

**ESTUDIO GEOLOGICO DEL BORDE SUR DEL MACIZO DE CINCO  
VILLAS. TRANSVERSAL HUICI-LEIZA (NAVARRA)**

**(Octubre de 1980)**

**HILARIO JESÚS LLANOS ACEBO**

## **1. INTRODUCCION**

El presente estudio propuesto como tema de Tesis de Licenciatura, en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad del País Vasco, es el resultado de los trabajos y observaciones realizados en un área donde los materiales de la Corteza Terrestre presentan una disposición estructural especial.

Esta situación está condicionada por la existencia de dos unidades bien diferenciadas; por un lado, al N. la que engloba fundamentalmente rocas de edad Paleozoica formando parte del macizo de Cinco Villas, y por otro, al S., una cobertera sedimentaria constituida por materiales más modernos de edad Mesozoica.

El parcial desconocimiento existente de esta región, obligó a que el desarrollo del trabajo transcurriera según un esquema en el que se contemplaran indistintamente todos los aspectos geológicos observables.

Por este motivo, y aparte de estudiar y completar las características tanto estratigráficas como paleontológicas, de las citadas unidades, se ha intentado adecuar las relaciones espaciales existentes entre ellas a un modelo tectónico acorde con las directrices de la cadena Pirenaica.

Además se pretende buscar la causa del metamorfismo que afecta a la cobertera mesozoica, así como explicar la aparición y distribución de un gran número de afloramientos de rocas ígneas, y, en contadas ocasiones, otros de rocas metamórficas, ligados a la falla de Leiza.

Aunque la extensión de la zona inicialmente propuesta es de por sí lo suficientemente amplia como para poder albergar inquietantes problemas geológicos, se han ampliado las observaciones a áreas próximas fuera de la cartografía. Esta ampliación consistente en el estudio detallado de una serie de cortes en distintas transversales, en la prolongación oriental de la banda definida por LAMARE (1936) como «nappe des marbres», ha permitido observar y abordar los distintos problemas con la confianza de que las conclusiones obtenidas puedan ser aplicables, al menos en parte, al resto de los Pirineos Vascos.

## 1.1. DESCRIPCION GEOGRAFICA

Desde el punto de vista geográfico la región estudiada se sitúa en el interior de una unidad mucho más extensa, que se conoce en la literatura como Pirineo Navarro, y al que prescindiendo de las demarcaciones interprovinciales, pertenece en su totalidad.



Fig. 1. Situación geográfica del Brea estudiada.

Presenta una superficie de unos 120 kilómetros cuadrados, cuyos contornos topográficos están incluidos en la hoja n.º 89 (TOLOSA), del M.T.N., a escala 1:50.000.

Es de destacar la existencia de una crestería de trazado E-W que prácticamente atraviesa por su mitad meridional a la zona en estudio. Consiste en una alineación de elevaciones que desde el monte Erazote (1.000 m.) se prolonga hasta el Guraz (960 m.), sufriendo en este momento un progresivo arqueamiento hacia el SE. En este intervalo, y siguiendo las denominadas «malloas», desciende hasta los 500 m. del puerto de Azpiroz a partir del cual y tras recuperar paulatinamente su dirección hacia el W, toma el posterior y definitivo contacto con la sierra de Aralar.

Esta franja natural de singular trazado, constituye la divisoria principal de aguas entre el mar Cantábrico y el mar Mediterráneo, definiendo a su vez el límite entre los valles de Larraun al S., de Leizaran al N., y de Arraiz al W.

Los accesos así como los núcleos de población más importantes, se hallan representados en la figura n.º 1, extractada del mapa de carreteras a escala 1:450.000.

## 1.2. SITUACION GEOLOGICA

La observación de la figura n.º 2, permite la localización del área que nos ocupa dentro del contexto geológico de la cadena Pirenaica.

En su vertiente septentrional y a lo largo de sus casi 500 kilómetros de longitud, está caracterizada por la presencia de dos conjuntos claramente separados, que de S. a N. son los siguientes:

**ZONA AXIAL.**— Constituida por terrenos afectados de un metamorfismo regional durante la orogénesis Hercínica, y otros posteriores a esta fase de plegamiento, de edad Triásica inferior, y sedimentados en discordancia sobre los primeros.

La zona axial coincide con las grandes elevaciones topográficas, de ahí que se le conozca como la región de las altas cumbres.

**ZONA NORD-PIRENAICA.**— Donde las formaciones hercínicas plegadas están recubiertas en discordancia por materiales secundarios y terciarios, y sólo afloran de forma esporádica. Los macizos primarios externos y el revestimiento sedimentario post-hercínico constituyen dos conjuntos diferenciables en esta zona.

Los macizos primarios externos que se suceden de E. a W. al N. de la zona axial y que afloran a modo de islotes en el seno de los sedimentos más recientes, están representados en el extremo occidental de la cadena por

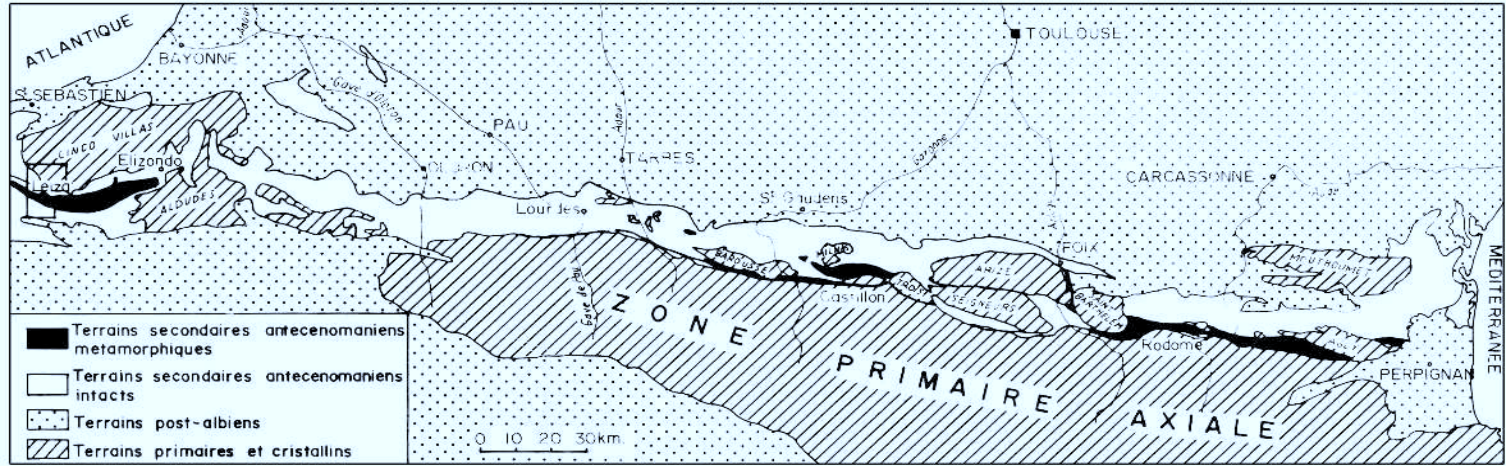


Fig. 2. Situación geológica del área estudiada en esquema de RAVIER (1959).

el macizo de Cinco Villas. Los materiales en ellos aflorantes son correlacionables con los de la zona axial.

El límite entre estas dos zonas está definido por una gran zona de fractura conocida como falla nord-pirenaica.

La configuración aquí expuesta de la zona axial, es válida para la casi totalidad del Pirineo, no ocurriendo lo mismo en lo que se refiere a su extensión en el NW. de la provincia de Navarra. Precisamente en este punto se observa la desaparición de la zona axial tras un repentino hundimiento de la misma, dando paso a una potente sucesión mesozoica. Esta sucesión depositada en el transcurso de la sedimentación que tuvo lugar en la cuenca Cantábrica, y posteriormente plegada durante el ciclo alpino recubre un basamento hercínico, respondiendo a un modelo tectónico de revestimiento de una cobertera sobre un zócalo más antiguo.

La región estudiada comprende una parte de la prolongación occidental de la zona axial, en terrenos mesozoicos, y parte del borde meridional del macizo paleozoico de Cinco Villas, considerado como macizo de la zona nord-pirenaica.

### 1.3. ANTECEDENTES

En este apartado no se pretende presentar un examen exhaustivo sobre la historia de la investigación geológica de la zona, sino más bien citar los distintos autores que de alguna forma han contribuido a un mayor conocimiento de la misma.

Ya en el siglo pasado investigadores como ADÁN DE YARZA (1884) STUART-MENTEATH (1888) y MALLADA (1892), realizaron los primeros trabajos, que aunque primitivos dan a conocer las características más notables de las unidades geológicas existentes.

Durante el presente siglo se podría enumerar sucesivamente y en orden cronológico una serie de autores tales como TERMIER (1911), BERTRAND (1911), LAPARENT (1918), PALACIOS (1919) LOTZE (1931), y LAMARE (1936) entre otros, que se han ocupado de temas de diversa índole. Fruto de esta época es la completa obra de P. LAMARE, que publicada en 1936 sirve en la actualidad de base y a la vez de estímulo a nuevos estudios.

Posteriormente RAT (1959), FEUILLEE (1965), SIGALI (1965), RAMÍREZ DEL POZO (1971), VILLALOBOS (1971), SOLER (1972), etc., se interesan en la mayoría de los casos por diversas precisiones estratigráficas y paleogeográficas, por el contrario LOTZE (1958), RAVIER (1959), MATTAUER (1968), AZAMBRE (1971) CHOUKROUNE (1972) y WALGENWITZ (1976), se dedican más al estudio de los elementos estructurales y su relación con el metamorfismo.

En cuanto a la descripción petrográfica y estructural de la parte oriental del macizo de Cinco Villas, cabe señalar las aportaciones de RICHTER (1963), MOHR (1965), HEDDEBAUT (1970) y REQUADT (1971). Sin embargo, y muy recientemente es CAMPOS (1976) quien aborda ampliamente el estudio del Carbonífero, en el que reconoce y describe las sucesivas fases de deformación.



## **2. ESTRATIGRAFIA**

En la zona estudiada afloran una gran diversidad de materiales que fundamentalmente se pueden separar en dos grupos según que hayan sido afectados por la orogénesis Hercínica o no. Así se distinguen materiales prehercínicos de edad Paleozoica y materiales secundarios posthercínicos.

## 2.1. MATERIALES PREHERCINICOS

A excepción de pequeños afloramientos existentes a lo largo de la falla de Leiza que delimita al frente de la estructura conocida como «nappe des marbres» (LAMARE, 1936), el resto de los materiales paleozoicos forman parte del macizo de Cinco Villas.

En conjunto se presentan como una sucesión fundamentalmente detrítica, caracterizada por la alternancia de pizarras arcillosas y areniscas de escasa madurez con intercalaciones de episodios conglomeráticos, y en contadas ocasiones, de niveles calizos.

La totalidad de estos materiales perfectamente identificable en cartografía, define un agrupamiento litológico que se ha dado en llamar sucesión esquistosa de Cinco Villas.

Aunque han aparecido algunos restos de flora en los materiales, su mala conservación, no nos permite dar una datación, más que de forma aproximada, sin embargo se les puede atribuir una edad Carbonífera, atendiendo a su disposición sobre un conjunto de carácter carbonatado, calizas de Aranaz, datadas por HEDDEBAUT (1970) y CAMPOS (1976) como Carbonífero inferior, basándose en criterios de correlación con otras series cronológica y petrográficamente similares, situadas en otras áreas del dominio pirenaico.

En cuanto a su posible potencia es difícil precisarla, debido a la complejidad estructural que presenta, si bien se puede cifrar en unos 2.000 metros. Esta complejidad estructural no permite, como hubiese sido nuestro deseo, el levantamiento de una columna estratigráfica tipo, aunque por

el estudio petrográfico y las observaciones en los escasos afloramientos repartidos por nuestra zona se advierte por un lado una subordinación de los niveles finos sobre los más groseros, y por otro su disposición alternante consecuencia de una sedimentación rítmica.

**PIZARRAS.**— El término pizarras engloba un conjunto de materiales de tonos oscuros y de grano fino, en los que son patentes las líneas de anisotropía (esquistosidades, linearidades) existentes en las rocas, resultado de las sucesivas deformaciones a las que han estado sometidas.

Las pizarras están compuestas fundamentalmente por cuarzo y minerales del grupo de las micas, y accesorios, como menas metálicas, feldespatos y turmalina, sin contar el elevado número de partículas de materia carbonosa diseminadas.

**ARENISCAS.**— Dentro de la sucesión estudiada, aparecen a distintos niveles horizontales de areniscas de colores claros, cuyas potencias no rebasan generalmente los 4 metros.

Formadas en su mayoría por granos de cuarzo y algunos fragmentos de roca de tamaño arena, presenta una matriz (30 % de la roca) más fina con pequeños granos de cuarzo, minerales micáceos, materia carbonosa y óxidos de alteración. En la mayor parte de los casos son litarenitas.

**CONGLOMERADOS.**— Afloran en pequeños paquetes discontinuos de unos 10 metros de espesor que se intercalan esporádicamente entre el resto de los materiales paleozoicos, realzando normalmente la monotonía del relieve del macizo.

La estratificación es generalmente irregular debida a la forma y disposición de los cantos, subredondeados unos y angulosos otros, cuyos tamaños van desde 0,4 a 3 cm. Los cantos son de cuarzo, pudiéndose reconocer otros de cuarcitas y pizarras, derivados de la erosión de rocas preexistentes de la misma sucesión o más antiguas.

La trama de cantos está inmersa en una matriz, que constituye el 15 % de la roca, con granos de cuarzo tamaño arena, micas, algún feldespato, minerales pesados, óxidos y minerales de la arcilla. Según esto los niveles de conglomerados son polimícticos.

Al igual que en las pizarras y areniscas, en los conglomerados, tanto los componentes de la trama como de la matriz presentan en mayor o menor grado una orientación preferencial según las directrices tectónicas de las rocas, con texturas de rotación, aplastamiento y con menos frecuencia de trituración intergranular.

**CALIZAS.**— Siguiendo aguas abajo el curso del río Leizarán, y a la altura de la central eléctrica de Plazaola afloran niveles de unos 5 metros de calizas tableadas parcialmente recristalizadas y de contenido en carbo-

nato cálcico variable, distinguiéndose desde una micrita arcillosa hasta una calcarenita.

Parece ser que estas calizas poseen poca continuidad lateral, no pudiéndose afirmar esto último, debido a las malas condiciones de observación existentes en los afloramientos.

## 2.2. MATERIALES POSTHERCINICOS

Los materiales posthercínicos del sector de Leiza y áreas próximas pertenecen al Pérmico y al Mesozoico. El Pérmico no se ha reconocido aunque aflora al E. en las estribaciones del vértice Mendaur al N. de Zubieta. El Mesozoico comprende en el sector de Leiza materiales de edad Triásica, Jurásica y Cretácica.

### 2.2.1. TRIAS

Este período comprende tres unidades litoestratigráficas tradicionalmente conocidas en el Pirineo, siendo la intermedia de comprometida existencia en nuestra zona. Cada una de ellas ha sido atribuida al Trias inferior, medio y superior.

