDICIONES TERMODINÁMICAS DEL METAMORFISMO ANTECENOMANIENSE

No se dispone de datos suficientes para cuantificar las condiciones termodinámicas, no obstante, de acuerdo con las asociaciones establecidas pueden diferenciarse dos zonas: una de grado muy bajo, en la que sólo recristaliza clorita, y otra de grado bajo en la que aparece biotita. Esta última, a su vez, puede subdividirse en una zona en la que coexisten biotita y clorita y otra en la que sólo es estable la biotita y coincidiría con la aparición de anfíboles en rocas carbonatadas.

En cuanto a los mármoles, pueden diferenciarse: una zona de grado muy bajo con clorita y otra de grado bajo con flogopita y anfíbol. Otros minerales, como talco, moscovita, plagioclasa, escapolita, etc., parecen más condicionados por factores composicionales ya que aparecen en cualquiera de las zonas. En este sentido, debe considerarse la influencia que ha podido tener sobre las asociaciones presentes las variaciones en X_{CO_2} y X_{H_2O} .

En base a las paragénesis observadas, puede señalarse que se trata de un metamorfismo de bajas presiones, durante el cual, no se han superado los 500°C y los 3 kb de presión. No obstante, en zonas ligadas a la falla de Leiza, se han podido alcanzar valores algo mayores, aunque no se han superado los 500°C y 3-5 kb de presión (MENDIA et al., 1988).

En conclusión, puede afirmarse que se trata de un metamorfismo de gradiente elevado y, por tanto, con un fuerte flujo térmico que parece condicionado por la existencia de zonas de debilidad a escala crustal, que permiten, por otra parte, el ascenso de fluidos que han podido jugar un cierto papel en el desarrollo de las asociaciones originadas.

DISTRIBUCIÓN DEL METAMORFISMO ANTECENOMANIENSE

La distribución de las rocas metamórficas en el Manto de los Mármoles es muy heterogénea, especialmente en los tramos carbonatados. En general, la proporción de mármoles es mayor en las proximidades de la falla de Leiza; sin embargo, en un mismo afloramiento pueden coexistir niveles con gran abundancia de minerales metamórficos con otros aparentemente no metamórficos. Estas heterogeneidades son más frecuentes y llamativas en las zonas más alejadas de la falla de Leiza, donde el metamorfismo es aparentemente menor. Por el contrario, los materiales del Albiense muestran asociaciones y texturas muy uniformes en todo el área.

Las tres zonas distinguidas son: Zona A con clorita, Zona B con clorita + moscovita + biotita y Zona C con biotita. La distribución de las zonas B y C delimitan claramente el Manto de los Mármoles y no afectan nunca a los materiales del Cretácico superior. La relación de las zonas B y C con la falla de Leiza resulta evidente. Por el contrario, la Zona A afecta a todos los materiales y tiene continuidad hacia el oeste en el Arco Vasco.

La intensidad del metamorfismo se incrementa hacia el E. y alcanza su máximo de la zona de Urroz. Pueden diferenciarse dos bandas con biotita, la primera próxima a la falla de Leiza y la segunda a lo largo de los pliegues anticlinales de Orokieta, al S. del Manto de los Mármoles. Por último, existe un máximo metamórfico paralelo al Lacolito de Almandoz.

EDAD DEL METAMORFISMO

La edad del metamorfismo alpino en los Pirineos ha sido ampliamente discutida, de modo que existen grandes discrepancias al respecto. El primero en estudiar sistemáticamente el metamorfismo fue RAVIER (1959), quien deduce una edad ante-Cenomaniense. Idéntico resultado obtienen AZAMBRE et al (1971) y DEBROAS (1976). Otras edades propuestas para el metamorfismo alpino pirenaico han sido: Cenomaniense (CHOUKROUNE, 1972); post-Cenomaniense y ante-Paleoceno (CAPDEVILA et al., 1971) y post-Cretácico superior (RICATEU et al., 1970).

En el Manto de los Mármoles, RAVIER (1959), a partir de muestras proporcionadas por LAMARE, determina distintas facies metamórficas y resalta la gran similitud del metamorfismo del Manto de los Mármoles con el resto del Pirineo, por lo que supone una edad ante-Cenomaniense.

