

HOJA A ESCALA 1:25.000 N° 90-III

ERATSUN

MEMORIA

ÍNDICE

0. INTRODUCCIÓN

1. ESTRATIGRAFÍA

1.1. Paleozoico

1.1.1. Carbonífero

1.1.1.1 Pizarras, grauvacas y conglomerados (nivel 35)
Westfaliense

1.1.2. Análisis secuencial del Carbonífero

1.2. Mesozoico

1.2.1 Triásico

1.2.1.1. Calizas y dolomías. Facies “Muschelkalk” (nivel 41)
Triásico medio.

1.2.1.2. Arcillas yesíferas (nivel 43) Facies “Keuper”.Triásico
superior.

1.2.1.3. Análisis secuencial del Triásico.

1.2.2. Jurásico

1.2.2.1. Dolomías, calizas y brechas calcáreas (nivel 44).
Hettangiense-Sinemuriense

1.2.2.2. Margas y calizas (nivel 45). Sinemuriense-Aalenienne

1.2.2.3. Calizas arcillosas y margas (nivel 46) Aalenienne-
Bathoniense.

1.2.2.4. Calizas tableadas (nivel 47) Caloviense Malm

1.2.2.5 Análisis secuencial del Jurásico

1.2.3. Cretácico

- 1.2.3.1. Margas negras y calizas. Facies “Purbeck” (nivel 49) Portlandiense-Valangiense.
- 1.2.3.2. Arcillas, margas arenosas, arenas y calizas. Facies “Weald”. (Nivel 50) Valangiense-Barremiense.
- 1.2.3.3. Calizas con construcciones de rudistas (nivel 51) Aptiense-Albiense
- 1.2.3.4. Margas (nivel 52) Aptiense-Albiense.
- 1.2.3.5. Conglomerados calcáreos (nivel 53) Aptiense
- 1.2.3.6. Areniscas (nivel 54) Aptiense.
- 1.2.3.7. Mármol (nivel 56) Aptiense-Albiense.
- 1.2.3.8. Arcillas, areniscas y pizarras (nivel 57) Albiense-Cenomaniense inferior.
- 1.2.3.9. Calizas (nivel 58) Albiense Cenomaniense inferior.
- 1.2.3.10. Areniscas (nivel 59) y conglomerados calcáreos (nivel 60) Aptiense-Cenomaniense.
- 1.2.3.11 Alternancia de margas, areniscas y calizas (nivel 61) Cenomaniense-Turonense.
- 1.2.3.12 Margas, areniscas y calizas (nivel 62) Turonense-Santonense.
- 1.2.3.13 Análisis secuencial del Cretácico

1.3. Cuaternario

- 1.3.1. Arcillas rojas (arcillas de descalcificación) (nivel 64)
- 1.3.2. Cantos y gravas con limos, arcillas y arenas (glacis) (nivel 65)
- 1.3.3 Cantos y gravas con matriz arenosa (Terraza) (nivel 66)
- 1.3.4 Cantos, gravas, arenas y arcillas (fondos de valle) (nivel 72)
- 1.3.5 Cantos, gravas, arenas, limos y arcillas. (Conos de deyección) (nivel 70)
- 1.3.6. Cantos, bloques y arcillas (coluviones) (nivel 69)
- 1.3.7 Boques y arcillas (Deslizamientos) (nivel 67)

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 Luyaundi
 - 2.2.3.3 Cabalgamiento de Lecumberri-Oroquieta
- 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 kársticas
 - 3.3.2.4. Formas poligénicas
- 3.4. Formaciones Superficiales.
- 3.5. Evolución Geomorfológica

3.6. Procesos Actuales.

4. PETROLOGÍA

4.1. Rocas ígneas

4.1.1. Ofitas (nivel 3)

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. Marmol

6.1.2.2. Talco

6.1.2.3. Ofitas

6.1.3. Sustancias energéticas

6.1.3.1 Carbón

6.1.4. 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 Paricio, E. Dirección del Proyecto

Autores y Colaboradores (INYPSA)

. Blas Balaguera, I. Cartografía, Memoria e Informática
. Diaz de Neira, A. Cartografía y Memoria
. García de 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. INTRODUCCION

La Hoja a escala 1:25.000 de Eratsun (90-III), es el tercer cuadrante de la Hoja a escala 1:50.000 de Sumbilla (90). Toda la Hoja está incluida dentro de la Comunidad Foral de Navarra. Geográficamente se encuentra situada en el sector septentrional navarro.

Los principales núcleos de población son: Beruete en el sector occidental y Elzaburu en el oriental, catalogándose esta zona como una de las más inhóspitas y menos accesibles de las montañas navarras.

El relieve es muy abrupto incluyendo la Sierra de Seambe. Las máximas elevaciones se localizaron en el monte Zuachapi con 1069 m de altitud situado en el sector nororiental de Hoja, formando parte de la margen derecha del embalse de Leurza. El monte Bergañe, con 1104 m de altitud, localizado al norte de Arrarás, en las proximidades del puerto de Otzola. El alto de Luyaundi con 1053 m., la sierra de Seambe con 1019 m, el alto de Arnaizu con 1.023 m y su prolongación hacia el noroeste, hasta el puerto de Bidate (1067 m) que constituyen las máximas elevaciones de la Hoja, alcanzando en esta cuerda los 1190 m de altitud. Estas sierras se encuentran cortadas por varios barrancos, que descienden topográficamente tanto hacia el sur, hacia el río Basaburua, con una altitud media de 550 m, como hacia el norte, hacia el río Ezcurra, con altitudes medias similares. Esta diferencia de altitudes, dan lugar a la formación de pendientes muy pronunciadas que realzan el paisaje.

Los cursos fluviales fluyen tanto hacia la vertiente cantábrica como hacia la mediterránea, ya que en esta Hoja se localiza la divisoria hidrográfica que se sitúa aproximadamente siguiendo la alineación que comienza en el monte de Arnaizu, Puerto de Otzola, Bergañe, Patatalor, Abalde y Zuachapi, hasta Lengarria pasando a la vecina 1:25.000 de Arraiz (90-IV).

Hacia la vertiente cantábrica fluye el río Ezcurra, formado por varios barrancos que drenan la vertiente oriental del alto de Ezcurra. La aportación de este curso de agua, es del orden de 190 Hm³ anuales en régimen pluvial oceánico.

Hacia la vertiente mediterránea el principal curso fluvial que surca el sector meridional de la Hoja, es el denominado Río Basaburua, que recoge el agua de numerosos barrancos, entre ellos Ibarrate, Artius Gorostieta. Las frecuentes lluvias de

origen atlántico que afectan a esta región con valores superiores a 1800 mm, aportan un caudal estimado de 75 Hm³ en régimen fluvial oceánico, con suaves estiajes.

Esta zona se encuentra muy despoblada y solo las localidades de Beruete, Jaunsaras y Elzaburu sobrepasan los 500 habitantes. Respecto a las vías de comunicación, al sur está conectado por una carretera que discurre entre Auza y Jaunsaras, mientras que el sector septentrional, es la carretera de Leiza a Santesteban, fuera de la Hoja la que canaliza el tráfico en este sentido. Solo existe una carretera que une Oroquieta con Saldias, que discurre en dirección N-S, encontrándose el resto de la Hoja sin comunicaciones transitables.

La principal ocupación de la población se centra en la agricultura y la ganadería.

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 orogéneo pirenaico se caracteriza por un cinturón de pliegues y cabalgamientos de orientación E-O, desarrollados entre el Cretácico superior y el Miceno 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, cuanta de antepais rellena por sedimentos neógenos postorogénicos.

En cuanto al Arco Vasco se sitúa en el extremo central de la Cuenca Vasco-Cantábrica considerada tradicionalmente como un sector marginal de la cadena pirenaica 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. Dicho accidente no supone un límite arbitrario, ya que a ambos lados del mismo se aprecia una importante variación de características estratigráficas y estructurales de los materiales aflorantes.

En concreto esta zona se sitúa en el “Manto de los Mármoles”, que corresponde a la cobertura limitada el 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 en esta Hoja, se encuentran comprendidos entre el Devónico superior y el Cretácico superior encontrándose afectadas en el sector septentrional por un metamorfismo de diferente intensidad, con distintas facies metamórficas y cuya edad parece pertenecer 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 Km, y cuyas características la hacen equivalente a la falla Norpirenáica. 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 cartografía de la Hoja de Beruete escala 1:25.000 realizada por la Diputación Foral de Navarra, y en la cartografía realizada por MARTINEZ TORRES L.M. (1989) para su Tesis Doctoral.

Son muy numerosos los trabajos de carácter regional que pueden encontrarse en la literatura clásica acerca del Pirineo y la Cuenca Vasca, en concreto los trabajos de LAMARE (1936) que realiza cartografías detalladas del “Manto de los Mármoles”. Posteriormente, hay que destacar los trabajos de RAT (1959), FEUILLE (1965), VILLALOBOS et al (1971 y 1974) y MATHEY (1983).

Respecto al “Manto de los Mármoles” son importantes destacar los trabajos de EWERT (1964), que trata cuestiones estratigráficas y paleogeográficas. Posteriormente WALGENWITZ (1976) estudia las ofitas y las lherzolitas, ALBARADE y MICHARD-VITRAL (1978) y MONTAGNY(1986) que tratan el metamorfismo, y MENDIA (1978) que ha realizado un inventario de las rocas profundas. Así mismo DEL VALLE DE LERSUNDI, J. (1986) ha realizado interesantes observaciones sobre la tectónica general del norte de Navarra.

Por último hay que destacar los trabajos efectuados por MARTINEZ TORRES. L.M. (1989), sobre la “Geología Estructural y Evolución Geodinámica del “Manto de los Mármoles””, de MENDIA M.S. y GIL IBARGUCHI (1991) que estudian las rocas metamórficas a lo largo de la falla de Leiza y los trabajos de MELENDEZ G.

FONTANA, B.; GALLEGO M.R.; (1993) sobre el jurásico de la Cordillera Vasco-Cantábrica.

1. ESTRATIGRAFIA

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 comprendidas entre el Carbonífero y el Cretácico Superior.

Los depósitos del Carbonífero afloran en relación con la falla de Leiza, en el sector septentrional de la Hoja.

El Triásico aflora en Beruete, Otzola, en la carretera de Orbaiceta a Saldias y en los alrededores de Ezcurra. El afloramiento de estos materiales se encuentran relacionado con la falla de Leiza, o en el núcleo de algunas estructuras jurásicas que posteriormente han dado lugar a diversos cabalgamientos o con procesos de ascensos diapiricos como ocurre en sector de Otzola.

El Jurásico, se puede observar en el sector septentrional de la Hoja en una banda de dirección subparalela relacionada con la falla de Leiza. Además se observa en el núcleo de varias estructuras. Está constituido por cuatro tramos cartográficos sufriendo el techo una intensa erosión, más desarrollada hacia el este de la Hoja.

El tránsito Jurásico-Cretácico sufre los mismos procesos erosivos que el techo del Jurásico, acuñándose las facies “Purbeck” en el sector noroccidental de la Hoja y la facies “Weuld” aflorando únicamente en zonas preservadas de la erosión, que parece más incisiva en los sectores orientales y meridionales de la Hoja.

Los niveles calco-margosos del Aptiense, desarrollan facies de calcarentitas en algunos sectores que pueden incluir incluso niveles de conglomerados calcáreos.

El Cretácico inferior termina en los niveles detríticos pizarrosos del Albiense, que se asientan sobre una amplia discordancia que afecta al techo de los depósitos Urgonianos.

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

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 meteorizados y alterados, y por lo tanto difíciles de cartografiar.

1.1.1. Carbonífero

Aflora en el vértice noroccidental de la Hoja, en las proximidades de Garracoxea, próximo a la carretera de Leiza a Santesteban, implicado en el sistema de cabalgamientos que definen la falla de Leiza.

Estos materiales se extienden por la Hoja 1:25.000 de Beinza-Labayen, situado al norte de esta, formando parte de macizo de Cinco Villas.

1.1.1.1. Pizarras, grauvacas y conglomerados. (Nivel 35) Westfaliense.

Presenta una gran complejidad litológica y tectónica, con ausencia de niveles guía. CAMPOS (1979) denominó a esta zona con el nombre de “Sucesión Esquistosa de Cinco Villas” y Fm Olazar.