#### 2.2.1.1. *Trias inferior*

Diversos autores han tratado conjuntamente el Pérmico y el Trias inferior, reuniéndolos bajo la denominación de Permotrias. Sin embargo cada uno de ellos puede considerarse aparte atendiendo a la naturaleza de sus conglomerados basales. Así mientras el del Trias inferior presenta cantos generalmente subredondeados, los del Pérmico poseen acusada angulosidad.

Por otra parte en el Pérmico es frecuente encontrar coladas basálticas interestratificadas, tal es el caso del afloramiento del monte Mendaur. Por el contrario en nuestra zona, no se ha encontrado, comenzando según esto la sedimentación posthercínica con el Trias inferior.

Los afloramientos del Trias inferior se distribuyen en una banda de unos 3 kilómetros de anchura que desde el monte Ipoliño atraviesa la zona hasta finalizar en su borde oriental en sucesivas escamas.

El afloramiento tipo se encuentra en el monte Eracurri al N. de Leiza. El corte (figura n.º 3) se ha realizado siguiendo el camino que desde Leiza nos conduce al término de Leizalarrea.

Esta serie eminentemente detrítica y dispuesta en clara discordancia sobre el Paleozoico, se inicia con conglomerados basales a los que siguen areniscas y lutitas en su parte superior. Una característica de esta formación es la presencia constante de una tonalidad rojiza típica.

En los conglomerados, que alcanzan espesores de hasta 10 metros, los cantos, subredondeados y de naturaleza cuarcítica, poseen dimensiones de 3 a 15 centímetros, envueltos en una matriz arenosa.

Las areniscas bien estratificadas, en bancos que van de 20 a 100 centímetros, muestran frecuentemente estructuras sedimentarias primarias como «ripple-marks» y laminaciones paralelas y cruzadas. Constituidas en su mayoría por granos de cuarzo y por algún fragmento de roca, presentan una matriz arcillosa (20 % de la roca) a la que se unen en mayor o menor pro-

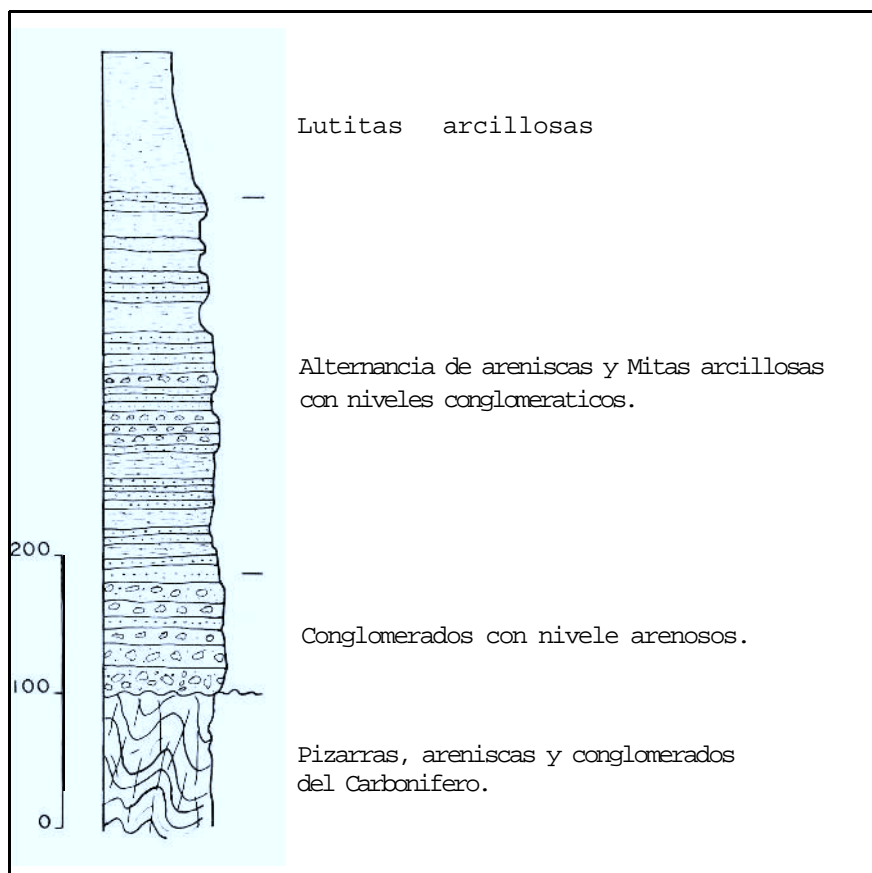


Fig. 3. Columna estratigráfica del Trías inferior.

porción, según los casos, minerales micáceos detríticos que dispuestos paralelamente a  $S_0$  confieren una gran fisilidad a la roca. Los tramos de grano más fino, alternantes con las areniscas, son lutitas arenosas bien desarrolladas que hacia el techo pasan a ser arcillosas muy meteorizables.

Aunque el tamaño de grano disminuye hacia términos más altos, el hecho de encontrar hacia la mitad de la serie algunos horizontes conglomeráticos, induce a pensar en un mecanismo de sedimentación de tipo cíclico. Según esto se pueden diferenciar dos ciclos, cada uno de los cuales se iniciaría con un conglomerado basal, para de nuevo volver a la progresiva disminución de los elementos groseros.

A lo largo de esta sucesión no se han encontrado pruebas paleontológicas con las que poder datarla, sin embargo la mayoría de los autores están de acuerdo en asignarle una edad de Buntsandstein.

En cuanto a las condiciones de sedimentación, cabe señalar que estos materiales se depositaron sobre el Paleozoico en régimen continental en cuencas alargadas que bordearon la periferia del antiguo macizo.

#### 2.2.1.2. *Trias medio*

La existencia de rocas carbonatadas atribuidas al Muschelkalk es conocida desde hace tiempo en los Pirineos Vascos, representando un brusco cambio en las condiciones establecidas durante el Trias inferior.

En nuestra zona, y salvo en un punto, la distribución de estos materiales es nula. Este único afloramiento situado en las estribaciones del puerto de Urto, está constituido por un bloque de calizas dolomitizadas de color gris y muy fracturadas, asociado al Trias superior (KEUPER) en una zona donde éste toma cierto carácter diapírico.

La asignación de una edad Muschelkalk para estos materiales se realiza teniendo en cuenta que representan una facies desconocida por el momento en el resto de las formaciones Mesozoicas.

#### 2.2.1.3. *Trias superior*

Está constituido fundamentalmente por margas arcillosas de tonos violáceos.

El carácter eminentemente plástico de estos materiales hace que estén relacionados con zonas de debilidad tectónica. Así los diversos afloramientos, a veces no cartografiables, se sitúan a lo largo de las principales fallas que atraviesan de E. a W. nuestra zona, y un poco más al S., siguiendo una estrecha banda que coincide con el sinuoso trazado del anticlinal de Huici.

En las proximidades del puerto de Urto el Trias superior aunque ligado a una zona de discontinuidad, asoma en una mayor extensión acentuándose ésta a medida que nos alejamos del límite occidental estudiado. Aquí el Trias superior aparece en su máximo espesor, siempre difícil de precisar, junto con grandes masas de ofitas que se han alojado entre las arcillas, gracias al gran poder expansivo de las mismas.

Todo ello parece indicar que el Trias superior (KEUPER) en este punto es diapírico.

### 2.2.2. JURÁSICO

En el Jurásico se incluye el conjunto de materiales carbonatados, depositados en la cuenca en condiciones francamente marinas, que, con un espesor total aproximado de unos 600 metros, dan paso al comienzo del Cretácico, a la aparición de nuevas facies con caracteres de transición marino-continental.

En nuestra zona el Jurásico aflora a lo largo de dos bandas de dirección E.-W. localizadas en la unidad que LAMARE (1936) definió como la «nappe des marbres», y que en lo sucesivo llamaremos zona de mármoles. La banda más septentrional forma parte del flanco N. del sinclinal de Leiza, y la segunda pertenece a la estructura situada inmediatamente al S. de la anterior, que es el anticlinal de Huici.

Se han levantado dos columnas estratigráficas (figura n.º 4), que además de ilustrar la naturaleza de los materiales, permiten reconocer los cambios laterales de facies habidos dentro del Jurásico.

Ambos perfiles se han levantado perpendicularmente al frente de la zona de mármoles. Para el primero se ha seguido el camino que desde Areso nos conduce a la localidad de Gorriti, siendo el segundo, el que comenzando en las proximidades del caserío de Artxotegieta, situado al E. de Leiza, aprovecha la carretera que asciende al alto de Huici.

Por otra parte, hay que señalar la existencia de un metamorfismo que ha afectado de desigual forma a estas bandas, dando lugar a la marmorización parcial de las mismas.

En cuanto a su contenido faunístico, y excepto algunos niveles margosos datables por macrofauna, el resto se presenta como un conjunto en general poco fosilífero o extremadamente azoico. Esta es la razón por la que el Jurásico se ha subdividido en tres tramos atendiendo a criterios litológicos. Cada tramo se atribuye provisionalmente al Jurásico inferior, medio y superior,

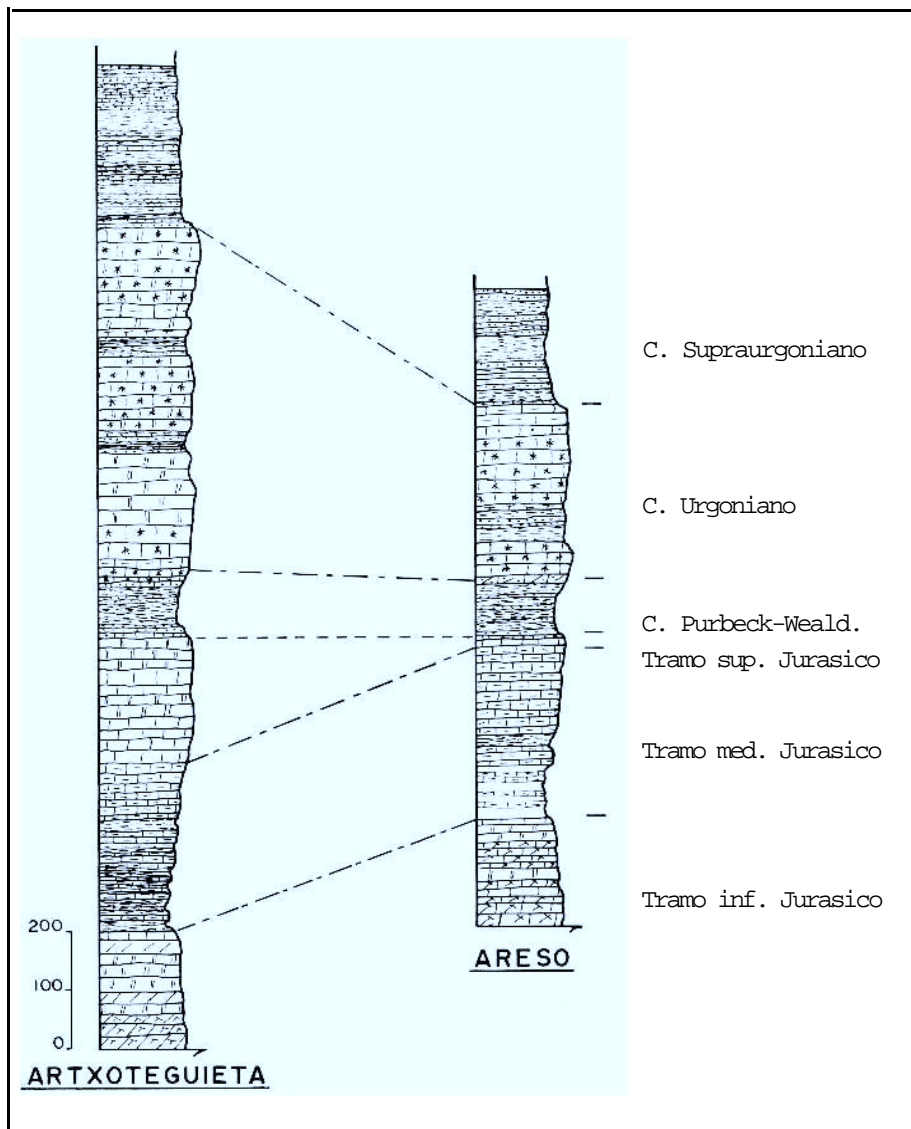


Fig. 4. Columna estratigráfica mostrando las correlaciones del Jurásico y Cretácico inferior entre los cortes de Artxoteguieta y Areso.



### 2.2.2.1. *Tramo I*

Hay que señalar que la descripción de este tramo se inicia a partir de contactos tectonizados, razón por la que no se puede precisar el límite inferior del mismo. Unas veces en contacto mecánico con el Paleozoico y otras con el Cretácico superior, el Jurásico comienza con una serie calizodolomítica de unos 200 metros de espesor en la que se observa una disminución del Mg hacia el techo.

Este tramo comprende de abajo-arriba 50 metros de dolomías de textura cavernosa denominadas carniolas, un nivel de calizas de 20 a 60 metros, según los casos, finamente estratificadas y generalmente marmorizadas, y 70 metros de calizas dolomíticas recristalizadas, cuya característica principal es la intensa brechificación de origen tectónico que presentan. A continuación dando paso al siguiente tramo definido dentro del Jurásico, aparecen 30 metros de calizas micríticas oscuras dispuestas en bancos de unos 40 centímetros, localmente algo detríticas, con algunos niveles que poseen un fino bandeado.

Salvo escasos horizontes de la parte superior con restos faunísticos indeterminables, este tramo es prácticamente azoico.

Aunque existe una gran diversidad de opiniones en cuanto a su edad, la fijación de la misma en el Retiense para los niveles basales, y en el Sine-muriense para los términos más altos, parece la más probable puesto que en los materiales superpuestos, ricos en macrofauna está representado el Domerense.

### 2.2.2.2. *Tramo II*

El tramo atribuido al Jurásico medio, y con un espesor de 200 metros, aflora en cartografía a lo largo de una estrecha banda de relieve deprimido que define una pequeña ruptura de la pendiente topográfica.

De naturaleza fundamentalmente margosa, está constituido en su base por margas grises arcillosas en lechos de 2 a 6 centímetros, alternando con margas arenosas de tonos amarillentos que pasan posteriormente a margocalizas piritosas de color gris oscuro, que forman los 120 últimos metros de la serie.

Dentro de la secuencia, y hacia el techo, se produce un paulatino aumento del componente carbonatado que hace difícil la situación del límite entre este tramo y el superior francamente calizo.

En ocasiones el metamorfismo ha transformado a estos materiales en mármoles de tonos azulados, intercalados a diferentes alturas, observándose con mayor frecuencia en el corte de Artxoteguieta.

