



Gobierno de Navarra
Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA
ESCALA 1:25.000

HOJA 89-II
BERÁSTEGUI

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	3
2.1. PALEOZOICO	3
2.1.1. Carbonífero	4
2.2. MESOZOICO	5
2.2.1.1. Areniscas, arcillas y niveles de conglomerados. Facies Bundsandstein.	6
2.2.1.2. .Análisis secuencial del Triásico	8
2.2.2. Jurásico	10
2.2.2.1. Dolomías, calizas y brechas calcáreas (nivel 113). Hettangiense-Sinemuriense	10
2.2.2.2. Margas y calizas. (nivel 114). Sinemuriense-Aaleniese	11
2.2.2.3. Calizas arcillosas y margas (nivel 115). Aaleniese-Bathoniese	12
2.2.2.4. Análisis secuencial del Jurásico.....	13
2.2.3. Cretácico.....	15
2.2.3.1. Calizas con construcciones de rudistas (nivel 133). Aptiense-Albiense.....	15
2.2.3.2. Margas (nivel 134). Aptiense-Albiense	16
2.2.3.3. Margas y calizas (nivel 160). Cenomaniense-Santoniense.....	17
2.2.3.4. Análisis secuencial del Cretácico.	17
2.3. CUATERNARIO	19
2.3.1. Pleistoceno-Holoceno.....	19
2.3.1.1. Cantos, gravas, limos y arenas (Glacis). (nivel 519)	19
2.3.2. Holoceno.....	20
2.3.2.1. Cantos, gravas, arenas, limos y arcillas (Conos de deyección). (nivel 536)	20
2.3.2.2. Cantos, bloques y arcillas (Coluviones). (nivel 543)	21
2.3.2.3. Bloques y arcillas (Deslizamientos). (nivel 545).....	21
3. TECTÓNICA	23
3.1. CONSIDERACIONES GENERALES	23
3.2. DESCRIPCIÓN DE LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS	24
3.2.1. Pliegues	25
3.2.2. Fallas.....	25
3.3. CRONOLOGÍA DE LA DEFORMACIÓN	29
4. GEOMORFOLOGÍA	32
4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	32
4.2. ANTECEDENTES.	34

4.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO.....	34
4.3.1. Estudio morfoestructural.....	34
4.3.2. Estudio del modelado	36
4.3.2.1. Formas fluviales.....	36
4.3.2.2. Formas de ladera	37
4.3.2.3. Formas poligénicas.....	38
4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES	39
4.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	41
4.6. PROCESOS ACTUALES	42
5. PETROLOGÍA	45
5.1. ROCAS ÍGNEAS.....	45
5.1.1. Ofitas (nivel 103).....	45
5.2. METAMORFISMO	46
5.2.1. Metamorfismo regional	46
5.2.2. Metamorfismo alpino	46
5.2.3. Metamorfismo de Contacto.....	51
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	52
6.1. EL CICLO HERCÍNICO.....	52
6.2. EL CICLO ALPINO	52
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	56
7.1. RECURSOS MINERALES.....	56
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	56
7.1.1.1. Hierro	56
7.1.1.2. Plomo	57
7.1.1.3. Barita	57
7.1.1.4. Fluorita	57
7.1.2. Interés potencial de los recursos mineros.....	58
7.2. HIDROGEOLOGÍA	58
7.2.1. Introducción	58
7.2.2. Descripción hidrogeológica	58
7.2.3. Acuíferos principales.....	59
7.2.3.1. Triásico inferior. Facies Buntsandstein.....	59
7.2.3.2. Jurásico. Lías Inferior.....	60
7.2.3.3. Cretácico Inferior. Aptiense-Albiense.....	60
7.2.3.4. Depósitos cuaternarios.....	61
7.2.4. Características hidrogeológicas	61

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja a escala 1:25.000 de Berástegi (89-II), es el segundo cuadrante de la Hoja a escala 1:50.000 de Tolosa (89). De toda la Hoja únicamente la tercera parte, la más oriental, corresponde a territorio navarro, el resto pertenece a la provincia de Guipúzcoa dentro del territorio vasco. Geográficamente se encuentra situada en el sector septentrional navarro.

La red fluvial se encuentra articulada en torno a los cursos de los ríos Leitzarán, Bederán y Astonela, los tres pertenecientes a la vertiente cantábrica. Esta zona presenta una hidrología peculiar debida fundamentalmente a una pluviosidad muy elevada y además bastante continua a lo largo del año.

La densidad de población es muy baja, el único núcleo de población presente es Leitza, de la que solo aparece una pequeña parte en el borde sudeste de la Hoja. La principal ocupación de la población es la agricultura y la ganadería, con un foco industrial importante en la localidad de Leitza.

Topográficamente se trata de una zona muy accidentada, con fuertes contrastes altimétricos, lo que incide en la presencia de importantes desniveles y, en general terrenos abruptos, que generalmente suelen estar acompañados de una tupida cobertura de bosques y prados, lo cual dificulta sobremanera la observación de los posibles afloramientos geológicos. La máxima elevación se encuentra en el límite autonómico, en el sector nororiental de la Hoja, se trata del monte Mandoegi de 1043 m, las elevaciones mínimas se corresponden con las que se presentan a todo lo largo del valle del arroyo Urdinolako, que se encuentra situado en la esquina nororiental del mapa, con valores menores a los 200 m.

Geológicamente, se sitúa dentro de la cadena alpina pirenaica, entre la Cuenca Vasco-Cantábrica y la Zona Axial, más concretamente en el contacto entre el macizo paleozoico de Cinco Villas y el área conocida como Manto de los Mármoles, dentro del sector del Arco Vasco.

La cuenca Vasco-Cantábrica puede subdividirse en tres dominios; Bloque Alavés, Bloque Santanderino y Arco Vasco. Este último fue definido por RAT (1959) y

está limitado por el Accidente de Bilbao, la Falla de Pamplona y el Golfo de Vizcaya. En el límite oriental del Arco Vasco, se localiza el Manto de los Mármoles, que se puede considerar como una prolongación del Sinclinorio de Vizcaya, y que se corresponde a la cobertura limitada al Norte por la Falla de Leitza, al Sur por el frente de Aralar, al Este por la Falla de Pamplona y al Oeste por la Falla de Hendaya.

El macizo paleozoico de Cinco Villas pertenece a la Zona Axial, y está separado del resto por la Falla de Pamplona

Los materiales aflorantes en esta Hoja se encuentran comprendidos entre el Carbonífero y el Cretácico superior y en ocasiones se ven afectados por un metamorfismo de intensidad variable, con varias facies metamórficas, cuya edad parece corresponder al Coniaciense-Campaniense.

Estructuralmente la Hoja se encuentra afectada por la Falla de Leitza, 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 profundas tales como lherzolitas.

La cartografía de la presente Hoja está basada en la Hoja de Tolosa a escala 1:25.000 realizada por la Diputación Foral de Navarra, la Hoja de Tolosa a escala 1:50.000 realizada por el IGME en el año 1983 perteneciente al Plan MAGNA, y la cartografía de la tesis doctoral realizada por MARTÍNEZ TORRES (1989). Sobre todas ellas se ha realizado la pertinente actualización basada en 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, si bien no puede afirmarse otro tanto de los que afectan de forma específica al territorio ocupado por la Hoja. De entre todos ellos se puede destacar el realizado por VILLALOBOS el al. (1974) relativo al flysch del Cretácico superior navarro, y la tesis doctoral realizada por MARTÍNEZ TORRES (1989), en la que aborda el estudio de las estructuras existentes en el tránsito entre el Pirineo occidental y el Arco Vasco.

2. ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de esta Hoja se ha realizado en base a criterios secuenciales, definiendo unidades tectosedimentarias limitadas por rupturas deposicionales con expresión cuencial. En cada unidad 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 elaborada en esta Hoja, agrupándose los distintos niveles en diferentes unidades tectosedimentarias que se han definido en esta región, teniendo en cuenta la escala de trabajo y su carácter, eminentemente cartográfico.