Hasta el momento no se ha podido conseguir una columna representativa de dicha sucesión debido a la intensa deformación sufrida por esta formación, 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 2000 m.

Esta 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 oscila 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 neoformado, circón 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, a la misma manera 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, en la que resulta difícil distinguir una S_0 .

Los términos más grueso corresponden por lo general a subgrauavacas, que petrográficamente están compuestas entre el 70 y el 80% de cuarzo, y el resto pueden ser feldespatos, especialmente plagioclasas, y fragmentos de rocas que suelen ser de pizarra y/o cuarcita, como minerales accesorios aparece el circón, la turmalina y los óxidos de hierro. La morfología de los grano suele ser subredondeada observándose 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 arcillosos, en las escasas ocasiones en que presenta cemento, este es silíceo, formado por cuarzo de neoformación (CAMPOS, 1979)

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 escasas huellas de corriente en el muro de los bancos

más detríticos. Este depósito presenta carácter turbidítico de tipo talud, asimilables a un sistema turbidítico tipo III de MUTTI (1985)

En la Hoja geológica MAGNA de Tolosa (IGME, 1983), se le reconoce al conjunto de esta formación un carácter flyschoides, y se le incluye en las facies "Culum" del Paleozoico alto.

Actualmente existe una ausencia de fauna que impide la datación de estos materiales, aunque por comparación con la Hoja geológica MAGNA de Vera de Bidasoa (IGME, 1973), donde el techo de la formación se encuentra discordante bajo un Estefaniense datado, 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.

1.1.2. Análisis secuencial del Carbonífero

Esos depósitos están incluidos en una secuencia que marca un importante cambio paleogeográfico, con la instalación de aparatos turbidíticos, en cuyos episodios iniciales se refleja el desmantelamiento de las plataformas carbonatadas namurienses.

El final de esta secuencia, representada por la sucesión Esquistosa de Cinco Villas o Fm Olazar (nivel 35), está marcado por una importante discordancia, reflejo de la orogenia hercínica de la región.

1.2 MESOZOICO

1.2.1. Triásico

Los materiales del Triásico que afloran en esta Hoja, se localizan en las proximidades de lineaciones tectónicas importantes como sucede con las facies “Keuper” aflorantes en los límites de la falla de Leiza, en el núcleo de anticlinales como se puede observar en estructura de Beruete y en las zonas diapíricas como en la estructura de Otzola.

1.2.1.1. Calizas y dolomías. Facies “Muschelkalk” (nivel 41) Triásico medio.

Afloran exclusivamente en el sector suroccidental de la Hoja, en el camino que saliendo de Beruete, llega a Aldaz, situado en la Hoja 1:25.000 de Leiza. Se tratan de pequeñas masas calcáreas relacionadas con las arcillas yesíferas de las facies “Keuper”.

A grandes rasgos, se trata de una sucesión de dolomía y calizas tableadas y en bancos, de tonos oscuros, cuyo espesor máximo se aproxima a 70 m. El único corte completo de la unidad en las proximidades de la Hoja ha sido descrito en el puerto de Velate (EWERT, 1965), donde se ha señalado la existencia de tres tramos: inferior, constituido por 35 m de dolomías y calizas en bancos gruesos; medio, con 9,5 m de calizas laminadas; y superior, integrado por 10 m de calizas y margas dolomíticas. Las observaciones llevadas a cabo han permitido la identificación de calizas dolomíticas en bancos gruesos de aspecto masivo, así como calizas tableadas con Lamelibránquios. Al microscopio aparecen como micritas, micritas biogénicas, dolomías y calizas recristalizadas.

La naturaleza de los afloramientos no permite precisiones sedimentológicas de la unidad, que parece haberse depositado en ambientes de plataforma somera carbonatada de baja energía. En cualquier caso, la tendencia transgresiva que reflejan los tamos basales de la unidad con respecto a los ambientes continentales de la facies “Buntsandstein” infrayacente, parece invertirse posteriormente, como sugiere el tránsito de los niveles margoso-dolomíticos terminales a las arcillas yesíferas suprayacentes, pertenecientes a la facies “Keuper” y que reflejan condiciones litorales de tipo “sebkha”.

En lámina delgada, los niveles calizos aparecen fundamentalmente como micritas (>90%), con presencia ocasional de fósiles (<7%) y cuarzo (1%). En cuanto a los niveles dolomíticos, se trata de dolomicritas (80-85%) con cemento esparítico (15-20%).

El contenido fosilífero no permite precisar la edad de la unidad que, tentativamente, se ha asignado al Triásico medio.

1.2.1.2. Arcillas yesíferas (nivel 43) Facies “Keuper”. Triásico superior.

En esta Hoja afloran en cuatro sectores muy determinados; en los alrededores de Beruete, relacionado con una estructura anticlinal, en el puerto de Otzola, relacionado con un diapiro, en la carretera, de Orbaiceta a Saldias, y al sur de Erasun, a favor de la falla de Leiza.

Su deficiente calidad de afloramiento, debido a su naturaleza litológica y a su intensa tectonización, dificulta el conocimiento de su espesor aproximado así como de su reconocimiento en campo y descripción.

Presenta una composición de arcillas abigarradas de colores rojos y verdosos, con delgados nivelillos de limolitas micáceas, junto a masas evaporíticas asociadas (yeso y sales).

No es posible realizar estudios sedimentológicos sobre la presente unidad, que regionalmente se ha enmarcado en un contexto litoral de tipo “sebkha”, en condiciones de aridez que favorecerían la acumulación de evaporitas.

Su carácter azoico no permite precisión cronológica alguna, aunque de forma tentativa se ha atribuido al Triásico superior, si bien los últimos episodios de éste se encuentran representados en zonas próximas por materiales carbonatados tratados conjuntamente con la serie jurásica.

1.2.1.3. Análisis secuencial del Triásico

Pese a las imprecisiones relativas a la interpretación sedimentológica de las 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 no aflorante en esta Hoja 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 del grano, relacionada con una degradación del relieve o con una mayor extensión del área de relleno en las fosas generadas durante el periodo tardihercínico. Con ello se produce la aparición sucesiva de sistemas fluviales de alta sinuosidad, sistemas fluviales de sinuosidad media y sistemas meandiformes, con episodios de desbordamiento.

Los últimos episodios de la facies “Buntsandstein” reflejan cierta influencia mareal, precursora de la instalación de los ambientes de plataforma interna característicos de la sedimentación de la facies “Muschelkalk” (nivel 41). A lo largo del depósito de estas últimas facies, 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 periodo 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 las facies “Keuper” (nivel 43), dentro del segundo ciclo.

En un momento impreciso del Triásico superior, la tendencia regresiva sufrió una inversión dando paso al tercer ciclo, culminando 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 sudeste 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 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. (1993), en varios trabajos y publicaciones.

1.2.2.1. Dalomias, calizas y brechas calcáreas (nivel 44), Hettangiense-Sinemuriense

Este nivel aflora en bandas de dirección E-O, en el sector septentrional de la Hoja, formando parte de la continuación hacia el este de la banda de Leiza. Así mismo se puede observar en la alineación que desde Beruete continúa hacia el este hasta las proximidades de Velate, ya en la Hoja 1:25.000 de Arraiz (90-IV). Los mejores cortes se sitúan en la carretera de Erasun a la cantera de Orobiga y en la carretera de Oroquieta a Saldias.

Litológicamente, esta unidad comienza por un conjunto de brechas, dolomias y calizas dolomíticas en la base. Las brechas son polimícticas heterométricas y generalmente angulosas. La matriz está compuesta por granos de tamaño arena a limo de composición silícea, lutítica y carbonada. 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 1m de espesor. Esta unidad se ha interpretado como depósito de ambientes costeros retringidos hipersalinos de tipo “sebkha”. A techo pasa un conjunto de calizas wackestones laminadas y olíticas estratificadas en bancos de 10 a 60 cm de espesor con laminación algal, “tepees” y porosidad fenestral y en ciertas zonas góliticas oolitos y peloides que se asocian a ambientes de llanura mareal carbonatada, intramareales y submareales que corresponden a zonas proximales de una rampa carbonatada.

Estas calizas, a techo comienzan a intercalar niveles de caliza margosa lajosa con niveles de concentración de bioclastos que se interpretan como depósitos de plataforma carbonatada somera.

Este conjunto calcáreo 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 estratigráfica mientras que el techo ha sido datado como Sinemuriense medio por ROBLES (1988) y mediante ammonites por SOLER (1971) y FLOQUET y RAT (1975)

Sedimentologicamente las dolomias 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 dolomias se asocian a un ambiente de llanura intermareal. Las calizas de techo de esta unidad se asocian a un dominio inter o submareal de baja energía.

1.2.2.2. Margas y calizas (nivel 45) Sinemuriense-Aalenense.

Esta unidad aflora en las mismas zonas donde se observa la unidad anterior no existiendo buenos afloramientos ya que debido a su naturaleza blanda se encuentra muy cubierta por la vegetación, situándose sus mejores puntos de observación en el sector septentrional de la Hoja, en la carretera a Saldias y al sur de Erasun, en un camino que sube hacia una cantera de mármol de Orobiaga.

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

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

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

En esta unidad se ha encontrado abundante fauna : La Hoja 1:50.000 de Tolosa, cita entre la microfauna: Lenticulina, Vaginulina, Fronicularia, 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, Dactylioceras sp, Pleydellia aalensis, que datan a esta unidad como Sinemuriense-Toarciense y posiblemente la base del Aaleniense.

El espesor de esta unidad 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.

1.2.2.3. Calizas arcillosas y margas (nivel 46) Aaleniense-Bathonense.

Esta unidad aflora en el sector septentrional y occidental de Hoja, erosionada en gran parte por las discordancias del Cretácico inferior. Los mejores puntos de observación se sitúan en la banda septentrional, en el corte al sur de Saldias y al sur de Erasun.

Se trata de una sucesión calcárea con intercalaciones margosas, por lo que el tránsito con la unidad infrayacente es difuso. Está constituido por un tramo basal formado por una alternancia de calizas margosas y calizas, aumentando en proporción y espesor hacia techo en donde se reducen 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 encontradas con belemnites.

En los tramos centrales de este conjunto se pueden observar niveles de esponjas incluidas en unas calizas bioclásticas que pasana a techo a una alternancia de margocalizas y calizas bioclásticas.

La potencia de este nivel cartográfico varía entre 70 y 200 m., observándose, en la zona septentrional de la Hoja, afectada por un ligero metamorfismo, mientras que al sur son fetidas, 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 munchisonae, 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 47). Calloviense-Malm

Esta unidad aflora en el sector de Arraras, acuñándose hacia el oeste por la erosión de las facies “Weald” y en el sector septentrional de la Hoja, en la banda jurásica al sur de la falla de Leiza, en donde se sitúan los mejores puntos de observación.

Litológicamente está compuesta por un conjunto de calizas grises en la base, estratigráficas en bancos tabulares de 0,3 a 1 m. de espesor. Es frecuente la presencia de nódulos de silex. 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 peloideales, oncolíticas y bioclásticas arrecifales.

El espesor máximo de esta unidad es del orden de 200 m midiéndose en Beruete 65 m en la Hoja MAGNA de Tolosa, indica la presencia de Valvulinidos, Lithistidae, Lenticulina, Eothrix alpina (LOMB.) Globochaete alpina (LOMB.), Cornuspira cf orbicula TERQ, Astaculus cf Tricarinnella (REUSS) y 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 Perisphinctes sp. del Oxfordiense medio.

La Hoja MAGNA a escala 1:50.000 de Sumbilla, cita en las proximidades de Beruete la presencia de Perisphinctes tiziani del Calloviense-Oxfordiense.

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. Melendez 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 "sabkha". 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 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 sedimentos detríticos-calcareos depositados en ambientes restringidos.

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

Estos depósitos han sido estudiados por LAMARE (1.936), RAMIREZ DEL POZO (1.971), SOLER Y JOSE (1.971), DUVERVOIS et al (1.972), CAMPOS (1.979) y últimamente PUJALTE (1.982), 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 49). Portlandiense-Valanginiense

Esta unidad cartográfica afora en el límite con la Hoja de Leiza, en las proximidades del Puerto de Bidate, no llegando a observarse en ningún otro sector de la Hoja, ya sea debido a la erosión de las facies “Weald” o a la falta de sedimentación de esta unidad.