Las muestras de margas sometidas a levigación y posterior estudio, se revelan pobres en microfauna compuesta por algunos arenáceos de escaso valor cronoestratigráfico. Por el contrario los niveles más competentes de margocalizas encierran macrofauna de belemnites, braquiópodos y amonites. Entre los amonites se han clasificado, *Amaltheus margaritatus* (MONFORT) *Hildóceras bifrons* (BRUG) *Arietóceras sp.* y *Graphóceras sp.* que permiten asignar una edad aproximada para las margocalizas de Domerense-Aalenense.

En cuanto a las margas inferiores, su edad puede fijarse en el Sinemuriense superior atendiendo a los hallazgos realizados en estos niveles de *Oxynotóceras oxynotun* (QUENSTEDT) y *Lima sp.* por VILLALOBOS y RAMÍREZ DEL POZO (1971).

### 2.2.2.3. Tramo III

En continuidad con las calizas, de probable edad Aalenense, y de forma gradual, se pasa a un conjunto eminentemente calizo con el que finaliza en nuestra zona la sedimentación Jurásica.

Este tramo se inicia con un paquete de calizas microcristalinas grises, muy compactas, dispuestas en bancos de unos 50 centímetros, con niveles parcialmente dolomitizados de textura alveolar, que en conjunto contabilizan los 60 primeros metros de la serie. Le siguen 110 metros de calizas arenosas oscuras, recristalizadas y con abundante piritita, entre las que suelen aparecer intercalaciones de margocalizas más claras, bien estratificadas, en lechos de unos 10 centímetros, que encierran restos de perisphinctidos mal conservados.

El tramo termina con calizas micríticas grises, karstificables y de fractura concoide, masivas, entre las que se disponen bancos de mármoles de igual tonalidad distribuidos irregularmente.

En ocasiones, y siempre antes de alcanzar a las facies detríticas que caracterizan el tránsito Jurásico-Cretácico, se observan algunos niveles arenosos al tacto y de cierto carácter arrecifal. Dichos niveles pudieran coincidir con las calizas arrecifales Kinmeridgenses descritas más al S. en la localidad de Iribas (VILLALOBOS y RAMÍREZ DEL POZO, 1971).

Esta secuencia puesta de manifiesto en el perfil de Artxoteguieta, se mantiene muy constante en su prolongación oriental, sin embargo hacia el W., la potencia de la misma disminuye rápidamente, hasta llegar a los 20 metros observados en el corte de Areso. La falta de la casi totalidad de los materiales que caracterizan a este tramo hay que buscarla en la ausencia de sedimentación en este punto de la cuenca como consecuencia del comienzo de individualización de un umbral alargado en dirección W. que SOLER Y JOSÉ (1972), define como el alto fondo Alzo-Leiza, y que es uno

de los elementos paleogeográficos más importantes que condicionaron la sedimentación durante el Jurásico.

Por otra parte hay que plantearse la posibilidad de que algunos de los niveles superiores puedan faltar o bien presentarse disminuidos por los fenómenos erosivos, a los que desigualmente estuvieron sometidos, durante los movimientos neocinméricos que se manifestaron en la cuenca al final de este período.

La datación siempre problemática, se presenta especialmente comprometida en este tramo, cuyos escasos restos fauníticos, suministran poca información al respecto. No obstante otros autores están de acuerdo en atribuirles una edad Bajocense-Caloviense, si bien el presumible establecimiento tardío de facies arrecifales, hecho que precisa de nuevas comprobaciones, permitiría prolongar la edad de estos materiales hasta el Oxfordense-Kinmeridgense.

### 2.2.3. COMPLEJO PURBECK-WEALD

Con esta denominación se conoce un conjunto de materiales de facies no marina dispuestos en continuidad con el Jurásico. Con la instauración de nuevas facies marinas, durante el Aptense, el complejo Purbeck-Weald da paso al complejo Urgoniano.

A diferencia de otras áreas en las que se presenta muy desarrollado, en nuestra zona no supera los 100 metros, pudiendo estar notablemente reducido, caso del anticlinal de Huici a 10 metros.

Las variaciones litológicas entre los diversos cortes son prácticamente inexistentes, encontrándose sólo pequeñas diferencias debidas al mayor o menor grado metamórfico que hayan sufrido los materiales.

La secuencia comienza con 15 metros de calizas arenosas muy oscuras y nodulosas con restos de gasterópodos que alternan con finos lechos más detríticos, a los que siguen 40 metros de margas arenosas de color negro con abundancia de mica y piritita.

Al final de estos niveles se observan algunos bancos conglomeráticos de color rojizo y reducida potencia. Los conglomerados, con una trama de cantos de 0,5 a 2 centímetros de naturaleza caliza y con evidencias de reducido transporte, y matriz lutítica (40 % de la roca) de micas y minerales arcillosos, pasan lateralmente a areniscas de igual tonalidad por disminución del tamaño de grano. Hacia el techo persiste el carácter detrítico, y así aparecen 35 metros de areniscas amarillentas de grano fino, muy meteorizables, con pequeñas intercalaciones de margas detríticas más oscuras.

Por encima se sitúan 20 metros de sedimentos caracterizados por la alternancia de calizas negras microcristalinas con lechos de arcillas calcáreas, generalmente micáceas, con fauna de lamelibranquios y gasterópodos.

Finaliza la serie con otros 20 metros de calizas grises y compactas, con nódulos de sílex y restos de briozoos, estratificadas en bancos de 0,5 a 1 metro, ausentes en el corte de Areso, que indican el tránsito a nuevas facies marinas.

Salvo escasos ostrácodos indeterminables, que solamente nos orientan hacia la existencia de unas condiciones de sedimentación de tipo salobre, no se tienen suficientes datos que permitan precisar la edad del complejo Purbeck-Weald. Sin duda parte de estos materiales deben pertenecer al Jurásico terminal, fijando según esto su límite inferior en el Oxfordense-Kimmeridgense. El problema se plantea de forma análoga a la hora de datar el límite superior, sin embargo para el paquete de calizas con sílex y briozoos VILLALOBOS y RAMÍREZ DEL POZO (1971) dan una edad Valanginiense.

#### 2.2.4. CRETACICO INFERIOR

Los materiales pertenecientes al Cretácico inferior, se sitúan transgresivamente sobre el complejo Purbeck-Weald, y se encuentran ampliamente difundidos en la mitad meridional de la zona estudiada.

Engloban dos unidades litológicas, el complejo Urganiano y el complejo Supraurgoniano. Ambos presentan unas características litológicas bien diferenciables, razón por la que su delimitación en cartografía se realiza con bastante precisión.

Como veremos más adelante, la datación del complejo Urganiano *no* presenta mayores problemas. Sin embargo no ocurre lo mismo a la hora de datar el complejo Supraurgoniano. Esta dificultad se deriva fundamentalmente de la escasez de fósiles característicos en el mismo.

##### 2.2.4.1. Complejo Urganiano

Bajo esta denominación se reúne un conjunto muy heterogéneo de materiales que va desde calizas zoógenas, generalmente lenticulares, hasta areniscas bien estratificadas, pasando por términos intermedios que participan de las características litológicas de unas y otras.

El uso de Urganiano para designar a estas rocas no deja de ser una generalización de dicho término, por cuanto la mayoría de los autores aceptan el mismo al referirse exclusivamente a las calizas masivas edificadas por organismos constructores y caracterizadas por la ausencia casi total de elementos terrígenos.

Dentro de los sedimentos del complejo Urganiano es característica la presencia de cambios bruscos de facies, tanto en sentido vertical como en

el horizontal. Esto parece tener como principal causa la proximidad a una zona de altos fondos, a parte de la existencia de unas condiciones físico-químicas necesarias que propicien la vida de los organismos constructores, como son: aguas limpias y agitadas, temperatura del agua relativamente elevada y saturación del medio en carbonato cálcico.

La descripción que sigue resume las observaciones realizadas en los cortes recogidos de la figura n.º 4. Particularmente en la sección de Artxoteguieta, a su paso por la carretera que se dirige al barranco de Erazote, el complejo Urganiano aflora de un modo continuo, reuniendo este trazado óptimas condiciones para el estudio estratigráfico de la serie. No obstante las transformaciones postdiagenéticas de origen metamórfico sufridas por estos materiales, enmascaran en diversos casos la composición original de los mismos.

Aunque la distribución de las facies Urganianas en la zona de trabajo es en general bastante uniforme, justamente en el borde occidental de la misma presenta una notable disminución de su potencia; así mientras en el corte de Artxoteguieta se presentan con un espesor de unos 580 metros, en la localidad de Areso sólo afloran 300 metros. Además existen diversos puntos, caso del flanco N. del Anticlinal de Huici, donde se observa al complejo Urganiano reducido hasta unos 40 metros, sin duda por las sucesivas laminaciones de origen tectónico a que se ha visto sometido.

El complejo Urganiano comienza con 30 metros de calizas arcillosas parcialmente recristalizadas con *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENB), entre las que se intercalan pequeños niveles de lutitas y areniscas arcillosas de tonos oscuros con restos de orbitolinas y algunos ostrácodos muy mal conservados. A continuación se sitúan 50 metros de calizas microcristalinas arrecifales, masivas, de colores grises, fétidas, con rudistas y lamelibranquios, sobre las que se disponen 120 metros de calizas microcristalinas algo arenosas, bien estratificadas en bancos de 40 a 100 centímetros. Sus tonos claros, la abundancia de piritita y otros componentes minerales son el resultado de una marmorización a la que han estado sometidas con posterioridad a su formación.

A este paquete le sigue un pequeño tramo de unos 25 metros representado por delgados niveles de areniscas, intercalándose a diferentes alturas otros de limolitas arcillosas, que hacia el techo se van haciendo más calcáreas. Al microscopio las areniscas están formadas en un 75 % por granos de cuarzo generalmente poco redondeados, además contienen con bastante frecuencia cristales de mica blanca y en pequeñas cantidades fragmentos rocosos, plagioclasa y turmalina, todo ello inmerso en una matriz sericitica mezclada con óxidos de hierro.

La parte superior de la sucesión corresponde a un paquete de calizas organógenas con estratificación mal definida de unos 350 metros de espesor, frecuentemente marmorizadas, presentando hacia la mitad del mis-

mo una intercalación de 30 metros no carbontada similar a la anteriormente descrita.

La abundancia de organismos como políperos, rudistas, etc. imprimen a la roca un carácter arrecifal que se hace patente a la escala del afloramiento. Por otra parte la presencia de orbitolinas, algas, restos de lamelibranquios y otros foraminíferos, permiten definir a estos materiales como calizas bioclásticas (biomicritas), aunque también pueden aparecer determinados niveles más calcareníticos.

Para este tramo superior se ha determinado una asociación que permite fijar el límite del techo del complejo Urganiano en el Aptense superior. La biofacies consta de *Mesorbitolina texana texana* (ROEMER), *Mesorbitolina texana parva* (DOUGLASS), *Simplorbitolina conulus* (SCHROEDER), *Haplofragmoides greigi* (HENSON), *Coskinolinella* sp. y Radiolas y placas de Equínidos.

#### 2.2.4.2. Complejo Supraurgoniano

La formación más alta del Cretácico inferior reposa directamente sobre el complejo Urganiano. Comprende una potente sucesión alternante de pizarras con características flyschoides que presentan un metamorfismo incipiente. Estas facies margosas, dotadas de esquistosidad muy desarrollada sólo muestran el buzamiento original en los niveles más competentes.

Salvo el Paleozoico es sin duda el complejo Supraurgoniano el que más difusión presenta. En nuestra zona aparece en dos bandas: La más septentrional en la que el conjunto define un sinclinorio (sinclinal de Leiza) de dirección E.-W., con una estructura interna de detalle bastante compleja, y otra al S. que ocupa el fondo del valle de Larraun y bordea importantes estructuras tectónicas como el flanco S. del anticlinal de Huici y los domos de Lulota y Sintxalku.

La potencia del complejo Supraurgoniano, es difícil de precisar, fundamentalmente por la monotonía y la falta de niveles guía en sus materiales, sin embargo se puede estimar en unos 1.000 metros.

Para la descripción de la serie se ha elegido el corte que a lo largo de la carretera, y desde Leiza se dirige al alto de Huici (Figura n.º 5). En el kilómetro 3 de la misma, se observa el muro de la sucesión que se inicia con unos 200 metros, en los que se aprecia una alternancia de areniscas y limolitas calcáreas, con algunos niveles de arcillas. En la base aparecen escasos horizontes de microconglomerados de cantos subredondeados, de naturaleza cuarcítica, cuyos diámetros no superan los 3 milímetros.

Las areniscas dispuestas en bancos de 10 a 30 centímetros, de colores amarillentos y generalmente alteradas, presentan ocasionalmente estrati-

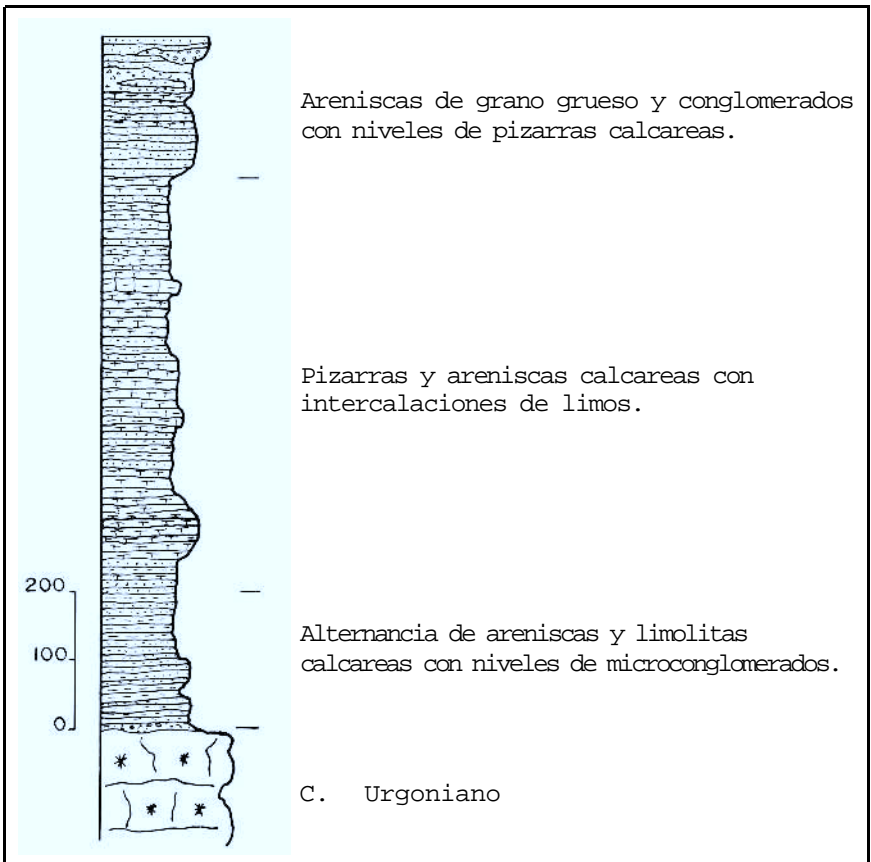


Fig. 5. Columna estratigráfica del complejo Supraurgoniano.

ficación cruzada. Al microscopio se observa una trama de granos de cuarzo y fragmentos de roca de tamaño arena fina con una matriz arcillosa rica en óxidos de hierro y cemento calcáreo.