Los materiales aflorantes en la Hoja de Tolosa (89-II) pertenecen al Carbonífero, Triásico, Jurásico, Cretácico y Cuaternario.

El Carbonífero aparece representado en el Macizo de Cinco Villas por pizarras, areniscas grauváquicas y cuarcitas. La representación cartográfica, en continuidad, de estos términos se hace casi imposible, debido fundamentalmente a la mala observabilidad, así como a la ausencia de niveles guía y la complejidad tectónica.

El Triásico aflora bordeando al paleozoico a modo de orla, y está constituido por un conjunto de areniscas de la facies Buntsandstein, unidas tectónicamente a una serie arcilloso-yesífera en facies Keuper.

Los Jurásicos y Cretácicos aflorantes lo hacen al Sur de la Hoja, en afloramientos no muy representativos localmente por su escaso desarrollo.

2.1. PALEOZOICO

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 el 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 SO 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.

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

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

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.

2.2. MESOZOICO

Pertencen al Mesozoico la mayor parte de los afloramientos que aparecen en la mitad meridional de la Hoja, predominando los de edad triásica, sobre los de edad

cretácica, y con la circunstancia de la escasa presencia de afloramientos de edad jurásica. Triásico

La serie triásica se presenta discordante sobre los materiales paleozoicos. Esta representada por dos de sus tres litotipos clásicos; facies Bundsandstein y Keuper. El hecho de la no aparición de la facies Muschelkalk, se circunscribe únicamente al ámbito de la Hoja, y puede ser debido a su comportamiento disarmónico ante los esfuerzos tectónicos, al estar situado entre el Keuper, que es el nivel de despegue regional, y los términos también incompetentes del techo del Bundsandstein, que puede dar lugar a un nivel de despegue secundario.

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. Areniscas, arcillas y niveles de conglomerados. Facies Bundsandstein.

Esta unidad aparece bordeando el Macizo de Cinco Villas. Estos materiales no están datados, y se asimila su edad al Triásico inferior por la litofacies que presenta (típica del Buntsandstein) y por su situación estratigráfica. La falta de fósiles impide su datación cronoestratigráfica, y su datación por litofacies y situación estratigráfica no descarta que se pueda hablar, igual que en otras partes de la Península, que su parte inferior corresponda todavía a un Pérmico superior

Está formado por una serie de areniscas de color rojo burdeos, de grano medio, algo micáceas y con algunos cantos dispersos, por lo general cuarcíticos, estratificadas en bancos de hasta 1 m de espesor, y que presentan en ocasiones intercalaciones conglomeráticas.

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

sericítica junto con un cemento formado por óxidos de hierro y un crecimiento secundario de los granos de cuarzo.

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

Los niveles conglomeráticos que aparecen intercalados con las areniscas presentan una escasa continuidad lateral, suelen presentar generalmente una morfología lenticular y son más frecuentes en el muro, próximos a los materiales paleozoicos. No suelen sobrepasar los 5 m de espesor.

Los conglomerados son de naturaleza cuarcítica, de cantos redondeados, con tamaños entre los 3 y 10 cm, a veces pueden observarse brechas poco evolucionadas de cantos angulosos y composición areniscosa. Resulta bastante difícil observar estructuras de orden interno en estos materiales, por lo general presentan un marcado carácter masivo, aunque en ocasiones se puede intuir alguna laminación cruzada de gran ángulo.

Hacia el techo de esta formación areniscosa, el contenido en finos aumenta, apareciendo niveles de limolitas y arcillas rojas intercalados en la arenisca.

A techo, la sucesión termina con un paquete de potencia variable (cercana a los 100 m) de arcillas y limolitas, de color rojo generalmente y en ocasiones verdosas o amarillentas, que en ocasiones pueden presentar delgadas intercalaciones de areniscas. Cuando el tramo es más arcilloso es prácticamente indistinguible del Keuper. Este nivel, siguiendo la nomenclatura del Trías germánico es asimilable a la facies Röt.

El espesor total supuesto del Triásico para esta Hoja es de unos 500 m

El ambiente de sedimentación se puede encuadrar dentro de un sistema de llanura aluvial arenosa situada en la parte media-distal de un medio de abanicos aluviales, evolucionando según aumenta el porcentaje de finos a una mayor distalidad. No se descarte que la parte superior de la misma presente ciertas características que indiquen ciertos retoques maréales. .Arcillas yesíferas abigarradas. Facies Keuper.

Se presenta bordeando al macizo de Cinco Villas, junto al Buntsandstein y también asociado a la zona de cabalgamiento de la falla de Leitzza, en la que actúa de nivel de despegue. Por lo general, da lugar a valles amplios tapizados de importantes recubrimientos.

Su deficiente calidad, debida a una intensa tectonización, así como a su naturaleza litológica, dificulta notablemente su reconocimiento en campo e imposibilita la determinación de su espesor aproximado.

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

Resulta imposible realizar estudios sedimentológicos sobre la presente unidad. Regionalmente se ha enmarcado en un contexto litoral de tipo sebkha, en condiciones de aridez que favorecieron la acumulación de evaporitas.

Debido al carácter azoico, no se ha podido caracterizar con mayor precisión la posición cronoestratigráfica de esta unidad. De forma tentativa se ha atribuido al Triásico superior.

Dentro del Keuper, aparecen masas de rocas volcánicas del tipo de las ofitas, que presentan un grado de alteración variable, por lo general intenso, y un contacto mecanizado, lo que dificulta la apreciación de la disposición original de estas masas.

2.2.1.2. .Análisis secuencial del Triásico

La evolución sedimentaria del Pirineo Vasco-Cantábrico durante el mesozoico se desarrolla en un contexto esencialmente distensivo que se inicia a finales del Paleozoico (Stefaniense-Pérmico), con la generación de pequeñas cuencas controladas por fracturas, donde se acumularon sedimentos vulcanoclásticos y aluviales.

Durante el Triásico continúan los procesos extensionales, aunque con una disminución de la subsidencia diferencial inducida por fallas, dando lugar a una cuenca extensa y homogénea.

En el área que abarcan las cartografías, el conjunto del Triásico forma una megasecuencia de carácter general transgresivo, limitada por discordancias de importancia regional. Esta megasecuencia está constituida, al menos, por dos secuencias de rango menor.

La secuencia inferior comprende al conjunto de las facies Buntsandstein y Muschelkalk, ya que en este área no se puede documentar discordancia alguna entre ambas facies. La secuencia superior estaría formada por las facies Keuper y el Rhetiense.

Las facies Buntsandstein son expansivas, con respecto al Pérmico y se encuentran discordantes sobre este o sobre el resto del Paleozoico. En conjunto forman una megasecuencia de retrogradación fluvio-aluvial, que se inicia con facies conglomeráticas de abanico proximal y culmina con facies arenosas y lutíticas de llanura aluvial. Esta retrogradación puede explicarse mediante dos mecanismos independientes, aunque lo más probable es que se deba a la combinación de ambos. Por un lado, a la reducción de la actividad tectónica extensional, que se traduce en una disminución de la subsidencia diferencial y en consecuencia también de relieve tectónico. Por otro lado, un ascenso eustático del nivel marino, que reduciría el gradiente de los cauces fluviales y en consecuencia la pérdida su capacidad de transporte.

Las facies del Muschelkalk, constituyen el primer episodio transgresivo del Mesozoico. La homogeneización de la subsidencia originó una extensa plataforma epicontinental, donde la escasez de aportes terrígenos, favoreció la sedimentación de las facies carbonáticas. La transgresión podría estar acentuada además por un ascenso eustático del nivel marino.

El Triásico superior, se caracteriza por un importante episodio regresivo, en el que predominó la deposición de importantes masas de lutitas y evaporitas (facies Keuper), en amplias cuencas costeras, o marinas muy someras y restringidas. El incremento de los aportes de clásticos finos a la cuenca, junto con la intrusión de numerosos sills de

rocas ofíticas, puede ser la respuesta a un incremento de la actividad tectónica extensional.