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. A techo se observan niveles de calizas arenosas con nódulos de sílex.

La potencia de esta unidad es del orden de unos 20 m. acuñándose rápidamente hacia el este.

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 costeros o lagunares.

1.2.3.2. Arcillas, margas arenosas, arenas y calizas.Facies “Weald” (nivel 50) Valanginiense-Barremiense.

Esta unidad aflora en una estrecha banda situada al norte de Beruete que se acuña lateralmente hacia el oeste, erosionada por la discordancia Aptiense mientras

que hacia el este choca con una fractura norte-sur que provoca la salida de las facies “Keuper”.

Los mejores afloramientos se sitúan al sur de Saldias, en la carretera que de esta localidad se dirige hacia el sur hasta Oroquieta.

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 Serpúlidos 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 fosilíferas 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 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 o costeros, salobres, tipo “lagoon”, e incluso marinos, someros.

1.2.3.3. Calizas con construcciones de rudistas (nivel 51) Aptiense-Albiense

Esta unidad aflora con gran extensión en la mitad occidental de la Hoja, formando los relieves calcáreos importantes que se observan al norte y al este de Beruete. El conjunto de estos materiales ha sido denominado por RAT (1959) como “Complejo Urganiano”. Hacia el este estos materiales, en la banda superior de Suldias se marmolizan por influencia del metamorfismo asociado a la falla de Leiza, mientras que por el sur, estos niveles calcáreos pierden espesor, cargándose de materiales detríticos a la altura de Oroquieta, indicando en esta zona una mayor influencia de materiales continentales. En el límite con la Hoja de Arraiz, estos niveles calcáreos intercalan niveles margosos que aumentan en espesor.

El límite inferior de este nivel es muy neto y erosivo sobre los depósitos infrayacentes.

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 100 y 350.

Los estudios faunísticos han determinado la presencia de moluscos, políperos, equinodermos, corales, algas calcáreas y rudistas como *Pseudotoucasia santanderensis*. DOUV. En la Hoja 1:50.000 MAGNA de 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*, SCHRDEDER, *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, con entradas de material terrígeno en un pequeño surco desarrollado en la zona de Oroquieta.

Los estudios petrográficos han señalado para las calizas el predominio de biomicritas y biomicritas pelletíferas, con variaciones notables del contenido micrítico (47-80%), foslilífero (12-35%) y pelletífero (<20%) y presencia ocasional de cuarzo (<6%) e intraclastos (<7%)

1.2.3.4. Margas (nivel 52) Aptiense-Albaniense

Esta unidad aflora intercalada entre los niveles calcáreos descritos anteriormente, aumentando en espesor hacia el este, en donde adquiere una mayor potencia que los niveles calcáreos.

Sus afloramientos son de mala calidad, ya que debido a la naturaleza de estos materiales, se encuentran muy cubiertos por la vegetación.

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, Valvulínidos, Cytherella ovata (RDEMER), C. paralela (REUSS), Cythereis bucheræ OERTLI, Neocythere mertensis OERTLI, Paracypris cf. jonesi, BONN, Pseudotextulariella 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.

1.2.3.5. Conglomerados calcáreos (nivel 53) Aptiense.

Esta unidad se puede observar en un pequeño afloramiento de escasa extensión situado en la carretera a Arraras, unidos estratigráficamente a materiales detríticos más finos.

Litológicamente son conglomerados y microconglomerados, brechas constituidos por cantos de calizas y dolomías. El espesor máximo es de unos 10 m acuñándose rápidamente tanto hacia el este como hacia el oeste.

No se han efectuado dataciones sobre este nivel, no obstante, al encontrarse asociado a los niveles calcáreos y detríticos urgonianos se les ha asignado una edad comprendida entre el Aptiense y el Albiense.

Sedimentalógicamente se asocian a niveles canalizados de entrada detríticos en la plataforma carbonatada urgoniana.

1.2.3.6. Areniscas (nivel 54) Aptiense.

Afloran en el sector meridional de la Hoja, en una banda de dirección este-oeste que constituye el flanco sur del sinclinal de Aizaroz.

El límite inferior de esta unidad es discordante, erosionando gran parte de los niveles superiores del Jurásico, reposando incluso sobre las dolonias del Hettangiense-Sinemuriense.

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 a media y 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), Agardhiellopsis cretácea LEMOINE, además de Textularidos, Moluscos, Equinodermos, Briozoos y algas.

El espesor es difícil de calcular, ya que se acuña lateralmente, no obstante, la potencia máxima es del orden de 200 m, acuñándose tanto hacia el este como hacia el oeste.

1.2.3.7. Mármol (nivel 56) Aptiense-Albiense.

Aflora en una banda que con dirección este-oeste, se dispone paralela a la falla de Leiza. Este nivel que se acuña lateralmente hacia el oeste, puede alcanzar una potencia máxima de 150 m, situándose sus mejores puntos de observación en las

numerosas canteras que se han abierto para su exploración. También en la carretera de Oroquieta a Saldias, próximos ya a esta última localidad, en donde existen buenos cortes estratigráficos y sedimentológicos para el estudio detallado de estos materiales.

Está formado por un conjunto de mármoles de colores blancos, azules, cremas y grisáceos. Las texturas son mayoritariamente granoblásticas, con tamaño de grano muy variable.

En general muestran una cierta pobreza mineralógica, aunque son mayoritarias las texturas equigranulares desorientadas.

Las asociaciones principales de minerales reconocidos son:

-Clorita	- talco			
-Talco?	- flogopita	- turmalina		
-Talco?	- flogopita	- plagioclasa		
-Talco	- clorita	- plagioclasa	- anfíbol	
-Plagioclasa	- flogopita	- esfena	- opacos	
-Flogopita	- opacos	- turmalina		
-Plagioclasa	- flogopita	- escapolita	- opacos	- esfena
-Talco	- escapolita	- anfíbol		
-Flogopita	- escapolita	- feldespato	- plagioclasa	- anfíbol

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

1.2.3.8. Arcillas, areniscas y pizarras (nivel 57) Albiense-Cenomaniense inferior

Estos materiales constituyen la mayor parte de los sedimentos que se distribuyen por esta Hoja. RAT (1959), incluyó a estos niveles en el “Complejo Supraurgoniano”, Así mismo, GARCÍA MONDÉJAR (1982), 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 niveles de calizas arenosas y en algunas zonas, conglomerados de cantos silíceos y calcáreos.

Los niveles de margas esquistosas presentan una composición de 15-30% de cuarzo, 15-30% de micas (moscorita 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.

El límite inferior está constituido por una discordancia, que aunque puntualmente no parece muy importante regionalmente resulta espectacular al observarse los materiales albienses sobre diversas unidades cretácicas, jurásicas e incluso triásicas

La ausencia de cortes representativos del conjunto hace que la interpretación se realice en base a observaciones puntuales. Así, el carácter euxínico, con inclusiones de pirita y nódulos ferruginosos, su marcada uniformidad, así como su elevada potencia, sugieren que su depósito tuvo lugar en una cuenca marina muy subsidente, abierta hacia sectores occidentales. Por su parte, los niveles detríticos reflejan la influencia de los relieves emergidos del macizo de Quinto Real, habiéndose interpretado las areniscas de sectores cercanos (Hoja de Erro, 116-I), como canales fluviomareales en régimen supra e intermareal.

En cuanto al límite superior, no aparece en la Hoja al haber sido erosionado.

Entre los restos faunísticos que alberga la unidad se han citado Ammonites piritosos, Lamelibránquios y Gasterópodos, además de una rica microfauna que ha proporcionado una edad albiense para la unidad: Ammobaculites parvispira, Thalmonia ticensis, Rotolipora apenninica, Dorothia gradatta, Epistomina spinulifera, Cytherella ovata, Dentalina nana, Gravelinella intermedia, Textularia of. edkinsi y Arenobulimina macfadyeni. Igualmente, la presencia Neoiraquia convexa en los niveles superiores señala su pertenencia a la base del Cenomaniense, por lo que el conjunto se ha incluido en el Albiense-Cenomaniense inferior.

1.2.3.9 .Calizas (nivel 58) Albiense Cenomaniense Inferior.

Estos niveles se encuentran incluidos entre el conjunto detrítico descrito anteriormente. Los mejores afloramientos de esta unidad se localizan en el camino que de Arraras sube al Puerto de Otzola, cortando varios niveles de esta caliza.

Litológicamente está constituido por calizas grises con construcciones de rudistas y por calizas tableadas (grainstone) bioclásticas con abundantes laminaciones y estratificaciones cruzadas.

El espesor de este nivel es del orden del centenar de metros, acuñándose lateralmente.

Estratigráficamente se considera a esta unidad como Albiense-Cenomaniense, ya que se encuentra intercalada entre el nivel arcilloso anterior, asociándose sedimentológicamente con etapas de instalación de una plataforma carbonatada y con el desarrollo de construcciones de rudistas y barras bioclásticas progradantes en esa incipiente plataforma.

1.2.3.10 Areniscas (nivel 59) y conglomerados calcáreos (nivel 60). Aptiense-Cenomaniense.

Estos niveles se encuentran intercalados entre las arcillas, areniscas y pizarras del nivel 57, descritos anteriormente

Sus afloramientos se limitan al sector suroriental de la Hoja, situándose sus mejores puntos de observación en la carretera de Oroquieta a Saldias y al norte de Elzaburu.

Los niveles de conglomerados están constituidos por cantos redondeados calcáreos de variados tamaños, mientras que los niveles de areniscas son de naturaleza silícica y se encuentran muy cementadas. La base de estos niveles es erosiva, y presentan estratificación y laminación cruzada.

El espesor medio de estos niveles es del orden del 20 m, acuñándose lateralmente muy rápidamente.

Estratigráficamente se considera Aptiense-Cenomaniense ya que se encuentra incluido entre los niveles arcillosos del tramo cartográfico 57.

1.2.3.11. Alternancia de margas, areniscas y calizas. (nivel 61) Cenomaniense-Turoniense.

Solo existen dos pequeños afloramientos de estos materiales situados en el sector meridional de la Hoja. Estos niveles han sido denominados por LAMARE (1936) como “Flysch” Surpirenámico.

El tránsito a las unidades inferiores arcillosas albienses (nivel 58) se reduce gradualmente, en cuanto al límite superior no aparece en la Hoja al haber sido arosionado junto con buena parte de la unidad, que presenta buenas condiciones de observación algo más al S., en el sector del sinclinal de Beunza.

A grandes rasgos, se trata de una monótona alternancia de margas, areniscas calcáreas y calizas, cuya proporción relativa puede variar según las zonas. Su espesor puede sobrepasar 400 m. La unidad se presenta bajo el aspecto de una alternancia rítmica de margas azuladas o grisáceas, con areniscas calcáreas, calcarenitas y calizas, de tonos ocres y beige. Se han observado cicatrices erosivas, “convolute-lamination”, “ripples marks” y huellas de carga, con esporádicos “lags” microconglomeráticos y eventuales “slumps”, que confirman su apariencia turbidítica, interpretándose su depósito en el contexto de un surco turbidítico abierto hacia el ONO.

Al microscopio, los tramos compactos presentan un alto contenido fosilífero (15-30%) e intraclástico (20-35%), con cemento esparítico (35-45%) y ocasional presencia de pellets (<5%), cuarzo (<10%) y micrita (<20%). Los niveles calizos aparecen como micritas (55-75%) fosilíferas (15-20%), con cuarzo (<10%) y fragmentos de roca (<15%).

La unidad ha sido objeto de detallados estudios paleontológicos, especialmente basados en asociaciones de microforaminíferos (VILLALOBOS Y RAMIREZ DEL POZO, 1.974), que han permitido enmarcarla en el Cenomaniense-Santoniense. No obstante, su parcial representación en la Hoja ha aconsejado su inclusión en el Cenomaniense-Turoniense, por correlación con sectores próximos.

1.2.3.12 Margas, areniscas y calizas (nivel 62). Turoniense-Santoniense.

Esta unidad aflora en el vértice noroccidental de la Hoja, en los alrededores a la carretera que une Leiza con Santesteban.

Como ya se ha indicado anteriormente, LAMARE (1936) ha denominado a estos materiales como “Flisch Norpirenaico” que se extiende desde Eliozone hasta Tolosa y rellena la denominada también por LAMARE (1936) como “Depresión Intermedia”, siendo equivalente al descrito en el “Arco Vasco” y en la “Zona Norpirenaica.”