En las limolitas se reconoce laminación paralela a veces interrumpida por la desigual distribución de pequeños cristales cúbicos de pirita.

La sucesión continúa con un potente paquete de más de 600 metros de pizarras calcáreas muy oscuras, esencialmente margas micríticas arenosas con esquistosidad de fractura, bien estratificadas en bancos de hasta 70 centímetros, que alternan con niveles de limos y areniscas calcáreas de grano fino. En general todos los materiales, aparte de sus constituyentes principales, presentan secundariamente una elevada proporción de micas detríticas, cloritas en parte de alteración, y en menor cuantía cristales de talco de recristalización, turmalina, esfena, zircón, etc.

Esta alternancia de tramos duros y blandos que simplemente define un tipo de sedimentación rítmica, a partir de un determinado nivel, presenta verdaderos caracteres flyschoides. En efecto hacia el techo hay que destacar la existencia de niveles propiamente turbidíticos en los que se reconocen secuencias compuestas hasta por cuatro intervalos característicos (secuencia de Bouma). Generalmente se inician a partir de una superficie de erosión con un nivel masivo de granuclasificación (intervalo A), le sigue otro con laminación paralela (intervalo B) depositado en condiciones de flujo rápido, pasando con el descenso en la velocidad del mismo, a un nivel con laminación cruzada (intervalo C). La secuencia finaliza con limos y arcillas (intervalo D) sobre los que se sitúa un nuevo ciclo. En la base es frecuente observar marcas de corriente como «flute cast», «scour and fill» y huellas formadas por objetos en movimiento como «groove cast».

El complejo Supraurgoniano finaliza con 200 metros de sedimentos fundamentalmente compuestos por areniscas de grano grueso que alternan con lechos de pizarras calcáreas similares a las de la anterior sucesión. Las areniscas, cuarcíticas y de colores ocráceos, poseen una matriz limosa. En las inmediaciones del alto de Huici un talud de reciente ejecución en la carretera, pone al descubierto unos niveles conglomeráticos de poca continuidad lateral que no superan los 50 centímetros de espesor. Los cantos de escasa redondez y con diámetros inferiores a los 4 centímetros, son de naturaleza cuarcítica, además aparecen fragmentos de areniscas calizas y pizarras; la matriz es arenoso-limosa.

En conjunto todos los materiales del complejo Supraurgoniano son muy negros en corte fresco, carácter ligado al medio reductor en que se formaron, que se manifiesta por la gran cantidad de pirita y partículas carbonosas diseminadas. La presencia de sulfuros es de especial importancia en el tramo intermedio, donde los cubos de pirita llegan a alcanzar los 4 centímetros de arista.

La datación del complejo Supraurgoniano presenta los problemas de aquellas formaciones sedimentadas en condiciones euxínicas y por tanto prácticamente carentes de fauna; sin embargo cabe señalar el hallazgo de algunos microfósiles cuyo orden de aparición es el siguiente: hacia su base el tramo intermedio contiene escaso número de *Discoidea sp.*, además en el tramo superior se han determinado diversos ejemplares de *Inoceramus concentricus* (SOWERBY) y *Latidorsella sp.* Aunque su límite superior de edad no puede fijarse con exactitud por la falta de materiales más modernos, la asociación de fauna permite encuadrar al complejo Supraurgoniano dentro del Albense.

#### 2.2.5. CRETÁCICO SUPERIOR

P. LAMARE en sus investigaciones de los Pirineos Vascos reconoce parte de los materiales del Cretácico superior a lo largo de un surco na-



tural que se prolonga desde Tolosa a Elizondo, y englobando bajo el concepto de «flysch nord-pirenaico», define una unidad morfológica aislada que denominó «depresión intermedia». En nuestro caso tal depresión aflora en una amplia banda, de unos 10 kilómetros de longitud y anchura variable, que desde el término de Ezcurra hasta las inmediaciones del puerto de Urto, atraviesa de E. a W. la zona en estudio.

Tal depresión se encuentra perfectamente delimitada al S. por la falla de Leiza, importante accidente tectónico que define el frente de la zona de mármoles, coincidiendo su contacto septentrional con otra fractura sub-paralela a la anterior, que constituye a su vez el borde meridional del macizo paleozoico de Cinco Villas.

De esta manera al quedar confinado y comprimido entre estas dos grandes unidades, el Cretácico superior aflora en una estructura sinclinal, apreciándose un notable acortamiento en sus materiales, puesto de manifiesto por los innumerables repliegues observados en distintos puntos.

La escasez de afloramientos obliga a que las observaciones se realicen aisladamente, además la propia estructura interna de los materiales dificulta el levantamiento de un corte tipo. De otro lado está su ubicación, que al presentarse flanqueado tectónicamente, no permite el reconocimiento de los niveles basales del mismo.

Para describir la naturaleza de los materiales, sin embargo, se ha elegido en el término de Gorritarán un camino que se dirige al alto de Ezcurra atravesando al menos buena parte de la sucesión.

Las observaciones se inician en la falla de Leiza con una zona de brechas de unos 10 metros, sin duda de origen tectónico, en la que entran a formar parte cantos de muy diversas procedencias y edades, desde el Paleozoico al Cretácico superior, con rocas ígneas diversas, incluso ultrabásicas. Seguidamente aparecen niveles propiamente del Cretácico superior en posición invertida, según los criterios de polaridad de la esquistosidad de fractura reconocible por todo el conjunto. Estos primeros niveles (figura n.º 6) están representados por 50 metros de margas arcillosas, algo arenosas, gris-azuladas que a medida que se asciende en la serie se verticalizan para adoptar posteriormente su posición normal; paralelamente las margas se van haciendo más calcáreas.

A continuación se dispone un tramo superior que comprende unos 400 metros de sedimentos de características flyschoides. En realidad se trata de una sucesión bastante monótona en la que alternan calizas arcillosas con margas arenosas y areniscas, generalmente bien estratificadas en bancos de 5 a 20 centímetros. Con frecuencia se encuentran algunos niveles de limos y argilitas calcáreas, así como escasas secuencias turbidíticas completas y diversas laminaciones.

Por algunos de los motivos antes citados, su potencia total no puede calcularse con exactitud, pero puede aproximarse a los 600 metros.

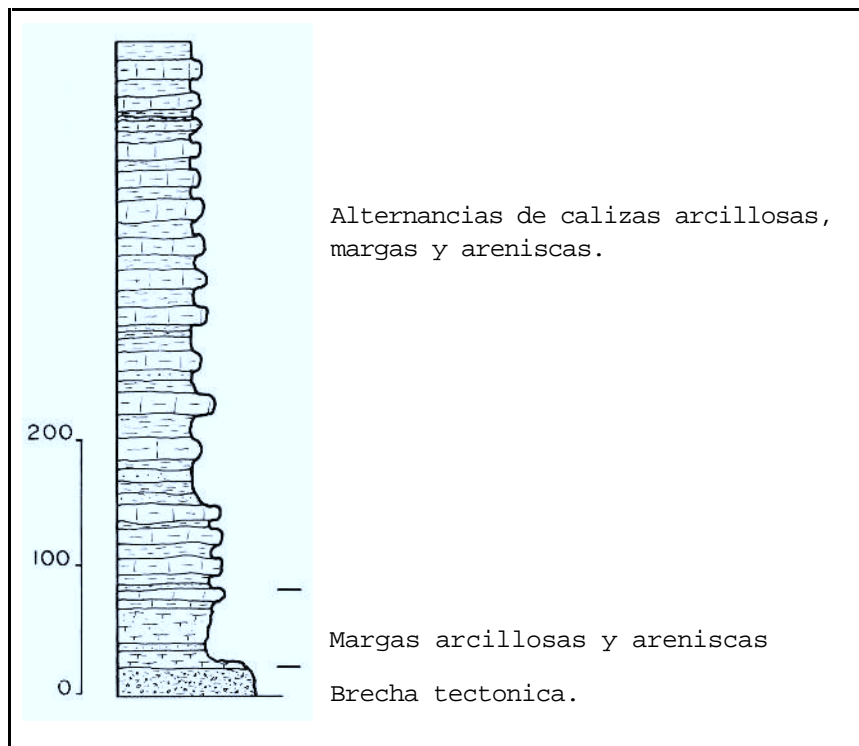


Fig. 6. Columna estratigráfica del Cretácico superior.

Existe un pequeño afloramiento, al N. del ya descrito, situado en el término de Leizalarrea donde el flysch reposa directamente en discordancia sobre los términos más antiguos del macizo de Cinco Villas. Fuera de la zona se tienen noticias de la existencia de otros afloramientos con idénticas relaciones espaciales, que confirman por tanto el carácter transgresivo del Cretácico superior.

El estudio de una muestra correspondiente a una intercalación calcárea del tramo inferior ha dado como resultado el reconocimiento de la siguiente microfauna: *Rotalipora sp.*, *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN) y *Globotruncana helvética* (BOLLI). Con la presente asociación se desprende que la transgresión que dio lugar a la sedimentación de flysch Cretácico superior, se inició en este punto de la cuenca al comienzo del Turonense.

En la parte superior, las muestras sometidas a levigación han revelado entre otros microfósiles: *Trochammina globigeriniformis* (PARKER & JONES), *Textularia sp.*, *Haplophragmoides robulus* (MONTANARO GALLITELLI), *Arenoturrispirilina aptica* (TAIROV & KUZNEISOVA), *Ammodiscus sp.*, *Usbekistania sp.*, *Arenobulimina presli* (REUS), *Astrorhizidae sp.*, *Gaudrina laevigata* (FRANKE), *Globotruncana lapparenti* (BROTZEN), *Globotruncana stuartiformis* (DALBIEZ), etc. Esta biofacies, sin ser representativa de un determinado nivel cronoestratigráfico, permite fijar la edad de los niveles superiores en el Santoniense.

### **3. TECTONICA**

Para su estudio la zona se ha subdividido en dos grandes unidades tectónicas: zona nordpirenaica y zona de mármoles. Existe sin embargo una tercera, la depresión flysch del Cretácico superior, consistente en una pequeña unidad cobijada entre las dos primeras, para cuya descripción se ha destinado un breve apartado.

### 3.1. ZONA NORDPIRENAICA

En la cartografía está representada por parte de la terminación occidental del borde meridional del macizo de Cinco Villas.

Ocupando buena parte de la mitad septentrional del área estudiada, está constituida fundamentalmente por una vasta extensión de materiales paleozoicos sobre los que se sitúan en clara discordancia los del Trias inferior, cuyos afloramientos se disponen coincidentes con la actual periferia del macizo.

Las deformaciones más antiguas que afectaron al Paleozoico son las correspondientes a la orogenia Hercínica; posteriormente y superpuesta a ésta ha actuado la orogenia Pirenaica. Ambas han originado estructuras con directrices tectónicas propias, que a continuación se describen.

#### 3.1.1. ESTRUCTURAS HERCÍNICAS

Afectan a las rocas paleozoicas agrupadas en la sucesión esquistosa de Cinco Villas, descrita en el capítulo de Estratigrafía.

El estudio del Carbonífero presenta las dificultades que se derivan de la ausencia de niveles guía en el mismo, no permitiendo el reconocimiento de sus rasgos estructurales más generales. Como veremos esta contrariedad queda solucionada por el estudio y observación detallados de numerosas estructuras menores presentes en los materiales.

Para esta parte del macizo de Cinco Villas, CAMPOS (1976) aborda el estudio del Carbonífero de una forma metódica a partir del análisis de los diversos sistemas de micro y mesopliegues de diferentes estilos tectónicos, siendo cada uno de ellos representativo de una determinada etapa de deformación. CAMPOS reconoce dos fases claramente hercínicas, seguidas en el tiempo por otras más tardías. El comienzo de estas últimas permanece todavía incierto, pero lo que realmente importa en ellas, y en esto están de acuerdo diversos autores, es que su desarrollo muy bien pudo producirse durante e incluso después del ciclo alpino.

Por nuestros datos hemos comprobado la veracidad de los argumentos presentados por CAMPOS, además creemos que los resultados derivados del presente estudio son plenamente satisfactorios para la explicación de los fenómenos tal y como aparecen en el campo.

### 3.1.1.1. *Primera Fase De Deformación (F<sub>1</sub>)*

Está caracterizada por el desarrollo de pliegues isoclinales tumbados con un flanco inverso largo. En relación con éstos y por la propia mecánica del plegamiento, se origina una esquistosidad de flujo ( $S_1$ ) subparalela a la estratificación ( $S_0$ ) en los flancos. Es justamente en las charnelas de los mismos donde puede diferenciarse la esquistosidad de la  $S_0$ , aunque a veces se presenta cierta dificultad, como es el caso de niveles lutíticos donde la esquistosidad puede determinar la total desaparición de la estratificación.

La geometría de los pliegues varía con la naturaleza de los niveles plegados. Así mientras los niveles más competentes tienden a mantener su potencia, los lutíticos originan pliegues similares con adelgazamiento de sus flancos y acumulación de material en la zona de charnela.

Por lo general en la mayoría de los pliegues se pone de manifiesto un comportamiento diferencial entre los niveles de diferente litología, resultando ser su forma de un tipo u otro atendiendo al mayor o menor número de niveles de distinta o igual naturaleza representados.

La  $S_1$  generalmente paralela al plano axial de los pliegues sufre refracciones en las zonas de charnela al atravesar niveles de distinta litología.

Al microscopio y a favor de la esquistosidad se observa un crecimiento de minerales con metamorfismo de grado muy bajo.

Quizás una de las estructuras más espectaculares originadas durante esta fase de deformación son las figuras de transposición desarrolladas a partir de fracturas que laminan los flancos de los pliegues. Los elementos transpuestos se presentan en el campo como «peces tectónicos» que con frecuencia constituyen restos de charnelas de pliegues desenraizados.