Recientemente se han realizado dataciones absolutas de tres muestras procedentes del área. Una de ellas arroja una edad de 82.5 m.d.a. (ALBAREDE et al., 1978), lo cual indica una edad Campaniense; y las otras dos de 81 ± 3 m.d.a. y 93 ± 3 m.d.a. (MONTIGNY et al., 1986), esto es, de edad Campaniense y Coniaciense, respectivamente.

La brecha basal del Cretácico superior de la Depresión Intermedia contiene cantos de mármoles jurásicos y urgonianos con escapolita y tremolita, por tanto, el metamorfismo del Manto de los Mármoles, es previo al depósito de esas brechas. Al no disponer todavía de una datación precisa de las mismas y de acuerdo con RAVIER (1959), a esta fase metamórfica se la ha denominado ante-Cenomaniense.

METAMORFISMO TERCIARIO

Por último, se reconoce un metamorfismo de grado muy bajo (clorita), que afecta fundamentalmente al Cretácico superior y que es sintectónico de la fase alpina de vergencia N. Por tanto, no dudamos en atribuirle una edad terciaria, posiblemente preoligocena.

4.2.2. Metamorfismo de Contacto

Está relacionado con la intrusión de las magmas ofíticas, afectando con poca intensidad a un reducido volumen rocoso, siendo su efecto más evidente la marmorización de los niveles carbonatados basales de la serie jurásica.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

El presente capítulo pretende dar una visión generalizada de la evolución paleogeológica de la zona que comprende el Manto de los Mármoles y que se extiende por las Hojas a escala 1:50.000 nº 89 (Tolosa) y nº 90 (Sumbilla).

Por ello, se ha prestado especial atención a los eventos tectónicos principales y a los ciclos sedimentarios de mayor rango que afectan a la región.

A grandes rasgos, la historia puede referirse a dos ciclos orogénicos principales: Hercínico y Alpino.

5.1. EL CICLO HERCÍNICO

El registro más antiguo aflorante en esta región se remonta al Carbonífero superior, con el depósito de materiales turbidíticos correspondientes a la Fm. Olazar, alimentados a partir del desmantelamiento de las plataformas namurienses. El primer proceso de estructuración a gran escala sobrevino a finales del Carbonífero durante la fase Astúrica de la orogenia Hercínica, cuyo principal resultado es la generación de sistemas de plegamiento y cabalgamiento de directrices NO-SE y N-S.

5.2. EL CICLO ALPINO

El denominado período tardihercínico, acaecido en el intervalo Estefaniense-Pérmico, constituyó un episodio de envergadura continental fundamental para la evolución posterior, correspondiente al ciclo Alpino. Los desgarres generados, de direcciones NE-SO, NO-SE y E-O, controlaron la geometría de las cuencas de sedimentación mesozoicas y más tarde, durante la compresión terciaria, actuaron como zonas de debilidad a favor de las cuales, se produjeron los desplazamiento de cabalgamientos y desgarres. Entre dichos accidentes se encuentran las fallas de Pamplona y Norpirenaica, esta última actuando como límite entre las placas Ibérica y Europea.

En general, desde el Pérmico hasta el Infralías, predomina la tranquilidad tectónica.

La estructuración tardihercínica configuró la región como una serie de horsts y grabens paralelos a los accidentes principales. El relleno sedimentario de los surcos dio comienzo por las zonas más deprimidas, durante el Pérmico y su progresión en la vertical aumentó paulatinamente el área sedimentaria, favoreciendo una disminución energética, como sugieren los depósitos fluviales y aluviales de las facies Buntsandstein.

Tras este episodio, la región habría sido nivelada y un ascenso relativo del nivel del mar propiciaría la instalación de una plataforma carbonatada somera en la que se produjo el depósito de la facies Muschelkalk. El retroceso marino del Triásico superior permitió la creación de una extensa llanura costera en un ambiente de gran aridez, con característicos depósitos de evaporitas atribuibles a las facies Keuper.

En el límite Triásico-Jurásico, comenzó la ruptura de la rampa triásica, donde se había depositado durante el Rhetiense unas facies carbonatadas. En esta fase de rifting es en la que se produce el desgarramiento que separa la Placa Ibérica de la Europea estable. Esta actividad tectónica extensional, provocó posiblemente, una primera reactivación de la falla de Leiza, dando lugar a la formación de una serie de cuencas de semigraben, originadas por fallas lítricas normales.