Las dolomías tableadas del Rhetiense suponen una nueva transgresión con la sedimentación de facies carbonáticas de llanura de marea en una amplia plataforma carbonática.

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., GALLEGO,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). Hettangiense-Sinemuriense

Este nivel aflora en la parte meridional de la Hoja formando una serie de alineaciones o bandas que de un modo general siguen una dirección E-O a favor de fracturas y frentes de cabalgamiento.

Litológicamente, esta unidad comienza por un conjunto de brechas, dolomías y calizas dolomíticas en la base. Las brechas son polimícticas, heterométricas y por lo general angulosas. La matriz está compuesta de granos de tamaño arena o limo de composición silíceo, lutítica y carbonatada. Los clastos carbonatados y dolomíticos

proviene de los niveles calcáreos triásicos. Esporádicamente se observan clastos con cuarzo anhídrita y minerales metamórficos. Las dolomías presentan un aspecto masivo y oqueroso, estratificadas en bancos de 1 m de espesor. A techo pasa a un conjunto de calizas wackestones laminadas y oolíticas estratificadas en bancos de 10 a 60 cm de espesor, con laminación algal, “tepees” y porosidad fenestral y en ciertas zonas oolitos y peloides.

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

Las dataciones efectuadas en el muro de este nivel no son totalmente determinativas, atribuyéndose al Hettangiense por su posición estratigráfica, mientras que el techo ha sido datado como Sinemuriense medio por ROBLES (1988), y mediante ammonites por SOLER (1971) y FLOQUET y BAT (1975).

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

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

Esta unidad aflora en las mismas zonas donde se observa la unidad anterior, no existen buenos afloramientos debido a que al tratarse de materiales blandos, son fácilmente colonizados por la vegetación.

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

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

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

En esta unidad se ha encontrado abundante fauna, la Hoja 1:50.000 MAGNA de Tolosa, cita entre la microfauna: Lenticulina, Vaginulina, Frondicularia, Astacolus, Marginulina, Lenticulina munsteri, Eothrix alpina. Entre los Ammonítidos: Hildoceras bifrons, Dumortieria levesquci, Grammoceras striatulum, Harpoceras. MELÉNDEZ, G. et al (1993) citan la presencia de Arietites cf. bucklandi, Amaltheus cf. margaritatus, Dactylioceras sp, Pleydellia aalensis, que datan a esta unidad como Sinemuriense-Toarciense y a la base posiblemente como del Aalenense.

El espesor de esta unidad oscila entre 80 y 200 m. Sedimentológicamente se asocian a dominios medios y externos de una rampa de gran extensión con predominio de facies margosas y margocalcáreas en los afloramientos más al Norte, mientras que más al Sur, se convierten en bioclásticas, con niveles de acumulación de bioclastos que indican períodos de tormentas. En general, esta unidad presenta facies muy uniformes.

2.2.2.3. Calizas arcillosas y margas (nivel 115). Aalenense-Bathoniense

Esta unidad aflora únicamente al Sur de la Hoja.

Se trata de una sucesión calcárea con intercalaciones margosas, por lo que el tránsito con la unidad infrayacente es difuso. Esta unidad está constituida por un tramo basal formado por una alternancia de calizas margosas y calizas, aumentando la presencia de calizas en proporción y espesor hacia techo. Las calizas son del tipo mudstones 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. A techo se observa una alternancia de margocalizas y calizas bioclásticas.

La potencia de este nivel cartográfico varía entre 70 y 200 m, observándose en las cercanías de Leitza, un ligero metamorfismo, que más al Sur desaparece.

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

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

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

2.2.2.4. Análisis secuencial del Jurásico

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

El Liás inferior corresponde a una secuencia de plataforma interna somera que evoluciona verticalmente a plataforma media (Robles et al., 1989; Melendez et al.,

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

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

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

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

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

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

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

2.2.3. Cretácico

El tránsito entre el Jurásico y el Cretácico se efectúa mediante unos depósitos detrítico-calcareos, sedimentados en ambientes restringidos. Estos depósitos han sido denominados como “wealdicos”, que incluyen facies “Purbeck”, y están comprendidos cronológicamente entre el Portlandiense, Barremiense-Valanginiense inferior y las facies “Weald”, desde el Valanginiense superior, Hauteriviense y Barremiense.

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

2.2.3.1. Calizas con construcciones de rudistas (nivel 133). Aptiense-Albiense

Estos materiales calcáreos forman parte del denominado por RAT (1959) “Complejo Urgoniano”. Constituyen grandes resaltes topográficos de la Hoja.

Litológicamente están formados por un conjunto de calizas micríticas (mudstone y wackestone), con construcciones de rudistas de distintos tamaños. Alternando con estos niveles se observan algunos tramos de calizas bioclásticas, formadas por pequeños fragmentos provenientes de la bioconstrucción de rudistas. Estos niveles, de

color gris, se encuentran muy recristalizados y localmente marmorizados y dolomitizados, presentando un alto contenido en materia orgánica.

El espesor es muy variable, con potencias que oscilan entre 350 y 500 m.

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

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

2.2.3.2. Margas (nivel 134). Aptiense-Albiense

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

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

El contenido faunístico es muy elevado, con: *Quinqueloculina* sp., *Tritaxia* sp., *Spiroplectammina* sp., Valunlínidos, *Cytherella ovata* (ROEMER), *C. parallela*, (REUSS), *Cythereis bucharae* OERTLI, *Paracypris* cf. *jonesi* BONN, *Pseudo textu luriella* cretosa CUSHM y Gyrodinoides, que asignan a esta unidad una edad comprendida entre el Aptiense y el Albiense.

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

2.2.3.3. Margas y calizas (nivel 160). Cenomaniense-Santoniense

Esta unidad aflora en el sector meridional de la Hoja . Forma parte de la denominada "Depresión Intermedia".

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.

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, *Triatxia sp.*, *Helelohelix sp.*, *Hedbergella sp.*, *Dictyopsella sp.*, *Rotalipora sp.*, *Marsonella sp.*, y *Pseudovalvulina 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.

2.2.3.4. 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

El Cuaternario de la Hoja de Berástegui (89-II) está pobremente representado, limitándose a unos pequeños depósitos de carácter aluvial, y a algunos depósitos de ladera de carácter poligénico.

2.3.1. Pleistoceno-Holoceno

2.3.1.1. Cantos, gravas, limos y arenas (Glacis). (nivel 519)

En primer lugar, los glacis que aquí aparecen son de muy pequeñas dimensiones y se concentran en el tercio meridional del valle del río Leizarán. Se forman en ambas laderas y constituyen formas de enlace entre el fondo del valle y las divisorias más próximas. Por la posición que tienen en relación al cauce podrían ser del Pleistoceno medio o superior, y por su desarrollo y dimensiones, cabe señalar que no son de gran importancia desde el ámbito de la Hoja.

Están constituidos por un depósito de cantos, mayoritariamente de naturaleza cuarcítica con algunas areniscas, pizarras y cuarzos. Presenta tamaños medios comprendidos entre 3 y 6 cm con un tamaño máximo observado en campo de 20 cm, y una matriz arenosa de color pardo-amarillento. La potencia oscila entre 1 y 2,5 m incluyendo un pequeño suelo de color pardo, desarrollado a techo. Cantos, gravas, arenas y arcillas (Fondos de valle). (nivel 527)

Están constituidos por cantos y gravas de cuarcitas, areniscas y en menor proporción de cuarzo, pizarras y calizas, dentro de una matriz arcillo-arenosa con cierto contenido de carbonatos. El tamaño medio está comprendido entre los 5 y los 8 cm, observándose en el terreno tamaños superiores a los 40 cm en los máximos. Existen por tanto abundantes bloques debido a que se trata de una zona montañosa, donde la capacidad erosiva de los cauces es elevada por las grandes diferencias altimétricas y la alta pluviometría. La presencia de una estación fría, con precipitación sólida, favorece la alteración mecánica y la puesta en movimiento de fragmentos de roca a través de los cauces.