En algunos puntos de la carretera que conduce a Goizueta, se han

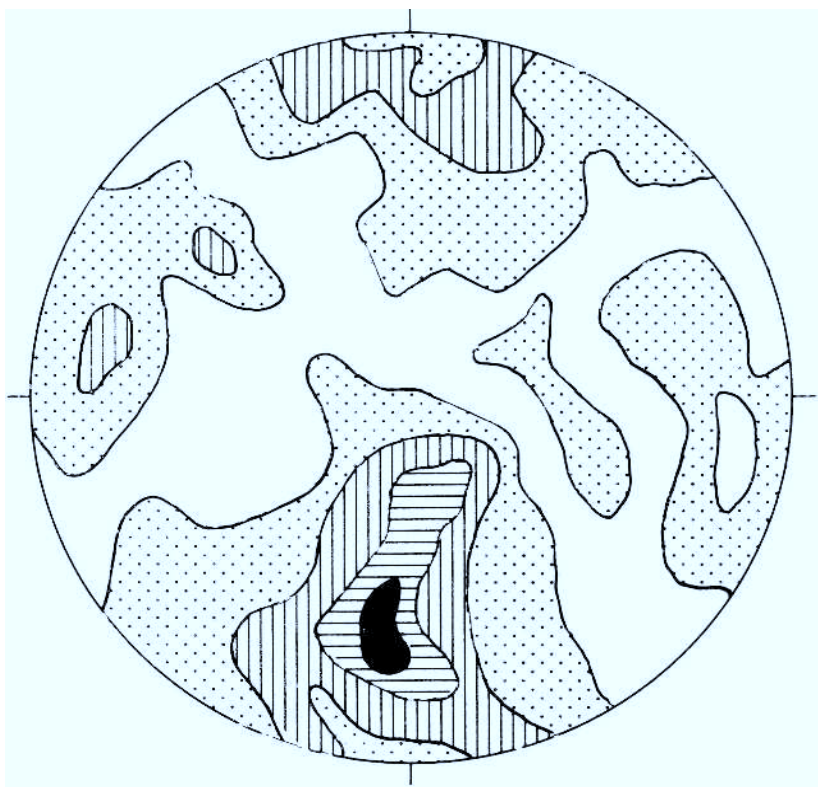


Fig. 7. 40 ejes de pliegues de Fase I. Contornos de 0, 1, 3, 6 y > 6 %.

localizado estructuras cilíndricas referibles a mullions de plegamiento, constituidos por un apilamiento de charnelas separadas de pliegues parásitos asociados a otro de orden mayor de primera fase.

Del estudio y disposición de los pliegues de primera fase distribuidos por este sector, se constata que se originaron según una orientación preferencial aproximada N.-S. (figura n.º 7).

### 3.1.1.2. Segunda Fase de Deformación ( $F_2$ )

En relación con esta segunda fase se originan pliegues ( $P_2$ ) simétricos, de plano axial subvertical, que pliegan a su vez a  $S_1$ , y en consecuencia deforman los pliegues de primera fase. El tamaño de los mismos es muy variable; comúnmente los pequeños pliegues de escala centimétrica se observan con mayor frecuencia que los de magnitudes superiores.

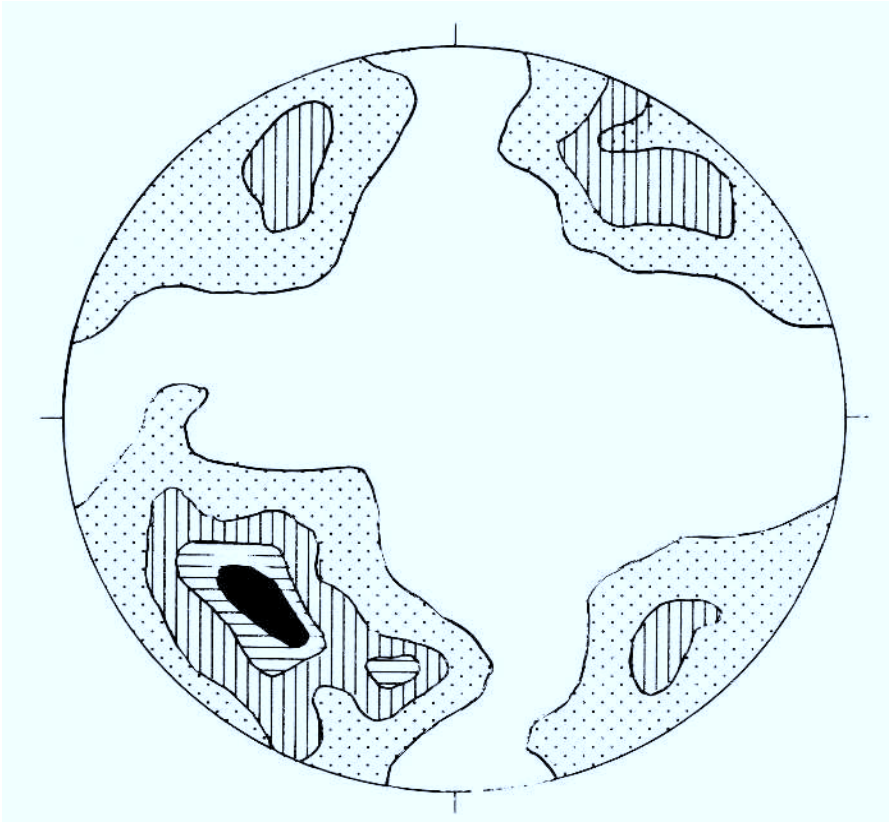


Fig. 8. 41 ejes de pliegues de Fase II. Contornos de 0, 1, 4, 7 y > 7 %.

Aunque el plegamiento es generalmente suave, el tipo de pliegues varía en función de la naturaleza de los niveles plegados, apreciándose un comportamiento diferencial de los mismos ante la deformación, que en definitiva determina el estilo de plegamiento.

Paralelamente se desarrolla una esquistosidad ( $S_2$ ) poco penetrativa que crenula a  $S_1$ . La crenulación se manifiesta por un microplegado de  $S_1$  en los niveles menos competentes, que en ocasiones evolucionan originando pequeñas transposiciones controladas por  $S_2$ . En los lechos más cuarácíticos la  $S_2$ , o bien no se presenta, o cuando los atraviesa, se dispone como una esquistosidad de fractura muy espaciada.

Al microscopio no se reconoce ningún crecimiento de minerales a favor de la esquistosidad, a lo sumo se observa ocasionalmente alguna reorientación de minerales micáceos.

La medición sistemática de ejes B de los pliegues de segunda fase indica que la orientación más común de los mismos es la NE-SW; no obstante y peor representado aparece otro sistema de dirección NW-SE definido por un segundo agrupamiento de pliegues que pudieran ser conjugados de los anteriores (figura n.º 8).



### 3.1.2. ESTRUCTURAS ALPINAS

Dentro de las estructuras alpinas hay que considerar en primer lugar, el accidente que delimita por el S. la depresión flysch del Cretácico superior y el macizo de Cinco Villas. Hacia el interior del segundo, la falta de niveles guía en el Carbonífero, dificulta enormemente el estudio de su deformación. Sin embargo en la proximidad de su borde meridional, la existencia de materiales posthercínicos permite el establecimiento de los rasgos estructurales originados durante el ciclo alpino.

#### 3.1.2.1. *El Borde Meridional del Macizo de Cinco Villas*

Se presenta jalonado por una falla inversa, que en el área estudiada, y a lo largo de casi 10 kilómetros, atravesando la vertiente septentrional del valle de Leizarán, el Carbonífero cabalga con vergencia S, al Cretácico superior de la depresión flysch. En nuestro sector esta falla, que posteriormente se prolonga hacia el E., por el valle de Ezcurra hasta las cercanías de Santesteban, la denominamos falla de Leizarán.

La superficie de falla posee una inclinación de unos  $70^\circ$  y su salto en la vertical debe ser superior a los 200 metros. A lo largo de este accidente se puede observar cómo entre las pizarras paleozoicas y el Cretácico superior se sitúan pellizcados, pequeños afloramientos de materiales triásicos y cretácicos, junto a otros de rocas básicas.

Esta es la situación general que presenta la falla de Leizarán en nuestra zona. Sin embargo en la latitud de Areso el Carbonífero se lamina tectónicamente desapareciendo en términos mesozoicos. Paralelamente la falla sufre un relevo por la aparición del afloramiento ofítico de Plazaola, separado de la anterior por una estrecha lámina de Trias superior que, a medida que progresamos hacia el W., adquiere un mayor desarrollo, presentando en el límite de la zona un cierto carácter diapírico.

En consecuencia la falla de Leizarán se amortigua hacia el W. pasando a ser una superficie de despegue, a nivel del Trias superior, de parte de la cobertera mesozoica.

#### 3.1.2.2. *Estructuras Alpinas dentro del Macizo de Cinco Villas*

Como anteriormente hemos indicado, en este apartado solamente se tratarán las estructuras alpinas ubicadas en la proximidad del borde meridional del macizo, cuyo estudio ha podido abordarse gracias a la existencia de materiales posthercínicos intercalados entre el Carbonífero, al servir éstos de excelentes niveles guías cara a la evaluación de la deformación del conjunto.

En el sector occidental no se aprecian estructuras importantes a excepción de dos pequeñas fallas de rumbo N.-S., que desplazan el contacto, siempre discordante, de las areniscas del Buntsandstein del monte Ipoliño sobre las cuarcitas y pizarras del Carbonífero.

A partir de este punto y hacia el E. la situación se complica. Las ofitas de Plazaola dan paso a un extenso afloramiento de Buntsandstein de dirección N.-80°-E., limitado lateralmente por fallas subverticales, que evolucionan posteriormente a inversas. La continuidad de la estructura, compartimentada por fallas de tensión correspondientes al sistema N.-S., se ve interrumpida en el término de Leizalarrea por un segundo afloramiento ofítico, tras el que aparece de nuevo el Buntsandstein fraccionado, por una falla longitudinal E.-W., en dos bloques, de los cuales el más meridional define un anticlinal simétrico muy suave. En realidad se trata de una pequeña bóveda anticlinal de dirección E.-W., cuya mitad oriental se encuentra actualmente desmantelada por la erosión, quedando al descubierto un núcleo más antiguo de materiales paleozoicos.

La estructura en banda finaliza hacia su parte oriental con el establecimiento de sucesivas escamas tectónicas de Buntsandstein, entre las que se disponen materiales del Carbonífero. Las escamas estudiadas se encuentran limitadas por dos superficies, una la correspondiente al contacto discordante del Buntsandstein sobre el Carbonífero, y la segunda, responsable de la escarnación, consistente en una falla inversa de vergencia S. en la que el bloque N. es el cabalgante.

Estas son las relaciones que presentan las tres estructuras situadas al N. de la zona de escamas, sin embargo al S. de las anteriores, se dispone una cuarta en la que el bloque cabalgante es el S. De esta manera en la estructura general de la zona de escamas participan una falla subvertical de vergencia N. y tres fallas inversas con desplazamiento ascendente del bloque septentrional.

Posteriormente las escamas desaparecen al acuñarse definitivamente el Buntsandstein, contactando entonces los materiales Carboníferos de ambos bloques.

Aparte de las estructuras en las que el Carbonífero y el Buntsandstein se comportan solidariamente como un conjunto ante la deformación, hay que señalar la existencia de otras estructuras menores, presentes exclusivamente en el Carbonífero y circunscritas en la vecindad de la zona de escamas. En realidad se trata de pequeños pliegues de deslizamiento flexural, con una esquistosidad de fractura muy grosera y subvertical de dirección E.-W., que afectan a los pliegues de las fases hercínicas. En efecto con frecuencia se encuentran pliegues de la  $F_2$ , con inclinaciones que nos orientan hacia el establecimiento de una deformación posterior a la segunda fase.

La figura n.º 9, correspondiente a la representación de los ejes de estos pliegues, nos muestra una dirección E.-W. para este plegamiento, coincidente con la de su esquistosidad y a su vez con la orientación de las

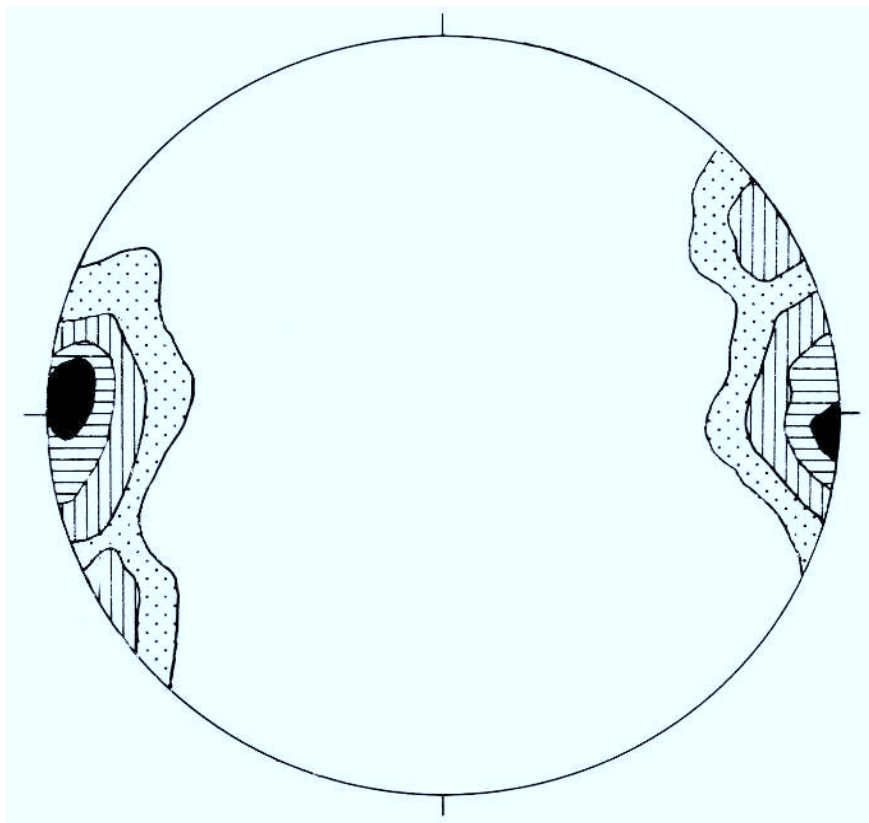


Fig. 9. 38 ejes de pliegues posthercínicos. Contornos de 0, 1, 4, 8 y  $> 8$  %.

principales estructuras alpinas ya descritas. Todo ello hace pensar que estos pliegues posthercínicos asociados espacialmente a la zona de escamas, se encuentran además ligados genéticamente a la misma, con lo que se concluye que el plegamiento originario tuvo lugar durante el ciclo alpino.

### 3.2. ZONA DE MARMOLES

La zona de mármoles regionalmente hablando puede considerarse como una unidad tectónica, con determinadas peculiaridades que la hacen perfectamente diferenciable de las que le rodean. En la zona estudiada se halla ocupando la mitad meridional del área cartografiada.

Consiste en una banda de dirección E.-W. y anchura variable, que, desde Alegría de Oria hasta Elizondo, se extiende durante aproximadamente 50 kilómetros a través de una parte de los Pirineos Vascos constituida por materiales mesozoicos, intensamente plegados durante la orogenia Pirenaica, que presentan un metamorfismo de bajo grado.

El límite N. de la zona de mármoles queda definido por una importante dislocación que a su paso por el área estudiada la denominaremos falla de Leiza. Su delimitación S. es más problemática, existiendo una paulatina transición hasta términos no metamórficos.

Para esta unidad LAMARE (1936) definió el concepto de «nappe des marbres», sin embargo se ha preferido cambiarlo por el de zona de mármoles para evitar las posibles implicaciones tectónicas que ello conlleva..

Aunque la situación de las estructuras de la zona de mármoles responden a un mismo mecanismo de comprensión, para su estudio se ha establecido la siguiente división.

### 3.2.1. EL BORDE SEPTENTRIONAL DE LA ZONA DE MARMOLES

Está definido por una gran zona de falla que surca el área estudiada por delante de la zona de mármoles.