Estas cuencas son las que se rellenan de brechas y sucesiones carbonatadas y evaporíticas, depositadas en un ambiente de sebkha con episódicas influencias marinas con ambientes de llanura intermareal.

Continuando con la tendencia transgresiva, el medio evolucionó hacia condiciones inter a submareales con el depósito de las calizas laminadas y bioclásticas del Sinemuriense.

Durante el Lías medio y superior se pierden estas condiciones, cambiando progresivamente a un medio menos somero. Este proceso puede ser debido a una posible fragmentación relacionada con el ascenso de magmas andesítico-basálticas, cuyo emplazamiento a favor de los niveles plásticos de las facies Keuper generó las típicas masas de ofitas.

La transición a las condiciones de plataforma media es generalmente gradual, con el depósito de materiales de naturaleza margosa y de calizas bioclásticas

con encostramientos ferruginosos locales. La sedimentación, a partir de ahora se produce en los dominios medios y externos de una rampa de gran extensión.

Durante este intervalo, la cuenca se encuentra estructurada en una serie de altos relativos y surcos pelágicos más subsidentes.

En el Dogger la tendencia a la somerización continúa, en un ambiente de plataforma abierta, con el depósito de materiales margosos y de calizas bioclásticas, permaneciendo la plataforma compartimentada, dando lugar a la variación de espesores que se observan.

La somerización de la plataforma culmina con el depósito de las calizas con espongiarios, filamentos que caracterizan una plataforma somera de energía moderadamente alta.

A finales del Dogger, se produce un hundimiento generalizado de la plataforma con unas condiciones de relativa profundidad y baja energía, con el depósito durante el Malm de materiales sedimentarios en condiciones restringidas que pasan a condiciones más abiertas en el Kimmeridgiense. Estos procesos se prolongarán durante parte del Cretácico inferior, puesto de manifiesto mediante movimiento distensivos relacionados con los procesos de rifting del Golfo de Vizcaya y el comienzo de la deriva de la Placa Ibérica hacia Europa. Es en esta época cuando se reactiva la falla de Leiza que coincide con los tradicionales movimientos neokiméricos.

En este contexto, a lo largo del intervalo Portlandiense-Berriasiense se produjo el depósito de la facies "Purbeck" bajo condiciones salobres con cierta influencia continental, dentro de una secuencia transgresiva culminada en el Valanginiense inferior con el depósito de facies carbonatadas en un ambiente de lagoon.

La fase neokimérica más tardía, intravalanginiense, coincidió con el inicio de un evento regresivo caracterizado por el depósito de la facies "Weald", en un contexto salobre con fuerte influencia continental, finalizado en el Barremiense.

En el Aptiense comienza una importante transgresión, mediante la instauración de condiciones marinas someras con aportes de terrígenos que dificultarían la construcción de los arrecifes urgonianas. Desde el punto de vista estructural continúa

la fase extensional y la compartimentación , activándose la falla de Leiza, debido al desplazamiento hacia el este. Se origina una serie de estructuras de dirección N-S en el Manto de los Mármoles.

La deriva antihoraria de Iberia con respecto a Europa tuvo su principal reflejo durante el Albiense, con la denominada fase austriaca que dio lugar a una nueva reestructuración general. Su principal efecto es la elevación de los macizos paleozoicos, con una distribución próxima a la actual; como consecuencia de una tectónica de bloques y, tal vez, el ascenso diapírico de los materiales plásticos de la facies Keuper, la cuenca quedó compartimentada por una serie de umbrales.

En esta zona se produjo una invasión generalizada de terrígenos que determinó la muerte de los arrecifes, en tanto que el área de la cuenca se transformó en un surco alimentado por episodios turbidíticos.

Superpuesta a la actividad tectónica prealbiense, en clara relación con la falla de Leiza, se solapa una fase metamórfica antecenomaniense, que es la fase metamórfica alpina principal.

Durante el Cenomaniense tiene lugar el comienzo de un nuevo episodio de inestabilidad, con máximo transgresivos durante el Turoniense y Campaniense. En los surcos sedimentarios preestablecidos se depositan materiales de naturaleza margocalcárea.