Este conjunto comienza con unos niveles de brechas y conglomerados poligénicos en la base, transgresivos sobre los materiales paleozoicos del macizo de Cinco Villas, siguiendo por una alternancia de margas, calizas margosas bioclásticas y areniscas calcáreas de tonos cremas.

El espesor total de este tramo no se conoce ya que siempre falta el techo no obstante se puede estimar en un mínimo de 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, Minouxia cónica GENDROT, Triaxia sp, Heterohelix sp, Hedbergella sp, Dictyopsella sp, Rotalipora sp, Marsonella sp. y Pseudovalvulinera sp, que indican 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.

1.2.3.13. 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 Urganiano (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 arrecifales 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.

Durante el intervalo Cenomaniense-Santonense, toda la cuenca experimenta un hundimiento progresivo, menos acusado en los márgenes, que se relaciona con la etapa de deriva continental y subsidencia térmica del margen pasivo. Al Sur del área estudiada se desarrolla un área de plataforma, mientras la zona septentrional se halla ocupada por un surco donde se depositan potentes series turbidíticas, calcáreas y siliciclásticas.

1.3 CUATERNARIO

El cuaternario de la Hoja de Beruete está escasamente representado, limitándose a algunos depósitos de carácter fluvial como son fondos de Valle y conos de deyección, y de ladera, representados por coluviones y deslizamientos. Algunos glaciares y el producto residual del carst completan el espectro de los depósitos recientes.

1.3.1. Arcillas rojas (Arcillas de descalcificación), nivel 64.

Son el producto residual del Carst, es decir del proceso de disolución de los carbonatos. Son los depósitos más antiguos de los considerados como formaciones superficiales, pues se supone que su génesis comienza ya en el Plioceno.

Se trata de unas arcillas rojas, a veces parduzca, con algún contenido en limos y arenas. No presenta una morfología concreta sino que rellena huecos, alveolos y

tapiza el fondo de muchas dolinas. A veces contienen también fragmentos de calizas y dolomías procedentes de los escarpes de las mismas dolinas.

Estos depósitos se encuentran dispersos por toda la Hoja, como puede observarse en la cartografía, pero fundamentalmente se localizan en la sierra de San Pablo, donde se encuentra el mayor complejo cárstico de la Hoja.

La potencia de estos depósitos es muy difícil de determinar por la inaccesibilidad del relieve y porque no siempre es posible ver una dolina en sección, con un depósito de fondo. De todas formas este dato se supone de una gran variabilidad dependiendo de la intensidad del proceso y del tamaño de las formas.

1.3.2. Cantos y gravas con limos, arcillas y arenas (Glacis)(nivel 65).

Están representados por una serie de depósitos de pequeño tamaño, casi todos ellos situados en la vertiente sur. Destacan los de la cabecera del barranco de Iruzquieta, los de la margen izquierda del barranco de Gorostieta y los de la esquina suroeste de la Hoja. Tienen formas linfuoides y una pequeña pendiente hacia los valles.

Están constituidos por un conjunto de cantos y gravas, subangulosos a subredondeados, fundamentalmente de calizas y dolomías con una abundante matriz limo-arcillosa con arenas. El color es beige amarillento, a veces grisáceo. El tamaño medio de los cantos está comprendido entre 4 y 7 cms.

La edad de estos depósitos por su posición respecto a los cauces es Pleistoceno.

1.3.3. Cantos y gravas con matriz arenosa (Terraza) (nivel 66)

Se trata de un pequeño depósito de terraza que aparece en el límite sur de la Hoja y pertenece al río Leárraga. El depósito está constituido por cantos y gravas de calizas, dolomías, cuarcitas y cuarzos. La matriz es arenoso arcilloso.

El tamaño de los cantos está comprendido entre 4 y 8 cms con un máximo de 30 cms. Son bastante redondeados, aunque algo elongados.

Se trata de una terraza baja con 2,5 - 3 m de potencia. Su edad corresponde, probablemente al Pleistoceno superior.

1.3.4. Cantos, gravas, arenas y arcillas (Fondos de valle) (nivel 72)

Son los depósitos cuaternarios más abundantes dentro del ámbito de la Hoja. Se caracterizan por un conjunto de gravas y cantos de calizas, cuarcitas, areniscas y otros, envueltos en una matriz arenoso-arcilloso, con un cierto contenido en carbonatos. El tamaño medio de los clastos está comprendido entre 6 y 10 cms, observándose en algunos puntos tamaños superiores a 40 cms. Son bastante redondeados con cierta tendencia al alargamiento.

A techo suelen presentar un suelo pardo de vega con un horizonte arcilloso de unos 50 cms.

La potencia total de estos depósitos no es visible, pero parecen no superar los 5 m.

Se les asigna una edad Holocena.

1.3.5. Cantos, gravas, arenas, limos y arcillas. (Conos de deyección) (nivel 70)

Suelen aparecer asociados a los fondos de valle. Se desarrollan a la salida de algunos barrancos cuando fluyen a un cauce de rango superior.

Son frecuentes en el valle del Basaburna, al sur de la Hoja, donde se entremezclan lateralmente con los coluviones. La litología es muy similar a la de los fondos de valle, puesto que proceden del mismo sustrato, pero su textura es algo diferente, variando de unos conos a otros, e incluso dentro del mismo depósito, de la zona apical a la distal. La génesis es contemporánea a la de los fondos de valle puesto que unos y otros se interdentan en la mayoría de las ocasiones. La edad de los conos, por tanto, se asimila al Holoceno.

1.3.6. Cantos, bloques y arcillas (Coluviones) nivel 69

Los coluviones tiene por lo general una extensión bastante reducida, con una litología y una textura que varían mucho de unos puntos a otros, pero esto es lo que tienen de común: su heterogeneidad y su escasa compacidad. La naturaleza de sus elementos dependen de la naturaleza del sustrato que los alimenta, y su desarrollo de la pendiente y de la longitud de la ladera.

Un coluvión puede estar constituido por una acumulación de bloques, sin apenas elementos finos, como sucede en los depósitos desarrollados debajo de los grandes escarpes calcáreos, o por la acumulación de finos con fragmentos angulosos de calizas areniscas, dolomías, etc.. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

1.3.7. Boques y arcillas (Deslizamientos) (nivel 67)

Son relativamente escasos en esta Hoja de Beruete y se encuentran bastante dispersos, destacando uno en el límite septentrional de la Hoja, muy próximo a Beinza-Labayen.

En general se caracterizan por una acumulación caótica de materiales, idénticos a las rocas infrayacentes. La masa deslizada no llega nunca a disgregarse totalmente, por lo corto del transporte manteniéndose en ocasiones la estructura original. Se originan por las grandes pendientes y por la naturaleza blanda o alternante del sustrato, contribuyendo además una climatología muy húmeda. No son de grandes dimensiones y su potencia es variable. En general son de carácter raticional, pero a veces presenta características mixtas de tipo solifluidal, su edad es Holoceno-Actual.

2 TECTONICA

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 paleozóicos. 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 SEGURET (1.971), basada en criterios estructurales y estratigráficos. En ella se diferencian la Zona Axial, constituida fundamentalmente por materiales paleozóicos 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 dividida 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, 1944 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. DESCRIPCION DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

Las manifestaciones de la deformación sufrida en el teritroio ocupado por la Hoja son de importancia, e imprimen al 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 la secuencias deposicionales y que pueden estar asociadas a impulsos tectónicos que afectan de manera 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 los materiales en facies “Purbeck” y “Weald” que en esta Hoja se encuentra muy bien delimitado, siendo la discordancia del “Weald” la más incisivo En general estas discontinuidades son erosivas, desarrollando una mayor intensidad en el sector meridional de la Hoja.

La discordancia Urganiana, así mismo de carácter erosiva, adquiere en esta Hoja una enérgica intensidad con mayor importancia en el sector central y meridional de la Hoja, llegando a afectar a depósitos del Hettangiense-Sinemuriense.

La discordancia del Supraurgoniano, regionalmente es moderada, aunque en algunos sectores llega a presentar un carácter muy incisivo, como sucede en la zona central y oriental de la Hoja donde este tipo de depósitos descansan sobre materiales del Hettangiense-Sinemurinese.

2.2.2. Plieges.

De norte a sur y dentro del dominio del “Manto de los Mármoles” hay que destacar en primer término el sinclinorio de Amezketa-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.

Hacia el S.E. de este sinclinal se observa la estructura de Leurza, que es sin duda una de las más complicadas.

Con independencia de algún pequeño cabalgamiento de vergencia hacia el S, en los embalses de Leurza se observa como el Albiense, que ocupa un pequeño

sinclinatorio E.W, se dispone discordante sobre el Jurásico y un pequeño asomo de "Keuper". En algunos puntos de discordancia angular puede alcanzar los 30°.

Los materiales jurásicos se disponen, sin duda, según la dirección norteadada de las estructuras que se asocian a la fase prealbiense. El afloramiento de Leurza permite observar el núcleo de un anticlinal prealbiense, de ahí su peculiar forma cartográfica. Se reconocen materiales albienses dispuestos en un sinclinal E-O discordantes sobre un anticlinal previo de dirección aproximada N-S

En el suroeste se encuentra la estructura de Beruete y del diapiro de Otzola que resumen, en pocos kilómetros cuadrados, las complejas relaciones estructurales de las fases alpinas reconocidas. Pierre LAMARE (1936), al referirse a la estructura de Beruete señala que los "mármoles infraliásicos y urgo-aptienses reposan sobre los esquistos negros" del Albiense. Para explicar esta disposición inversa de los materiales recurre a las propiedades extrusivas del "Keuper", y considera dicha estructura como una "disposición cabalgante en forma de champiñón". VOELTZ - (1964), aboga por una explicación similar.

Sin embargo, el análisis detallado de la cartografía permite reconocer una fase de deformación anterior a la discordancia angular albiense, que se ha denominado fase prealbiense. La intersección de sinclinales y anticlinales prealbienses con una fase posterior de fuerte vergencia N, explica satisfactoriamente las figuras de interferencia con estructuras de flancos invertidos.

La interpretación de la estructura de Beruete como un diapiro es poco probable, ya que la presencia de los niveles basales jurásicos es continua en todos los contactos con el "Keuper", por lo que no hay evidencias de extrusión. Por otra parte, la explicación aquí expuesta concuerda satisfactoriamente con otras estructuras reconocidas en el "Manto de los Mármoles" asociadas a la fase prealbiense.

El diapiro de Otzola se encuentra al norte de la estructura de Beruete. Su borde meridional es un cabalgamiento que buza al norte y representa la fase de vergencia sur. LAMARE, al tratar esta estructura, se refiere a un "Trías de esquistos verdes con ofita alterada y una zona de falla con rocas de procedencia extraña", sin especificar. Si bien el cabalgamiento meridional presenta una estrecha banda de brechificación tectónica con oquedades, abundantes geodas y ócres, su apariencia no puede relacionarse con una supuesta milonitización.

La existencia de bloques de materiales jurásicos inmersos en el “Keuper”, así como la disposición irregular del infralías del borde norte, constituye uno de los criterios que apoyan el carácter diapírico del “Keuper” de Otzola.

Claramente discordante sobre los materiales del “Keuper” y del Lías inferior se dispone la serie albiense. Esta se inicia, bien por unas arenas y areniscas que recuerdan a las facies "Arenas de Utrillas" o por un paquete de calizas arrecifales dando paso rápidamente, en ambos casos, al “Flysch negro”. En las calizas intralbienses se puede distinguir una flexura en la base, bajo la cual aparece el “Keuper”. Por el contrario, las arenas y areniscas de la base parecen reposar directamente sobre el Trías sin que exista evidencia alguna de tectónica halocinética.

Por otra parte, tal como indican LAMARE (1936) y VOLTZ (1964) parece observarse un salto metamórfico con el suprayacente. Esto es, los materiales albienses parecen presentar un menor grado metamórfico que el mostrado por el “Keuper”. Sin embargo, las acusadas diferencias litológicas obligan a una gran cautela en esta afirmación.