La potencia no es visible en la mayoría de los casos pero parece que en ningún caso supera los 3-5 m. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.3.2. Holoceno

2.3.2.1. Cantos, gravas, arenas, limos y arcillas (Conos de deyección). (nivel 536)

Son formas poco frecuentes y se generan a la salida de algunos barrancos y arroyos, al desaguar en un cauce de rango superior. Su tamaño es muy variable dependiendo de diversos factores: clima, pendiente del cauce que lo forma, longitud, anchura, cambio de pendiente y tamaño de la zona de recepción. Los conos cartografiados aparecen en el valle del Leizarán, en el sector sur y sudoeste de la zona de estudio. Suelen relacionarse lateralmente con los coluviones.

Los conos de deyección son depósitos de textura granular, muy heterométricos y poco consolidados. Litológicamente son similares a los depósitos de fondo de valle, debido a que en la mayoría de los casos tienen un área madre común, aunque pueden aparecer pequeñas diferencias locales. En cuanto al tamaño de los granos existe, dentro del mismo depósito, una gran diferencia entre la zona distal y apical, disminuyendo desde la primera a la segunda. La potencia también varía de igual forma, desde 3 - 5 m hasta unos pocos centímetros. Los ejemplos mejores se localizan en el valle del Leizarán. Se les asigna una edad holocena por su relación con los depósitos aluviales más recientes. Gravas, bloques, arenas y arcillas (Aluvial - Coluvial). (nivel 537)

En el sector central de la Hoja se ha cartografiado un depósito de carácter mixto, de origen aluvial-coluvial en el que se mezclan los materiales transportados por los ríos y una serie de aportes laterales, procedentes de las laderas. La imposibilidad de separarlos, lleva a incluirlos en el mismo conjunto cartográfico. El perfil transversal de estos depósitos es en "U" o en artesa y en general se originan en valles amplios y muy suaves.

2.3.2.2. Cantos, bloques y arcillas (Coluviones). (nivel 543)

Los coluviones se producen al pie de las laderas de los principales valles, aunque también aparecen en otros, de menor envergadura. Se presentan en forma de bandas alargadas, paralelas a los valles y ofrecen una estrecha relación con los conos de deyección, como sucede en el valle de Leizarán. Pueden también aparecer en relación con los interfluvios por lo que se presentan, tanto a pie de las laderas como en sectores intermedios de las mismas.

Se producen por la acción de la gravedad y por el agua. La participación del agua en el transporte provoca la presencia de diferentes lechos de aporte en el sedimento, unos por mayor cantidad de finos y otros con total ausencia de ellos, por lavado. Al observar el mapa geomorfológico pueden observarse al pie de las principales aristas. Texturalmente se trata de fragmentos angulosos y subangulosos, de diverso tamaño, en una matriz arcillosa. La edad que se atribuye a estos depósitos es Holoceno, por su situación general al pie de las laderas, interdentándose o superponiéndose a los depósitos de fondo de valle o de llanura de inundación. Cuando están en posiciones más altas, también se consideran holocenos, puesto que muchos de ellos siguen nutriéndose en la actualidad de los materiales que coronan las aristas o interfluvios.

2.3.2.3. Bloques y arcillas (Deslizamientos). (nivel 545)

En la Hoja de Berástegui son muy escasos y solo se han cartografiado dos pequeños movimientos al SE del Monte Mandoegui. Aparte de la pendiente y la litología necesarias, su origen tiene lugar cuando una ladera alcanza su límite de estabilidad, sobre todo cuando se produce una importante infiltración de agua y con ello una saturación del suelo, que en un momento hace que se produzca una superación de las fuerzas de

rozamiento interno del material y la rotura del mismo. Se trata normalmente de deslizamientos rotaciones en los que se pueden distinguir bien la masa deslizada de la cicatriz de despegue.

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 Supirenaica y dos antepaises terciarios plegados.

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

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

A grandes rasgos, la zona de estudio comprende el sector meridional del macizo pirenaico axial de Cinco Villas, el área denominado como Manto de los

Mármoles que corresponde a la cobertera cuyos límites vienen definidos por la falla de 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 plegamientos, 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 gran número de estructuras. Discordancias

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

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

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

3.2.1. Pliegues

Al Sur y dentro del dominio del Manto de los Mármoles hay que destacar el flanco septentrional del sinclinorio de Amezketa-Almandoz, caracterizado por una banda continua de materiales jurásicos buzando hacia el sur o subverticales.

3.2.2. Fallas.

En esta hoja hay que destacar, respecto a este tipo de elementos geológicos, la 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 salbandas.

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, piritita, albita, tremolita y clorita. Por todo ello, puede afirmarse que estos niveles proceden de la tectonización de idénticos materiales a los observados en la brecha de falla y han sido considerados como salbandas de falla.

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

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 se ha denominado por MARTÍNEZ TORRES (1989) como 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 del Macizo de Cinco Villas respecto al Macizo de 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 Aldudes; 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).

3.3. 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 postectónicos. En este sentido, se ha reconocido en la plataforma continental, al norte del Monoclinal de Zumaia, una discordancia transgresiva Luteciense sobre estructuras previas (WINNOCK, 1971),

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

En referencia a la fase de vergencia hacia el S. los materiales en la Cuenca Vasco-cantábrica afectados por esta fase se encuentran en el límite Sur del Bloque alavés, concretamente en la Sierra Cantabria-Montes Obarenes. La datación de los primeros materiales posteriores al paroxismo alpino en esta zona, corresponde al Oligoceno (RIBA, 1974). Más concretamente, en la Sierra de Codés, en la intersección de la Sierra Cantabria con la Falla de Pamplona, DEL VALLE DE LERSUNDI (1986), se refiere a una fase oligo-miocena, por datación de los conglomerados del frente de la Sierra de Codés. Más específicamente, ésta se iniciaría en el 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 zona de estudio que se incluye en la Hoja, a escala 1:25.000 de Berástegui (89-II), corresponde al territorio Navarro que ocupa el sector más oriental de la misma. El resto pertenece a la provincia de Guipúzcoa, dentro del país vasco. Fisiográficamente la zona pertenece al Pirineo Navarro, existiendo dos zonas de diferente morfología y son:

- El macizo de Cinco Villas.
- Los Valles de Leizarán, Bederán y Astonela.

Administrativamente pertenece a la Comunidad Autónoma de Navarra, de carácter uniprovincial e hidrográficamente forma parte de la vertiente cantábrica, estando regada, como ya se ha señalado anteriormente por el río Leizarán.

Desde un punto de vista geológico-estructural se sitúa dentro de la cadena Alpino Pirenaica y más concretamente, entre la Cuenca Vasco-Cantábrica y la zona Axial, en el contacto entre el macizo paleozoico de Cinco Villas y el área conocida como Monte de los Mármoles, dentro del sector del Arco Vasco.

El macizo de Cinco Villas pertenece a la zona axial estando separado del resto por la falla de Pamplona (Figura 1).

En cuanto a los materiales aflorantes, puede señalarse la presencia del Carbonífero, Triásico, Jurásico, Cretácico y Cuaternario, éstos últimos con una escasa representación.

La topografía es muy accidentada, existiendo fuertes contrastes altimétricos y grandes desniveles debido a la acusada incisión de la red de drenaje. Esto da como resultado la alternancia de aristas y barrancos, algunos de ellos de gran envergadura. La máxima elevación se encuentra en el límite autonómico, sector noroccidental de la zona de estudio. Se trata del monte Mandoegi, con 1047 m. Las mínimas alturas

aparecen en el valle del arroyo Urdinolako, situado también en la esquina noroccidental, con valores inferiores a los 200 m.

Hay que añadir que en general existe cobertura vegetal de bosques y prados lo que muchas veces dificulta la observación directa de los afloramientos geológicos.

La red de drenaje se articula a tres ríos: Leizarán, Bederán y Astoneta, pertenecientes los tres a la vertiente cantábrica, caracterizada por una alta pluviometría.

