



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 90-I

ITUREN

MEMORIA

La presente Hoja y Memoria, ha sido realizado por “TECNOLOGÍA DE LA NATURALEZA S.L. (TECNA)”, durante el año 2001-2002, 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 (TECNA S.L.)

Galán Pérez, G. Cartografía, Memoria e Informática

García de Domingo, A, Cartografía y Memoria

Cabra Gil, P. Geomorfología y Cuaternario

González Lastra, J. Sedimentología

Martínez Torres, L.M. Tectónica

Pesquera Pérez, A. Petrología

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. ESTRATIGRAFÍA	4
2.1. PALEOZOICO	5
2.1.1. Carbonífero	5
2.1.1.1. Pizarras, grauvacas y conglomerados (nivel 49). Fm Olazar. Westfaliense	6
2.1.1.2. Análisis secuencial del Carbonífero.....	7
2.1.2. Pérmico	8
2.1.2.1. Arcillas, limos y conglomerados (nivel 71). Pérmico	8
2.1.2.2. Análisis secuencial del Pérmico.....	8
2.2. MESOZOICO	9
2.2.1. Triásico.....	9
2.2.1.1. Conglomerados y areniscas (nivel 102). Areniscas rojas (nivel 103). Arcillas y areniscas (nivel 104). Facies Buntsandstein. Triásico inferior.	10
2.2.1.2. Calizas y dolomías (nivel 107). Arcillas abigarradas (nivel 108). Facies Muschelkalk. Triásico medio.	11
2.2.1.3. Arcillas yesíferas (nivel 109). Facies Keuper. Triásico superior	12
2.2.1.4. Análisis secuencial del Triásico	13
2.2.2. Jurásico	14
2.2.2.1. Dolomías, calizas y brechas calcáreas (nivel 113). Triásico superior - Sinemuriense.14	
2.2.2.2. Margas y calizas (nivel 114). Sinemuriense-Aaleniese	15
2.2.2.3. Calizas arcillosas y margas (nivel 115) Aaleniese-Bathoniese.	16
2.2.2.4. Calizas tableadas (nivel 116) Calloviense-Malm.....	17
2.2.2.5. Calizas y margas (nivel 118). Aaleniese-Malm	17
2.2.2.6. Análisis Secuencial del Jurásico.	18
2.2.3. Cretácico.....	19
2.2.3.1. Arcillas, margas arenosas, arenas y calizas (nivel 128). Neocomiense-Barremiense .19	
2.2.3.2. Calizas con construcciones de Rudistas (nivel 133). Mármol (nivel 138). Aptiense-Albiense inferior.....	20
2.2.3.3. Arcillas, areniscas y pizarras (nivel 140). Albiense-Cenomaniense inferior	21
2.2.3.4. Margas, areniscas y calizas (nivel 160) y Calizas (nivel 158). Turoniense superior-Santoniense	23
2.2.3.5. Análisis secuencial del Cretácico	24
2.3. CUATERNARIO	25
2.3.1. Holoceno.....	25
2.3.1.1. Gravas, cantos, arenas y arcillas. Fondos de valle (nivel 527)	25

2.3.1.2.	Arenas, gravas, cantos y arcillas. Conos de deyección (nivel 536)	26
2.3.1.3.	Bloques, cantos, gravas y arcillas. Coluviones (nivel 543).....	26
2.3.1.4.	Bloques y arcillas. Canchales (nivel 548)	26
2.3.1.5.	Acumulación caótica de bloques y arcillas. Deslizamientos (nivel 545)	27
3.	TECTÓNICA.....	28
3.1.	CONSIDERACIONES GENERALES	28
3.2.	DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS	29
3.2.1.	Discordancias	30
3.2.2.	Pliegues	30
3.2.3.	Fallas.....	30
3.2.3.1.	Falla de Leitzza	31
3.2.3.2.	Dúplex de Ollín	34
3.3.	CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN	35
4.	GEOMORFOLOGÍA.....	38
4.1.	DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	38
4.2.	ANTECEDENTES	40
4.3.	ANÁLISIS MORFOLÓGICO.....	40
4.3.1.	Estudio morfoestructural	40
4.3.2.	Estudio del modelado	41
4.3.2.1.	Formas fluviales	42
4.3.2.2.	Formas de ladera	43
4.3.2.3.	Formas poligénicas	44
4.4.	FORMACIONES SUPERFICIALES	44
4.5.	EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	46
4.6.	PROCESOS ACTUALES	47
5.	PETROLOGÍA	49
5.1.	ROCAS ÍGNEAS.....	49
5.1.1.	Ofitas (nivel 1).....	49
5.2.	METAMORFISMO	50
5.2.1.	Metamorfismo regional	50
5.2.1.1.	Metamorfismo alpino	50
5.2.2.	Metamorfismo de Contacto.....	55
6.	HISTORIA GEOLÓGICA.....	56
6.1.	EL CICLO HERCÍNICO.....	56

6.2. EL CICLO ALPINO	56
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	60
7.1. RECURSOS MINERALES.....	60
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	60
7.1.1.1. Hierro	60
7.1.1.2. Plomo	61
7.1.1.3. Fluorita	61
7.2. MINERALES Y ROCAS INDUSTRIALES.....	61
7.2.1.1. Mármol	61
7.2.1.2. Arenisca	62
7.3. INTERÉS POTENCIAL DE LOS RECURSOS MINEROS	62
7.4. HIDROGEOLOGÍA	63
7.4.1. Introducción	63
7.4.2. Descripción hidrogeológica	63
7.4.3. Acuíferos principales.....	64
7.4.3.1. Lías Inferior	64
7.4.3.2. Jurásico Superior- Dogger- Malm.....	64
7.4.3.3. Aptiense-Albiense.....	64
7.4.4. Acuíferos secundarios	65
7.4.4.1. Trías permeable. Buntsandstein-Muschelkalk	65
7.4.4.2. Cretácico superior calcáreo	65
7.4.4.3. Cuaternario	66
7.4.5. Funcionamiento hidrogeológico general.....	66

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja a escala 1:25.000 de Ituren (90-I), es el primer cuadrante de la Hoja a escala 1:50.000 de Sumbilla (90), se encuentra situada en el sector septentrional navarro. En la parte meridional y cubriendo la mayor parte de la Hoja está presente el Macizo de Cinco Villas.

Topográficamente se trata de una Hoja muy accidentada, con fuertes contrastes altimétricos, lo que incide en la presencia de importantes desniveles y, en general terrenos abruptos, que generalmente suelen ir acompañados de una tupida cobertera vegetal, lo que dificulta sobremanera la observación de los posibles afloramientos geológicos. La máxima elevación de la Hoja se encuentra en el cuadrante nororiental de la Hoja, se trata del Monte Mendaur con 1.128 m, mientras que las mínimas alturas se encuentran alrededor de la llanura de inundación del río Ezcurra tras su paso por Elgorriaga, antes de desembocar en el río Bidasoa.

La red fluvial se encuentra articulada en torno a los cursos de los ríos; Ollín, (situado en el borde occidental de la Hoja), y Ezcurra (recorre la Hoja en dirección O-E). Los dos pertenecen a la vertiente Cantábrica. Además de estos ríos existe una gran cantidad de arroyos, regatas y barrancos Esta zona presenta una hidrología particular, debido fundamentalmente a la alta pluviometría, a lo largo de todo el año.

La densidad de población es baja, con amplias zonas al noroeste de la Hoja que apenas presentan algún caserío disperso. Por lo general, los pueblos se distribuyen a lo largo de los valles del río Ezcurra y del arroyo Amezitia.

La red de comunicaciones es bastante deficiente, apenas preparada para tráfico pesado.

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 orogeno pirenaico se caracteriza por un cinturón de pliegues y cabalgamientos de orientación E-O, desarrollados entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior, como resultado de la convergencia entre las placas Ibérica y Europea, presenta una elevada simetría con respecto a la 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 cobertera. Este último dominio cabalga sobre la Depresión del Ebro, cuenca de antepaís rellena por sedimentos neógenos postorogénicos.

En cuanto al Arco Vasco, se sitúa en el extremo oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, considerada tradicionalmente como un sector marginal de la cadena pirenaica y constituida por materiales mesozoicos y paleógenos moderadamente deformados, que muestran cierta similitud con los de la Zona Norpirenaica. El límite entre el Pirineo Occidental y la Cuenca Vasco-Cantábrica coincide con un accidente transversal a la cadena, de dirección NE-SO, conocido como falla de Pamplona (o de Estella-Elizondo), cuyo reflejo superficial es la alineación de diapiros navarros. Dicho accidente no supone un límite arbitrario, ya que a ambos lados del mismo, se aprecia una importante variación de las características estratigráficas y estructurales de los materiales aflorantes.

Estructuralmente la Hoja se encuentra afectada por la Falla de Leizta, que discurre a rasgos generales entre las localidades de Elizondo y Tolosa, a lo largo de 45 km, y con unas características que la asemejan a la Falla Norpirenaica. Se trata de una fractura rectilínea y disposición subvertical que lleva asociado un metamorfismo alpino típico, con presencia de rocas de origen profundo, como pueden ser las Iherzolitas.

La cartografía de esta Hoja esta basada en la realizada a escala 1:25.000 por la DIPUTACIÓN FORAL DE NAVARRA, la Hoja de Sumbilla a escala 1:50.000 del plan MAGNA, y la cartografía de la tesis doctoral realizada por MARTÍNEZ TORRES, L. (1989). Sobre todas se ha realizado la pertinente actualización cartográfica y geológica en base a criterios estructurales y sedimentarios fundamentalmente.

Son numerosos los trabajos de carácter general que pueden encontrarse en la literatura geológica regional acerca de la Cuenca Vasco-Cantábrica y el Pirineo, tal como podrá apreciarse en el capítulo correspondiente a bibliografía. De entre los que afectan de forma específica al territorio ocupado por la Hoja, destaca el realizado por VILLALOBOS et al. (1974) sobre el flysch del Cretácico superior navarro.

Por su utilidad durante la elaboración del presente trabajo, es preciso señalar el trabajo de DEL VALLE et al. (1973), con motivo de la realización de la Hoja geológica a escala 1:50.000 de Sumbilla (90), correspondiente al Plan MAGNA, y la tesis doctoral realizada por MARTÍNEZ TORRES (1989) sobre las estructuras existentes en el tránsito entre el Pirineo occidental y el Arco Vasco.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales aflorantes en la Hoja de Ituren (90-I), pueden agruparse en tres grandes conjuntos: Paleozoico, Mesozoico y Cuaternario, cuyas características y distribución presentan acusadas diferencias, estando totalmente ausente los depósitos pertenecientes al Terciario.

La estratigrafía ha sido realizada en base a criterios secuenciales, definiendo unidades tectosedimentarias limitadas por rupturas deposicionales con expresión cuencial. En cada unidad 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 cartografiados se ha realizado con el apoyo de las distintas bases de datos elaboradas en esta Hoja, agrupándose los distintos niveles en distintas unidades tectosedimentarias que se han definido en esta región, teniendo en cuenta la escala de trabajo y su carácter, eminentemente cartográfico.

El Paleozoico aparece representado fundamentalmente en el Macizo de Cinco Villas, y está constituido por materiales sedimentarios de probable edad carbonífera, metamorfizados, afectados por la orogenia hercínica, y una pequeña representación de materiales de edad pérmica de naturaleza detrítica y volcánica.