Aunque el carácter prealbiense de esta estructura es evidente puede explicarse su génesis por mecanismos bien diferentes. La primera interpretación posible corresponde a una figura de interferencia de pliegues, similar a la descrita en Beruete. Es decir, la intersección de un plegamiento E-W con otro previo N-S, que habría favorecido la aparición de los niveles triásicos y, consecuentemente, podría resultar una estructura similar a la de Otzola. Sin embargo, la distribución cartográfica de las estructuras prealbienses, no concuerda con esta hipótesis.

La otra posibilidad que explica satisfactoriamente esta estructura es el diapirismo, de acuerdo con la cartografía. Este diapirismo precoz es sellado por la discordancia albiense, por lo que debe ser considerado de edad prealbiense.

Así mismo hay que destacar la existencia de varios sinclinales de dirección subparalela implicados en la tectónica de cabalgamientos.

2.2.3. Fallas

En esta Hoja hay que destacar, respecto a este tipo de elementos geológicos, la falla de Leiza, cabalgamiento de Luyaundi y el cabalgamiento de Lecumberri-Oroquieta.

2.2.3.2 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 LLAMARE (1.924), 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 (1.964) y VOLTZ (1.964f), siguiendo a LOTZE (1.930 -31), la denominan “Zona de Dislocación”, cuestionando la aloctonía del “Manto de los Mármoles”. Más tarde, LLANOS (1.980) denominó a esta accidente falla de Leiza.

La falla de Leiza presenta unas características idénticas a las descritas para la falla Norpirenáica: 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 (1.971): brechas y salbandas.

Las brechas de falla son muy heterométricas y localmente poligénicas, aunque suelen predominar una litología en cuerpos más o menos anastomosados. Los materiales brechificados pertenecen a todas las edades hasta el urgoniano, 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 paleozóicas.

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, piritita, 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 1.977), 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 salbandas 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 Norpirenáica.

La falla Norpirenáica 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 paleomagnéticas 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, 1976; 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, 1.989).

2.2.3.2. Cabalgamiento de Luyaundi

Esta estructura está representada por un cabalgamiento de vergencia sur que pone en contacto materiales jurásicos con los detríticos del Albiense.

La terminación hacia el oeste de este cabalgamiento, se resuelve en una fractura de dirección prácticamente NNO-SSE con el afloramiento de materiales arcilloyesíferos en facies “Keuper”.

2.2.3.3. Cabalgamiento de Lecumberri-Oroquieta.

En la Hoja de Leiza, esta estructura provoca el afloramiento de materiales triásicos en Lecumberri delimitando por el sur el denominado “Manto de los Mármoles”.

Esta zona está constituida por un conjunto de cabalgamientos con vergencia sur y dirección subparalela. En esta estructura afloran gran cantidad de ofitas y en algunos sectores materiales arcillo-yesíferas del Triásico.

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, 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 ditensiva 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.

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

- fase prealbiense con desarrollo de estructuras de dirección NNO-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.

Las fases de vergencia N y S., con 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 NO. del macizo de Cinco Villas, no pudiéndose concretar más precisamente su edad, al no conservarse materiales posttectónicos. En este sentido, se ha reconocido en la plataforma continental, al norte del “Monoclinar 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, 1.974). Más concretamente, en la sierra de Codés, en la intersección de la sierra Cantabria con la falla de Pamplona, DEL VALLE DE LERSUNDI (1.986), 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. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja, a escala 1:25.000 de Beruete (90-III) corresponde al tercer cuadrante de la Hoja, a escala 1:50.000 de Sumbilla (90). Se sitúa dentro de la provincia de Navarra. Se trata, como todo el territorio que la rodea, de una Hoja de grandes relieves donde son bastante frecuentes los contrastes altimétricos y una marcada incisión fluvial.

Administrativamente pertenece a la Comunidad Foral de Navarra, de carácter uniprovincial e hidrográficamente pertenece a dos cuencas: la del Ebro, de vertiente mediterránea y la del Bidasoa, de vertiente atlántica.

Desde un punto de vista geológico-estructural, la zona se enmarca en el extremo oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, concretamente en el denominado Arco Vasco y muy próxima, por el este, al Pirineo Occidental y a la Zona Axial. El Arco Vasco se considera ya, como un sector marginal de la cadena pirenaica (Figura 1).

El relieve es bastante similar en toda la superficie de la Hoja, a excepción del sector sur donde disminuye bastante la topografía al adentrarse en la región de la Ulzama, regada aquí por el río Basaburua. En la esquina SO se destacan tres pequeñas sierras con entidad propia que se denominan: de San Pablo, de Urquizo y de Seambre. Las máximas elevaciones se sitúan en el monte Zuachopi con 1.069 m. de altura, y ubicado en el sector nororiental de la Hoja, a la izquierda del Embalse de Leurza. También destacan el monte Bergaño con 1.044 m. y situado al norte de Arraras, en las proximidades del Puerto de Otzola, el alto de Luyaundi con 1.053, la sierra de Seambe con 1.019 y el alto de Arnaizu con 1.023. Este último punto y su prolongación hacia el noroeste, hasta el Puerto de Velate (1.067 m.), constituyen las máximas elevaciones de la Hoja que llegan a alcanzar, en esta cuerda los 1.190 m.

En general, todos estos relieve, e incluso los de menor importancia se encuentran incididos por numerosos barrancos de la red fluvial que descienden topográficamente hacia el sur, para desembocar en el río Basaburua, con una altura media de unos 550 m. La diferencia de cotas, desde la divisoria a estos cauces es muy acusada para una distancia relativamente pequeña, lo que da lugar a pendientes muy

pronunciadas, por lo general superiores al 15% y en muchos casos al 30%, como sucede en el sector norte.

La red de drenaje se ordena en torno a los dos ríos mencionados anteriormente que son: el Basaburua, en el límite sur de la Hoja y el Ezcurra en el límite noroeste. Los arroyos que a ellos fluyen son de muy corto recorrido, y muchos de ellos de trazado rectilíneo. Destacan el río Learre y los barrancos de Izabal, Gorostieta, Ibarrase, Artius e Irazquieta en la cuenca del Basaburua y las regatas de Sainbarreme, Ascali, Ella, Leurza y otros de la cuenca del Ezcurra.

La divisoria hidrográfica se sitúa aproximadamente siguiendo la alineación que comienza en el monte Arnaizu y sigue por el Puerto de Otzola, Bergañe, Abalde y Zuachapi hasta Lengarria, pasando a la vecina Hoja de Arraiz (90-IV).

Climatológicamente, la Hoja de Beruete pertenece al tipo climático Mediterráneo Templado, con un régimen de Humedad Mediterráneo Húmedo y una cierta tendencia a la continentalidad debido a su pertenencia a una zona de montaña, donde se producen en invierno precipitaciones de carácter sólido. Datos más concretos se reflejan en el esquema climático que acompaña al Mapa Geomorfológico. En este esquema se observa que la precipitación media anual está entre los 1300 y 1400 m. correspondiendo los valores más bajos al sector meridional y los más altos al septentrional. Las temperaturas medias anuales oscilan entre 8 y 10°C con máximas de 36°C en Julio y mínimas de -9°C en Enero.

La zona está bastante despoblada, con escasos núcleos urbanos como Beruete, Jaunsaras y Elzaburu que sobrepasan en no mucho los 500 habitantes. Respecto a las vías de comunicación se concentran mayoritariamente en el tercio sur uniendo pequeños centros urbanos. En el norte está la carretera que une Leiza y Santesteban y finalmente la que une Oroquieta con Saldias, discurriendo prácticamente en dirección N-S. El resto de la hoja se encuentra sin comunicaciones con apenas una escasa red de caminos-carreteras que hacen difícil el acceso a toda la superficie de la hoja.

La economía de la región se limita a la agricultura y la ganadería.

3.2. ANTECEDENTES

Los trabajos geomorfológicos relativos a este sector del Pirineo navarro, son muy escasos por no decir prácticamente inexistentes, aunque sí hay algunos textos de carácter general o regional que han servido de partida a este estudio.

Un gran avance, en este sentido, 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. En ellas se aportan, al menos, nuevos datos sobre las características de los depósitos más recientes, concretamente de edad cuaternaria. Por otra parte, la realización por el I.T.G.E. y ENRESA del “Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España, a escala 1:1.000.000” arroja algunos datos complementarios sobre este sector de Navarra.

Hay que añadir la Tesis Doctoral de MARTÍNEZ TORRES (1989) que aunque no está dirigida a estos aspectos, señalo algunos hechos de interés en los depósitos más recientes como son terrazas afectadas por neotectónica, hecho que sucede en la próxima Hoja de Irurzun. También ha sido de gran utilidad la cartografía geomorfológica, a escala 1:100.000, de la contigua hoja por el oeste de Tolosa (89), donde se remarca la importancia de los procesos kársticos y los de ladera.

3.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

En este apartado se consideran dos aspectos fundamentales en todo estudio geomorfológico: uno es de carácter estático de las formas, también denominado morfoestructural, y otro, dinámico. El primero considera la influencia que ejerce en el relieve el sustrato geológico y la disposición del mismo y, el segundo, analiza la importancia de los procesos exógenos sobre dicho sustrato y la importancia de los mismos.

3.3.1. Estudio Morfoestructural

En este apartado se intenta dar una idea de como el relieve de la Hoja y sus volúmenes están íntimamente relacionados con la litología de los materiales existentes y la disposición de los mismos.

Regionalmente, y como ya hemos señalado en el apartado primero, la zona se enmarca en el Arco Vasco, en su extremo oriental y muy próxima a las zonas Axial y Surpirenaica. Los materiales presentes van desde el Paleozoico al Cuaternario, siendo mayoritarios los de edad cretácica. La estructura de la Hoja consiste en una serie de anticlinales y sinclinales de largo desarrollo y gran laxitud que recorren la Hoja con una dirección prioritaria E-O, aunque localmente adopten otras direcciones.

La alternancia de materiales competentes e incompetentes, da lugar a una erosión diferencial muy acusada que pone al descubierto los niveles más duros. Destacan las del cuadrante noroeste, situadas al norte del Puerto de Otzola, siendo muy abundantes en la mitad meridional, Sierra de Urquizo, Peña de Alaqueta, Alto de Luyaundi, Ocharte, etc. Algunas de ellas tienen uno de los escarpes más acusados que el otro, lo que se ha señalado con la diferente longitud del signo que los representa. Por otra parte, en puntos concretos se observan estas crestas describiendo semicírculos, señalando las zonas de cierre de los anticlinales y sinclinales.

Finalmente, la morfología de la red de drenaje es otro de los aspectos que indican la influencia de la estructura y la tectónica en la configuración del relieve actual, controlando la disposición e importancia de los valles y por tanto, de las masas elevadas.

La linealidad de algunos cauces y su recurrencia pueden hacer pensar en la existencia de zonas de máxima debilidad por donde se encajaría el agua.

En la red de drenaje, se observan cuatro familias:

- N-S: es muy frecuente y representa la línea de máxima pendiente a ambos lados de la divisoria. Se adaptan a ello los tramos más largos de los cauces fluviales. Rara vez coinciden con fracturas que cortan las estructuras.

- NNO-SSE: También aparecen con cierta frecuencia y son casi perpendiculares a las estructuras.

- ENE-OSO: Esta dirección coincide mayoritariamente con las estructuras de esta Hoja por lo que su origen es debido al encajamiento de las cauces en materiales blandos, al existir litología alternante.

- E-O: Es una dirección escasa y también parece relacionarse con la dirección de las estructuras. Por ejemplo el Ezcurre al norte.

Finalmente, en cuanto a la morfología de la red de drenaje, se puede señalar que es de tipo dendrítico, subtipo angular, como corresponde a una zona de homogeneidad litológica o con litologías alternantes dispuestas en series monoclinales, siendo éste último, el caso de esta zona.

3.3.2. Estudio del Modelado

En este apartado se analizan todas las formas cartografiadas en el mapa, tanto sedimentarias como erosivas, que han sido originadas por la acción de los procesos externos. También se describen dichos procesos según su importancia y, en cuanto a las formas se considerará su tamaño, potencia, distribución espacial y su relación con otras formas.

3.3.2.1. Formas fluviales.

En la Hoja de Beruete, como en toda esta región, existe un importante desarrollo de la morfología fluvial, pero fundamentalmente de carácter erosivo. Los depósitos son bastante escasos y se limitan a los fondos de valle y a algunos conos de deyección. También existe un afloramiento de terraza al SE.