En el transcurso del Santoniense se instaura en la zona un complejo turbidítico profundo. La falta de registro sedimentario más moderno no nos permite conocer la evolución posterior de la región. No obstante, y a grandes rasgos, durante el Cretácico superior y Paleoceno, continúa la sedimentación turbidítica.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

En esta Hoja existe una explotación en activo que benefician las calizas en facies “Urgonianas” del Cretácico inferior, inventariándose además 16 indicios de distinta naturaleza e importancia.

6.1.1. Minerales metálicos

Se describe en este apartado un indicio de Fe inventariado en esta Hoja.

6.1.1.1. Hierro

En esta Hoja se ha inventariado un indicio de Fe localizado en los depósitos del Cretácico inferior. Este indicio presenta morfología filoniana con pirita y calcopirita como menas principales. Poco puede decirse de su génesis, si bien parece deducirse un origen sedimentario para las mineralizaciones encajadas en calizas cretácicas.

6.1.2 Minerales y rocas industriales

Respecto a este grupo las existen indicios de caliza, mármoles, yesos y sal.

6.1.2.1. Calizas y mármoles

Dentro de los límites de la Hoja existe una explotación activa que beneficia este tipo de materiales situada al sur de Leiza y denominada Argin Lagunak. Esta explotación se asienta sobre los niveles calcáreos en facies “Urgonianas” algo metamorfizados debido a la proximidad de la falla de Leiza.

6.1.2.2. Yesos

Existe una pequeña explotación abandonada de yesos localizada en los alrededores de Lecumberri. Esta explotación, laboraba los yesos de las facies Keuper

presentes en Lecumberri. Los yesos son de tipo alabastrino, porfidoblástico y ocasionalmente megacristalino, presentándose en niveles masivos con facies laminares o micronodulares y tonalidades grisáceas.

6.1.2.3. Sal

En las proximidades de Aldaz, ha existido una explotación de sal común que beneficiaba los niveles salinos de las facies Keuper del Triásico superior.

6.1.3 Interés potencial de los recursos mineros

El precario conocimiento existente con respecto a minerales metálicos y explotaciones en todo el ámbito navarro hacen que su aprovechamiento futuro sea contemplado como algo remoto y que, en cualquier caso, pasaría por la realización de estudios geológico-mineros que determinasen la ubicación y ley de los yacimientos.

Las rocas industriales parecen ofrecer un futuro más prometedor a juzgar por sus demandas actuales y por su abundancia en el marco de la Hoja.

Las dolomías, con representación entre los materiales carboníferos, triásicos y cretácicos, poseen en la actualidad múltiples aprovechamientos entre los que cabe destacar los relativos a los campos de la construcción y de las industrias metalúrgicas, química y agrícola.

Así con respecto a los afloramientos de los niveles de mármoles, éstos poseen un gran futuro como roca ornamental, delimitando los afloramientos menos afectados por la tectónica en donde se puedan obtener bloques de tamaño comercial.

Las ofitas presentan en esta zona posibles áreas canterables, cuando no se encuentran muy alteradas ni fracturadas. Las explotaciones de estos materiales para balastos de ferrocarril auguran a esta sustancia un gran interés.

Las calizas pueden ofrecer igualmente un futuro prometedor , en particular las incluidas en el Cretácico inferior que se presentan en facies “Urgonianas”. Estos materiales tienen interés respecto a su explotación como rocas ornamentales y

como áridos de trituración, así mismo pueden presentar cierto interés dentro de los campos : metalúrgico, químico y agrícola.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. Introducción

La hoja de Leiza a escala 1:25.000 (Tolosa 89-IV) comprende un relieve variado con fuertes contrastes marcados por las alineaciones montañosas de la Sierra de Aralar en sus estribaciones septentrionales, y las elevaciones de Leiza y de la loma de Huici. Dichas alineaciones se encuentran disectadas por los valles del río Araxes, que atraviesa la Hoja en dirección SE-NO y por el río Leizarán.

Desde el punto de vista fisiográfico, los ríos que recorren a zona de estudio vierten hacia la cuenca del Ebro en el sector suroriental de la Hoja y hacia la vertiente cantábrica en el sector norte. Dentro de la cuenca Norte el principal curso fluvial es el río Araxes, perteneciente a la subcuenca del mismo nombre, y el arroyo Erasote tributario del río Leizarán. Correspondiente a la cuenca del Ebro, el río Larraún recorre la zona de estudio. Los cauces de estos ríos se encuentran bastante encajados, de manera que en conjunto la orografía se caracteriza por los fuertes contrastes y por relieves jóvenes y abruptos.