El Triásico aparece a modo de orla alrededor del Paleozoico, y está integrado por los tres litotipos característicos de las facies germánicas: facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. El resto de los materiales mesozoicos aparecen en la mitad meridional de la Hoja, y están representados por algunos de los niveles del

Jurásico (Lias, Dogger y algo de Malm) y parte del Cretácico inferior (algo de Weald y el Albiense-Aptiense) y superior (Coniaciense-Santoniense).

Por lo que respecta a los cuaternarios, en general poseen escasa entidad, adquiriendo cierto desarrollo tan solo los depósitos de ladera ligados a los grandes relieves, así como los depósitos fluviales desarrollados por el río Ezcurra en el sector oriental de la Hoja.

Junto a los sedimentos señalados, afloran materiales subvolcánicos encajados en las series paleozoicas y mesozoicas. Estos últimos, conocidos tradicionalmente como "ofitas".

2.1. PALEOZOICO

Está representado por dos conjuntos netamente diferenciados y muy desigualmente distribuidos. El inferior está integrado por una potente serie sedimentaria de edad devónico-carbonífera, ligeramente metamorfizada y deformada durante la orogenia hercínica. El conjunto superior, de edad pérmica, posee una entidad muy inferior, apareciendo mínimamente representado por sedimentos procedentes del desmantelamiento de los relieves creados durante el período orogénico.

Existe una escasa información sobre los materiales que forman los afloramientos paleozoicos, los principales trabajos son los de HEDDEBAUT (1970 y 1973) y CAMPOS (1979), así como las Hojas geológicas MAGNA de San Sebastián (IGME, 1972), Sumbilla (IGME, 1973) y Vera de Bidasoa (IGME, 1973). Precisamente fue CAMPOS (1979) el primero en indicar la posible edad carbonífera de estos materiales, sin descartar la posibilidad de incluir un Devónico terminal. A él pertenecen la mayor parte de los afloramientos de la Hoja.

2.1.1. Carbonífero

Ocupa la mayor parte de la Hoja, se trata de la terminación S del Macizo de Cinco Villas. Presenta una gran complejidad litológica y tectónica, con ausencia de niveles guía, por lo cual se hace muy difícil diferenciar en cartografía las distintas

litologías observadas. CAMPOS (1979) denominó a esta zona con el nombre de «Sucesión Esquistosa de Cinco Villas».

Hasta el momento no se ha podido conseguir una columna representativa de dicha sucesión debido a la intensa deformación sufrida 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 2.000 m.

2.1.1.1. Pizarras, grauvacas y conglomerados (nivel 49). Fm Olazar. Westfaliense

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.

El hallazgo de Goniatites y Lamelibránquios han permitido la asignación de la base de la unidad al Namuriense B (KULLMANN, 1.970); igualmente, la flora presente hacia techo ha señalado su pertenencia al Westfaliense.

Las pizarras presentan una tonalidad que va de gris a negra dependiendo del grado de alteración, petrológicamente se trata de lutitas cuarzosas y lutitas micáceas, en las que la relación limo/arcilla está entre 1/1 y 1/3. La fracción limosa suele estar formada por cuarzo, deformado y elongado en el sentido de la esquistosidad más penetrativa. Además de cuarzo aparecen plagioclasas y minerales micáceos (moscovita y clorita), menos abundante aparece la turmalina, que a veces se presenta como mineral neoformado, zircón y minerales opacos. La fracción arcillosa está formada por arcilla, mica blanca detrítica y de neoformación, clorita, óxidos de hierro y materia carbonosa, con los componentes orientados, 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, aún que también en ocasiones es frecuente encontrar estos materiales de forma masiva, en la que resulta difícil distinguir una S0.

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

arcillosos y 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.

Los niveles superiores han sido erosionados con posterioridad a la deformación hercínica, estando marcado su techo por una discordancia de envergadura peninsular, sobre ellas se disponen los depósitos triásicos en facies Buntsandstein y, localmente, materiales pérmicos.

En la Hoja geológica MAGNA de Tolosa (IGME, 1983), se le reconoce al conjunto de la formación un carácter flyschoides, y se le incluye en una facies «Culm» 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, y donde los términos carbonatados de esta unidad (no aflorantes en esta Hoja), se admite que pudieran representar el Devónico terminal, 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.

2.1.1.2. Análisis secuencial del Carbonífero

Marca un importante cambio paleogeográfico, con 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 Fm Olazar (nivel 49), está marcado por una importante discordancia, reflejo de la orogenia hercínica en la región.

2.1.2. Pérmico

En contraste con la serie carbonífera, el registro Pérmico está representado tan solo por un afloramiento de no muy grandes dimensiones, de materiales detríticos, representantes de los primeros episodios del ciclo alpino.

2.1.2.1. Arcillas, limos y conglomerados (nivel 71). Pérmico

Aflora en las inmediaciones del Monte y embalse de Mendaur, y va bordeando dicho monte, hasta las inmediaciones del Río Bidasoa. Se trata del mejor afloramiento de Pérmico de la región, presenta cortes no demasiado buenos, aunque de cierta calidad. Existe otro pequeño afloramiento en las inmediaciones del Puerto de Velate de escaso interés. En corte, a grandes rasgos predominan los materiales detríticos de tonos rojos entre los que se intercalan basaltos espáticos, ausentes en el afloramiento de Velate.

Se trata del registro posthercínico más antiguo, disponiéndose discordantemente sobre el sustrato paleozoico (nivel 49). Se trata de un conjunto arcilloso-limolítico en el que se intercalan niveles de conglomerados y brechas polimícticas. Su techo coincide con una nueva discordancia sobre la que se disponen los conglomerados basales de la serie triásica (nivel 102).

La naturaleza del afloramiento impide establecer precisiones sedimentológicas sobre el depósito de la unidad que, en cualquier caso, tuvo lugar bajo un régimen continental de tipo aluvial implantado tras la orogenia hercínica; la sedimentación se llevó a cabo en un ambiente distensivo reflejado por la emisión de las coladas basálticas.

No se han hallado ningún tipo de restos paleontológicos que permitan su datación, a pesar de ellos se le ha atribuido una edad correspondiente al Pérmico, sobre todo por su posición estratigráfica y su similitud con diversos materiales pérmicos de otras zonas.

2.1.2.2. Análisis secuencial del Pérmico

La orogenia hercínica supuso una elevación regional con la consiguiente retirada marina. Con la reestructuración tardihercínica se crearon diversas fosas cuyo relleno

se efectuaría mediante aparatos aluviales, registrándose en la zona facies proximales y una clara tendencia granodecreciente. El final de la secuencia pérmica estuvo condicionada por una nueva reestructuración de la región con la que se inició la sedimentación triásica.

2.2. MESOZOICO

Existe una orla perteneciente al Mesozoico que rodea al macizo paleozoico de Cinco Villas. El Triásico, mediante círculos a modo de anillos paralelos, representa la mayor parte de los afloramientos que aparecen en la parte central de la Hoja, los de edad cretácica y jurásica se presentan en la esquina suroriental de la Hoja.

2.2.1. Triásico

Sus principales afloramientos se disponen a modo de orla de los materiales paleozoicos del macizo de Cinco Villas.

La facies Buntsandstein está integrada por un potente conjunto detrítico rojo de afinidad continental, en el que las areniscas son la litología fundamental (nivel 103), apreciándose una disminución granulométrica en la vertical, observándose un claro predominio de los términos conglomeráticos en la base (nivel 102) y de los arcillosos a techo (nivel 104).

En cuanto a la facies Muschelkalk, depositada en ambientes marinos bajo su típico aspecto carbonatado tableado (nivel 107), presenta la peculiaridad de incluir tramos arcillosos abigarrados (nivel 108).

Por lo que respecta a la facies Keuper, se encuentra escasamente representada por materiales arcillo-evaporíticos abigarrados (nivel 109).

No existen publicaciones específicas sobre el Trias de la zona, pero si otras más generales, en las que se estudia en un contexto regional. Así por ejemplo están los trabajos de LAMARE (1936), EWERT (1964) y CAMPOS (1979), también las Hojas MAGNA de San Sebastián (IGME, 1972), Sumbilla (IGME, 1973) y Vera de Bidasoa (IGME, 1973) y la Tesis Doctoral de MARTÍNEZ TORRES (1989).

2.2.1.1. Conglomerados y areniscas (nivel 102). Areniscas rojas (nivel 103). Arcillas y areniscas (nivel 104). Facies Buntsandstein. Triásico inferior.

Sus mejores afloramientos se restringen al ámbito del macizo paleozoico de Cinco Villas, sus afloramientos se circunscriben al sector noroccidental de la Hoja. En general, las facies Buntsandstein poseen un marcado carácter detrítico, así como una tendencia granodecreciente y típicos tonos rojizos; su espesor, aunque variable, puede alcanzar los 500 m.

Su base está marcada por una discordancia sobre la que se dispone un tramo conglomerático muy cementado (nivel 102), de cantos subredondeados de cuarzo y cuarcita, con soporte clástico en matriz arenosa de grano grueso y cemento de naturaleza silíceo; en general, se organizan en niveles de tendencia tabular groseramente gradados, con eventual estratificación cruzada planar de láminas muy inclinadas. Su potencia puede alcanzar 25 m.

Sedimentológicamente, se integran en un contexto de orla proximal-media de abanicos aluviales en la que coexisten procesos de transporte en masa y por agua, con desarrollo de bancos de gravas en canales de baja sinuosidad, muy tractivos.

Sobre el tramo conglomerático se dispone un conjunto esencialmente arenoso rojo (nivel 103), próximo a 450 m. de espesor. En su mitad inferior predominan las areniscas de grado medio y composición cuarcítico-micáceas, con cemento silíceo y a veces ferruginoso, así como matriz limosa frecuentemente alterada a limonita. Se organizan en secuencias positivas de relleno de canales fluviales de baja sinuosidad

integrados por sets tabulares de láminas cruzadas y cosets de estratificación cruzada de mediana escala, de tipo surco y planar.

En la mitad superior se aprecia la progresiva incorporación de tramos limolíticos rojos, que dan lugar a una alternancia de areniscas y limolitas. Las areniscas de grano medio a fino y cemento silíceo y carbonatado, se disponen en bancos de aspecto canalizado cuyo espesor no suele superar 30 cm., apreciándose una importante concentración de micas en los planos de estratificación, en la vertical existe un incremento progresivo de la sinuosidad de los canales como sugiere el paso de cosets

tabulares de láminas cruzadas, enfrentadas o normales al sentido de acreción, y climbing ripples. Los niveles limolíticos poseen carácter masivo o bien intercalan capas decimétricas de areniscas de grano fino o muy fino, muy bioturbadas, asimilables a depósitos de desbordamiento de tipo “crevasse splay”.

Culminando la unidad se aprecia la presencia de un tramo arcilloso de colores abigarrados (nivel 104), que puede alcanzar 40 m. de espesor. Generalmente aparece en afloramientos de mala calidad, pudiendo confundirse puntualmente con niveles arcilloso triásicos correspondientes a las facies Muschelkalk y Keuper. Hacia la base se intercalan niveles de areniscas de orden decimétrico que presentan bases canalizadas con probables retoques mareales, como sugieren cierta bimodalidad en las láminas cruzadas, drapper y posibles wave-ripples, si bien predominan los procesos puramente fluviales; por contra, hacia el techo se intercalan niveles calcáreos muy delgados que sugieren el tránsito a la facies Muschelkalk.