Este importante accidente tectónico con carácter de falla inversa (falla de Leiza) pone en contacto los materiales de la zona de mármoles y los de la depresión flysch del Cretácico superior, según un esquema en el que los primeros, constituidos en una cobertera o nivel estructural superior, cabalgan a los últimos en el transcurso de un plegamiento generalizado de vergencia N.

Solamente en dos ocasiones la falla de Leiza ve interrumpida su continuidad. Al E. de Leiza lo hace una pequeña fractura de rumbo N.-S. correspondiente a una etapa tardía de distensión. Además en el término de Gorritzarán existe una falla de desgarre de escasa amplitud, de dirección NW.-SE. con cizallamiento senestroso, que muy bien pudiera estar relacionada con el desarrollo de la falla de Leiza y en cuyo bloque nor-oriental se alojan dos pequeños pliegues que se describirán en el siguiente apartado.

La intensidad de los esfuerzos se centra con especial significación en la falla de Leiza. Así en su proximidad hay que señalar la existencia de una banda de brechas de anchura variable, localizable preferentemente en el tramo inferior del Jurásico, caracterizada por una trituración mecánica de rocas carbonatadas, que en algunos casos alcanzan la categoría de milonitas.

Por otra parte y al N. de la zona de brechas aparecen tres cuñas de relativa extensión constituidas por rocas paleozoicas y ofíticas, que con una geometría aproximadamente ojival, se extienden desde Areso hasta el alto de Ezcurra, jalonando el trazado de la falla de Leiza. La disposición de tales afloramientos en relación con sus unidades envolventes, no deja de ser ciertamente original. En efecto, y mientras la delimitación con el Cretácico superior se presenta por falla inversa de vergencia norte, por el sur, su contorno con el frente de la zona de mármoles, está constituido por una se-

gunda falla inversa de vergencia opuesta. Además sus superficies de deslizamiento se encuentran alaveadas, con lo que dichas fallas lateralmente se confunden con la falla de Leiza.

Según esto se podría pensar originariamente en un esquema en el que los afloramientos citados representasen pequeños isleos tectónicos autóctonos, como consecuencia de sucederse en el tiempo dos movimientos (traslacionales de sentidos opuestos. Sin embargo, como veremos a continuación, no parece ser ésta la causa que explique satisfactoriamente su presencia, inclinándonos más bien por otra procedencia para estos afloramientos.

Corroborar esto último la coexistencia de los mismos en la zona de falla, con pequeñas escamas, no cartografiadas y muy trituradas de materiales cuya compleja naturaleza denota un origen en el zócalo profundo. Tal es la principal característica de las grandes alineaciones situadas a lo largo de la cadena en el área nordpirenaica, confirmando el carácter de estructura profunda de la falla de Leiza.

En conclusión podemos considerar a la falla de Leiza, como el plano de deslizamiento, con una importante componente de salto en dirección, de una estructura cabalgante de vergencia norte, que es la zona de mármoles, a favor de la cual y por comprensión han podido sustraerse paquetes de rocas, correspondientes a la zona axial subyacente, y posteriormente llevados a su posición actual en la superficie topográfica.

### 3.2.2. LA ESTRUCTURACIÓN INTERNA DE LA ZONA DE MÁRMOLES

Como ya se ha señalado las estructuras de la cobertera representadas en el área estudiada, son las originadas como respuesta a los esfuerzos de compresión que actuaron sobre los materiales mesozoicos presentes en esta parte de los Pirineos Vascos, condicionando la formación de pliegues y fallas asociadas.

Las estructuras que hemos de considerar en este apartado son: los pliegues de la serie frontal, el sinclinal de Leiza y el anticlinal complejo de Huici y sus domos adyacentes.

#### 3.2.2.1. *Los Pliegues de la Serie Frontal*

Al S. de la falla de Leiza, la zona de mármoles se inicia con una serie frontal caracterizada por un perfil estratigráfico completo desde el Jurásico al complejo Supraurgoniano, cuyo buzamiento general al S., en principio relativamente moderado, hacia el E. progresivamente se verticaliza, llegando en algunos puntos a su inversión. Así en el término de Gorritzarán, donde los esfuerzos se han dejado sentir con más intensidad, aparecen dos

pequeños pliegues de dirección E.-W., situados entre la carretera de Ezcurra y la ladera septentrional del monte Cornieta.

Los estratos del Cretácico no intervienen en estos pliegues, estando afectados únicamente los materiales del Jurásico.

El elemento más meridional lo constituye un anticlinal simétrico, cuyo núcleo está ocupado por las dolomías y mármoles del tramo inferior. Inmediatamente al N. del anterior se dispone paralelamente el segundo pliegue. Se trata de un pliegue sinclinal asimétrico, en el que se reconoce una clara vergencia sur. Sus flancos, constituidos por las dolomías del tramo inferior, con idénticos buzamientos, se presentan muy apretados, adquiriendo el pliegue un marcado carácter isoclinal. En su núcleo se sitúan las margas del tramo medio, aunque a retazos, pueden aparecer niveles de calizas del tramo superior lo que da idea de un pliegue de tipo isoclinal vergente, con el núcleo en parte extruido.

Lateralmente las estructuras comienzan en la pequeña falla de desgarre descrita en el apartado 3.2.1., adoptando inicialmente una dirección aproximada E.-W., que posteriormente se incurva algo al NE., con lo que en el límite occidental de la zona, al menos la última estructura descrita, tiende a desaparecer al chocar su eje con la falla de Leiza, formando con ésta un ángulo agudo.

Fuera del área estudiada se ha seguido la prolongación de las estructuras hasta el barranco de Basacaitz, situado al W. de Erasun, donde finalmente se atenúan. Todavía más al E., entre Beinza y Donamaría, se pueden observar pliegues con idénticas características, dispuestos siempre en el frente de la zona de mármoles.

Volviendo a nuestra zona, la delimitación septentrional de los pliegues, la forma una de las dos fallas de vergencias opuestas, en las que la falla de Leiza se desdobra al cobijarse en su plano de deslizamiento una de las «cuñas» de rocas paleozoicas antes descritas. El hecho de que en uno de los pliegues se advierta una clara vergencia sur, contraría a la extendida ampliamente por el resto de la cobertera, se debe simplemente a la componente vertical creada en relación con el arrastre de la escama de paleozoico, durante su movimiento ascensional a lo largo de la falla de Leiza, por lo que creemos que es un dato local no generalizable.

### 3.2.2.2. *El Sinclinal de Leiza*

Como continuación hacia el S. de la serie frontal, y situada entre ésta y el anticlinal de Huici, las series del Jurásico y Cretácico inferior forman una estructura sinclinorial de vergencia norte, en cuyo núcleo afloran los materiales del complejo Supraurgoniano, que denominaremos sinclinal de Leiza.

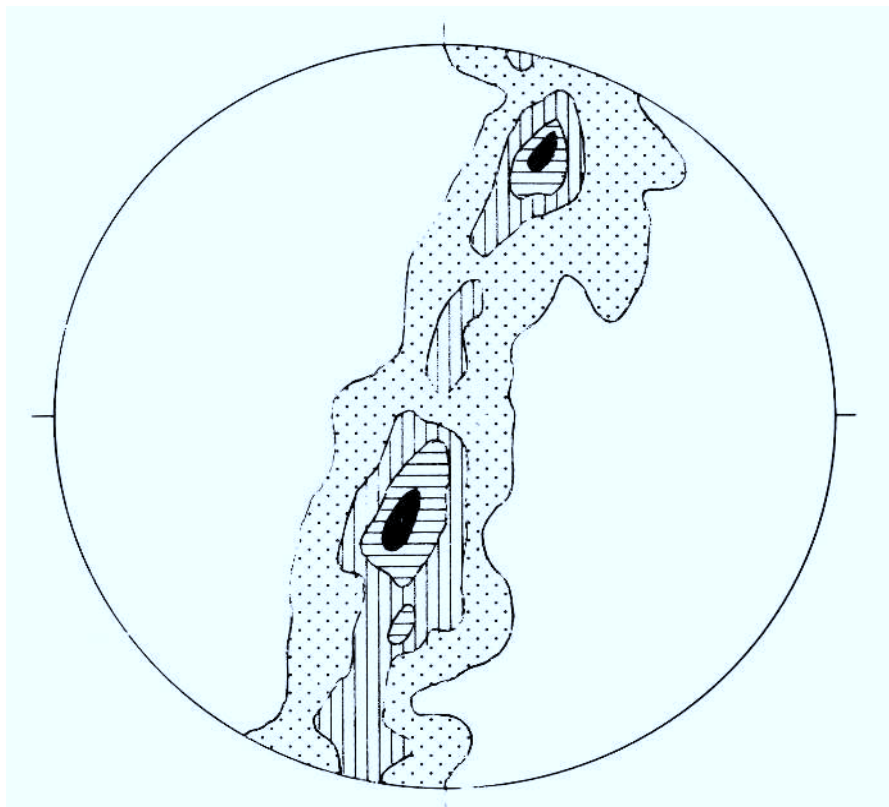


Fig. 10. 80 polos de  $S_0$ . Contornos de 0, 5, 10, 15 y  $> 15$  %.

El sinclinal de Leiza presenta una asimetría acusada, así mientras su flanco septentrional buza de forma más o menos constante con un ángulo de unos  $45^\circ$  al S., el flanco meridional se encuentra invertido, inclinándose con un fuerte ángulo también en el mismo sentido. La figura n.º 10, representa la proyección equiareal de los polos de  $S_0$  medidos en el sinclinal de Leiza.

La estructura que se inicia por el W., presenta una dirección E.-W., que se mantiene prácticamente constante a lo largo de todo su desarrollo por el área estudiada, si bien hacia la latitud de Leiza, sufre una ligera inflexión.

En el capítulo de Estratigrafía, al describir la naturaleza de los materiales del complejo Supraurgoniano, se advierte sobre la monotonía que caracteriza a alguno de sus tramos. Por otra parte, se pensó que el tipo de plegamiento, marcadamente concéntrico, originaría un flujo de los niveles del complejo Supraurgoniano hacia el núcleo del pliegue, con la consiguiente creación de interesantes estructuras menores, que nos propusimos estudiar.

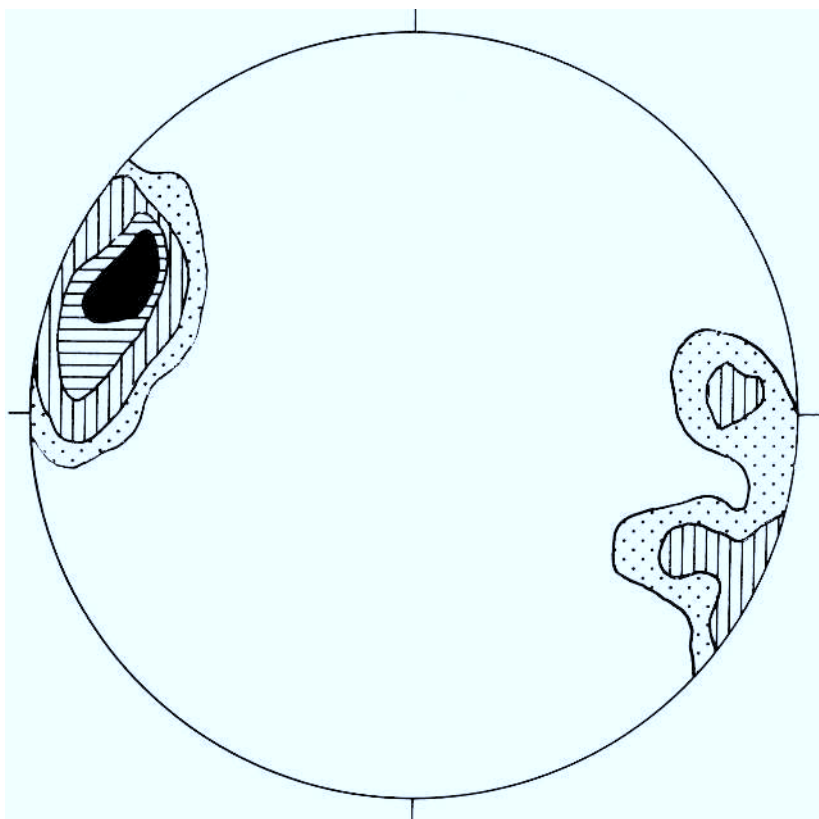


Fig. 11. 40 ejes de pliegues de arrastre. Contornos de 0, 5, 10, 15 y > 15 %.

La principal dificultad que se presenta al abordar el análisis microtectónico del sinclinal de Leiza, es por tanto la ausencia de niveles guía. Afortunadamente la existencia de una esquistosidad ampliamente difundida en estos materiales, unida a la de un escaso número de pliegues de arrastre, ha contribuido decisivamente a la resolución del problema. Precisamente el estudio detallado de las relaciones existentes entre esquistosidad y estratificación, ha puesto de manifiesto una compleja estructura en el interior del sinclinal, constituida de N. a S. por dos pliegues simétricos, sinclinal y anticlinal sucesivamente, tras los que se disponen otras tres estructuras de plegamiento invertidas, de vergencia norte, concordantes con la de orden mayor aquí considerada.

Los pliegues menores, que responden a un comportamiento de deslizamiento flexural, han facilitado así mismo con su geometría, el establecimiento de las vergencias en distintos puntos de la serie.

La figura n.º 11 muestra el diagrama de ejes de pliegues menores medidos en el complejo Supraurgoniano, señalándonos una orientación, que se separa ligeramente de la esperada para los mismos. Sin embargo la causa



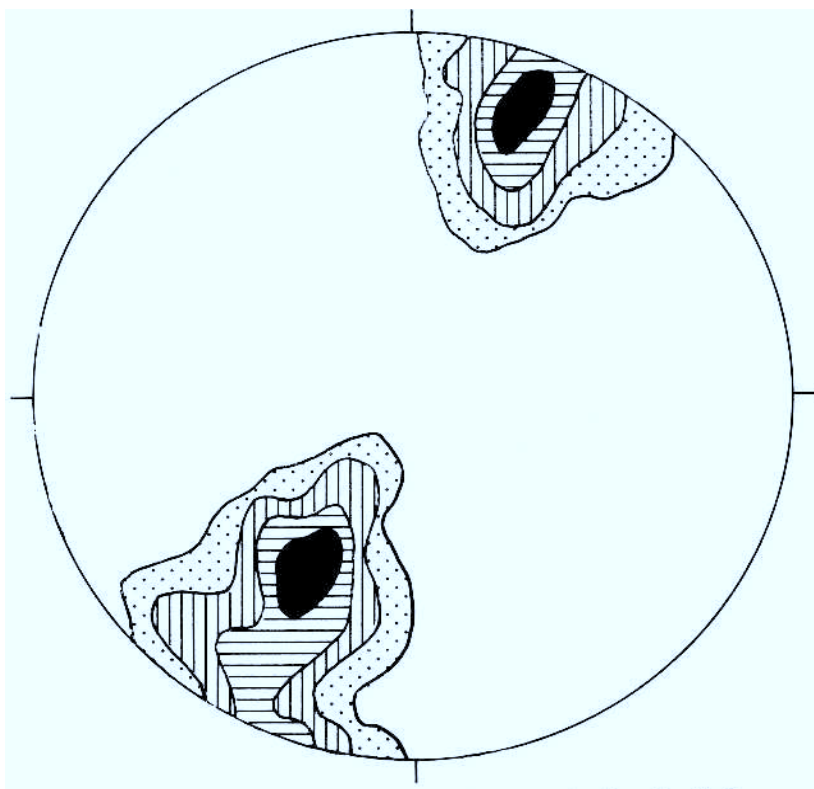


Fig. 12. 51 polos de  $S_1$ . Contornos de 0, 5, 10, 20 y  $> 20$  %.

de esta desviación, es la inflexión general, que en esta zona sufre la estructura.