Las características climáticas aparecen parcialmente reflejadas en uno de los esquemas que acompaña al mapa geomorfológico. En él se observa que la precipitación media anual, está comprendida entre los 1.400 y 1.500 m. con una temperatura media anual entre 8 y 10°C con máximas de 36° en el mes de Julio y mínimas de -56°C en Enero. Aunque estos parámetros definen un tipo climático Mediterráneo Templado con un régimen de humedad Mediterránea Templado Húmedo, lo cierto es que hay una cierta tendencia a la continentalidad con influencia del clima de montaña e importantes precipitaciones de carácter sólido.

La red de comunicaciones es escasa, destacando la Autovía A-15 que une Pamplona con San Sebastián discurriendo por el Valle de Leizarán. Existen algunas carreteras comarcales y locales de trazado sinuoso y no siempre en buenas condiciones, debido a la alimentación. Los caminos también son escasos siendo prácticamente inexistentes en las zonas más abruptas. En estas condiciones, el acceso a la totalidad de la hoja es muy complicado, siendo los valles los lugares transitados.

Los núcleos de población son inexistentes y sólo se encuentran pequeños caseríos diseminados por la hoja, sobre todo en las zonas de valle.

La vegetación suele ser muy abundante con grandes ocupaciones de bosque alto, donde pueden contemplarse magníficos ejemplos de hayas, tejas, verbales y una gran variedad de arbustos y plantas herbáceas. Este tipo de vegetación alta y arbustiva, se intercala con algunas praderas de amplio desarrollo. En los valles más anchos, además de la vegetación de ribera se encuentran pequeñas zonas de regadío.

4.2. ANTECEDENTES.

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

Un gran avance, en este sentido, es el que se ha producido 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, añade algunos datos de interés sobre este sector de la geografía Navarra.

La cartografía de esta hoja se ha apoyado en la hoja 1:25.000, de Berástegui, realizada por la Diputación Foral de Navarra, en la hoja de Tolosa, a escala 1:50.000, realizada por el I.G.M.E. en 1.983 y en la cartografía de la Tesis doctoral de MARTÍNEZ TORRES (1.989).

4.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO.

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

4.3.1. Estudio morfoestructural

Como ya hemos señalado anteriormente, la hoja de Berástegui se encuentra a caballo entre la zona Norpirenaica y el Arco Vasco, separados por la también denominada falla norpirenaica, que se sitúa en el tercio meridional de la hoja con una dirección prácticamente E-O.

Los materiales son mayoritariamente de edad paleozoica y están constituidos por pizarras, cuarcitas, grauvacas, etc. que condicionan altamente el relieve y en el que también intervienen la estructura, la tectónica y la climatología.

Los mayores relieves se localizan en el sector noroccidental (monte Mandoegui, 1047 m.), ej. en el meridional, en la margen derecha del río Leizarán donde se alcanzan las 1081 al este del sector de Baztaria. La complejidad tectónica y litología, unido a la ausencia de niveles guía impide el resalte de niveles más competentes que destaquen en el paisaje. Sólo en el límite de provincias, al oeste, en el paraje de Urquizo se ha diferenciado una cresta de relativa importancia.

Esta falta de niveles guías es la que hará que la homogeneidad paisajística sea tan acusada en este sector norte del Macizo de Cinco Villas.

La morfología de la red de drenaje es otro de los aspectos que mejor refleja la influencia de la litología y la tectónica en la configuración del relieve y en la distribución de las diferentes unidades fisiográfica. También la linealidad de muchos y la orientación preferente de algunos de ellos, según determinadas direcciones, así como los cambios bruscos en los perfiles longitudinales y transversales, indican como las aguas circulan por líneas de máxima debilidad o de máxima pendiente. En la figura 2, se presenta un esquema de la red de drenaje, a escala 1:100.000, donde se indican las principales direcciones de flujo de los tramos más rectilíneos.

En primer lugar, se observa una dirección dominante, en color rojo, que es la NE-SO, aunque no necesariamente es la mayoritaria, si conviene señalar que se adaptan a ella los principales cursos y los tramos de más largo recorrido. Coincide con algunas fallas importantes de carácter regional y concretamente con la dirección general de la falla norpirenaica. Muy frecuente es la dirección E-O, que corresponde a cursos de mediano recorrido e incluso cursos de primer orden. También coincide con fallas cartografiadas que cortan a la Falla norpirenaica (ver cartografía geología). Finalmente, la dirección S-N, o dirección del drenaje principal de los cursos que van a desembocar al mar Cantábrico desde estos relieves pirenaicos. Es la dirección de máxima pendiente. Se adapta a ella, cursos de primer orden y algunos tramos de cauces algo más importantes.

Sobre la morfología general de la red de drenaje cabe decir que es de tipo dendrítico y densidad media, como corresponde a una zona de características litológicas homogéneas en cuanto a su competencia. Aunque se ha dicho anteriormente que hay una complejidad importante de materiales, en el Macizo de Cinco Villas dominan los esquistos por lo que ha sido denominada esta zona como "Sucesión esquistosa de Cinco Villas". Esto hace que en su conjunto pueda considerarse de cierta homogeneidad favorecida por la intensa deformación que ha afectado a todo el macizo.

4.3.2. Estudio del modelado

En este apartado 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 Berástegui tres son las morfologías principales: fluvial, ladera y poligénica.

4.3.2.1. Formas fluviales.

En la hoja de Berástegui, la morfología fluvial es la de mayor desarrollo, pero destaca la de carácter erosivo frente a la sedimentaria. Los depósitos, por tanto son bastante escasos, limitándose a los fondos de valle y a algunos conos de deyección.

Los fondos de valle están constituidos por un depósito de gravas mayoritariamente cuarcíticas, pero con componentes pizarrosos y areniscosos, empastados por una matriz arenoso-arcillosa. La morfología en planta es la de bandas alargadas y estrechas con un trazado muy variable, a veces rectilíneo, a veces ondulado o serpenteante. En algunos puntos la anchura de estos fondos llega a alcanzar entre 100 y 200 m. como sucede en el valle del Leitzarán en el límite sur e la hoja.

Muy relacionados con los fondos de valle aparecen los conos de deyección. Son formas poco frecuentes y se generan a la salida de algunos barrancos y arroyos, al desaguar en un cauce de rango superior. Su tamaño es muy variable

dependiendo de diversos factores: clima, pendiente del cauce que lo forma, longitud, anchura, cambio de pendiente y tamaño de la zona de recepción. Los conos

cartografiados aparecen en el valle de Leizarán en el sector sus y sudoeste de la zona de estudio. Suelen relacionarse lateralmente con los coluviones.

Por lo que se refiere a las formas erosivas de carácter fluvial, aunque son muy abundantes, no presentan una gran variedad. Destaca sobre todo una importante red de incisión fluvial, más efectiva en los cauces menores, y que da lugar en algunos puntos a procesos de retroceso en las cabeceras. Este proceso cuando avanza da lugar a la unión de cabeceras opuestas, pero contiguas, produciendo un interfluvio acusado y agudo de una sola línea, denominado en geomorfología "arista", muy frecuente en gran parte de la superficie de esta hoja.

Por otra parte, en los sectores de menor relieve como en el valle de Leizarán, se producen pequeñas incisiones en el terreno, de funcionamiento estacional y morfología cambiante que se conocen como regueros y que están originados por dichos procesos de arroyada difusa.

Para finalizar con la morfología fluvial de carácter erosivo, hay que señalar la existencia de procesos de erosión lateral, en algunos meandros de los principales cauces. Véase el río Bederán, al este de la hoja, desplazando la pared cóncava hacia atrás con formación de escarpes que a veces se desestabilizan, dando lugar a pequeños deslizamientos y desprendimientos.

4.3.2.2. Formas de ladera

Son cuatro las formas incluidas en este grupo: coluviones, desprendimientos, deslizamientos y laderas inestables.

Los coluviones se producen al pie de las laderas de los principales valles, aunque también aparecen en otros, de menor envergadura. Se presentan en forma de bandas alargadas, paralelas a los valles y ofrecen una estrecha relación con los conos de deyección, como sucede en el Valle de Leizarán. Pueden también aparecer en relación con los interfluvios por lo que se presentan, tanto al pie de las laderas como en sectores intermedios de las mismas.