No se han encontrado restos fósiles que permitan la datación de la unidad, que de forma tentativa se ha asignado al Triásico inferior.

Los análisis petrológicos de las areniscas han señalado ciertas variaciones composicionales y texturales, pero en general valores comprendidos entre 50 y 75% de cuarzo, e inferiores al 10% de fragmentos de rocas metamórficas y plagioclasa; en la mayor parte de los casos se observa matriz arcillosa (10-12%) y cemento silíceo o ferruginoso (15-30%). Dichos análisis han permitido su clasificación como sublitoarenitas en la mayor parte de los casos, con cuarzoarenitas en menor proporción.

2.2.1.2. Calizas y dolomías (nivel 107). Arcillas abigarradas (nivel 108). Facies Muschelkalk. Triásico medio.

Existen unos pequeños afloramientos; uno de ellos en las cercanías de Zubieta y otros, a favor mecanizados dentro del área tectonizada de la falla de Leizta A grandes rasgos, se trata de una sucesión de calizas y dolomías tableadas (nivel 107), cuyo espesor máximo se aproxima a 70 m (no en esta Hoja), pudiendo apreciarse tres tipos de asociaciones litológicas principales: dolomías y calizas en bancos gruesos, características del tramo inferior; calizas laminadas, predominantes en el tramo intermedio; y calizas y margas dolomíticas, típicas del tramo superior.

Como rasgo característico de la facies Muschelkalk en la zona, destaca la intercalación de niveles arcillosos versicolores de orden métrico a decamétrico que, cuando su entidad, no así en ésta Hoja lo ha permitido, han sido diferenciados en la cartografía (nivel 108). Su similitud con la facies Keuper ha ocasionado que en trabajos previos dichas intercalaciones se hayan asimilado a ésta.

Los niveles carbonatados aparecen al microscopio como micritas, micritas biogénicas, dolomías y calizas recristalizadas. Los tipos calizos se presentan como micritas (>90%), con presencia ocasional de fósiles (<7%) y cuarzo (1%); en cuanto a los tipos dolomíticos, aparecen como dolomicritas (80-85%) con cemento esparítico (15-20%).

Ante la escasez de estructuras sedimentarias, las asociaciones litológicas sugieren el depósito de la unidad en un contexto de plataforma somera, si bien los niveles arcillosos señalan diversas pulsaciones eustáticas, con implantación eventual de ambientes litorales.

El hallazgo de *Fronicularia woodwardis* confirma la pertenencia de la unidad a la facies Muschelkalk, asignándose tentativamente al Triásico medio.

2.2.1.3. Arcillas yesíferas (nivel 109). Facies Keuper. Triásico superior

Sus manifestaciones se restringen a un pequeño grupo de afloramientos de reducidas dimensiones, de la misma manera que las del apartado anterior. Su deficiente calidad, debido fundamentalmente a su naturaleza litológica, con predominio de arcillas

rojas y arcillas abigarradas con yesos, dificulta notablemente su reconocimiento en el campo e imposibilita la determinación de su espesor aproximado.

Su límite inferior es gradual, estando marcado por la desaparición de los niveles calizo-dolomíticos de la facies Muschelkalk (nivel 107). En cuanto a su techo de carácter concordante, coincide con la aparición de los niveles calcáreos que constituyen la base de la serie jurásica (nivel 113). Con frecuencia, los procesos erosivos intracretácicos han eliminado la totalidad de ésta, de manera que diversas unidades cretácicas llegan a apoyarse discordantemente sobre la facies Keuper.

No es posible establecer previsiones sedimentológicas sobre la presente unidad, que regionalmente se ha enmarcado en un contexto litoral de tipo sebkha, en condiciones de aridez que permitirían la formación de evaporitas.

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

2.2.1.4. Análisis secuencial del Triásico

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

El inicio del Ciclo Inferior, a comienzos del Triásico, se caracteriza por el desarrollo de orlas proximales y medias de abanicos aluviales correspondientes a la facies Buntsandstein (nivel 102), que reflejan la reactivación del relieve tras la reestructuración tardihercínica. La evolución secuencial está caracterizada por una disminución del tamaño de grano, relacionada con una degradación del relieve o con una mayor extensión del área de relleno en las fosas generadas durante el período tardihercínico. Con ello, se produce la aparición sucesiva de sistemas fluviales de alta sinuosidad, sistemas fluviales de sinuosidad media y sistemas meandriformes, con episodios de desbordamiento (nivel 103).

Los últimos episodios de las facies Buntsandstein reflejan cierta influencia mareal (nivel 104), precursora de la instalación de los ambientes de plataforma interna característicos de la sedimentación de la facies Muschelkalk (nivel 107). En cualquier caso, los últimos episodios de este período reflejan la progresiva desaparición de las facies típicamente marinas a expensas de las facies litorales de tipo sebkha, totalmente implantadas en el Triásico superior, bajo las cuales se produjo el depósito de la facies Keuper (nivel 109), dentro del segundo ciclo.

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

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

2.2.2. 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 de plataforma restringida.

Los trabajos más interesantes sobre el Jurásico de esta región son las tesis doctorales de LAMARE (1936), RAMÍREZ DEL POZO (1971), CAMPOS (1979) y MARTÍNEZ CAMPOS (1989), así como los trabajos de DUVERNOIS et al. (1972), VILLALOBOS Y RAMÍREZ (1971), SOLER Y JOSÉ (1971,1972), el más actualizado es el de MELÉNDEZ, G., AURELL, M., FONTANA, B., GALLEGU, M. R., BADENAS, B. (1993), con varios trabajos y publicaciones. También se pueden destacar las Hojas MAGNA realizadas en la zona y ya citadas con anterioridad.

2.2.2.1. Dolomías, calizas y brechas calcáreas (nivel 113). Triásico superior - Sinemuriense

Corresponden a él la mayor parte de las manifestaciones jurásicas, que se reducen a una pequeña serie de afloramientos, La unidad comienza mediante un tramo de

dolomías brechoides grisáceas que se dispone tanto sobre las arcillas yesíferas de las facies Keuper (nivel 109), como sobre las masas ofíticas (nivel 1), con un espesor cercano a 60 m. Sobre este tramo brechoide aparece un tramo de calizas y dolomías tableadas en bancos cercanos a 0,5 m., que se adelgazan hacia el techo, con un espesor cercano al centenar de metros. La unidad aparece como un resalte morfológico entre los términos inferiores y los niveles arcillo-margosos suprayacentes.

Regionalmente, la unidad se interpreta en un contexto transgresivo dentro de la plataforma carbonatada, en principio bajo condiciones restringidas y salobres, con

formación posterior de brechas de colapso, que evolucionarían a ambientes abiertos someros. No obstante, en la zona en cuestión, los niveles brechoides han sido interpretados en relación con la actuación de la falla de Leitza durante el tránsito Triásico-Jurásico.

Tradicionalmente, la unidad ha sido datada en función de su posición estratigráfica. Por una parte, el límite superior de la facies Keuper se sitúa en el Noriense superior, en tanto que el nivel margoso suprayacente (nivel 114), presenta macrofauna características del techo del Sinemuriense inferior (*Oxynoticeras oxynotem*); por ello, el presente tramo conocido informalmente como “Lías calcáreas”, ha sido asignado al Noriense superior-Sinemuriense inferior.

2.2.2.2. Margas y calizas (nivel 114). Sinemuriense-Aalenense

Se trata de un tramo característico en la región, denominado con frecuencia “Lías margoso” (LAMARE, 1936). Posee exclusivamente tres afloramientos de reducidas dimensiones, de los que el más accesible se localiza al S. de Almandoz apareciendo como un tramo blando con respecto al “Lías calcáreo” infrayacente.

Aparece como una alternancia rítmicas entre margas y calizas, dispuestas en niveles de orden decimétrico a métrico, con un espesor que puede alcanzar 50 m. si bien en zonas próximas, donde la unidad aparece completa al no haber sido afectada por procesos erosivos, puede alcanzar 150 m.

La fragmentación de la plataforma carbonatada somera establecida a comienzos del Jurásico, dio lugar a una diversificación ambiental, de tal manera y forma que en la zona la sedimentación se llevó a cabo en un contexto de plataforma externa de cierta profundidad.

El abundante contenido fosilífero de la unidad, especialmente en base a ammonites, belemnites y microfauna ha permitido su datación en el intervalo Sinemuriense-Aalenense.

2.2.2.3. Calizas arcillosas y margas (nivel 115) Aaleniese-Bathoniese.

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

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

La potencia de este nivel cartográfico varía entre 70 y 200 m.

El contenido faunístico de esta unidad es relativamente abundante. La Hoja MAGNA 1:50.000 de Tolosa, cita en facies similares a éstas: *Creyerina fasciata*, *Bigotites petri*, *Pleydellia conata*, *Ludwigia murchisonae*, *Otoites saurei*, *Pseudotoites leicharti*, *Poliplectites ligniferos*, *Garantiana garantiana*, *Parkinsonia parkinsoni*. 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 una posterior vuelta a condiciones submareales relativamente profundas.

2.2.2.4. Calizas tableadas (nivel 116) Calloviense-Malm

Esta unidad aflora en el sector suroriental de la Hoja, erosionándose hacia el sur por los materiales aptienses y en la franja de la Falla de Leitza.

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

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

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

2.2.2.5. Calizas y margas (nivel 118). Aaleniense-Malm

Este nivel aflora en continuidad estratigráfica con los niveles margosos descritos anteriormente y se distribuye aproximadamente por las mismas zonas donde se pueden observar dichos niveles.

Este nivel comienza con una sucesión calcárea con intercalaciones margosas que pasan hacia el techo a calizas tableadas grises, estratificadas 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 el techo estos niveles pasan a un conjunto de calizas estratificadas en bancos gruesos, del tipo peloidales, oncolíticas y bioclásticas arrecifales.

El espesor de esta unidad es de 70 m, asignando una edad comprendida entre el Aalaniense y el Malm en función de la presencia de Valvulinidos, Lithistidae, Lenticulina, Eothrix alpina (LOMB), Globochaeta alpina (LOMB), Cornuspira cf orbicula TERQ., Astacolus cf. tricarinella (REUSS) y Ostrácodos. MELÉNDEZ, G. et al. (1993), cita en depósitos similares a este la presencia de Macrothalites cf. versus BUCKMAN, que indica los tramos basales del Calloviense, de Poltóceras sp., del Calloviense superior, y de Perisphinctes sp. del Oxfordiense medio.

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

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

2.2.2.6. Análisis Secuencial del Jurásico.

El comienzo de la sedimentación jurásica supone la continuidad de la tendencia transgresiva iniciada durante el depósito de la facies Keuper. No obstante, aunque poco pueda decirse al respecto en la zona, parece posible la existencia de una discontinuidad con la que se relacionarían los niveles brechoides de la base de la serie. En cualquier caso, el depósito de los niveles tableados del Lías inferior se llevó a cabo en una extensa llanura mareal de salinidad normal, con desarrollo de facies submareales.

La estabilidad de la plataforma se perdió en el Sinemuriense, durante el cual un proceso de fragmentación dio lugar a su compartimentación, dentro de un régimen extensivo, posiblemente relacionado con el ascenso de magmas basáltico-andesíticos.