Los fondos de valle se caracterizan por un conjunto de cantos y gravas de caliza, cuarcítica, arenisca y otros envueltos en una matriz arenoso-arcillosa. La morfología de estos depósitos, en planta, es alargada y estrecha con un trazado serpenteante. Sólo en algunos puntos la anchura aumenta, como sucede en el río Basaburua, donde llega a superar los 500 m.

Asociados a los fondos de valle aparecen los conos de deyección. Se desarrollan a la salida de barrancos y arroyos cuando afluyen a un cauce de rango superior. Son frecuentes en los valles de los principales ríos, en este caso en el Basaburua y algunos de sus afluentes. Los de mayor tamaño se encuentran en el límite sur de la hoja. En general, no superan los 500 m. tanto en longitud como en anchura. La litología es muy similar a la de los fondos de valle, puesto que el área madre es prácticamente la misma, aunque puede haber algunas diferencias locales, la textura

puede variar de unos a otros dependiendo del tamaño del cono y de la energía del barranco que lo alimenta. La génesis es contemporánea a la de los fondos de valle, puesto que unos y otros, dependiendo del tamaño del cono y de la energía del barranco que lo alimenta. La génesis es contemporánea a la de los fondos de valle, puesto que unos y otros se interdentan en la mayoría de las ocasiones.

La terraza pertenece al valle del río Learraga, al SE de la Hoja. Se trata de una terraza baja y su afloramiento es de mediano desarrollo. Está constituida por un conjunto de cantos y gravas con algunos bloques de calizas, dolomías, cuarcitas y cuarzo. La matriz es arenoso-arcillosa.

La superficie es plana, con un escarpe hecho hacia el cauce y su forma es alargada y paralela al río.

Por lo que se refiere a las formas de erosión, son mayoritarias, en esta Hoja de Beruete, ofreciendo una mayor variedad y espectacularidad. Destacan los barrancos y regatas con una acción erosiva de carácter vertical que da valles en “V”. Este proceso erosivo se debe a que se trata de una zona de montaña con una importante divisoria, es decir, se trata de un sector de cabecera, donde las pendientes son muy acusadas, superando frecuentemente el 20%.

En estas condiciones, las aguas de escorrentía alternan los barrancos en “v” con los interfluvios en arista. La existencia de materiales blandos, intercalados en otros más duros, favorece el desarrollo de estas formas.

En las zonas más llanas, el agua profundiza menos, dando lugar a surcos o procesos de arroyada difusa.

3.3.2.2. Formas de ladera

Dentro de las formas de ladera se han reconocido coluviones, caídas de bloques o desprendimientos y deslizamientos.

Los coluviones aparecen al pie de las laderas y son originadas por la acción conjunta del agua meteórica y de gravedad. Son frecuentes en los principales valles, como el Ezcurra y el Basaburua, así como en muchos de los ríos, barrancos y regatas que en ellos desembocan. Los de mayor tamaño aparecen por debajo de algunas de las crestas y escarpes que hay en la hoja, donde la acusada topografía, favorece la

formación de este tipo de depósitos, En el caso del río Basaburua se relacionan lateralmente con conos de deyección. Otras veces, sobre todo en zonas de gran pendiente con alguna influencia periglaciaria, se pueden reconocer derrubios ordenados, aunque la dificultad de observación de la mayoría de estos depósitos, ha llevado a incluirlos dentro del mismo grupo.

Los desprendimientos se producen por alteración mecánica de los grandes escarpes a través de las fracturas. La inestabilidad de algunos fragmentos de roca, da lugar a su caída vertiente abajo, situándose a diferentes alturas por debajo del escarpe. El resultado es una acumulación de bloques de gran tamaño, algunos superiores al metro.

Los deslizamientos, son producidos, en general, por las altas pendientes y por las litologías alternantes o blanda. Son muy escasos y de pequeño tamaño, pero destaca uno, en el límite norte de la Hoja, muy próximo a Beinza-Labayen, que parece de carácter solifluidal. En algunos de ellos se observa fácilmente la cicatriz de despegue y la masa deslizada. A veces son de carácter rotacional, los más pequeños pero otros son solifluidales, como el que se ha mencionado anteriormente. No suelen pasar de 250-300 m².

Finalmente, hay que señalar que en algunas laderas se observan movimientos de pequeño tamaño poco deprimidos, pero que indican cierta inestabilidad, producida por la pendiente y la litología. A veces pueden ser procesos de lajamiento y otros procesos de solifluxión. Por ejemplo, esto se puede ver en la ladera norte de sierra Urquiza, al este de loma Lengarria, muy próximo al Embalse de Leurza.

3.3.2.3. Formas kársticas

Es una de las morfologías más características en el sector occidental, en la sierra de San Pablo. Hay que insistir que el proceso de disolución es uno de los que da resultados más espectaculares en el relieve desde el punto de vista morfológico. Este proceso da lugar en la sierra de San Pablo a una superficie más o menos plana, aunque con irregularidades, en la parte más alta de la misma, aproximadamente entre los 1.000 y 1.020 m. Esta superficie se encuentra totalmente perforada ofreciendo un gran número de formas exokársticas de diferente envergadura. La densidad de vegetación y el abundante tapiz vegetal definen a este complejo como un karst cubierto o semicubierto. Aun así, en la fotografía aérea se han podido separar las formas mayores. La más

representativa de entre ellas es la dolina, que puede ser redondeada, ovalada, alargada, en artesa, en embudo, etc. Otra de las observaciones que puede tener interés es la orientación y alineación de muchas de estas formas, según direcciones preferentes que, en la mayoría de los casos tiene que ver con la dirección de las estructuras o de la fracturación, hecho reconocible en el sector de San Pablo. También se pueden ver formas menores de karst como son los lapiaces, con sus pasillos, surcos, crestas, senos, alveolos, huecos, etc, muchas veces rellenos por arcillas de descalcificación.

Los procesos kársticos se desarrollan muy influenciados por la estructura y la fracturación, puesto que la existencia de líneas de discontinuidad o de debilidad favorecen la penetración del agua y la circulación de la misma dentro del macizo rocoso. En el caso de la Hoja de Beruete, la litología mayoritariamente carbonatada, el clima húmedo y una intensa fracturación, favorecen el desarrollo del karst. A todo ello, hay que añadir la existencia de una estación fría con precipitaciones sólidas, lo que acelera el proceso de disolución debido a que las aguas de fusión son muy agresivas.

Hasta ahora sólo se han mencionado las formas de carácter erosivo pero si nos referimos a la tipología sedimentaria no hay que olvidar las arcillas de descalcificación, producto residual de la disolución de los carbonatos. Este material no presenta una morfología concreta, sino que rellena huecos, alveolos y tapiza el fondo de muchas dolinas.

El tiempo que han actuado estos procesos para dar lugar al paisaje kárstico es difícil de precisar, aunque se supone que se inician a finales del Terciario o principios del Cuaternario, siendo funcionales en la actualidad.

3.3.2.4. Formas poligénicas.

Están representadas, en la Hoja de Beruete por una serie de pequeños glaciais, todos ellos desarrollados en la vertiente mediterránea.

Destacan los de la cabecera del barranco de Iruzquieta, los de la margen izquierda del barranco de Gorostieta y algunos de la esquina suroeste, con formas pequeñas en general que representan pequeños períodos de estabilidad en la historia del encajamiento de la red fluvial. Tienen formas singuloides y una pequeña pendiente hacia los valles. Se alimentan de los materiales subyacentes, con influencia de los procesos de gravedad y fluviales.

No se ha reconocido ninguno en la vertiente cantábrica.

3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES.

Se consideran como formaciones superficiales todos aquellos materiales coherentes o no, que han sufrido una consolidación posterior, y su formación está relacionada con la evolución del relieve que existe en la actualidad.

La principal características que deben tener es cartografiabilidad a la escala de trabajo, además de una serie de atributos como son geometría, tamaño, textura, potencia, génesis y, en algunas ocasiones, edad.

En la Hoja de Beruete, las formaciones superficiales no son demasiado abundantes por tratarse de un área donde hay un dominio de los procesos de erosión, pero dentro de esta escasez destacan las formaciones superficiales de origen fluvial y de gravedad, sin olvidar los productos residuales del Karst.

Por lo que se refiere a los depósitos fluviales los fondos de valle son los de mayor entidad dentro del ámbito de la Hoja. Su litología está compuesta por cantos y gravas de calizas, dolomías, calcarenitas, cuarcitas y areniscas, embutidas en una matriz arenosa-arcillosa con un cierto contenido en carbonatos. El tamaño medio de los cantos está comprendido entre 6 y 10 cm. observándose, en algunos puntos, tamaños algo superiores a 40 cm. Existen por tanto abundantes bloques debido a que es una zona de cursos altos, montañosos, donde la capacidad erosiva es elevada debido a las grandes diferencias altimétricas y a la alta pluviometría. La presencia de una estación fría con precipitación sólida favorece la alteración mecánica y la puesta en movimiento de los fragmentos de roca a través de los cauces. La potencia no es visible en la mayor parte de los casos pero parece no superar los cinco metros. A estos depósitos se les asigna una edad holocena.

Los conos de deyección son depósitos de textura granular, muy heterométricos y poco consolidados. Litológicamente son similares a los depósitos de fondo de valle, debido a que en la mayoría de los casos tienen un área madre común, aunque pueden aparecer pequeñas diferencias locales. Por lo que al tamaño de los granos se refiere, existe dentro del mismo depósito, una gran diferencia entre la zona apical y distal, disminuyendo acusadamente de la primera a la segunda. La potencia

varía en el mismo sentido desde 6-7 hasta pocos cm. Los ejemplos mejores se localizan en el valle del río Basaburua, en el borde sur de la Hoja. Son casi todas inferiores a 0,25 Km².

Las formaciones superficiales de ladera están representadas por coluviones, canchales y deslizamientos. Los coluviones tienen en general una extensión bastante reducida, con una litología y una textura que varían mucho de unos puntos a otros, pero tienen en común su heterogeneidad y su escasa compacidad. La naturaleza de sus elementos depende de la naturaleza del sustrato que los alimenta. Así un coluvión puede estar constituido por una simple acumulación de bloques, sin apenas elementos finos, como sucede en los coluviones desarrollados por debajo de los escarpes calcáreos, o por la acumulación de finos con fragmentos angulosos de calizas, areniscas o dolomías. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

Los deslizamientos se caracterizan por una acumulación caótica de materiales idénticos a los de las rocas infrayacentes. La masa deslizada no llega nunca a disgregarse totalmente por lo corto del transporte, manteniéndose muchas veces la estructura original. No son de grandes dimensiones. La potencia es muy variable y a veces, llegan a desaparecer por erosión de los cauces. Son Holoceno-Actual.

Las arcillas de descalcificación, de origen kárstico, aparecen rellenando el fondo de dolinas, uvalas y las formas menores del karst. En general, son rojas o pardo-rojizas y poseen un cierto contenido de limo y arena, así como algunos fragmentos de rocas carbonatadas que se desprenden, a veces de las paredes de las dolinas. La potencia de estos rellenos es muy difícil de determinar por la inaccesibilidad del relieve y por la dificultad de ver una dolina en sección con su relleno de fondo, pero se supone de gran variabilidad dependiendo de la intensidad del proceso y del tamaño de las formas.

La intensidad del proceso en la sierra de San Pablo se debe a la conjunción de una serie de factores: litología carbonatada de textura adecuada, alto grado de facturación y clima agresivo. La edad que se asigna a estas formaciones superficiales es Pleistoceno-Actualidad, puesto que el proceso sigue actuando.

Para finalizar este apartado se describen las características de los glacis, formaciones superficiales de origen poligénico. Estos depósitos consisten en un

conjunto de cantos y gravas de calizas, dolomías, areniscas y cuarcitas, éstas últimas en escasa proporción, con una abundante matriz limo-arenosa.

El color de los depósitos es beige amarillento, a veces grisáceo. Los clastos varían de subangulosos a subredondeados. El tamaño medio está comprendido entre 4 y 7 cm. con un tamaño máximo de 20 cm.

La edad de estas formaciones superficiales por su posición con respecto a los cauces es Pleistoceno.