Se producen por la acción de la gravedad y por el agua. La participación del agua en el transporte provoca la presencia de diferentes lechos de aporte en el sedimento,

unos con mayor cantidad de finos y otros con total ausencia de ellos, por lavado. Al observar el mapa geomorfológico pueden observarse al pie de las principales aristas.

Igual origen tienen las acumulaciones de grandes bloques o desprendimientos, aunque su manifestación morfológica es algo diferente, pues se trata de grandes bloques, a veces superiores a los 2 m., que aparecen en las laderas de los grandes escarpes de forma aislada, aunque a veces pueden llegar a ser muy numerosos. Todos estos movimientos en los que la componente principal es la gravedad, son frecuentes en áreas como ésta, fundamentalmente por las pendientes elevadas. Los deslizamientos también se producen por este motivo y por la existencia de litologías blandas o alternantes.

En la hoja de Berástegui son muy frecuentes y sólo se han cartografiado dos pequeños movimientos al SE del Monte Mandoegui, aparte de la pendiente y la litología necesarias, su origen tiene lugar cuando una ladera alcanza su límite de estabilidad, sobre todo cuando se produce una importante infiltración de agua y con ello una saturación del suelo que en un momento hace que se produzca una superación de las fuerzas de rozamiento y la rotura del material. Se trata normalmente de deslizamientos rotacionales en los que se puede distinguir bien la masa deslizada de la cicatriz de despegue.

Por último, se han señalado también en el mapa, algunos sectores existentes en las laderas del tercio septentrional en los que se observan pequeños movimientos o pequeñas inestabilidades, pero que se repiten con cierta frecuencia. No constituyen en sí, depósitos concretos, pero se cree de interés su separación.

4.3.2.3. Formas poligénicas.

Las formas poligénicas se limitan en esta hoja a glaciares y a depósitos de aluvial-coluvial

En primer lugar, los glaciares que aquí aparecen son de muy pequeñas dimensiones y se concentran, en el tercio meridional en el valle del río Leizarán. Se forman en ambas laderas y constituyen formas de enlace entre el fondo del valle y las divisorias más próximas. Por la posición que tienen, en relación al cauce, podrían ser del Pleistoceno medio o superior, y por su desarrollo y dimensiones cabe señalar que no son de gran importancia dentro del ámbito de la hoja.

En el sector central de la hoja se ha cartografiado un depósito de carácter mixto, de origen aluvial-coluvial en el que se mezclan los materiales transportados por los ríos y una serie de aportes laterales, procedentes de las laderas. La imposibilidad de separarlos, lleva a incluirlos en el mismo conjunto cartográfico. El perfil transversal de estos depósitos es en "u" o en artesa y en general se originan en valles amplios y muy suaves.

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., 1.981). 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.

En la hoja de Berástegui las formaciones superficiales son muy escasas, puesto que se trata de un área donde domina la erosión sobre la sedimentación, pero, dentro de esta escasez, son las formaciones de origen fluvial y las de gravedad, las que proporcionan algunos materiales de interés.

Por lo que se refiere a las formaciones superficiales de origen fluvial, son los depósitos de fondo de valle los de mayor desarrollo. Están constituidos por cantos y gravas de cuarcitas, areniscas y, en menor proporción, de cuarzo, pizarras y calizas, dentro de una matriz arcillo-arenosa con cierto contenido en carbonatos. El tamaño medio de los cantos está comprendido entre 5 y 8 cm, observándose en el terreno tamaños superiores a 40 cm. en los máximos. Existen por tanto abundantes bloques debido a que se trata de una zona montañosa, donde la capacidad erosiva de

los cauces es elevada por las grandes diferencias altimétricas y la alta pluviometría. La presencia de una estación fría, con precipitación sólida favorece la alteración mecánica y la puesta en movimiento de los fragmentos de roca a través de los cauces. La potencia no es viable en la mayoría de los casos pero parece no superar los 3-5 m. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

Los conos de deyección son depósitos de textura granular, muy heterométricos y poco consolidados. Litológicamente son similares a los depósitos de fondo de valle, debido a que en la mayoría de los casos tienen un área madre común, aunque pueden aparecer pequeñas diferencias locales. En cuanto al tamaño de los granos existe, dentro del mismo depósito, una gran diferencia entre la zona distal y apical, disminuyendo desde la primera a la segunda. La potencia también varía de igual forma, desde 3-5 m. hasta unos pocos centímetros. Los ejemplos mejores se localizan en el valle del río Leizarán. Se les asigna una edad holocena por su relación con los depósitos aluviales más recientes.

Las formaciones superficiales de ladera están constituidas por coluviones y deslizamientos. Los primeros aparecen al pie de las laderas por lo que su litología está fuertemente condicionada por la naturaleza del sustrato, teniendo en común, todos ellos la escasa compacidad, la heterogeneidad y la potencia irregular, que depende de la pendiente, litología de la roca madre y clima. Texturalmente se trata de fragmentos angulosos y subangulosos, de diverso tamaño, en una matriz arcillosa. La edad que se atribuye a estos depósitos es Holoceno, por su situación general al pie de las laderas, interdentándose o superponiéndose a los depósitos de fondo de valle o de llanura de inundación. Cuando están en posiciones más altas, también se consideran holocenos, puesto que muchos de ellos siguen nutriéndose en la actualidad de los materiales que coronan las aristas o interfluvios.

Por lo que a los deslizamientos se refiere, no revisten aquí ningún interés, tanto por su escasez como por su desarrollo.

Por último, hay que considerar las formaciones superficiales de carácter poligénico representadas por glaciares y aluviales-coluviales.

Los glaciares que aparecen al sur de la hoja, están constituidos por un depósito de cantos, mayoritariamente de naturaleza cuarcítica con algunas areniscas,

pizarras y cuarzos. Presentan tamaños medios comprendidos entre 3 y 6 m. con un tamaño máximo observado en campo, de 20 cm. y una matriz arcillo-arenosa de color pardo-amarillento. La potencia oscila entre 1 y 2, m., incluyendo un pequeño suelo de color pardo, desarrollado a techo.

Finalmente, los depósitos de aluvial-coluvial presentan características mixtas de los depósitos de uno y otro tipo, descritos anteriormente.

4.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La evolución geomorfológica de la hoja de Berástegui tiene que ver con la evolución geomorfológica regional, por lo que siempre debe tenerse en cuenta un contexto general más amplio. Esto es debido a la necesidad de tener puntos de referencia claros, al menos de una cierta proximidad, a partir de los cuales y aunque sea de una forma relativa, puedan establecerse los principales hechos que hacen que el relieve esté como lo vemos en la actualidad y no de otra manera. Por ello, en primer lugar, hay que indicar que esta zona desde un punto de vista geológico-estructural, se sitúa dentro de la cadena Alpina-Pirenaica y más concretamente, entre la Cuenca Vasco-Cantábrica y la zona Axial, dentro del sector del Arco Vasco.

Geomorfológicamente no existen en la hoja puntos de referencia conocidos que puedan servir como base de partida para establecer la 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-Y), ya realizada para este proyecto, 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 a la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (PEÑA et al., 1.984), 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 Turolense. 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 carece.

Al finalizar la sedimentación terciaria, existe un período en el que tienen lugar una serie de procesos edáficos con formación de costras, karst, etc., que dejan su huella en las calizas terminales de las principales cuencas, por medio de otras superficies de

erosión. Es a partir de este momento donde se inicia el proceso de encajamiento fluvial que tiene su máximo desarrollo a lo largo del Cuaternario. Este inicio supone que los grandes ríos, en su proceso de erosión remontante, llegan a las cuencas, capturando los pequeños cauces recién instalados y comienza la erosión de las mismas con evacuación de los sedimentos fuera de ellas. Este cambio no es sincrónico en todos los puntos de las grandes cuencas. pero se supone que marca el paso del Terciario al Cuaternario.