La tendencia transgresiva anterior prosiguió durante el Lías medio-superior mediante la sedimentación de materiales esencialmente margosos, en un ambiente de plataforma extensa pelágica, con desarrollo de fondos anóxicos.

A lo largo del resto del Jurásico en la hoja se constata regionalmente que son los movimientos acaecidos durante el tránsito Jurásico-Cretácico los responsables de una importante transformación paleogeográfica con creación de zonas de surco y umbral, condicionantes de la posterior sedimentación cretácica.

2.2.3. Cretácico

Corresponden al Cretácico la mayor parte de los afloramientos de la mitad sudoccidental de la hoja.

Pueden agruparse en dos grandes conjuntos separados por una discordancia de envergadura regional, relacionada con los movimientos Austrícos. El inferior, de edad Aptiense-Albiense inferior, se caracteriza por una serie margosa en la que se intercalan potentes niveles calcáreos de naturaleza bioconstruida. El superior, atribuido al Albiense-Turonense, incluye una potente serie arcillo-margosa con esporádicas intercalaciones detríticas; a techo y con una excelente representación, la serie pasa a adquirir el típico carácter flyschoides del Cretácico superior de la serie surpirenaica, en el término conocido como Depresión Intermedia.

2.2.3.1. Arcillas, margas arenosas, arenas y calizas (nivel 128). Neocomiense-Barremiense

Esta unidad aflora con mayor extensión en la banda situada al sur de las poblaciones de Beinza-Labayen y Urroz de Santesteban, y en pequeños afloramientos que no han llegado a erosionarse por el ciclo sedimentario Aptiense.

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 ferruginizaciones. 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. La potencia media de este conjunto es del orden de 50 m. llegando a desaparecer.

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

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

2.2.3.2. Calizas con construcciones de Rudistas (nivel 133). Mármol (nivel 138). Aptiense-Albiense inferior

Equivale a la Fm. Arrás (GARCÍA MONDÉJAR, 1.982), aflora fundamentalmente en relación con estructuras anticlinales como un conjunto heterogéneo en el que, entre un conjunto esencialmente margoso (nivel 134), resaltan masas calcáreas irregulares de origen bioconstruido (nivel 133).

El conjunto margoso aparece como una monótona serie de calor negro y afloramiento deficiente; su espesor, muy variable, puede alcanzar 400 m. sin que se haya constatado corte alguno que permita describir la unidad con cierta precisión. Intercaladas en la unidad anterior aparecen masas calcáreas de dimensiones y distribución vertical variable, fácilmente identificables en el terreno en virtud del resalte morfológico que producen en el terreno, correlacionables con el tradicional complejo Urganiano.

Los tramos margosos poseen esporádicas intercalaciones de calizas margosas nodulosas y un rico contenido en Orbitolinas. En cuanto a los niveles calcáreos presentan un claro aspecto arrecifal, con predominio de boundstones de Rudistas y Orbitolinas.

En sectores próximos se han reconocido facies de barras litorales organizadas en secuencias granodecrecientes de grainstones y mudstones con gravas de cuarzo, así como niveles de retrabajamiento de montículos de Rudistas. Igualmente, en los

niveles margosos se han observado intercalaciones canalizadas de calcarenitas con estratificación bimodal y wave ripples. La sedimentación del conjunto se interpreta en un contexto de plataforma somera, en condiciones idóneas para la construcción de arrecifes, que darán lugar a zonas protegidas en las que se depositarían las margas, afectadas por corrientes mareales.

La presencia entre la abundante fauna descrita en la región, de *Palorbitolina lenticularis* (BLUMM), y *Orbitolina texana texana* (ROKHER), ha permitido la asignación del conjunto al intervalo Aptiense-Albiense inferior.

Los estudios petrográficos han señalado para las calizas el predominio de biomicritas y biomicritas pelletíferas, con variaciones notables del contenido micrítico (47-80%), fosilífero (12-35%) y petrolífero (<2%) y presencia ocasional de cuarzo (<6%) e intraclastos (<7%).

2.2.3.3. Arcillas, areniscas y pizarras (nivel 140). Albiense-Cenomaniense inferior

Se trata de un conjunto con importante superficie de afloramiento en el conjunto de la Hoja 1:50.000 de Sumbilla, no así en este cuadrante, en el que aparece fundamentalmente en la esquina suroriental, generalmente a favor de estructuras sinclinales. Su base coincide con una discordancia que, si bien puede no ser evidente puntualmente debido a la deficiente calidad de los afloramientos, resulta espectacular a nivel regional, al apreciarse la disposición de los materiales albienses sobre diversas unidades cretácicas, jurásicas e incluso triásicas.

Dentro de este conjunto se observa un claro predominio de un monótono conjunto arcillo-margoso de tonos negros en el que se intercalan niveles centimétricos de

areniscas, con un importante contenido micáceo que le confiere aspecto pizarroso (nivel 140), con un espesor que puede alcanzar 2.000 m.

La base de esta unidad, asimilable a la Fm. Alto de Huici (GARCÍA MONDÉJAR, 1982), resulta extremadamente difícil de delimitar cuando se sitúa sobre materiales margosos aptienses (nivel 134), de gran similitud, razón por la que los contactos entre ambas deben tomarse con ciertas cautela. En cuanto a su techo, viene señalado por

la intercalación de niveles calcareníticos y calcáreos de orden decimétrico correspondientes al "flysch surpirenaico" (nivel 140).

Hacia el SE se aprecia la sustitución de los materiales arcillosos, por términos detríticos, observables en las proximidades de Arraiz-Orques, Ventas de Arraiz y Lanz. Estos correlacionables con la Fm. Oyarzum (nivel 143). Predominan los conglomerados y areniscas de grano grueso, de composición silíceo y tonos claros, entre los que se observan algunos restos carbonosos. Por encima y en las zonas más alejadas de los relieves, la unidad aparece como un conjunto arenoso cuarzo-feldespático de grano medio a fino y matriz arcilloso-micácea; con frecuencia aparecen muy alteradas con pátinas ferruginosas.

La ausencia de cortes representativos del conjunto hace que la interpretación de éste se realice en base a observaciones puntuales. Así, el carácter euxínico, con inclusiones de piritita y nódulos ferruginosos, y 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 Cinco Villas, habiéndose interpretado las areniscas de sectores cercanos (Hoja de Erro, 116-I), como canales fluviomareales en régimen supra e intermareal.

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: *Ammobacrelites parvispira*, *Thalmonia ticismensis*, *Rotalipora apernina*, *Dorothyia gradatta*, *Epistomina spinulífera*, *Cytherella ovata*, *Dentalina nana*, *Gravelinella intermedia*, *Textulara of. adkinsi* 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.

En lámina delgada las areniscas presentan un predominio de cuarzo (60-70%), sobre fragmentos de rocas metamórficas (5-10%), con matriz arcillosa (5-10%) y cemento ferruginoso (15-20%).

2.2.3.4. Margas, areniscas y calizas (nivel 160) y Calizas (nivel 158). Turoniense superior-Santoniense

Esta unidad aflora a lo largo de todo el sector meridional de la Hoja, en una extensa banda que la recorre con dirección ENE-OSO. Se trata de los dos términos que forman la denominada por LAMARE “Depresión Intermedia”, dentro del Flysch calcáreo de Navarra..

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

Los niveles calcáreos son mudstones-wackestones arcillosos con pequeñas cantidades de limo y arena (5-30%), generalmente silíceas.

En los puntos en que es visible la base de la serie, esta comienza con unas brechas o conglomerados poligénicos transgresivos sobre el Paleozoico de Cinco Villas, en el caso en que no aparezcan aportes detríticos, aparece un único nivel calcáreo (nivel 158).

El límite inferior de la Depresión Intermedia es siempre la Falla de Leitza, que también influye sobremanera en la morfología del afloramiento.

La fauna que aparece citada en la hoja a escala 1:50.000 MAGNA de Tolosa, no es determinativa: *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Globotruncata cf. helvetica* BOLLI, *Dicyclina cf. schlumbergeri*, *Pseudolituonella cf. mariae*, *Monouxia conica* GENDROT, *Triataxia sp.*, *Hetelohelix sp.*, *Hedbergella sp.*, *Dictyopsella sp.*,

Rotalipora sp., *Marsonella sp.*, y *Pseudovalvulinera sp.*, con una edad comprendida entre el Cenomaniense y el Santoniense.

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

2.2.3.5. 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 desarrollo en subcuencas limitadas por fallas normales.

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

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

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

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Holoceno

2.3.1.1. **Gravas, cantos, arenas y arcillas. Fondos de valle (nivel 527)**

Son los depósitos de carácter fluvial más representativos de la Hoja. Están constituidos por un conjunto de cantos y gravas de calizas cuarcíticas, dolomías, areniscas y otros, envueltas en una matriz arenoso-arcillosa. En algunos puntos, como en el valle del

Ezcurra, al sudeste de la Hoja, estos depósitos alcanzan mayor desarrollo, llegando a tener hasta 500 m de anchura, lo que es debido a que el río atraviesa una zona de

materiales más blandos y relieve más suave y el río puede desarrollarse con mayor amplitud.

2.3.1.2. Arenas, gravas, cantos y arcillas. Conos de deyección (nivel 536)

En general aparecen asociados a los fondos de valle, instalándose a la salida de algunos barrancos y arroyos, al desembocar en un cauce de rango superior. Los mejores ejemplos se localizan en el tramo más oriental del río Ezcurra.

Su morfología es muy característica, en abanico, y pueden aparecer como formas aisladas o solapándose unas a otras cuando en una misma ladera aparecen muy próximas unas a otras. La litología es similar a la de los fondos de valle, puesto que el área madre es la misma, aunque la textura puede variar, incluso de unos conos a otros y dentro del mismo depósito, pues el tamaño de grano disminuye de la zona apical a la distal. Su génesis suele ser contemporánea a la de los fondos de valle puesto que es frecuente que unos y otros depósitos aparezcan interdentados. También es habitual en los valles la asociación lateral con los depósitos de ladera.

2.3.1.3. Bloques, cantos, gravas y arcillas. Coluviones (nivel 543)

Los coluviones aparecen al pie de las laderas o en las cotas intermedias de las mismas y son originados por la acción conjunta de la gravedad y el agua. Dan bandas alargadas y, en general, paralelas a los cauces. En el río Ezcurra, en el tramo más oriental se relacionan lateralmente con conos de deyección que, por medio de pequeños barrancos, vierten a los valles. Otras veces, en áreas de fuertes pendientes y con cualquier morfología, pueden reconocerse derrubios de depósitos ordenados. Como no siempre son fáciles de observar, se han incluido en el mismo conjunto.

El depósito consiste en una acumulación caótica de bloques y clastos heterométricos, de angulosos a subangulosos, envueltos en una matriz fundamentalmente arcillosa. Su litología está condicionada a la roca subyacente.

2.3.1.4. Bloques y arcillas. Canchales (nivel 548)

También se han cartografiado los canchales muy comunes en este tipo de relieve accidentado. Algunos buenos ejemplos se localizan al pie de los grandes escarpes y

crestas. Son depósitos con escasa matriz, constituidos por una acumulación de bloques y clastos angulosos, desprendidos de los escarpes superiores. Cuando las caídas se limitan a unos cuantos bloques de gran tamaño se han representado como desprendimientos o bloques caídos.