En este mismo apartado se ha señalado la existencia de una esquistosidad desarrollada en relación con el acortamiento N.-S. de los materiales del complejo Supraurgoniano. Esta esquistosidad no es penetrativa y afecta principalmente a los niveles de grano fino.

Su intersección con la estratificación, produce una lineación, cuya orientación coincide con la de los ejes de los pliegues originados durante el plegamiento. La figura n.º 12, recoge el diagrama, en el que se representan estadísticamente las orientaciones de la esquistosidad.

En el afloramiento se presenta como una fracturación de espaciado centimétrico, que forma un bajo ángulo con la estratificación, dando un carácter pizarroso a los materiales. Esta es la causa que ha motivado el uso, tal vez impropio, del término «pizarras», aunque éste es realmente el aspecto que presentan en el campo.

Muy comúnmente pueden reconocerse estructuras menores referibles

a boudinage. Los boudins se sitúan en aquellos bancos, cuya rigidez es muy superior a la del material que lo incluye. Las capas menos rígidas, situadas a cada lado, concuerdan con la forma del boudin, curvándose en el estrechamiento entre boudins adyacentes. Longitudinalmente cada boudin, posee la misma orientación que la estructura en la que se encuentra, confirmando de esta manera su origen tectónico, asociado al desarrollo de la esquistosidad en los niveles menos competentes.

### 3.2.2.3. *El Anticlinal de Huici y Domos Adyacentes*

Como prolongación hacia el S. del sinclinal de Leiza y hasta el límite meridional del área estudiada, afloran una serie de estructuras de plegamiento, que en conjunto presentan una disposición bastante irregular, constituidas por el anticlinal de Huici y sus domos adyacentes.

Quizás el rasgo más sobresaliente del anticlinal de Huici, sea su sinuosa geometría, que se patentiza aún más, por el contorno que describen las calizas Urganianas de su flanco S.

Se trata de una estructura anticlinal de vergencia N., cuyo flanco septentrional invertido se inclina hacia el S. con un fuerte ángulo, similar a la de su flanco meridional. A partir de Gorriti, el eje del pliegue adopta progresivamente una dirección SE., que al alcanzar la latitud de Huici cambia de orientación doblándose hacia el E., al describir una ondulación con concavidad hacia el NE. Aunque el núcleo del pliegue está ocupado en su totalidad por las dolomías del Jurásico, coincidiendo con su eje, se advierte la existencia de una estrecha lámina de Trias superior, extraída por compresión.

Más allá del límite oriental, la estructura se prolonga lateralmente, enlazando con el nudo de Beruete. Por el contrario, hacia el W., el repentino hundimiento del eje del pliegue, provoca su desaparición, conformándose un cierre perianticlinal un tanto irregular por interferencia con el domo de Sintxalku.

El flanco N. del anticlinal de Huici está afectado por un importante accidente tectónico, la falla inversa de Huici transpuesta por una cizalla de rumbo NE.-SW. en las proximidades de Huici, que posteriormente se atenúa hacia el E. Según esto, dicho flanco queda dividido en dos segmentos con complicación tectónica diferente, separados a su vez por la falla subtransversal mencionada. En el sector occidental, la falla inversa de Huici pone en contacto los materiales del tramo inferior del Jurásico, que constituyen el núcleo del pliegue, con el complejo Urganiano, que por otra parte se observa notablemente disminuido. Su mitad oriental se corresponde con el plano existente entre el Jurásico terminal y el complejo Urganiano.

La falla inversa de Huici, en relación con la cual se efectúa un pequeño cabalgamiento, responsable de la desigual laminación de las series

supratriásicas del flanco N., se extiende por consiguiente a lo largo de toda la estructura, con un trazado paralelo al del eje del pliegue, presentando su superficie de deslizamiento un buzamiento constante de unos 60° al S.

El flanco S. se caracteriza por presentar un perfil estratigráfico, donde las series supratriásicas se encuentran completas, a excepción del complejo Purbeck-Weald, cuya reducida potencia no permite su representación en la cartografía.

Sin embargo, la característica más notable del anticlinal de Huici, es la presencia al S. de dicha localidad, de una prominencia morfológica sub-circular, emplazada entre el eje del pliegue y su flanco meridional, dando la apariencia de una pequeña isla de materiales cretácicos flotando en el seno del Jurásico. En efecto se trata de una pequeña cubeta tectónica colgada, constituida por calizas urgonianas, en cuyo núcleo se sitúan niveles del complejo Supraurgoniano. Además sus bordes se encuentran absolutamente accidentados por fallas subverticales, razón que nos ha llevado a asimilarla a una estructura primitiva residual, desarrollada en relación con un diapirismo precoz. Así al evolucionar el conjunto en el sentido de conformar una estructura mayor, parte de la bóveda anticlinal se resquebrajó, con su consiguiente hundimiento, favoreciendo de esta manera la acumulación de material halocinético y su posterior inyección forzada, en aquella región de menor presión, que actualmente coincide con el eje del anticlinal de Huici.

Al S. de Gorriti aparece una gran elevación constituida por la prolongación de las calizas urgonianas, que bordean el anticlinal de Huici, al adaptarse a una nueva estructura anticlinal de corta extensión, que denominamos domo de Sintxalku. Se trata de una estructura algo alargada en el sentido E.-W., cuyo núcleo aparece rodeado por términos del complejo Supraurgoniano.

Todavía más al S., se observa una segunda estructura similar, aunque de menor amplitud, de contorno elipsoidal, que constituye el domo de Lutota. Entre éste y el precedente se localiza una estrecha banda de materiales del complejo Supraurgoniano, que afloran a lo largo de un exiguo corredor natural, situado entre las estribaciones del puerto de Azpiroz y la localidad de Betelu, ocupando un pliegue sinclinal de dirección SW.-SE.

La simplicidad de las estructuras no requiere que se insista en sus descripciones, ya que quedan perfectamente reflejadas en la cartografía. No obstante conviene señalar una característica común a las tres, que es la ligera vergencia hacia el N. que presentan.

Una rápida observación a la cartografía, induce a pensar que la configuración actual del anticlinal de Huici y sus domos adyacentes, responde a una situación en la que al menos, dos actividades tectónicas se han sucedido en el tiempo. Dos son también las teorías que pueden formularse, para explicar en principio, las relaciones espaciales existentes entre las estructuras descritas.

Por un lado, la disposición particularmente arqueada del conjunto, pudiera asociarse con el estado final alcanzado por las estructuras, en el transcurso de dos fases de deformación superpuestas, de directrices tectónicas opuestas. Así la primera de ellas, coincidente con la fase principal de la orogenia Pirenaica, originaría amplias estructuras de plegamiento de dirección E.-W. Con la segunda fase, de menor intensidad, tendría lugar la aparición de nuevas estructuras de plegamiento de dirección aproximada N.-S., en correspondencia a un acortamiento E.-W. de la cobertera, desarrollado en relación con un posible desplazamiento senestroso póstumo de la falla de Leiza.

La presencia de una banda de Trías superior encajada por inyección forzada en el núcleo del anticlinal de Huici, confirma sin embargo, el marcado carácter diapírico de esta estructura. Además, recientes trabajos realizados sobre el diapirismo en la cuenca Cantábrica, apoyan la tesis de un desarrollo inicial del mismo de edad intracretácica, y por consiguiente anterior a la fase principal de plegamiento. Estas puntualizaciones, entre otras, creemos que descartan la hipótesis precedente, en favor de otra que explique el establecimiento de las estructuras anticlinales sobre diapiros precoces, que a medida que evolucionan quedarían englobados en el interior de las mismas.

El resultado de tal interferencia es la configuración de una estructura compleja, de contorno festoneado, constituida por núcleos en los que se aprecia un claro abovedamiento, separados por otros, relativos a zonas tectónicamente deprimidas.

### 3.3. DEPRESION FLYSCH DEL CRETACICO SUPERIOR

En los epígrafes anteriores, al explicar la delimitación de las principales unidades, se ha mencionado la existencia de una tercera, representada por la depresión flysch del Cretácico superior. Se trata de una pequeña unidad, constituida por materiales del Cretácico superior, que en nuestra zona afloran en una amplia estructura sinclinal de dirección E.-W.

Sus flancos están marcados por dos importantes accidentes tectónicos. El flanco septentrional se encuentra afectado por la falla de Leizarán ya descrita. En el flanco S., los materiales se ponen en contacto con el frente de la zona de mármoles a lo largo de la falla de Leiza.

En la proximidad de dichas fallas, y en relación directa con las mismas, los materiales del Cretácico superior configuran estructuras de plegamiento de escala métrica, y desarrollan una esquistosidad, poco penetrativa, en los niveles más arcillosos.

### 3.4. EVOLUCION TECTONICA DE LOS PIRINEOS VASCOS

En este apartado, no tenemos el propósito de enumerar los complicados mecanismos que se han sucedido hasta la configuración actual de la cadena. Tal empresa constituiría el resultado de innumerables observaciones realizadas en amplios sectores del dominio pirenaico, si bien, por el conocimiento que tenemos de áreas próximas, a parte de los datos extraídos de aquella que nos ocupa, nos creemos en la situación de poder bosquejar la evolución tectónica, al menos de parte, de los Pirineos Vascos.

Aunque los rasgos estructurales de los Pirineos Vascos, se crearon a lo largo de sucesivas fases desarrolladas durante el ciclo alpino, con anterioridad a éste, y como preámbulo que en definitiva propició las condiciones para su establecimiento, hizo su aparición la orogenia Hercínica, afectando a los materiales paleozoicos, que en nuestra zona, se constituyeron en un agrupamiento litológico de relieve positivo. Sin embargo, no es hasta que se alcanza una etapa tardihercínica de distensión, caracterizada por la aparición de grandes líneas de fractura que compartimentaron el macizo Hercínico, cuando se configura la cuenca sedimentaria mesozoica.

Es sabido que durante el desarrollo de un ciclo orogénico completo, se suceden varias fases iniciales, capaces de provocar una inestabilidad tal en la cuenca de sedimentación, que a posteriori conducen al establecimiento de una nueva fase, en la que la distribución del campo de esfuerzos, determina en definitiva, el plegamiento de los materiales depositados en dicha cuenca. La evolución tectónica, aquí expuesta en términos simplistas, es válida para la explicación de los hechos que motivaron la existencia de las estructuras en el zócalo y en la cobertera.

En general estas fases iniciales no condicionan importantes deformaciones, pero sí originan movimientos verticales a lo largo de grandes fracturas o zonas de debilidad existentes en la Corteza (falla de Leiza, falla de Leizarán, etc.). Además estos movimientos verticales van a controlar el tipo de material acumulado en la cuenca.

La primera fase, conocida en la literatura como fase neocinémica, tuvo lugar, coincidiendo con el límite Jurásico-Cretácico, y determinó en principio la distribución de los materiales del complejo Purbeck-Weald. Los movimientos asociados fueron de tal envergadura, que en algunos sectores, caso del flanco S. del anticlinal de Huici, prevaleció la falta de sedimentación, no ocurriendo lo mismo en la serie frontal de la zona de mármoles, en la que el complejo Purbeck-Weald, claramente discordante sobre el Jurásico, se presenta con todo su desarrollo.

A partir de este momento, la cuenca sufre un progresivo hundimiento, que se prolonga hasta la total sedimentación del complejo Supraurgoniano. Al final del Albense de nuevo la inestabilidad se hace sentir en la cuenca. Con la consolidación de una nueva fase, fase aústrica, se generaliza un movimiento ascensional, individualizándose en este momento la zona de már-

moles, ya que creemos que fue a partir de esta pulsación cuando tuvo lugar el metamorfismo.

La elevación de la zona de mármoles, determinó paralelamente el establecimiento de una fosa alargada o surco periférico, localizado entre la unidad recientemente creada y el macizo de Cinco Villas, donde se acumuló una serie de materiales transgresivos durante el Cretácico superior.

Puede decirse que hasta el Cretácico superior las condiciones reinantes en los Pirineos Vascos, son de tensión, así se suceden movimientos verticales alternativos sin que todavía se reconozcan señales de acortamiento en los materiales, aunque si pudieron darse desplazamientos halocinéticos a nivel del Trias superior, causantes de primitivas estructuras diapíricas.

No obstante, en un momento que no podemos precisar, al no existir materiales más recientes, pero siempre posterior al Cretácico terminal, se desencadenó la fase principal de la orogenia Pirenaica, originando estructuras de plegamiento de dirección E.-W.

Las fallas que anteriormente actuaron selectivamente en la cuenca de sedimentación, volvieron a rejugarse ahora como fallas inversas, configurando los frentes actuales de la zona de mármoles y del macizo de Cinco Villas, así como la zona de escamas situada en el interior del mismo.

La intensidad de los esfuerzos fue de tal magnitud que la cobertera se desarraigó a favor de la falla de Leiza, creando una estructura cabalgante de vergencia N. sobre la depresión flysch del Cretácico superior. La existencia de material plástico a nivel del Trias superior facilitó la autonomía entre la cobertera mesozoica y el zócalo, con lo que uno y otro se deformaron con relativa independencia. Durante este tiempo el macizo de Cinco Villas representó el papel de parachoque, sin embargo al ceder los empujes, sufrió un movimiento de retroceso mediante el cual su borde meridional cabalgó hacia el S. al Cretácico superior de la depresión flysch.

## **4. ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS**

Una de las características más importantes manifestadas por los materiales paleozoicos de la sucesión esquistosa de Cinco Villas, es la presencia de un metamorfismo dinamotérmico de grado bajo desarrollado durante la primera fase de deformación de la orogenia Hercínica.

Además, asociados a un vulcanismo finitriásico que tuvo lugar en el área de sedimentación de los Pirineos Vascos, aparecen en nuestra región masas de rocas ígneas básicas comúnmente conocidas con el nombre de ofitas.

Así mismo, coincidiendo con el trazado de la falla de Leiza, afloran pequeñas escamas de materiales que presentan un metamorfismo elevado, cuyo origen profundo, está fuera de toda duda.

Por último la existencia de minerales metamórficos, ampliamente difundidos en las series mesozoicas que constituyen la zona de mármoles, confirman las transformaciones sufridas por las mismas con posterioridad a su deposición.

Estos son los principales temas que abordaremos en el presente capítulo.