En un área como ésta muy próxima a una gran divisoria que es la que separa la cuenca del Ebro con la vertiente Cantábrica, es muy probable que la erosión fluvial ya se produjera antes que en las cuencas, puesto que constituían las áreas madres de las mismas. Segundo, esto hace que el encajamiento produzca profundas incisiones y valles muy encajados, dando lugar a un relieve con grandes diferencias altimétricas, en el que son frecuentes barrancos, cañones, hoces, aristas, como corresponde a una morfología abrupta.

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

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

4.6. PROCESOS ACTUALES

En la hoja de Olagüe se reconocen, como en casi todas las hojas del entorno, dos tipos de procesos funcionales y que, por orden de importancia, son:

- Erosión fluvial.

- Movimientos de ladera (gravedad).

Dentro de la erosión fluvial, uno de los procesos más acusados y generalizados es el de la incisión vertical de la red fluvial, que ha dado lugar a profundos barrancos, sin depósito alguno, como sucede en muchos tramos de la red menor. La causa de esta erosión tan intensa es la pertenencia de este sector a un área de montaña, próxima a una gran divisoria, donde se instalan numerosas cabeceras, haciendo dicha erosión dominante, al menos en un futuro inmediato. La erosión será más o menos intensa, según las zonas, dependiendo del clima, del nivel de base local, de los movimientos tectónicos recientes y sobre todo de la competencia e incompetencia de los sedimentos. La observación del mapa geomorfológico pone de manifiesto una mayor densidad de líneas de flujo en los sectores central y suroriental.

También es importante, aunque muy localizada la erosión lateral de los cauces. Se da sobre todo en el curso del Berderán, en las laderas cóncavas de algunos meandros. A veces, la socavación en la base de la ladera, provoca inestabilidad y pequeños movimientos.

Algunos procesos desarrollados en las laderas son también activos, como desprendimientos o caídas de bloques. Los primeros se producen a partir de las principales aristas del macizo paleozoico, debido a las altas pendientes y su alto grado de fracturación.

Son activos también algunos de los procesos desarrollados en las laderas, como desprendimientos o caídas de bloques y algunos deslizamientos. Los primeros se producen a partir de los escarpes de caliza, o calcarenitas del Cretácico-Paleoceno, debido a la gran exposición superficial y a su alto grado de fracturación. El agua meteórica penetra por las numerosas discontinuidades (grietas, fracturas, diaclasas, planos de estratificación, etc.), provocando la ampliación de las mismas,

durante las heladas de la estación fría. Este proceso tiende al aislamiento de bloques que, al encontrarse en posición de inestabilidad, como sucede en el borde de la arista, tienden a caer por gravedad, depositándose en cotas inferiores. En la hoja de Berástegui, este hecho es relativamente frecuente en las mayores aristas.

Los deslizamientos no son frecuentes, pero forman parte de la dinámica actual. La naturaleza blanda o alternante de algunos materiales, unida a las fuertes pendientes y al clima, favorecen la inestabilidad de algunas laderas, aunque la gran abundancia de

vegetación arbórea, parece frenar bastante el proceso. Una vez que el agua ha entrado por los planos de discontinuidad y se produce una saturación del material, se origina un desequilibrio en el sistema, rompiéndose los límites de rozamiento interno y es entonces cuando tiene lugar la caída del material.

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 103).

Están representadas exclusivamente por las masas de rocas subvolcánicas tradicionalmente denominadas ofitas. Son las únicas representantes de rocas ígneas en la Hoja, apareciendo asociadas a los materiales triásicos en 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 más frecuente en buena parte como producto de alteración de olivino. El grado de alteración es muy variable, siendo máximo en las zonas de diaclasas.

No existe acuerdo entre los diversos autores, con respecto a su edad de emplazamiento. Así, las dataciones absolutas aportadas por WALGENWITZ (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.

5.2.2. 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 - feldespato potásico - 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

Orokietta, al S. del Manto de los Mármoles. Por último, existe un máximo metamórfico paralelo al Lacolito de Almandoz.

Edad del metamorfismo

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

5.2.3. 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 Leitza, 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 Leitza, 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

En la actualidad, no existe signo alguno de actividad minera en el ámbito de la Hoja de Berástegui. En tiempos pretéritos existieron explotaciones de pequeño tamaño asociadas a los afloramientos Triásicos y Paleozoicos. Se trataba de 5 explotaciones de minerales metálicos y no metálicos. En el área también aparecen dos indicios de la paragénesis, hierro, cobre y plomo, y un yacimiento de fluorita.

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Se incluyen en este apartado los indicios, yacimientos y explotaciones abandonadas de los siguientes elementos: hierro, cobre, plomo, bario y fluor.

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 muestra el desinterés por estos elementos desde hace algunas décadas.

7.1.1.1. Hierro

Esta sustancia aparece asociada a la mayor parte de los indicios de la Hoja de Berástegui. Por lo general está asociado a mineralizaciones filonianas, tanto cuando está asociado al Triásico como al Paleozoico.

Cuando están asociadas al Triásico, suelen presentar una paragénesis de Fe+Cu, y se presentan a modo de óxidos. En este caso, poco puede decirse de su génesis.

Cuando están asociados al Paleozoico, suelen presentar paragénesis más complejas; Fe+Cu+Pb o Fe+F+Pb, presentes en forma de sulfuros y diseminados en pequeños filones incluidos en los esquistos y pizarras que forman el Carbonífero. De este caso existe una explotación abandonada y dos indicios. .Cobre

Se encuentran inventariados dos indicios y otras dos explotaciones abandonadas correspondientes a esta sustancia. Los dos primeros albergados en materiales de

edad carbonífera y los de las explotaciones abandonadas, en materiales de edad triásica. En ambos casos se trata de yacimientos filonianos. En los de edad triásica aparecen en forma de óxidos mientras que en los carboníferos se trata de sulfuros.

Regionalmente se relaciona con filones de cuarzo encajantes en materiales paleozoicos y mesozoicos, de direcciones predominante E-O, siendo las menas fundamentales calcopirita, malaquita y azurita. El emplazamiento filoniano se produjo en condiciones hidrotermales por debajo de 400° C, posiblemente con posterioridad al Campaniense y con anterioridad al Eoceno medio

7.1.1.2. Plomo

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

Existen en la Hoja dos indicios y una explotación abandonada de este elemento. Los tres están asociados a materiales de edad carbonífera. Se trata de yacimiento filoniano en los que aparecen en forma de sulfuros. Al igual que el resto de los elementos estudiados hasta ahora, su génesis parece relacionarse con filones de cuarzo de origen hidrotermal.

7.1.1.3. Barita

Aparecen dos indicios de barita provenientes de dos yacimientos abandonados. Están asociados a materiales mesozoicos y la morfología en que se presentan es filoniana, aun que no pueda determinarse la forma, y va asociada a los niveles areniscosos del Triásico.

Poco más se puede decir de su génesis, salvo que parece estar en el emplazamiento en filones de origen hidrotermal.

7.1.1.4. Fluorita

Existen dos únicos indicios en toda la Hoja, uno debido a una explotación abandonada en la que aparece en una paragénesis compuesta de Fe+F+Pb, con una morfología filoniana, en la que aparecen sulfuros asociados a la fluorita, dentro de materiales de edad carbonífera. En el otro caso se trata de un yacimiento de fluorita de origen

filoniano, en el que únicamente se describe la fluorita como mineral existente, y asociado a materiales de edad carbonífera también.

7.1.2. Interés potencial de los recursos mineros

El precario conocimiento existente con respecto a minerales metálicos y la ausencia de 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.