2.3.1.5. Acumulación caótica de bloques y arcillas. Deslizamientos (nivel 545)

Los deslizamientos también se producen por las altas pendientes y la presencia de litologías blandas o alternantes. Aparecen dispersos por la Hoja, pero el mejor ejemplo se halla en el límite meridional, en las proximidades de Beinza-Labayen. Este tipo de movimiento origina a veces algunos problemas. En algunos de ellos se pueden observar con claridad la cicatriz de despegue y la masa deslizada. Algunos son de carácter rotacional y otros solifluidales como se muestra en algunos ejemplos del álbum fotográfico. Por lo general son de pequeñas dimensiones, entre 100 y 500 m²

3. TECTÓNICA

3.1. CONSIDERACIONES GENERALES

Esta Hoja se localiza en la Cuenca Vasca o Cuenca Vasco-Cantábrica, que ocupa la mitad occidental de los Pirineos. Esta cadena alpina se extiende desde el Golfo de Vizcaya hasta el Mediterráneo. Transversalmente presenta una aparente simetría a partir de un eje constituido por los materiales paleozoicos. Esta alineación montañosa es la resultante de la compresión producida entre las placas europea e ibérica. Esta cadena montañosa ha sido clasificada y subdividida en numerosas ocasiones, siendo una de las más utilizadas la realizada por MATTAUER y SEGURET (1971), basada en criterios estructurales y estratigráficos. En ella se diferencian la zona Axial, constituida fundamentalmente por materiales paleozoicos dispuestos a modo de eje de simetría de la cadena, dos zonas mesoterciarias despegadas, denominados Nor y Supirenáica 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, se subdivide 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 Surpirenáica 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 sedimentario del jurásico-paleocena. 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 Leitza 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.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS

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

3.2.1. Discordancias

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

El tránsito entre el Paleozoico y el Permo-Trias, está claramente representado en la zona del Embalse de Mendaur.

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

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

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

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

3.2.2. Pliegues

Apenas aparecen estructuras de este tipo en la Hoja. Puede tratarse como tal la estructura sinclinal de la Depresión Intermedia.

3.2.3. Fallas.

En esta hoja hay que destacar, respecto a este tipo de elementos geológicos, la falla de Leitza y el Duplex de Ollín. .

3.2.3.1. Falla de Leitza

Este lineamiento discurre entre Elizondo y Tolosa, a lo largo de 45 Kilómetros, se reconoce en superficie una estrecha banda que delimita netamente el borde septentrional del Manto de los Mármoles y el borde sur de la Depresión Intermedia. El primer autor en reconocerla fue LAMARE (1924), denominándola “Franja milonítica”, debido a la presencia de granitos y granulitas, y a una intensa brechificación. Este autor la consideró como la base de un manto: el Manto de los Mármoles (Nappe des marbres).

Con posterioridad EWERT (1964) y VOLTZ (1964), siguiendo a LOTZE (1930 -31), la denominan “Zona de dislocación”, cuestionando la aloctonía del Manto de los Mármoles. Más tarde, LLANOS (1980) denominó a esta accidente Falla de Leitza.

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

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

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

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

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

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

Intercaladas entre las brechas que delimitan la Falla de Leitza 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, pirita, albita, tremolita y clorita. Por todo ello, puede afirmarse que estos niveles proceden de la tectonización de idénticos materiales a los observados en la brecha de falla y han sido considerados como salbandas de falla.

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

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

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

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

La Falla Norpirenaica es, sin duda, el rasgo geológico más característico del Pirineo y ha sido considerada por muchos autores como el contacto entre las placas ibérica y

europea. Las medidas paleomagnéticas realizadas en los macizos paleozoicos occidentales parecen demostrar el giro relativo de Cinco Villas respecto a 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 Leitza 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 Leitza apuntan a esa posibilidad (MARTÍNEZ-TORRES, 1989).

3.2.3.2. Dúplex de Ollín

En la carretera que une Leitza a Goizueta existen una serie de estrechas bandas de areniscas rojas del Buntsandstein pellizcadas tectónicamente entre los materiales paleozoicos, que han sido denominadas Escamas de Goizueta.

Cartográficamente constituyen una estrecha banda de aproximadamente 10 km de larga, limitadas por superficies mecánicas a techo y muro, por lo que pueden considerarse como "horses".

CAMPOS (1979) las interpreta como una falla mayor sintética, cabalgante al N, de superficie cóncava hacia arriba y otras antitéticas de vergencia S. Por otra parte, LLANOS (1983) se refiere a tres escamas de vergencia S, y una escama condicionada por una falla subvertical de vergencia N.

Sin embargo, todas ellas pueden explicarse por la concurrencia de dos vergencias con sentidos contrarios, lo cual explicaría las variaciones del sentido de buzamiento al N y al S de las escamas y las difíciles relaciones de polaridad de las láminas con los paleozoicos encajantes.

Asociado a las escamas de Goizueta se reconoce un gran cuerpo alentejonado E-W constituido de materiales paleozoicos, limitado al N y al S por

contactos mecánicos bastante continuos. Todo ello sugiere un dúplex complicado estructuralmente por la concurrencia de dos vergencias de sentido contrario.

Las mineralizaciones de Ollín, presumiblemente asociadas a esta estructura, han sugerido denominar a esta estructura como Dúplex de Ollín. La ausencia de datos cartográficos en referencia a las líneas de interceptación, la complejidad de las interferencias hercínicas y alpinas, así como el carácter polifásico de la deformación, no permiten realizar un cálculo aproximado del acortamiento, que en cualquier caso es kilométrico.

3.3. CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN

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

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

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

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

A grandes rasgos, el ciclo alpino comprende dos períodos de carácter geodinámico diferente: una larga etapa coincidente con el Mesozoico, en la que la región se encontraba situada en un dominio de divergencia y traslación de placas, con creación de cuencas de sedimentación, y un período más corto, que abarca parte del Terciario,

en el que la convergencia y posterior colisión de las placas Ibérica y Europea daría lugar a la génesis del orógeno pirenaico.

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

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

-Fase prealbiense con desarrollo de estructuras de dirección NNW-SSE.

-Una fase con desarrollo de vergencias hacia el N.

-Y una tercera fase con desarrollo de vergencias hacia el S.

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

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

En relación con la Fase de vergencia N puede asegurarse que es post-eocena, si consideramos que afecta al flysch Eoceno del Monoclinal de Zumaia

(CAMPOS, 1979), en el NW. del macizo de Cinco Villas, no pudiéndose concretar más precisamente su edad, al no conservarse materiales posttectónicos. En este sentido, se ha reconocido en la plataforma continental, al norte del Monoclinal de Zumaia, una discordancia transgresiva Luteciense sobre estructuras previas (WINNOCK, 1971),

que bien pudiera datar las vergencias al N. Todo ello, se corresponden con las observaciones realizadas en la Zona Norpirenaica (CHOUKROUNE, 1976).

En referencia a la fase de vergencia hacia el S. los materiales en la Cuenca Vasco-Cantábrica afectados por esta fase se encuentran en el límite Sur del Bloque Alavés, concretamente en la Sierra Cantabria-Montes Obarenes. La datación de los primeros materiales posteriores al paroxismo alpino en esta zona, corresponde al Oligoceno (RIBA, 1974). Más concretamente, en la Sierra de Codés, en la intersección de la Sierra Cantabria con la Falla de Pamplona, DEL VALLE DE LERSUNDI (1986), se refiere a una fase oligo-miocena, por datación de los conglomerados del frente de la Sierra de Codés. Más específicamente, ésta se iniciaría en el Chattense 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.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja, a escala 1:25.000, de Ituren (90-I) se encuentra situada en el sector septentrional de la provincia de Navarra, casi en el límite con el País Vasco. Es una zona accidentada, de grandes contrastes altimétricos, donde alternan importantes elevaciones con profundos barrancos. En ella se pueden distinguir dos zonas muy bien diferenciadas; el Macizo de Cinco Villas, al norte, y el Valle del Ezcurra el sur y sudeste, de ellos se hablará más adelante. Administrativamente pertenece a la Comunidad Autónoma de Navarra de carácter uniprovincial, e hidrológicamente forma parte de la vertiente atlántica, con el Bidasoa como río principal.

Desde un punto de vista geológico-estructural la hoja se sitúa en el Arco Vasco en su confluencia con el Macizo de Cinco Villas perteneciente a la zona Axial, o al menos de gran simetría con la misma. Esta zona está constituida por materiales paleozoicos, mayoritariamente, que constituyen el zócalo regional. Bordeando la zona axial se disponen las zonas sur y norpirenaica, constituidas por materiales mesozoicos y paleógenos, intensamente plegados, que integran la cobertera. Esta última zona cabalga sobre la depresión del Ebro, cuenca de antepaís, rellena por sedimentos postorogénicos.

El relieve, como ya se ha señalado anteriormente es bastante accidentado, con las mayores alturas en el sector norte, donde destacan los picos de Eracurri (1.142 m), Mondacer (1.131 m), Loizate (1.48 m) y Ecaitza (1.47 m). Todas ellas están en la margen izquierda del río Ezcurra. En la margen sur, las cotas son bastante menores. Las cotas más bajas se encuentran en dicho valle con valores que descienden por debajo de los 200 m. Como puede observarse entonces, las diferencias altimétricas son muy acusadas debido a las profundas entalladuras que producen los distintos ríos y arroyos. En la Hoja se observan dos zonas de diferente relieve. Por un lado el Macizo de Cinco Villas y por otro, el sector denominado la Depresión Intermedia. El límite entre ambas lo marca el Valle del Ezcurra, marcando una diferencia importante: la población. A partir del Valle del Ezcurra hacia el sur hay un aumento considerable de núcleos urbanos, caseríos y comunicaciones, mientras que hacia el Macizo Paleozoico, el abrupto relieve y lo intrincado de la vegetación hacen de él un sector muy despoblado.

La red de drenaje se articula en torno al río Ezcurra, afluente del Bidasoa y en el que desemboca, en la contigua hoja de Sumbilla, en la localidad de Santesteban. En el límite Oeste, se encuentra el río Ollin que con una dirección S-N, separa esta hoja de la contigua por el Oeste. Uno de los afluentes del Ezcurra, por el Norte está represado, dando lugar al Embalse de Mendaur, al sur del pico que lleva este mismo nombre.

Las características climáticas más generales, referidas a precipitación y temperatura, se reflejan en el esquema morfoclimático, a escala 1:100.000 que acompaña al mapa geomorfológico. En él se observa que la precipitación media anual está comprendida entre 1.400 y 1.500 mm, correspondientes los valores más altos al sector septentrional y los más bajos al meridional. Las temperaturas media oscilan entre 8 y 10° C con máximas de 36° C y mínimas de - 8° C. Aunque estos datos definen un tipo climático Mediterráneo con régimen de humedad Mediterráneo húmedo, lo cierto es que hay una tendencia a la continentalidad y, una cierta influencia del clima de montaña, con precipitaciones de carácter sólido.

El principal núcleo de población es Beinza-Labayen que da nombre a la hoja, destacando también Ezcurra, Ituren, Erasun, Saldías, Urroz de Santesteban etc..., la mayoría de ellos situados en el valle del río Ezcurra o en los valles afluentes del Leurza. Son pequeños centros urbanos dedicados a la ganadería y a la agricultura, explotando, en ocasiones, su riqueza maderera.