3.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

Los estudios geomorfológicos de una pequeña zona, imponen siempre situar la misma dentro de un contexto regional más amplio, debido a la necesidad de tener puntos de referencia claros que sirvan para establecer cronologías, al menos relativas, tanto de los procesos como de las formas. En este sentido, la Hoja de Beruete se sitúa en el extremo oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, concretamente en el denominado Arco Vasco y muy próximo, por el este, al Pirineo Occidental y a la Zona Axial. El Arco Vasco se considera ya, como un sector marginal de la cadena pirenaica.

Desde un punto de vista geomorfológico regional, el nivel de referencia más claro lo constituye una serie de retazos de una antigua superficie de erosión desarrollada fuera del ámbito de la Hoja, en la sierra de Sarvil (Hoja de Cizur, a escala 1:25.000 nº 141-I). El mayor problema que plantea esta superficie, es conocer su edad puesto que no existen sedimentos próximos que puedan relacionarse con dicho arrasamiento. No obstante, por las características que presenta y por las cotas a las que se desarrolla (900-1000 m.), podría asimilarse a la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (PEÑA et al., 1984) a la que se le atribuye una edad Vallesiense-Plioceno. Es decir, el final de esta superficie coincidiría con el final del relleno neógeno, representado en la mayoría de las grandes cuencas por las “Calizas del Páramo”.

Aunque dentro del ámbito de la Hoja no existen depósitos de esta edad, la realización en un futuro de trabajos geomorfológicos en Hojas próximas, permitirá completar muchos de los datos de los que ahora se carece.

La finalización del ciclo neógeno supone la colmatación de los grandes cuencas y un cambio en la morfogénesis general, consistente en el paso de un régimen endorreico a otro exorreico. Ello supone que los grandes ríos, en el proceso de erosión remontante, llegan a las cuencas iniciándose la erosión de las mismas con evacuación de los sedimentos fuera de ellas. Este cambio no es sincrónico en todo los puntos de la cuenca, pero se supone que está relacionado con el paso del Terciario al Cuaternario que es cuando se inicia el encajamiento de la red fluvial.

En un área como la de estudio, donde no existen sedimentos postorogénicos, a excepción de los cuaternarios, la erosión se intensifica y el encajamiento da lugar a profundas incisiones y valles muy encajados. Todo ello produce un relieve con grandes diferencias altimétricas en el que son frecuentes barrancos, cañones, aristas, dando lugar a una morfología muy abrupta.

Paralelamente al proceso de encajamiento de la red, en las laderas existen áreas de erosión y áreas de sedimentación, estas últimas ocupan casi siempre las partes más bajas donde se desarrollan coluviones, glacis, etc.

A medida que avanza el Cuaternario (Pleistoceno medio y superior) la red fluvial sigue su proceso, de instalación dejando, en algunos tramos, depósitos de terrazas. A esto hay que añadir la formación de nuevos cauces y por tanto de nuevos interfluvios, iniciándose la definición de la red secundaria. La morfología que se va elaborando en las laderas (cóncavas, convexas, regularizadas, etc.), así como la de los valles (simétricos, asimétricos, en “v”, en “u”, en artesa, etc) depende, en cada punto, de la litología, del clima y de la tectónica local.

3.6. PROCESOS ACTUALES

En la Hoja de Beruete se reconocen tres tipos de procesos funcionales en la actualidad y son:

- Erosión fluvial.
- Alteración química.
- Movimientos de ladera.

Dentro de la acción fluvial, uno de los procesos más acusados es la incisión lineal, como puede observarse en todo el ámbito de la Hoja y con mayor

densidad en la cabecera de la vertiente mediterránea, donde la presencia de algunos materiales blandos y la fuerte pendiente favorecen la erosión, dando lugar a profundos barrancos y a acusadas torrenteras.

El hecho de que esta zona se sitúe en una gran divisoria, ya indica que la erosión es predominante y lo va a ser, al menos, en un futuro inmediato.

Esta erosión será más o menos intensa dependiendo de los movimientos tectónicos, del nivel de base general y sobre todo de la competencia o incompetencia de los sedimentos. Este último aspecto es muy claro en la Hoja de Beruete donde muchos de los valles se desarrollan aprovechando los materiales menos competentes, dejando los competentes en las zonas de interfluvio y dando lugar a grandes escarpes, crestas, cuevas y "hog back". Esto ocurre, en general, con los cursos que llevan una dirección E-O.

En cuanto a los procesos de alteración química, destacan los de disolución, responsables del desarrollo del karst. El mayor complejo kárstico se desarrolla en el cuadrante SO de la Hoja en la sierra de San Pablo sobre el conjunto carbonatado mesozoico. Las características de esta karst ya han sido descritas en apartados anteriores y sólo hay que añadir que la disolución está favorecida por la disposición estructural de la red de diaclasas y por la existencia de una estación fría con precipitación sólida. Aunque el karst es funcional, en la actualidad, el comienzo de su desarrollo se supone del Plioceno.

Finalmente, los movimientos de ladera son los otros procesos activos, representados por las caídas de bloques y algún deslizamiento. Los primeros se producen a partir de los grandes escarpes carbonatados del Cretácico debido a su amplia exposición superficial y alto grado de fracturación. El agua meteórica penetra por las numerosas discontinuidades (diaclasas, grietas, fracturas y planos de estratificación), provocando la apertura de las mismas. Este proceso tiende al aislamiento de bloques que, en una posición de inestabilidad como ocurre en el frente de los escarpes, tienden a caer por gravedad, depositándose a cotas inferiores de la vertiente. En la Hoja de Beruete este hecho es frecuente al pie de la mayoría de los escarpes existentes.

Por otra parte los deslizamientos, aunque escasos, también forman parte de la dinámica actual. La naturaleza blanda o alternante de algunos materiales, unido a

las fuertes pendientes y al clima, favorecen la inestabilidad de las masas a deslizar, una vez que el agua meteórica ha entrado en el sistema por los planos de discontinuidad.

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

4. PETROLOGIA

En la Hoja de Beruete afloran rocas ígneas, encajadas en materiales mesozoicos así como rocas ligeramente metamórficas que corresponden a los materiales pretehcínicos del macizo de Cinco Villas y a los materiales mesozoicos afectados por un suave metamorfismo Alpino, desarrollado en el “Manto de los Mármoles”.

4.1. ROCAS IGNEAS

Están representadas exclusivamente, en esta Hoja, por las masas de rocas subvolcánicas denominadas como ofitas.

4.1.2. Ofitas (nivel 3)

En esta Hoja afloran con gran extensión, apareciendo en el sector de Beruete, al este de Igoa y al norte de Elzaburu, en donde actualmente se explotan.

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, feldespato potásico, anfíbol, epidota, ilmenita y esfena como accesorios, siendo la clorita el mineral secundario más frecuente, en buena parte como producto de alteración de 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 (1.9769, 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 paleozóicos 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-O, 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 ésta 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 recrystaliza 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 XCO₂ y XH₂O.

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., 1.988).

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

Orokietta, 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 de este 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 pre-oligocena.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

Está relacionado con la intrusión de las magmas ofíticos, 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 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 Norpirenáica, 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 trasgresiva, 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-basálticos, 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 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 y filamentos que caracterizan una plataforma somera de energía moderadamente alta.

A finales del Dogger, se produce un hundimiento generalizado de la plataforma en unas condiciones de relativa profundidad y baja energía, con el depósito durante el Malm de materiales sedimentados 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 movimientos 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, finalizando en el Barremiense.

En el Aptiense comienza una importante transgresión, mediante la instauración de condiciones marinas someras con el descenso de arrecifes de rudistas y aportes ocasionales de terrígenos que dificultarían la construcción de los arrecifes urgonianos. Desde el punto de vista estructural continúa la fase extensional y la

compartimentación , activándose la falla de Leiza. Se originan 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 Austrica que dió lugar a una nueva reestructuración general. Su principal efecto es la elevación de los macizos paleozóicos, 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 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 el Paleógeno, continúa la sedimentación turbidítica.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

En esta Hoja existen actualmente dos explotaciones mineras en activo que benefician los recursos minerales presentes en esta zona, inventariándose además veinte indicios de distinta naturaleza e importancia.

6.1.1. Minerales metálicos

Se describen en este apartado los indicios de hierro, inventariados en esta Hoja.

6.1.1.1. Hierro

En esta Hoja existen nueve indicios de hierro, encajados sobre los materiales calcáreos Jurásico-Cretácico y sobre los materiales detríticos del Albiense.

Hay que destacar los indicios de Oroquieta, en donde existen las ruinas de una ferrería. Estos indicios con morfología filoniana y estratiforme con magnetita y oligisto como venas principales.

Poco puede decirse de su génesis, si bien parece deducirse un origen sedimentario para las mineralizaciones encajadas en calizas cretácicas, siendo desconocida en el resto de los casos, aunque tradicionalmente ha sido señalada su relación con filones hidrotermales de cuarzo.

6.1.2. Rocas y minerales industriales

Respecto a este grupo, existen indicios de mármol, talco y ofitas la mayor parte de ellos actualmente abandonados.

6.1.2.1. Mármol

En esta Hoja se han inventariado cuatro indicios de mármol, una de ellas actualmente en actividad, denominada Orobiaga, situada al sur de Erasun.

Las explotaciones se localizan una de ellas sobre los materiales calco-dolomíticos del Jurásico inferior y el resto en las calizas marmorizadas del Cretácico inferior en facies “Urgonianas”, que han sufrido un proceso metamórfico debido a su proximidad a la falla de Leiza.

En general estos mármoles son de tonos claros y en la zona de Erasun se encuentran muy fracturados por lo que conseguir bloques de tamaño comercial es muy difícil, empleándose estos mármoles actualmente como gravilla de mármol para terrazos.

6.1.2.2. Talco

En esta Hoja existe un indicio de talco situado en las proximidades de Besaburua. Esta explotación abandonada se encuentra en el seno de calizas y margas del Cretácico inferior desconociéndose su morfología.

6.1.2.3. Ofitas

En esta Hoja existen dos indicios de explotaciones de ofitas, uno de ellos en activo, denominado Elzabura

Los afloramientos de ofitas en esta zona presentan geometría de cuerpo globosos con espesores mínimos del orden de 200 m.

En general estas ofitas se encuentran muy fragmentadas y alternadas por procesos de saurización.

6.1.3. Sustancias energéticas.

En esta Hoja se han inventariado cuatro indicios de carbón.

6.1.3.1. Carbón

Se han inventariado cuatro indicios de carbón situados tres de ellos en las proximidades de Arraras y el cuarto en el sur de Oroquieta.

Estos indicios se localizan en las facies “Weald”, en los sedimentos detríticos Urganianos y en los materiales detríticos Albienses, y han sido descritos como lignitos con espesores de orden métrico.

6.1.4. Interés potencial de los recursos mineros

El precario conocimiento existente con respecto a minerales metálicos, la ausencia de explotaciones en todo el ámbito navarro hacen que su aprovechamiento futuro sea contemplado como algo remoto 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 las demandas actuales y por su abundancia en el marco de la Hoja.

Así con respecto a los afloramientos de los niveles de mármoles, estos 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 Hoja posibles zonas canterables, en áreas poco alteradas y fracturadas como las que existen en Elzaburu. 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 “Urganianas”.

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 metalúrgicos, químicos y agrícolas.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. Introducción

La hoja a escala 1:25.000 de Beruete (90-III), comprende una zona de relieves contrastados, con pendientes muy pronunciadas que caracteriza una de las zonas más inhóspitas e inaccesibles de las montañas navarras.

Fisiográficamente, el área englobada en la zona de estudio forma parte de la cuenca Norte en el tercio septentrional y del Ebro en el resto. La red fluvial principal está formada en la vertiente cántabra por el arroyo Ezcurra perteneciente a la subcuenca del río Bidasoa que discurre paralelo al borde N de la Hoja. En la cuenca del Ebro destacan los ríos Basaburua que recoge las aguas de los barrancos Ibarrate, Artíus y Gorostieta y el río Lerraga.

6.2.2. Descripción hidrogeológica

En la hoja a escala 1:25.000 de Beruete (90-III), se han distinguido aquellas que por sus características hidrogeológicas, son susceptibles de desarrollar acuíferos. De este modo, se han considerado dos categorías: acuíferos principales y secundarios, según las características de los materiales constituyentes y de sus parámetros hidrogeológicos.