6.2.2. Descripción hidrogeológica

Entre las formaciones representadas en la zona de estudio, se han distinguido aquellas que por sus características hidrogeológicas, son susceptibles de desarrollar acuíferos, estas son:

Acuíferos principales Lías Inferior

Jurásico Superior. Dogger- Malm
Aptiense-Albiense

Acuíferos secundarios

Buntsandstein
Purbeck
Depósitos Cuaternario

Los acuíferos representados en la Hoja de Leiza corresponden a la unidad hidrogeológica de Aralar (UH 09.13/01.07 Aralar-Ulzama), localizada entre las cuencas hidrográficas del Ebro y Norte. Los tres niveles acuíferos principales son de naturaleza predominantemente carbonatada y corresponden a la zona comprendida entre la Sierra de Aralar al sur y la falla de Leiza al norte, que le separa del Macizo pirenaico axial de Cinco Villas. A continuación se describen las principales características de los materiales constituyentes, según su disposición estratigráfica.

ACUÍFEROS PRINCIPALES

Lías inferior

Aflora en el núcleo del anticlinal de Huici, en el borde septentrional de la Hoja y en las áreas cabalgantes de Aralar y Lecumberri-Aldaz (en los vértices oeste y este de la zona de estudio, respectivamente).

Comprende un potente paquete de dolomías, calizas dolomíticas y calizas. En la serie se distinguen varios términos, el inferior formado por dolomías cavernosas y/o brechoides favorecido por la disolución de las evaporitas interstratificadas. La serie continua con dolomías, calizas y dolomías marmorizadas en general poco distinguibles del tramo anterior. La serie culmina con calizas dolomitizadas.

En conjunto la serie puede presentar un espesor de 170 metros hasta 240. En la proximidad a Leiza aparece bastante completa. La base de la formación está constituida por las facies Keuper (arcillas abigarradas, yesos y ofitas) que funciona como nivel de despegue de los mantos de esta zona así como de sustrato impermeable para los niveles acuíferos inferiores.

Jurásico Superior : Dogger- Malm

Constituido por dos formaciones bien diferenciadas. La primera de ellas (Aaleniense-Bathonense), formada por una sucesión calcárea con intercalaciones margosas que hacia techo se va haciendo progresivamente más calcárea. La serie alcanza mayor desarrollo en el sector de Aralar (borde SO de la Hoja) donde se ha

estimado una potencia 200 metros. En general el espesor oscila entre 200 y 70 m, y hacia la zona de Leiza se encuentra afectada por un ligero metamorfismo.

La segunda formación (Calloviense-Malm), situada estratigráficamente sobre la anterior y separada de esta por un contacto neto, está formada por calizas tableadas con una potencia total de unos 200 metros, este paquete presenta una elevada recrystalización y baja carstificación por lo que la permeabilidad del conjunto es inferior.

El tránsito entre el Jurásico y el Cretácico se realiza mediante unos depósitos detrítico-calcáreos que incluye facies Weald y Purbeck, representados por margas, calizas, arcillas y arenas, que en conjunto presentan una permeabilidad baja y que confinarían parcialmente los niveles acuíferos descritos anteriormente en las zonas en las que estos no afloran. Sin embargo, localmente ciertos niveles (Portlandienses-Valanginiense) presentan una características hidrogeológicas que les hacen interesantes, como se describe posteriormente.

Cretácico inferior. Aptiense-Albiense

Los afloramientos del Aptiense-Albiense que constituyen el “Complejo Urgoniano”, dan los mayores resaltes topográficos en la zona objeto de estudio. Están constituidas por un conjunto de calizas micríticas, de grano fino, alternantes con tramos de caliza bioclástica. En general se encuentra bastante recrystalizada y localmente marmorizada. Los afloramiento se localizan en el entorno a Leizarán, a la altura de Gorriti y en la carretera de Lecumberri a Huici, el espesor es muy variable, oscilando entre 350 y 500 metros. Lateralmente estos niveles pasan a margas arcillosas y calizas margosas como se observa al sur de Leiza y entre las localidades de Etxarri y Aldaz. Otro cambio lateral de facies está representado en el vértice suroriental de la Hoja, donde aparecen areniscas y calcarenitas bioclásticas de grano medio a grueso.