La red de comunicaciones varía considerablemente, del sector norte al sur, siendo este último, el más favorecido. La carretera principal que une Santesteban con Leiza, en la vecina hoja por el oeste, discurre por el valle del río Ezcurra poniendo en comunicación todos los pueblos del valle. Hacia el sur, existen otra serie de carreteras locales con trazados muy tortuosos pero que finalmente permiten el recorrido por este sector. La zona septentrional está pésimamente abastecida de carreteras y caminos, destacando sólo la carretera que discurre por el valle del río Ollin. Los caminos, poco abundantes, en ese sector, hacen difícil el acceso a la totalidad de la superficie de la Hoja.

4.2. 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.

4.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

En este apartado se describe el relieve teniendo en cuenta dos aspectos, uno estático o morfoestructural y otro dinámico o relativo a la actuación de los procesos exógenos sobre un determinado sustrato y bajo unas condiciones climáticas determinadas.

4.3.1. Estudio morfoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural la Hoja se sitúa en el Arco Vasco en su contacto con el macizo paleozoico de Cinco Villas y la zona surpirenaica (Figura 1). Las características del relieve, bastante accidentado están muy condicionadas por la estructura, además de por la litología y la tectónica.

Los relieves más acusados corresponden al macizo paleozoico, donde la incisión de los ríos ha producido acusadas entalladuras controladas muchas veces por la fracturación y las litologías menos competentes. Siguiendo la dirección de la

estructura general NE-SO se dan importantes crestas que ponen de manifiesto los niveles más duros. Es de destacar la del Mendaur, en forma semicircular o la que recorre los altos de Araitza, Loizate y Kapelets, que con una morfología zigzagueante recorre el borde norte de la Hoja. Todas estas crestas tienen escarpes superiores a los 50 metros hacia ambos lados. También aparecen algunas crestas al norte del río Ezcurra en el paraje de Ancinguturre. En este caso los escarpes son más pequeños, inferiores a 50 m. No existen otro tipo de formas estructurales en el ámbito de la Hoja.

Por otra parte, la morfología de la red de drenaje es otro de los aspectos que mejor refleja la influencia de la estructura en la configuración de relieve y en la distribución de los conjuntos fisiográficos. Además, la linealidad de algunos cauces, la orientación preferente de muchos de ellos según determinadas directrices, así como los cambios bruscos en los perfiles longitudinales, indican que las aguas circulan preferentemente por las zonas de mayor debilidad o de máxima pendiente.

En la Figura 2 se presenta un esquema de la red de drenaje, a escala 1:1.000.000, donde se indican las principales direcciones y flujo de los tramos más rectilíneos y donde se observa la existencia de varias direcciones importantes.

En primer lugar resalta la dirección N-S que es la que sigue la dirección principal de descenso del relieve. Por otra parte la dirección NE-SO, bastante frecuente es la que presentan las principales estructuras regionales, correspondiendo en numerosas ocasiones a cauces de largo recorrido. Muchos tramos del río Ezcurra se adaptan a esta dirección, encajándose en los tramos más blandos. La E-O está escasamente representada y finalmente la NO-SE se ocupa por los cauces de primer orden. Algunas fracturas tienen esta misma dirección.

4.3.2. Estudio del modelado

Se analizan y describen las diferentes formas cartografiadas, tanto de carácter erosivo como sedimentario y que han sido originadas por la acción de los procesos externos. También se describen estos procesos y su importancia en el modelado de la zona. Concretamente en la hoja de Gulina, tres son las morfologías principales: fluvial, estructural y de ladera. Las morfologías kárstica y poligénica completan el espectro de formas definidas en la hoja de Gulina.

4.3.2.1. Formas fluviales

En la Hoja de Ituren, la morfología fluvial tiene un gran desarrollo, aunque con un predominio de la de carácter erosivo. Con depósitos más representativos son los fondos de valle y los conos de deyección.

Los fondos de valle están constituidos por un conjunto de cantos y gravas de calizas, dolomías, cuarcitas, areniscas y otros, envueltos en una matriz de carácter arcilloso. Su morfología, en planta, es estrecha y alargada, con un trazado sinuoso en el que se intercalan tramos rectilíneos. En algunos puntos, como sucede en el valle del río Ezcurra, al sudeste de la Hoja, estos depósitos alcanzan mayor desarrollo, llegando a tener hasta 500 m de ancho. Esto es debido a que se trata de una zona de materiales más blandos y de relieve más suave por donde el río puede desarrollarse con mayor amplitud.

En general, asociados a los fondos de valle, aparecen los conos de deyección, instalados a la salida de algunos barrancos y arroyos, al desembocar en un cauce de rango superior. Los mejores ejemplos se localizan en el tramo más oriental del río Ezcurra.

Su morfología es muy característica, en abanico, y pueden aparecer como formas aisladas o solapándose unas con otras cuando en una misma ladera aparecen muy próximas unas a otras. La litología es similar a la de los fondos de valle, puesto que el área madre es el mismo, aunque la textura puede variar, incluso de unos conos a otros y dentro del mismo depósito, pues el tamaño de grano disminuye de la zona apical a la distal. Su génesis suele ser contemporánea a la de los fondos de valle puesto que es frecuente que unos y otros depósitos aparezcan interdentados. También es habitual en los valles la asociación lateral con los depósitos de ladera.

Otra de las formas cartografiadas es un pequeño meandro abandonado, en la margen derecha del río Ezcurra, en el paraje de Anteskoa, con su característica morfología semicircular.

Por lo que se refiere a las formas fluviales de carácter erosivo, destaca una importante red de incisión que da lugar a barrancos en "v". Este acusado proceso de erosión se

debe a que se trata de un área de montaña próxima a una gran divisoria y donde las pendientes son muy acusadas, superado en general el 20% es decir los 10-12°. En estas condiciones, las aguas de escorrentía producen fuertes incisiones y entalladuras, dando lugar a una abrupta morfología donde alternan los barrancos con los interfluvios agudos en arista. La existencia de materiales blandos intercalados en otros más duros, favorece el desarrollo de estas formas. En algunos puntos la incisión puede ser acelerada por el desarrollo del karst.

El proceso de formación de valles en "v" en un estadio avanzado hace que las laderas de valles contiguos se unan en sus partes superiores dando lugar a interfluvios en arista. Por otra parte en el valle del barranco de Zumarresta se dan acusados procesos de erosión lateral de los cauces en las vertientes cóncavas dando lugar a taludes verticales en los que se originan pequeñas inestabilidades.

4.3.2.2. Formas de ladera

Dentro de este conjunto se reconocen coluviones, canchales, desprendimientos y deslizamientos.

Los coluviones aparecen al pie de las laderas o en cotas intermedias de las mismas y son originados por la acción conjunta de la gravedad y el agua. Dan bandas alargadas y, en general, paralelas a los cauces. En el río Ezcurra, en el tramo más oriental se relacionan lateralmente con los conos de deyección que, por medio de pequeños barrancos, vierten a estos valles. Otras veces, en áreas de fuertes pendientes y con cualquier morfología, pueden reconocerse derrubios de depósitos ordenados. Como no siempre son fáciles de observar se han incluido en el mismo conjunto.

También se han cartografiado los canchales, muy comunes en este tipo de relieve accidentado de naturaleza calcárea. Algunos buenos ejemplos se localizan al pie de los grandes escarpes y crestas. Son depósitos con escasa matriz, constituidos por una acumulación de bloques y clastos angulosos, desprendidos de los escarpes superiores. Cuando las caídas se limitan a unos cuantos bloques de gran tamaño se han representado como desprendimientos o bloques caídos.

Los deslizamientos también se producen por las altas pendientes y la presencia de litologías blandas o alternantes. Aparecen dispersos por la Hoja, pero el mejor ejemplo

se halla en el límite meridional, en las proximidades de Beinza-Labayen. Este tipo de movimientos origina a veces algunos problemas. En algunos de ellos se puede observar con claridad la cicatriz de despegue y la masa deslizada. Algunos son de carácter rotacional y otros solifluidades como se muestra en algunos ejemplos del álbum fotográfico. Por lo general son de pequeñas dimensiones, entre 100 y 500 m².

Se han señalado en el mapa las zonas de inestabilidad en las laderas. Estas inestabilidades consisten en lajamiento, solifluxión y pequeños desplazamientos debidos a la gravedad.

4.3.2.3. Formas poligénicas

Dentro de este grupo se han reconocido un par de afloramientos de glaciares en la zona sur, muy próximos a la localidad de Beinza-Labayen. Tienen formas lobuladas y son de pequeño tamaño. Por sus dimensiones y desarrollo son poco importantes dentro del ámbito de la Hoja.

4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se definen como tales todos aquellos materiales coherentes o no, que han podido sufrir una consolidación posterior y que están relacionados con la evolución del paisaje que se observa en la actualidad (GOY et al., 1981). Sus características principales son que deben ser cartografiables a la escala de trabajo y estar definidas por una serie de atributos tales como geometría, textura, litología, potencia, génesis y, en ocasiones, edad.

Las formaciones superficiales más representativas dentro de la Hoja de Ituren son las de carácter fluvial. Entre ellas se destacan los fondos de valle, constituidos por un conjunto de cantos y gravas de naturaleza calcárea y dolomítica, fundamentalmente, aunque también existen de cuarcita, cuarzo, areniscas y otros, empastados en una matriz arcilloso-arenosa. Esta matriz posee cierto contenido en carbonatos que a veces se acumulan alrededor de los cantos formando una especie de envuelta denominada camisa. El tamaño medio de los clastos está comprendido entre 5 y 8 cm, y el tamaño máximo observado es de 35 cm. Estos bloques son abundantes y quizás en otros puntos puedan alcanzar mayores tamaños. Ello es debido a que se trata de una zona montañosa, donde la capacidad erosiva de los cursos es muy elevada por

las grandes diferencias altimétricas y por la alta pluviometría. La presencia, además, de una estación fría, favorece la alteración mecánica y la puesta en movimiento de los fragmentos de roca a través de los cauces. La potencia de estos depósitos no es visible en la mayoría de los casos pero no parece superar los 4-5 m. El aluvial de mayor desarrollo corresponde al del río Ezcurra al sudeste de la Hoja, seguido del río Ollin. A estos depósitos se les asigna una edad holocena por representar la última etapa sedimentaria de la red fluvial actual.

Asociados a estos depósitos aparecen los conos de deyección con diferente envergadura según la amplitud de los valles. Los de mayor tamaño son los del valle del río Ezcurra. Son también depósitos de textura granular, heterométrica y muy poco consolidados. Su litología es muy similar a la de los fondos de valle, puesto que en la mayoría de los casos el área madre es común, aunque pueden presentarse diferencias locales. Por lo que se refiere al tamaño de los granos, existen grandes variaciones dentro de un mismo depósito desde la zona apical a la distal, disminuyendo mucho de la primera a la segunda. La potencia varía en el mismo sentido, desde 6-7 m hasta pocos centímetros, siendo algo más potentes los que tienen menor tamaño. Al igual que los fondos de valle, a estos depósitos se les asigna una edad holocena por su relación con ellos, apareciendo interdentados sus depósitos. Hay que señalar que muchos de ellos son funcionales en la actualidad.