Como acuíferos principales se consideran las formaciones con permeabilidad media-alta cuya potencia y extensión permite desarrollar buenos acuíferos ya sean detríticos o cársticos, los acuíferos secundarios engloban formaciones con permeabilidad menor, muy variable o bien aquellos materiales que presentan buenas condiciones por sus parámetros hidrogeológicos pero su reducida extensión no permite su desarrollo.

Dentro de la zona objeto de estudio se han distinguido los siguientes niveles acuíferos :

Acuíferos principales	Lías Inferior
	Jurásico Superior. Dogger-Malm
	Aptiense-Albiense

Acuíferos secundarios Muschelkalk
 Cretácico superior calcáreo
 Cuaternario

A continuación se realiza una breve descripción de la litología y características principales de cada uno de los niveles diferenciados.

ACUÍFEROS PRINCIPALES

Lías Inferior

Representado por dolomías, brechas calcáreas y calizas, se extiende por el sector septentrional de la Hoja, continuando la banda de Leiza situada al oeste. La potencia de este conjunto es muy variable oscilando desde 50 a 400 m, la disposición de los materiales involucrados es: hacia la base de la formación predomina las brechas, dolomías y calizas dolomíticas, sobre este conjunto reposa un paquete de calizas que progresivamente hacia el techo presentan intercalaciones de calizas margosas. En conjunto, la formación presenta una permeabilidad media-alta por porosidad y carstificación. A techo la formación da paso a las margas y calizas Sinemuriense-Aaleniense, que ocasionalmente confinan el nivel acuífero.

Jurásico Superior. Dogger- Malm

A efectos hidrogeológicos se ha considerado conjuntamente los niveles 46 y 47 definidos en la memoria geológica, correspondientes al Dogger-Malm. Estos niveles afloran en una banda subparalela relacionada con la falla de Leiza, en el sector septentrional de la Hoja.

La serie considerada consta de un conjunto inferior (Aaleniense-Bathonense) constituido por una sucesión carbonatada alternante con margas, que a techo van reduciendo progresivamente su espesor hasta concluir el nivel inferior en una alternancia de margocalizas y calizas bioclásticas. Hacia el sector septentrional “Manto de Mármoles” la serie está afectada por un ligero metamorfismo, mientras que la banda Huici-Arrará, no presenta materiales metamorfizados. La potencia considerada varía entre 70 a 200 metros.

La serie superior (Calloviense-Malm), con la que presenta un contacto neto, está formada por un conjunto de calizas estratificadas en bancos que hacia techo

se van haciendo más gruesos, con un potencia total del orden de los 200 m, aunque generalmente no está completa. Los afloramientos de este nivel se extienden en una estrecha banda en el sector septentrional (Manto de Mármoles), así como en el sector de Arrarás

Aptiense-Albiense

Correspondiente al denominado “Complejo Urganiano”, este conjunto aflora extensamente en la mitad occidental de la Hoja, constituyendo los relieves calcáreos más significativos al norte y al este de Beruete. Se distribuyen en dos bandas: al norte influida por el metamorfismo asociado a la falla de Leiza está constituida, además de las calizas con rudistas, por un conjunto de mármoles. En la banda sur, se refleja la influencia continental en un progresivo aumento de materiales detríticos.

En conjunto la unidad está constituida por un conjunto de calizas micríticas alternando con calizas bioclásticas muy recrystalizadas. Su espesor varía entre 100 y 350 m. El nivel marmóreo que culmina la serie en el sector septentrional de la Hoja, puede alcanzar una potencia máxima de 150 metros y entre ambos niveles no existe una diferencia sustancial en el comportamiento hidrodinámico, puesto que tanto los mármoles como las calizas se encuentran carstificadas.

ACUÍFEROS SECUNDARIOS

Triásico. Muschelkalk

No existe apenas afloramientos triásicos permeables, sólo está representado por el Muschelkalk en el vértice SW de la Hoja, al sur de Beruete, donde se localizan dos surgencias relacionadas con este nivel. La serie está formada por una sucesión de dolomías y calizas tableadas, que en este sector se encuentran escasamente desarrolladas y relacionadas con las arcillas yesíferas del Keuper por lo que su interés como acuífero es reducido.

Cretácico superior calcáreo

Se incluye en este conjunto los niveles 58 (Albiense-Cenomaniense inferior) y 60 (Aptiense-Albiense) de la memoria geológica. Estos niveles se encuentran incluidos en un conjunto detrítico de carácter marino por lo que se les considera como acuíferos de menos entidad o interés local. Composicionalmente está formado por calizas y conglomerados calcáreos con niveles de areniscas.

El nivel calcáreo cenomanense aparece bordeando al norte los carbonatos del complejo Huici-Arrarás. En el sector meridional y oriental de la Hoja aparecen niveles de areniscas y conglomerados albienses en contacto con las calizas liásicas, por lo que es muy probable que exista una comunicación hidráulica entre los dos conjuntos.

Cuaternario

El cuaternario de la Hoja está representado principalmente por depósitos de carácter fluvial. Los más interesantes, desde el punto de vista hidrogeológico, son los que corresponden a los depósitos aluviales del río Basuburua y de algunos de sus tributarios, estos depósitos se localizan en el margen meridional de la hoja de Beruete y están formados por cantos, gravas arenas y arcillas fundamentalmente. En general su desarrollo es escaso y su potencia no suele superar los 5 metros, a pesar de lo cual numerosas surgencias en estos depósitos evidencian la importancia de sus recursos subterráneos que se mantiene gracias al elevado régimen de lluvias y a la alimentación a partir de la escorrentía superficial o de otros acuíferos.

6.2.3. Funcionamiento hidrogeológico general

Los acuíferos diferenciados en la hoja de Beruete (90-III), se disponen en dos bandas principales. Al norte, la continuación de la banda Leiza-Puerto de Velate, que se extiende desde la hoja de Leiza hasta la de Arraiz se encuentra afectada por un metamorfismo relacionado con la falla de Leiza. En el borde meridional, los niveles calcáreos de la banda Huici-Arrarás formada por los mismos materiales que conforman la Sierra de Aralar. En conjunto, constituyen niveles carbonatados permeables por carstificación y/o fisuración en el resto de los niveles calcáreos los procesos de carstificación y disolución se han desarrollado ampliamente.

Estratigráficamente los niveles calcáreos se encuentran separados por materiales de baja permeabilidad, pero el efecto de la actividad tectónica en la zona pone en contacto en numerosas ocasiones los niveles acuíferos así como, otras veces, provoca la compartimentación de los mismos, condicionando la existencia de una serie de acuíferos independientes.

La recarga del sistema de acuíferos se realiza a partir de la infiltración directa del agua de lluvia, en general los niveles acuíferos presentan un comportamiento libre donde aflora y confinado por materiales de permeabilidad muy baja en el resto. Presenta cierto grado de compartimentación por efecto de la tectónica por lo que en ocasiones el funcionamiento hidráulico es independiente. La descarga de estos niveles se produce por numerosos manantiales ubicados en los contactos permeable-impermeable, con caudales muy variables, también se produce un drenaje difuso hacia los cauces fluviales por lo que los depósitos cuaternarios pueden ser recargado por niveles calcáreos .

En conjunto los acuíferos del sistema Huici-Arrarás, con una superficie de afloramiento de 28 km², 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 las hojas de Leiza y Arraiz, cuenta con unos recursos totales de 24 hm³/año. En la hoja de Beruete, la descarga principal del sistema denominado Huici-Arrarás, se realiza a través de las surgencias localizadas en la zona del río Artius, Oroquieta y Elzaburu.

Se ha extraído 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 la siguiente tabla, indicando su denominación, el acuífero que drenan, además de la localización de cada punto.

Nº	Denominación	Acuífero	Coordenadas		Caudal (l/s)	Fecha
			UTM X	UTM Y		
90-5-01	Portonea	Lías	596555	4770536	24,5	23/05/71
90-5-03	Tamtade	Cuaternario	599848	4769064	10,2	22/04/71
90-5-05	Aritieta	Jurásico. Malm	598529	4770317	2,7	7/06/71
90-5-13	Arnaeta	Cuaternario	595730	4767932	18,0	23/05/71
90-5-17	Trosqueta	Cretácico sup	599224	4767165	3,0	23/05/71
90-5-18	Trosqueta	Cretácico sup.	599216	4767208	3,7	23/05/71
90-5-19	Arrepel	Cretácico sup.	598583	4767441	1,5	22/05/71
90-5-23	Echaiz	Lías	594763	4765615	1,3	22/05/71
90-5-24	Garate	Aptiense-Albiense	596771	4765875	1,1	21/04/07
90-5-25	Usoechea	Aptiense-Albiense	598692	4765886	3,9	22/05/71
90-5-26	Aundi	Aptiense-Albiense	597986	4764203	4,3	22/05/71
90-5-27	Torralde	Lías	597161	4765602	8,2	22/05/71
90-5-28	Artius	Cuaternario	598523	4765195	32,0	22/05/71
90-5-29	Usoechea	Aptiense-Albiense	598677	4765700	18,3	14/03/82
90-5-30	Usoechea	Cuaternario	598688	4765651	3,5	22/05/71
90-5-31	Usoechea	Aptiense-Albiense	598688	4765756	82,0	22/05/71
90-5-32	Usoechea	Cuaternario	598677	4765585	13,0	22/05/71
90-5-33	Terraburu	Aptiense-Albiense	598688	4765941	1,3	22/05/71
90-5-34	Archiñape	Lías	598746	4765210	13,4	22/05/71
90-5-36	Errotazaretza	Aptiense-Albiense	593767	4761802	9,5	14/03/79
90-5-37	Azku	Muschelkalk	593913	4762710	4,5	14/03/79
90-5-38	Azku	Muschelkalk	593793	4762612	2,5	21/04/71
90-5-39	Ozorrotegui	Lías	597944	4763164	1,1	21/04/71
90-5-41	Uspela	Cuaternario	598065	4763679	2,4	22/05/71
90-5-42	Iturrizara	Aptiense-Albiense	598724	4763630	19,0	22/05/71
90-5-43	Ichurco	Cuaternario	599970	4762134	1,5	15/05/78
90-6-01	Goraba	Lías	601681	4770825	18,0	5/05/79
90-6-07	Anizpe	Cuaternario	605755	4769851	3,8	3/12/72
90-6-09	Anizpe	Lías	605782	4768209	65,0	17/03/82
90-6-12	Miasolota	Aptiense-Albiense	606363	4771067	60,0	10/04/79
90-6-20	Gordani	Lías	601551	4767084	2,3	11/05/71
90-6-21	Principal	Lías	601703	4767134	95,0	17/03/82
90-6-22	Espogui	Cuaternario	602763	4767970	11,0	11/05/71
90-6-23	Osaqueta	Lías	601146	4767134	2,4	11/05/71
90-6-24	Irague	Cuaternario	606427	4767335	2,6	23/01/73
90-6-30	Quisquillo	Aptiense-Albiense	601284	4764512	1,2	11/05/71
90-6-31	Olechea	Aptiense-Albiense	601118	4765073	3,3	11/05/71
90-6-32	Ostapiz	Aptiense-Albiense	603576	4764492	1,5	9/04/71
90-6-33	Ostapiz II	Aptiense-Albiense	603605	4764433	2,2	9/04/71
90-6-34	Legarrara	Aptiense-Albiense	603316	4764661	4,4	9/04/71
90-6-35	Sansolen Borda	Cuaternario	602476	4765994	2,3	23/01/73
90-6-38	Añalde	Cretácico sup	603159	4764056	7,0	10/04/71
90-6-40	Gurbil II	Cuaternario	605902	4763037	2,3	15/05/78
90-6-41	Esnarte	Cretácico sup	604907	4763853	-	9/04/71

La calidad química de las aguas subterráneas es, en general, buena con facies dominante bicarbonatada cálcica como corresponde a la naturaleza de los materiales acuíferos, son aguas blandas y poco mineralizadas. Tres de los puntos del inventario pertenecen a la red de control de calidad, estos son: el manantial de Artius, localizado en unos depósitos cuaternarios, aunque lo más probable es que esté relacionado con las calizas liásicas, el segundo, el manantial de Anizpe que drena el nivel acuífero del Lías y por último el manantial Principal, también relacionado con los materiales liásicos. El primero de los manantiales mencionados es el más representativo de la composición química general que en conjunto se mantiene bastante uniforme.