En cuanto a las rocas industriales, no existe en todo el ámbito de la Hoja indicio digno de mención a pesar de la existencia de litologías que en principio parecen apropiadas, pero que al estudiarlas en detalle, denotan una clara falta de interés.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Introducción

La Hoja escala 1:25.000 de Berástegui (Tolosa 89-II) está recorrida por cursos fluviales que vierten a la cuenca Norte, alimentados por el elevado régimen de precipitación de la zona (más de 2.000 mm/año registrados en el observatorio de Leiza) y por las fuertes escorrentías que caracterizan este sector. La red fluvial, que vierte a la cuenca cántabra, está formada por el río Urumea que atraviesa la Hoja por el vértice superior oriental, antes de alcanzar el pantano de Añorbe donde sus aguas son reguladas; el río Serasaín que discurre de oeste a este hasta alimentar el cauce del río Ollín; el río Urumea en el vértice nororiental de la Hoja y por último el río Leizarán.

7.2.2. Descripción hidrogeológica

La Hoja 1: 25.000 de Berástegui presenta un escaso desarrollo de niveles acuíferos, y en general poco interés desde el punto de vista hidrogeológico. El relieve está marcado por los terrenos paleozoicos del Macizo de Cinco Villas de carácter prácticamente impermeable pero que propician las fuertes escorrentías a favor del elevado régimen de lluvias existente, el más acusado de Navarra.

Las formaciones dignas de mención por sus posibilidades como acuíferos son los afloramientos carbonatados jurásicos y cretácicos representados en el borde meridional de la zona de estudio aunque desarrollados con mayor amplitud en la vecina Hoja de Leiza, estos afloramientos corresponden a la zona de cabalgamiento asociada a la falla de Leiza. Destacan también por la mayor extensión de afloramiento, aunque inferior categoría como material acuífero, los materiales del Buntsanstein representados en la mitad centro-oriental de la hoja, bordeando el Macizo de Cinco Villas. Los depósitos cuaternario se desarrollan especialmente a lo largo del cauce del río Leizarán. A continuación se describen brevemente las características de los materiales acuíferos.

7.2.3. Acuíferos principales

7.2.3.1. Triásico inferior. Facies Buntsandstein.

Esta formación aparece ampliamente representada en el sector centro-oriental de la Hoja, bordeando la zona axial. La unidad está formada fundamentalmente por areniscas y arcillas con intercalaciones de niveles conglomeráticos. Su composición es básicamente de 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 unos 100 metros de espesor de arcillas y limolitas que forman un contacto gradual con las facies Keuper. 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. En conjunto, la potencia total del Triásico para la Hoja de Berástegui es de aproximadamente 500 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. Su interés hidrogeológico es limitado puesto que los afloramientos ocupan topográficamente zonas elevadas, aisladas por materiales impermeables paleozoicos y por lo tanto asemejables a acuíferos colgados.

La base impermeable está formada por los materiales paleozoicos, constituidos por una alternancia de pizarras, grauvacas y ocasionalmente microconglomerados. Se ha observado que se producen algunas surgencias en el contacto entre ambos materiales. En ocasiones el nivel descrito se encuentra parcialmente confinado por los materiales arcillosos y yesíferos del Keuper que descansan sobre ellos circundando el Macizo de Cinco Villas.

La recarga de este nivel se produce por infiltración directa el agua de lluvia en las zonas donde aflora, la descarga se realiza a favor de los puntos de surgencia o de manera difusa hacia los ríos Serrasain o el Leizalarreako (afluente del Leizarán), también recarga los depósitos cuaternarios de estos ríos en los que se localizan algunas surgencias.

7.2.3.2. Jurásico. Lías Inferior

Los afloramientos permeables del Lías Inferior, aparecen únicamente en el margen meridional de la Hoja, próximo al límite territorial y junto al núcleo urbano de Leiza. Este nivel se desarrolla ampliamente en la Hoja vecina de Leiza, donde forma parte de la zona denominada “Mantos de Mármoles”.

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

La serie aparece bastante completa en el entorno próximo a Leiza, donde presenta una potencia total cercana a 240 metros. La base de la formación está constituida por las facies Keuper (arcillas abigarradas, yesos y ofitas) que funciona como nivel de despegue de los mantos de esta zona así como de sustrato impermeable para los niveles acuíferos inferiores

7.2.3.3. Cretácico Inferior. Aptiense-Albiense

Los materiales del Aptiense-Albiense que forman parte del “Complejo Urgoniano”, afloran exclusivamente en un pequeño retazo en el vértice suroriental de la Hoja.

Litológicamente la serie está formada por un conjunto de calizas micríticas, de grano fino, alternantes con tramos de caliza bioclástica. En general se encuentra bastante recrystalizada y localmente aparece marmorizada.

El espesor de la serie es muy variable, oscilando entre 350 y 500 metros. Lateralmente estos niveles pasan a margas arcillosas y calizas margosas como se observa al sur del núcleo urbano de Leiza. Desde el punto de vista hidrogeológico, el conjunto constituye un buen acuífero por el elevado grado de fisuración y carstificación que presentan los materiales calcáreos.

7.2.3.4. Depósitos cuaternarios

Los materiales cuaternarios más representativos corresponden a depósitos fluviales desarrollados a lo largo de los cauces del río Leizarán y su tributario el Leizalarreako. En general, son bastante permeables aunque su capacidad para constituir buenos acuíferos se encuentra limitada por la escasa potencia y extensión de los aluviales. 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.

7.2.4. Características hidrogeológicas

En la zona de estudio existen numerosas surgencias, que en la mayoría de los casos se realizan en el contacto entre materiales de distinta permeabilidad. Pero, además de los materiales acuíferos descritos anteriormente, la existencia de surgencias con caudales específicos importantes, localizados en los materiales paleozoicos prácticamente impermeables, denotan una circulación hipodérmica en la zona de alteración de las rocas, o bien a favor de la red de fracturación y diaclasado, de manera que los numerosos manantiales diseminados por estas áreas pueden captar flujos de fracturas colectoras que no son visibles en superficie. En este sentido, independientemente del carácter litológico de los afloramientos se localizan zonas en las que las captaciones existentes denotan fracturaciones o fisuraciones importantes en los materiales.

A continuación se relacionan algunas de las principales surgencias de los niveles acuíferos, indicando en los casos posibles su denominación, caudal, fecha de medida del mismo.

Nº	Denominación	Acuífero	Coordenadas		Caudal (l/s)	Fecha
			UTM X	UTM Y		
89-4-17	Malcorrecoerleta I	Buntsandstein	589142	4773224	5,50	17/07/77
89-4-18	Maloa	Buntsandstein	588474	4773884	3,20	17/07/77
89-4-21	Erraste I, SM.	Buntsandstein	591439	4773976	4,10	17/07/77
89-4-22	Lasaron Mintería SM	Buntsandstein	590986	4774190	4,20	17/07/77
89-4-29	Domardola VII SM	Cuaternario	592730	4773285	2,50	17/07/77
89-4-33	Sarasain I SM	Buntsandstein	590631	4775065	2,15	17/07/77
89-4-34	Sarasain II SM	Cuaternario	590645	4774969	8,30	17/07/77
89-4-35	Sarasain III SM	Buntsandstein	590860	4775042	7,50	17/07/77
89-4-36	Sarasain IV SM	Buntsandstein	590932	4775155	12,50	17/07/77
89-4-44	Mendivil	Buntsandstein	591164	4774954	1,15	17/07/77
89-4-46	Mochenea CM	Cuaternario	589158	4771529	2,35	17/07/77
89-4-56	Azcue II	Cuaternario	587987	4771133	3,45	15/12/72
89-4-63	Ondarraltu	Cuaternario	592624	4771355	1,80	17/07/77
89-4-65	Kakoleta	Cuaternario	592389	4771729	60,00	8/03/82
89-4-77	Beines	Cuaternario	592212	4771500	5,60	17/07/77

La red de control de calidad está formada en el contexto de la hoja 1:25.000 de Berástegui, por el manantial de Kakoleta, el análisis químico de sus aguas revela una composición dominante bicarbonatada cálcica, bastante homogénea y de mineralización ligera.

Los materiales que conforman los distintos niveles acuíferos, presentan una vulnerabilidad media frente a la contaminación, excepto en el caso de los acuíferos calcáreos con comportamiento libre en los que la velocidad de transmisión es muy

elevada. Aún así, actualmente no se han detectado puntos con contaminaciones importantes.