Entre las formaciones superficiales de ladera se describen solamente los coluviones y los canchales. Los primeros son de naturaleza arcillosa con numerosos clastos de carácter anguloso, dispuestos en lechos que indican los diferentes aportes que van dando origen al depósito. Son clastos casi siempre calcáreos y muy angulosos. La potencia es muy heterogénea pudiendo variar desde un tapiz superficial de pocos centímetros, hasta acumulaciones de varios metros. Normalmente se ubican al pie de las vertientes, en bandas alargadas paralelas a los cauces. Los canchales aparecen por lo general a distintas alturas de la ladera y están constituidos por una abundante acumulación de clastos y bloques de gran heterometría que a veces pueden llegar a alcanzar más de un metro. La potencia de estos depósitos suele variar entre 0,5 y 3 m, no descartándose la posibilidad de mayores potencias puntualmente.

4.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La evolución geomorfológica de la Hoja de Ituren se encuentra inmersa dentro de la evolución regional, por lo que siempre hay que enmarcarla en un contexto más amplio, debido a la necesidad de tener puntos de referencia claros, de carácter regional. Es por ello que hay que indicar, en primer lugar que la Hoja, desde un punto de vista geológico-estructural, se sitúa a caballo entre el Arco Vasco, al oeste y la Zona Surpirenaica, al sudeste.

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

Aunque en esta Hoja no existen depósitos terciarios del Mioceno medio y superior, la realización, en un futuro, de trabajos geomorfológicos en hojas próximas, contribuirá al conocimiento de muchos de los datos de los que ahora se carecen.

Al finalizar la sedimentación terciaria, existe un período en el que tienen lugar una serie de procesos edáficos con formación de costras, karsts, etc, que dejan su huella en las calizas terminales de las principales cuencas. Quizás en este período podría integrarse la superficie de erosión que aquí aparece y que se ha denominado Superficie de Erosión Inferior, puesto que es más joven que la superficie de Erosión Fundamental y más antigua que el inicio de la erosión fluvial. Este cambio supone que los grandes ríos, en su proceso de erosión remontante, llegan a las cuencas, capturando los pequeños cauces recién instalados y se inicia la erosión de los mismos con evacuación de los sedimentos fuera de ellas. Este cambio no es sincrónico en todos los puntos de las grandes cuencas pero sí se supone que marca el paso del Terciario al Cuaternario.

En el área de estudio no existen sedimentos postorogénicos, a excepción de los cuaternarios. Esto hace que el encajamiento produzca profundas incisiones y valles muy encajados, dando lugar a un relieve con grandes diferencias altimétricas, en el que son frecuentes barrancos, cañones, hoces, aristas, como corresponde a una morfología abrupta.

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

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

4.6. PROCESOS ACTUALES

La Hoja de Ituren, se reconocen como en casi todas las hojas del entorno, tres tipos de procesos que actualmente son frecuentes:

-Erosión fluvial

-Movimientos de ladera (gravedad)

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

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

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

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

5. PETROLOGÍA

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

5.1. ROCAS ÍGNEAS

5.1.1. Ofitas (nivel 1).

Están representadas exclusivamente por las masas de rocas subvolcánicas tradicionalmente denominadas ofitas. No son las únicas rocas ígneas en la Hoja, también aparecen pequeños afloramientos de Lherzolitas y diabasas, que por su tamaño no son representable en el mapa. Normalmente aparecen asociadas a los materiales triásicos en la falla de Leitza.

Bajo la clásica denominación de ofitas, se engloba una serie de familias de rocas de composición basáltico andesíticas, aflorantes como masas irregulares de pequeñas a medianas 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 mas 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 (1976), sugieren su ubicación durante el Sinemuriense, en tanto que otros autores han señalado su emplazamiento próximo al límite Triásico-Jurásico. En líneas generales, las masas ofíticas pueden considerarse como sills andesítico-basálticos muy espilitizados, cuyo emplazamiento durante un evento distensivo lógico ha sido favorecido por la plasticidad de las arcillas de las facies Keuper.

5.2. METAMORFISMO

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

5.2.1. 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 Leitza.

5.2.1.1. Metamorfismo alpino

El metamorfismo del Manto de los Mármoles se extiende entre Elizondo y Tolosa (Guipúzcoa), en una banda alargada de dirección E-W, de 3 a 8 km. de ancho por 60 km. de largo, limitada al N. por la Falla de Leitza 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 blástesis de clorita.

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

ASOCIACIONES MINERALES DEL METAMORFISMO ANTECENOMANIENSE

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

Las rocas carbonatadas predominan en la base del mesozoico y dan lugar a mármoles de colores blanco, azules o cremas y en menor proporción grisáceos. Las texturas son

mayoritariamente granoblásticas, pero el tamaño de grano muestra grandes variaciones. Por otra parte, la mineralogía puede variar considerablemente de unas muestras a otras aunque, en general, todas suelen presentar una cierta pobreza mineralógica.

Las principales asociaciones minerales reconocidas son:

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

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

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

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

- cuarzo - moscovita - clorita - opacos.

- cuarzo - moscovita - clorita - opacos - turmalina.

- cuarzo - moscovita - clorita - biotita + - epidota.

- cuarzo - plagioclasa - biotita - clorita - turmalina.

- cuarzo - plagioclasa - biotita - moscovita - turmalina - grafito - opacos.

En todas las rocas pueden existir cantidades variables de carbonato.

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

Condiciones termodinámicas del metamorfismo antecenomaniense

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

En cuanto a los mármoles, pueden diferenciarse: una zona de grado muy bajo con clorita y otra de grado bajo con flogopita y anfíbol. Otros minerales, como talco, moscovita, plagioclasa, escapolita, etc., parecen más condicionados por factores composicionales ya que aparecen en cualquiera de las zonas. En este sentido, debe considerarse la influencia que ha podido tener sobre las asociaciones presentes las variaciones en XCO_2 y XH_2O .

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

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

Distribución del metamorfismo antecenomaniense

La distribución de las rocas metamórficas en el Manto de los Mármoles es muy heterogénea, especialmente en los tramos carbonatados. En general, la proporción de mármoles es mayor en las proximidades de la Falla de Leitza; 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 Leitza, 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 Leitza 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 Leitza y la segunda a lo largo de los pliegues anticlinales de Orokieta, al S. del Manto de los Mármoles. Por último, existe un máximo metamórfico paralelo al Lacolito de Almandoz.

Edad del metamorfismo

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

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

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

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

Metamorfismo terciario

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

5.2.2. Metamorfismo de Contacto

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

6. HISTORIA GEOLÓGICA

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

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

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

6.1. 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.

6.2. EL CICLO ALPINO

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

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

La estructuración tardihercínica configuró la región como una serie de horsts y grabens paralelos a los accidentes principales. El relleno sedimentario de los surcos

dio comienzo por las zonas más deprimidas, durante el Pérmico y su progresión en la vertical aumentó paulatinamente el área sedimentaria, favoreciendo una disminución energética, como sugieren los depósitos fluviales y aluviales de las facies Buntsandstein.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

En el Aptiense comienza una importante transgresión, mediante la instauración de condiciones marinas someras con aportes de terrígenos que dificultarían la

construcción de los arrecifes urgonianos. Desde el punto de vista estructural continúa la fase extensional y la compartimentación, activándose la Falla de Leitzza, debido al desplazamiento hacia el este. Se origina una serie de estructuras de dirección N-S en el Manto de los Mármoles.

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

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

Superpuesta a la actividad tectónica prealbiense, en clara relación con la Falla de Leitzza, 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 Paleoceno, continúa la sedimentación turbidítica.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

No existe en la actualidad signo alguno de actividad minera en el ámbito de la Hoja de Ituren, que parece haber despertado un mayor interés en épocas pasadas, reconociéndose tres explotaciones abandonadas correspondientes a rocas industriales y seis, a minerales metálicos y no metálicos.

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Se incluyen en ese apartado los indicios y explotaciones abandonados de, hierro, plomo y fluorita.

En cualquier caso, en general existe un gran desconocimiento relativo a los minerales metálicos en Navarra, tanto en lo que concierne a leyes como a reservas, así como a diversos datos económicos, lo que unido al desinterés mostrado por ellos desde hace algunas décadas, no parece indicado pensar en su futura explotación a corto o medio plazo.

7.1.1.1. Hierro

Esta sustancia aparece asociada a la mayor parte de los indicios y antiguas explotaciones de la Hoja de Beinza-Labeyen. Por lo general está asociado a mineralizaciones filonianas, tanto cuando está asociado al Triásico-Jurásico como al Paleozoico.

Se trata de dos explotaciones abandonadas y cuatro indicios. Las dos explotaciones están repartidas en el Carbonífero una, en el término municipal de Goizueta, y en el Jurásico la otra, en las cercanías de Beinza-Labayen. Las dos presentan un origen filoniano, y en los dos casos las mineralizaciones aparecen en forma de óxidos.

Los filones mineralizados del Carbonífero están asociadas a una roca caja arcillosa, mientras que los Jurásicos, lo están a rocas calcáreas.

Los indicios aparecen la mayoría asociados al Carbonífero, de origen desconocido, con una paragénesis de óxidos de hierro, en roca caja areniscosa.

7.1.1.2. Plomo

La presencia de plomo carece de interés en Navarra, y esto se evidencia en la escasa entidad de las explotaciones abandonadas de esta sustancia.

Existe en la Hoja una explotación abandonada de este elemento, que tuvo un relativo interés. Se encuentra en la carretera a Goizueta y tiene el nombre de Minas de Ollín.

Esta mineralización aparece ligada al Carbonífero, tiene un origen filoniano, probablemente hidrotermal, con mineralizaciones de blenda y galena

7.1.1.3. Fluorita

Existen tres únicos indicios en toda la Hoja, dos debidos a explotaciones abandonadas en la que aparece fluorita, con una morfología filoniana, dentro de materiales areniscosos de edad carbonífera.

7.2. MINERALES Y ROCAS INDUSTRIALES

Pertencen a este grupo las explotaciones abandonadas de mármoles y areniscas. Se trata de tres explotaciones abandonadas, dos de ellas de mármol y la restante de arenisca.

7.2.1.1. Mármol

Existe un escaso conocimiento con respecto a los indicios de mármol que aparecen en la Hoja, lo único que queda claro es su pertenencia al Mesozoico.

Entendiendo como mármol cualquier roca carbonatada de interés ornamental, existe cierta posibilidades que se trate de calizas urgonianas.

7.2.1.2. Arenisca

Se trata de una antigua explotación abandonada de areniscas del Buntsandstein, de pequeña entidad. En ella se explotaba la conocida piedra del Baztan.

En la actualidad no existen explotaciones activas reconocidas, pero durante la realización de la campaña de campo, se observaron algunas pequeñas catas en materiales del Buntsandstein, como por ejemplo en el camino que une de Ituren con el embalse de Mendaur.

7.3. INTERÉS POTENCIAL DE LOS RECURSOS MINEROS

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

Las rocas industriales parecen ofrecer un futuro más prometedor a juzgar por sus demandas actuales y por su abundancia en el marco de la Hoja. Por ejemplo, la caliza constituye una de las sustancias de mayor interés actualmente, existiendo importantes afloramientos en la Hoja; de ellos, destacan por su extensión y accesibilidad las calizas y dolomías mesozoicas, cuya aplicación más inmediata son los áridos empleados para diversos tipos de obras públicas, sin olvidar el posible uso ornamental de algunas masas de calizas arrecifales cretácicas.