ACUÍFEROS SECUNDARIOS

Buntsandstein

Aflorando al norte de Lecumberri, en una banda orientada E-O, está formada por areniscas de grano medio con intercalaciones conglomeráticas, que hacia techo se va haciendo progresivamente más arcillosa e incluye niveles limolíticos.

Hidrogeológicamente los materiales constituyentes, presentan una permeabilidad media-baja por porosidad intergranular, variable según la proporción de finos en la matriz y aumentado puntualmente por la presencia de niveles lenticulares conglomeráticos

Purbeck

Aflora exclusivamente en la banda situada al sur de Leiza. El conjunto está representado por una serie de calizas detríticas grises, con intercalaciones de niveles calcáreos brechoides que presentan nódulos de sílex, hacia techo aparece un paquete de calizas micríticas muy recristalizadas. El conjunto culmina con un tramo de calizas detríticas. Al encontrarse esta serie próxima a la falla de Leiza, presenta una fuerte recristalización y un metamorfismo de bajo grado que limita, en cierto modo, su capacidad como acuífero. El conjunto presenta potencias máximas de 120 metros, lateralmente hacia el este y oeste se acuña hasta desaparecer.

Depósitos cuaternarios

Los materiales cuaternarios más representativos corresponden a depósitos fluviales desarrollados a lo largo de los cauces más importantes (río Araxes, Larraún y Erasote). En general, son bastante permeables aunque su capacidad para constituir buenos acuíferos se encuentra limitada por su escasa potencia y extensión. La litología predominante de estos niveles está compuesta fundamentalmente por cantos, gravas, arenas y arcillas, distribuidos irregularmente por lo que la permeabilidad es muy variable.

6.2.3. Funcionamiento hidrogeológico general

Los principales acuíferos distinguidos en la hoja de Leiza corresponden al denominado “Manto de Mármoles” asociado a la falla de Leiza y los niveles calcáreos de la banda Huici-Arrarás, en general se trata de niveles carbonatados permeables por carstificación y/o fisuración. Entre todos los niveles descritos anteriormente, el acuífero jurásico correspondiente al Dogger-Malm es el que presenta menor grado de carstificación y se encuentra más recristalizado, lo que disminuye sensiblemente la permeabilidad del conjunto, en el resto de los niveles calcáreos los procesos de carstificación y disolución se han desarrollado intensamente.

Los acuíferos se encuentran conectados hidráulicamente en numerosas ocasiones, otras veces están separados por niveles semipermeables de naturaleza detrítica, como el nivel jurásico del Dogger, que permiten la comunicación aunque retardan la velocidad de transmisión entre niveles permeables. Debido a las deformaciones a que se han visto sometidos estos materiales y a la red de fracturas que les afectan, existen niveles acuíferos compartimentados con funcionamiento hidráulico independiente.

La distribución de los materiales permeables, diferencia en la Hoja tres sistemas independientes: al norte, formando una franja alargada de dirección E-O, entre la zona de Leiza y el Puerto de Velate, paralela a ésta hacia el centro de la Hoja, se distingue otra franja correspondiente al anticlinal de Huici y en el borde meridional de la Hoja aparece el sistema acuífero de la Sierra de Aralar.

La recarga del sistema de acuíferos se realiza a partir de la infiltración directa del agua de lluvia, y la descarga por flujo directo a los ríos y mediante los numerosos manantiales que surgen a favor de los contactos entre materiales de distinta permeabilidad. El conjunto calcáreo Huici-Arrarás, en la zona de estudio tiene las principales surgencias localizadas en Betelú y Azpiroz, mientras que la banda acuífera que se extiende desde Leiza hasta el Puerto de Velate, tiene sus salidas naturales más destacables en las inmediaciones de Leiza.

En conjunto los acuíferos del sistema Huici-Arrarás, con una superficie de afloramiento de 28 km² comprendida entre las hojas de Leiza y Beruete, presentan unos recursos totales de 24 hm³/año y el sistema Leiza-Puerto de Velate con una

superficie de afloramiento de 25 km² localizada entre la Hoja de Leiza y Arraiz, cuenta con unos recursos totales de 24 hm³/año

Se ha seleccionado del Inventario de puntos de agua, las surgencias más representativas por ser puntos de descarga de alguno de los niveles acuíferos existentes, o por que su caudal específico es elevado. Dichos puntos se relacionan en el cuadro adjunto, indicando su denominación, el acuífero que drenan, situación geográfica y caudal .