Designando como mármol cualquier roca carbonatada de interés ornamental, existirían ciertas posibilidades futuras relacionadas con las calizas urgonianas principalmente. No debe olvidarse en cualquier caso, que en la región existen canteras que aprovechan materiales carbonatados con fines ornamentales cuando la roca extraída presenta condiciones idóneas, y como áridos cuando el grado de fracturación o alteración no permite la aplicación anterior.

No deja de ser llamativa la ausencia de canteras activas en las extensas masas ofíticas, aunque la pasada obtención de caolín en ellas, da buena idea de su grado de alteración, principal inconveniente para su aprovechamiento. En cualquier caso, el interés

existente actualmente en relación con las ofitas, especialmente relativo a obras públicas, parece sugerir un posible aprovechamiento próximo, si se consiguiese vencer el obstáculo supuesto por la alteración.

7.4. HIDROGEOLOGÍA

7.4.1. Introducción

La hoja a escala 1:25.000 de Ituren (90-I) comprende una zona de relieves acusados y fuertes contrastes altimétricos, donde destaca el macizo de Cinco Villas en la mitad septentrional de la Hoja, limitado al S por el valle del río Ezcurra.

La red fluvial que recorre la zona de estudio vierte sus aguas a la cuenca Norte. Los cursos fluviales más destacados son el río Ezcurra, tributario del río Bidasoa y el río Ollín (en el límite occidental de la Hoja) afluente del Urumea. Este sector navarro mantiene a lo largo de todo el año un elevado régimen de precipitaciones así como una intensa esorrentía.

7.4.2. Descripción hidrogeológica

Entre las formaciones aflorantes en el ámbito de la hoja a escala 1:25.000 de Ituren (90-I), se han distinguido aquellas que por sus características hidrogeológicas, son susceptibles de desarrollar acuíferos, de manera que se consideran 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 extensión y/o potencia es reducida.

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

Buntsandstein-Muscheskalk

Cretácico superior calcáreo

Depósitos cuaternarios

7.4.3. Acuíferos principales

7.4.3.1. Lías Inferior

Representado por dolomías, brechas calcáreas y calizas, se extiende por el sector meridional de la Hoja en una estrecha banda que forma parte del sistema acuífero denominado Leiza-Puerto de Velate, los materiales que constituyen la serie se encuentran afectados por el metamorfismo que caracteriza al “Manto de los mármoles”.

7.4.3.2. Jurásico Superior- Dogger- Malm

Los materiales jurásicos destacados por su mayor permeabilidad se disponen en un estrecha y alargada franja paralela a la serie liásica y puntualmente en contacto con ella. Está constituida por una potente serie de calizas marmóreas negras que , como en el caso anterior, se encuentran afectadas por un metamorfismo que se atenúa hacia el sur.

7.4.3.3. Aptiense-Albiense

Los materiales del Aptiense-Albiense correspondientes al “Complejo Urgoniano”, están constituidos por un conjunto de calizas micríticas, de grano fino, alternantes con tramos de caliza bioclástica. En general se encuentra bastante recrystalizada y

localmente marmorizada, a pesar de lo cual presentan una elevada permeabilidad por fracturación y carstificación. Los afloramientos cretácicos se localizan, como en los casos anteriores, en una delgada banda de dirección NE-SW, que se extiende desde la vecina hoja de Tolosa y que se encuentra afectada por los plegamientos, fracturación y cabalgamientos que impone la tectónica regional.

7.4.4. Acuíferos secundarios

7.4.4.1. Trías permeable. Buntsandstein-Muschelkalk

Los afloramientos del Buntsandstein, ocupan una importante superficie de la Hoja al norte del río Ezcurra, bordeando el macizo paleozoico de Cinco Villas. La composición básica de esta formación consiste en granos de cuarzo subangulosos y fragmentos de rocas metamórficas con matriz sericítica. La granulometría es muy variada, presentando en conjunto la unidad, una gran variabilidad vertical y lateral, en general, la formación se hace más arcillosa hacia el techo, culminando con un paquete de arcillas y limolitas. Los niveles conglomeráticos intercalados presentan con frecuencia morfología lenticular, siendo más frecuente su aparición en la base de la unidad, su espesor no suele superar los 5 metros.

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

Los afloramientos triásicos en facies Muschelkalk se localizan en el borde meridional de la Hoja, entre los municipios de Ezcurra y Saldías, su extensión es reducida y está constituidos por calizas y dolomías permeables por carstificación y/o disolución.

7.4.4.2. Cretácico superior calcáreo

Los afloramientos del Cretácico superior calcáreo afloran en una delgada banda dispuesta casi paralela al cauce del río Ezcurra y en contacto con los materiales del Buntsandstein. Está formado fundamentalmente por calizas permeables por fracturación, fisuración y carstificación. Su escaso desarrollo y la presencia de

materiales intercalados de muy baja permeabilidad disminuye la capacidad acuífera de estos niveles.

7.4.4.3. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios dignos de mención por su capacidad para formar acuíferos son los relacionados con los aluviales de los ríos Ezcurra y el arroyo Ameztia. Estos niveles son bastante permeables aunque su potencia y extensión no está muy desarrollada. La litología predominante de estos niveles está compuesta fundamentalmente por cantos, gravas, arenas y arcillas, constituyendo depósitos poco homogéneos, por lo que la permeabilidad es muy variable.

7.4.5. Funcionamiento hidrogeológico general

Los acuíferos más importantes desarrollados en el ámbito de la hoja de Ituren se desarrollan en una banda alargada que va desde la mitad meridional de la Hoja hasta el límite oriental de la misma. Dicha banda corresponde a los materiales consolidados de tipo calcáreo permeables por fracturación y/o carstificación. Esta agrupación de niveles acuíferos se prolonga por la vecina hoja de Tolosa (89) formando el sistema acuífero Leiza-Puerto de Velate, que cuenta con una superficie total de afloramiento de 25 km² y unos recursos de 24 hm³/año.

Además de estos materiales existen otras formaciones permeables por porosidad intergranular, como los depósitos cuaternarios o los niveles arenosos y conglomeráticos de las facies Buntsandstein, aunque, en general estos materiales suelen presentar una permeabilidad menor y la circulación del flujo subterráneo se realiza de forma más lenta.

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

La alimentación de todos estos acuíferos se realiza a partir de la infiltración directa del agua de lluvia así como por la infiltración de las fuertes escorrentías que se

producen en la zona. La descarga se realiza por flujo directo a los ríos y mediante las numerosos manantiales que surgen a favor de los contactos entre materiales de distinta permeabilidad. En el cuadro adjunto se resumen las principales surgencias puntuales existentes en el ámbito de la Hoja. Además de estas existen otras muchas dispersas y de carácter básicamente estacional que drenan los recursos almacenados en los materiales paleozoicos a favor de la red de fracturas que les afecta.

En el término municipal de Elgorriaga, se localiza un pozo con recursos salinos (nº 90-2-64) que estuvo asociado en la primera mitad del presente siglo con una importante actividad balnearia. El agua extraída de este punto presenta una elevada salinidad en relación con los materiales captados (arcillas yesíferas del Keuper) de carácter clorurado sódico, además de trata de aguas frías 10-13 ° C , extraordinariamente mineralizadas (más de 200.00 mg/l de residuo seco). En 1992 se realizó un sondeo de investigación para analizar las posibilidades de poner en explotación nuevamente el balneario, del informe emitido tras la investigación efectuada, se deduce que las propiedades de las aguas del balneario no han variado con el tiempo y que el pozo, o en su defecto el sondeo de investigación, podía ponerse nuevamente en explotación con un caudal continuo de aproximadamente 0,4 l/s o incluso superior, lo que proporcionaría una disponibilidad de agua de entre 35.000 a 40.000 litros diarios.

Los recursos subterráneos albergados en los acuíferos descritos que no están asociados a circulación a través de materiales salinos, presentan una composición básica bicarbonatada cálcica o cálcico-magnésica, mineralización ligera o baja y buena calidad, no habiéndose detectado puntos significativos con contaminación derivada de actividades antrópicas.

Nº	Denominación	Acuífero	Coordenadas		Caudal (l/s)	Fecha
			UTM X	UTM Y		
90-1-10	Lopenea	Buntsandstein	595174	4775683	3,9	17/07/77
90-1-15	Iturrita	Buntsandstein	596618	4771780	3,0	18/07/77

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA A ESCALA 1:25.000.

90-I. Ituren

90-1-17	Iturraldi	Cuaternario	595766	4771167	1,8	18/07/77
90-1-18	Aztu	Cuaternario	595734	4771229	18,0	18/07/77
90-1-19	Belarri	Buntsandstein	595068	4771397	1,3	17/07/77
90-1-27	Uratasa II	Lías	599853	4771769	1,5	17/07/77
90-1-28	Mekoloneko Burda	Lías	599367	4771154	1,3	18/07/77
90-1-29	Urrutiña	Cretácico sup.	599381	4772686	1,2	17/07/77
90-1-31	Urrutiña V	Cretácico sup.	599382	4772600	1,0	18/07/77
90-1-32	Aranitzkua	Cretácico sup.	599086	4772546	1,7	17/07/77
90-1-36	Iturrita	Buntsandstein	596036	4771815	2,3	17/07/77
90-2-19		Buntsandstein	600820	4776632	1,1	8/08/77
90-2-21		Buntsandstein	600328	4776874	5,3	8/08/77
90-2-26		Buntsandstein	601251	4777046	1,2	8/08/77
90-2-28		Buntsandstein	601872	4776893	5,5	8/08/77
90-2-31		Buntsandstein	601607	4777183	1,5	9/08/77
90-2-33		Buntsandstein	600994	4775814	2,9	9/08/77
90-2-34		Buntsandstein	600944	4775685	1,3	9/08/77
90-2-40		Cretácico sup.	601824	4774355	1,5	19/07/77
90-2-42		Lías	602613	4775080	1,3	19/07/77
90-2-47		Buntsandstein	601152	4774815	2,0	9/08/77
90-2-50	Chorote	Cuaternario	606641	4773740	4,9	22/04/79
90-2-51	Uraregui	Cuaternario	606217	4773817	13,0	22/04/79
90-2-52	Mugarluce	Cuaternario	605921	4774124	7,5	22/04/79
90-2-53	Iturri Boy	Dogger-Malm	602782	4771666	12,5	18/05/79
90-2-54	Iturrita	Dogger-Malm	602876	4772120	20,2	18/05/79
90-2-55	Fraile Iturri	Dogger-Malm	601590	4771350	9,7	18/05/79
90-2-57	Maitzen Borda II	Dogger-Malm	603588	4772523	22,0	18/05/79
90-2-58	Ardantza	Lías	603483	4772814	15,0	18/05/79
90-2-59	Agorteneco	Lías	606452	4772212	35,0	22/04/79
90-2-60	Ichezarraco	Cuaternario	606750	4772975	40,0	22/04/79
90-2-61	Mocoteico	Lías	606536	4771905	4,6	22/04/79

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA A ESCALA 1:25.000.

90-I. Ituren

90-2-64	Pozo (17 m)	Cuaternario	606463	4776664
---------	-------------	-------------	--------	---------