En cuanto a la calidad química de las aguas subterráneas, en general presenta facies bastante uniformes para los materiales carbonatados, aunque en ciertos puntos, como se comentará más adelante, se han detectado composiciones anómalas en relación con circulación profunda del agua subterránea e influencias con materiales evaporíticos. Los acuíferos libres de naturaleza carbonatada, constituyen zonas muy vulnerables a la contaminación puesto que la circulación subterránea es muy rápida y los posibles contaminantes se propagarían con facilidad.

Existen dos puntos del inventario (Fuente de Araxes y Dama Iturri), en los que se realiza un control periódico de la calidad del agua. De estos dos puntos el primero es el más característico y representativo de la composición general de los recursos subterráneos en la zona, la facies química predominante es bicarbonatada cálcica, dureza media y mineralización ligera, manteniéndose en general, bastante uniforme

El manantial de Dama Iturri, en Betelú, junto con el de Urberoa, constituyen dos claras excepciones en la composición química de sus aguas, puesto que se trata de surgencias termales (22 y 20°C, respectivamente) relacionadas con estructuras diapíricas que surgen a favor de una fracturas en calizas con estructura tipo domo. Sus aguas son duras, de mineralización notable y carácter bicarbonatado cálcico con una elevada relación rCl/rNa y un alto contenido en cloruro sódico que evidencia el tránsito del agua por materiales evaporíticos. Los recursos alumbrados por estos manantiales se destinan a la planta embotelladora de Betelú.

Nº	Denominación	Acuífero	Coordenadas		Cauda I (l/s)	Fecha
			UTM X	UTM Y		
89-7-01		Cuaternario	585219	4770087	18,0	22/03/71
89-7-02		Cuaternario	585417	4770124	10,8	22/03/71
89-7-10		Cuaternario	585933	4770606	8,20	22/03/71
89-7-15	Busburu	Aptiense-Albiense.	581839	4767739	1,80	15/01/79
89-7-18	Del Molino	Cuaternario	586453	4764762	15,0	26/02/79
89-7-19	Urzuri	Aptiense-Albiense	585313	4764732	1,75	14/12/72
89-7-21	Dama Iturri	Aptiense-Albiense	583752	4764195	1,25	08/08/76
89-7-22	Urberoa	Aptiense-Albiense	583585	4764140	12,4	23/05/71
89-7-24	Urzaco	Cretácico sup.	581905	4762152	150,0	15/01/79
89-7-31		Lías	585203	4770705	2,50	22/03/71
89-7-36	Fte. de Araxes	Cuaternario	586476	4764753	100,0	18/01/82
89-8-03	Doce Fuentes I	Cuaternario	588081	4770783	30,0	14/12/72
89-8-04	Doce Fuentes II	Cuaternario	587941	4770711	4,58	14/12/72
89-8-06	Zurbarrain II	Buntsandstein	589620	4770600	9,40	14/12/72
89-8-09	Achotaeta	Lías	591356	4770226	2,82	16/11/72
89-8-10	Carunuieta I	Lías	591318	4770126	10,1	16/11/72
89-8-12	Oyampe I	Lías	591216	4769787	1,66	16/11/72
89-8-14	Eranzi	Lías	592984	4770622	1,26	04/06/71
89-8-16		Lías	588025	4766477	1,80	13/03/79
89-8-18		Lías	590096	4766259	11,0	13/03/79
89-8-21		Dogger-Malm	588986	4764287	1,35	13/03/79
89-8-22		Dogger-Malm	588803	4764520	3,70	13/03/79
89-8-23		Aptiense-Albiense	588879	4765130	1,45	13/03/79
89-8-24		Cuaternario	590420	4765850	4,60	13/03/79
89-8-30	Iturriberrea	Buntsandstein	588944	4762314	2,20	17/11/79
89-8-31	Albardain	Buntsandstein	588572	4762492	2,20	23/02/79
89-8-33	Aguerre	Buntsandstein	589372	4762707	3,70	23/02/79
89-8-34	Del Matadero	Cuaternario	590424	4761874	30,0	23/02/79
89-8-35	Iturgo	Aptiense-Albiense	593134	4762789	2,60	24/03/79
89-8-38	Alcazauzrenea	Aptiense-Albiense	590170	4762236	45,0	23/02/79