#### 4.1. METAMORFISMO DEL PALEOZOICO DE CINCO VILLAS

Aunque tradicionalmente se ha considerado la presencia de un metamorfismo regional que afecta a los materiales que constituyen el macizo de Cinco Villas, en lo que concierne a nuestro sector, nos encontramos ante un caso en el que resulta ciertamente problemática tal afirmación, si bien las observaciones realizadas revelan la existencia de débiles transformaciones postdiagenéticas en las rocas, que en todo caso coincidirían con el desarrollo de un estadio bajo de metamorfismo. El grado metamórfico fue tan débil que fundamentalmente originó la reorientación y recristalización de los minerales ya existentes en la roca, sin embargo el pequeño tamaño de sus granos dificulta su determinación al microscopio y el estudio de las texturas metamórficas asociadas.



Entre los minerales que caracterizan a esta fase de metamorfismo hay que citar la presencia de cuarzo y minerales micáceos, a los que acompañan partículas de grafito y óxidos de hierro finamente divididos.

Los granos recrecidos de cuarzo, con un tamaño medio de 0,5 mm., se disponen paralelamente a  $S_1$ , desarrollándose más fácilmente en sombras de presión, además el cuarzo recristaliza preferentemente entre granos adyacentes. Los minerales pertenecientes al grupo de las micas están representados por mica blanca y clorita, igualmente orientados según  $S_1$ . Aunque poseen un reducido tamaño, generalmente inferior al de los granos de cuarzo, al microscopio se distinguen con relativa claridad, presentando la clorita un débil pleocroismo de tonalidad verdosa.

El crecimiento sincinemático de los minerales respecto a  $S_1$  obliga necesariamente a relacionarlo con un metamorfismo dinamo-térmico desarrollado durante la primera fase de la orogenia Hercínica.

Por otra parte, en relación con la presencia de cizallas que forman un bajo ángulo con los planos axiales de los pliegues de  $F_1$ , los materiales del Carbonífero se encuentran localmente muy tectonizados. En correspondencia con ellas se originan texturas cataclásticas, transformándose las rocas en milonitas.

En general la baja cristalinidad que caracteriza a estas rocas es debida en parte a la presencia de materia carbonosa, que como se sabe actúa como elemento inhibidor de las reacciones metamórficas.

RAGOT (1976) en zonas como la que nos ocupa, donde no se tienen suficientes argumentos para definir el grado metamórfico de los materiales, por métodos tradicionales, estudia precisamente la evolución alcanzada por las partículas carbonosas diseminadas en las rocas, basándose en medidas de microrreflectancia y de difracción de Rayos X. Así de acuerdo con el grado de organización que presenten, se puede determinar el estadio bajo del metamorfismo de igual manera que cuando se utiliza como criterio el grado de cristalinidad de la fracción arcillosa (illita).

## 4.2. OFITAS

En la mitad septentrional de la zona estudiada, las rocas verdes conocidas con el nombre de ofitas, se encuentran espacialmente asociadas a los materiales de Buntsandstein, formando con ellos una banda de dirección E.-W. separada del Paleozoico por soluciones de continuidad. Cartográficamente se distinguen dos afloramientos principales, los de Leizalarea y Plazaola. Tienen espesores variables entre 300 y 1.000 m. y lateralmente se acuñan, sin que se aprecie una clara continuidad entre los mismos.

Como prolongación al W. de esta banda aparece en las inmediaciones del alto de Urto en tercer afloramiento. Su posición geológica varía en re-

lación con los anteriores. Así mientras lateralmente encaja con el Bundt-sanstein, el resto de su contorno, aproximadamente elipsoidal, está en contacto con los materiales del Trias superior.

Hacia el S. y coincidiendo con el borde meridional del macizo de Cinco Villas, se pueden reconocer pequeñas masas pellizcadas de ofitas. Sin embargo en su extremo oriental aparecen dos afloramientos bien conservados, el último de los cuales se continúa fuera del área estudiada.

Aparte de estos afloramientos marginales del macizo existen otros de importancia volumétrica menor y que por el contrario encierran un gran interés. Se trata de escamas ofíticas localizadas en el frente de la zona de mármoles, que presentan una mineralogía diferente a la de las anteriores, como consecuencia de haber sufrido ciertas transformaciones durante el metamorfismo pirenaico. En general son poco numerosas, siendo el principal afloramiento el situado en el vértice del monte Urtézar.

#### 4.2.1. PETROGRAFÍA

Los caracteres mineralógicos de las ofitas estudiadas evidencian la existencia de dos tipos fundamentales, según hayan sido afectados por el metamorfismo pirenaico o no. Así se agrupan por un lado las ofitas situadas al N, de la depresión flysch del Cretácico superior y por otro las asociadas al frente de la zona de mármoles.

##### 4.2.1.1. *Las ofitas del macizo de Cinco Villas*

Para su estudio se han tomado muestras procedentes de los afloramientos de Plazaola y Leizalarrea, así como de la masa ofítica que atraviesa la carretera que conduce a Goizueta, en el Km. 19,7. Tanto una como otra, y salvo algunas precisiones de detalle, revelan unas características petrográficas idénticas por lo que su descripción se realiza en común.

Las muestras estudiadas tienen una textura granular, heterométrica, holocristalina, hipidiomórfica, constituida esencialmente por un entramado de plagioclasas y grandes masas de piroxenos, que aparecen como agregados policristalinos, dispuestos en el seno de una matriz de grano fino rica en plagioclasas. Comunemente las plagioclasas se encuentran englobadas peciáticamente por los piroxenos, sobre todo en sus bordes, siguiendo las direcciones cristalográficas de los mismos. Además existen fenocristales aislados de plagioclasa cuyas dimensiones destacan netamente sobre las primeras. Los piroxenos contienen inclusiones de olivino generalmente xenomorfas, rodeadas por una aureola de minerales secundarios de alteración. Asimismo es frecuente encontrar pequeños grupos de cristales redondeados de olivino dispersos por la roca.

A estas fases principales, que constituyen más del 90 % del volumen total de la roca, hay que añadir una fase residual intersticial constituida por cloritas, micas, cuarzo y minerales opacos.

A continuación se describen las principales especies mineralógicas estudiadas:

— Plagioclasa: son las más abundantes constituyendo del 40 al 50 % de los minerales presentes en las ofitas. Como ya se ha adelantado se pueden distinguir dos tipos morfológicos: un escaso número de fenocristales bien desarrollados, generalmente aislados, de hasta 2 mm., y el resto formado por un conjunto de pequeños cristales que escasamente superan los 0,4 mm., de longitud.

Las variaciones de composición dentro de un mismo individuo, caracterizadas por una ostensible zonación, son corrientemente observadas, sin embargo en los elementos minoritarios se patentizan con más intensidad.

Las determinaciones ópticas muestran que para los primeros los porcentajes en anortita varían desde un 85 % en el centro hasta un 50 % en los bordes, por el contrario, para los segundos se ha establecido un intervalo composicional menos básico comprendido entre el 60 y el 30 % para el interior y periferia respectivamente.

Aunque las plagioclasas de las rocas en cuestión se presentan sorprendentemente bien conservadas, ocasionalmente se pueden reconocer algunas transformaciones o alteraciones. La alteración más frecuentemente observada consiste en una seritización parcial relacionada con la descomposición de los términos más cálcicos, originando la aparición de pequeños grupos arremolinados de micas blancas, difícilmente determinables, cloritas y cuarzo.

— Piroxeno: después de las plagioclasas los piroxenos son los mejor representados, constituyendo del 30 al 40 % de los minerales. Se trata de cristales incoloros o muy débilmente pleocroicos cuyos tamaños varían entre 0,5 y 4 mm.

El estudio óptico muestra la existencia de dos tipos diferentes de piroxeno. En efecto, con ayuda de la platina universal de 5 ejes, la determinación sistemática del ángulo de los ejes ópticos según la bisectriz aguda, pone de manifiesto la coexistencia de dos variedades. Una correspondiente a cristales pseudouniáxicos de pigeonita y otra en la que se reconoce una variación del ángulo  $2V$  comprendida entre 40 y 60 grados, que coincide con las características de una augita típica. Este ha sido el principal criterio determinante, toda vez que las medidas de sus birrefringencias y ángulos de extinción han resultado ser similares.

Por otra parte el mayor tamaño de los cristales de augita unido a la existencia de un cleavage bien desarrollado en los mismos, en contra de la fracturación irregular de las pigeonitas, son otros criterios que facilitan su clasificación. Además las pigeonitas poseen un relieve superior y un tono algo parduzco.

La distribución de unas y otras no se realiza al azar en el interior de la roca, por el contrario se observa entre ellas la existencia de unas relaciones estructurales características que se describen a continuación. Generalmente, en la disposición más corriente, aparece la pigeonita a lo largo de dos estrechas bandas que bordean a la augita central. El paso entre la augita y la pigeonita, lejos de ser gradual, se presenta asombrosamente nítido, lo que confirma la cristalización de las pigeonitas en una etapa posterior.

— Olivino considerado como mineral accesorio, no constituye más del 6 % del volumen total de las ofitas. Se presenta en pequeños cristales granulares de contornos redondeados, aislados o en el interior de los piroxenos, con tamaños que varían entre 0,2 y 0,6 mm. En ocasiones se observan sus bordes corroídos indicando su inestabilidad durante la cristalización del magma básico.

Al microscopio se reconoce sin dificultad por su fuerte índice de refracción y sus colores de polarización elevados amarillo-verdosos de tercer orden. Dadas sus reducidas dimensiones, y a falta de otras determinaciones, estos caracteres resultan insuficientes para precisar su exacta naturaleza. No obstante podría pensarse en una variedad olivínica rica en hierro.

Generalmente se presentan en avanzado estado de alteración que se inicia a favor de pequeñas fracturas existentes en sus cristales. La alteración en un estadio posterior puede progresar hasta la total desaparición de los mismos quedando reemplazados por un conjunto de minerales secundarios desigualmente distribuidos, definido por la asociación de micas blancas talco, cloritas y magnetita.

#### 4.2.1.2. *Las ofitas de la zona de mármoles.*

Aunque las ofitas tratadas en el presente apartado corresponden a la misma intrusión que las descritas anteriormente, la notable modificación de las paragénesis iniciales, confirman la existencia de un metamorfismo, posterior a su solidificación, determinado por la elevación de la temperatura en las rocas englobadas dentro de la zona de mármoles.

Los afloramientos, poco numerosos y de exiguas dimensiones, se sitúan jalonando el trazado de la falla de Leiza. Esta disposición ha condicionado la intensa trituración y consiguiente disgregación de sus componentes minerales, por lo que para su estudio se ha recurrido al afloramiento ofítico del monte Urtezar, cuya potencia de unos 100 metros, ha permitido su mejor conservación.

Las rocas muestreadas conservan parte de la textura ofítica original y restos de sus componentes primarios. Sin embargo el rasgo más característico es la existencia de minerales de neoformación tales como anfíboles, epidotas y plagioclasas sódicas, originados a espensas de piroxenos y plagioclasas. Así la naturaleza de las transformaciones es bien distinta según

se considere como punto de partida unos u otros. En efecto los piroxenos se transforman en anfíboles por un proceso de uralitización. Por el contrario las plagioclasas ricas en calcio se descomponen para dar albita y epidota.

La uralitización en los piroxenos comienza por los bordes alcanzando el interior de los cristales, siguiendo sus planos de exfoliación. El fenómeno culmina con la sustitución total del cristal de piroxeno, si bien pueden conservarse relictos de primitivas augitas. En lámina delgada los anfíboles se reconocen por su pleocroísmo verde-azulado, extinción oblicua, alargamiento positivo y ángulo  $2V$  elevado próximo a los  $70^\circ$ ; con lo que se concluye que se trata de un hornblenda común.

Paralelamente las plagioclasas sufren una degradación en su composición, que se traduce por la aparición de albita y epidota. La intensidad de la transformación es francamente variable. Así es frecuente encontrar en una misma muestra zonas donde la composición de las plagioclasas no ha variado. Los cristales de epidota agrupados en pequeños individuos junto a las plagioclasas neoformadas se caracterizan por presentar un elevado índice de refracción y colores de polarización bajos del gris al amarillo de primer orden.

Como minerales secundarios hay que citar la existencia de pequeños cristales de mica y clorita distribuidos entre los anfíboles y plagioclasas procedentes de la transformación de los mismos.

#### 4.2.2. GEOQUÍMICA

WALGENWITZ (1976), en su estudio petrológico de las rocas intrusivas de la región de Elizondo, basándose fundamentalmente en los resultados de nueve análisis químicos, realizados en muestras cuyos afloramientos no son sino la continuación de los tratados en el presente trabajo, asigna a las ofitas un carácter gabroico asociado a un magmatismo de tipo toleítico.

Aunque hubiese sido nuestro deseo, no se dispone por el momento de análisis químicos que permitan establecer el tipo de magma originario de las ofitas estudiadas. Sin embargo sus caracteres mineralógicos principales tales como la presencia de augita y pigeonita, olivino circunscrito en el interior de los piroxenos y pequeñas cantidades de cuarzo en la fase intersticial, muestran claramente su carácter toleítico. En conclusión se puede precisar que las rocas estudiadas tienen composiciones basálticas toleíticas iniciales, no habiendo sufrido prácticamente ninguna diferenciación.

#### 4.2.3. EDAD DE LAS OFITAS

Regionalmente hablando, e independientemente de las zonas donde afloran a lo largo de las grandes líneas de fracturas, es un hecho geológico

conocido que las ofitas aparecen comúnmente asociadas a los niveles arcillosos del Trias superior. Este puede ser el caso de aquellas zonas de la cuenca Cantábrica, donde por algún motivo se han desarrollado fenómenos diapíricos. Esta relación espacial existente entre el Trias superior y ofitas, ha llevado a considerarlas tradicionalmente como Triásicas.

En nuestro sector según los criterios de campo no puede llegarse a ninguna conclusión exacta a cerca de su edad. A lo sumo su aparición, siempre relacionada con los materiales del Trias, permite fijar su establecimiento con posterioridad a dicho período.

Los niveles conglomeráticos existentes en la base del complejo Purbeck-Weald contienen con frecuencia cantos rodados de ofitas, lo que permite afirmar que las rocas intrusivas son al menos más antiguas que el Cretácico. Otras conclusiones no pueden obtenerse a partir de hechos puramente estratigráficos, tectónicos e incluso metamórficos, pues en la vecindad de los afloramientos no se han observado transformaciones en las rocas encajantes.

Sin embargo WALGENWITZ (1976), en recientes estudios de las ofitas situadas al E. de la zona de trabajo establece la edad de la intrusión en un momento que coincide con el límite Jurásico-Triásico. En efecto, basándose en medidas de cronología absoluta de diversas muestras, presenta unos resultados analíticos equivalentes a una edad de 193 millones de años. Según ésto se debe considerar el emplazamiento de las ofitas de los Pirineos Vascos, al final del Triásico o comienzo del Jurásico, bajo una cobertera sedimentaria de reducida potencia en la que quedarían englobadas gracias al poder expansivo de las arcillas del Trias superior.

#### 4.2.4. SIGNIFICADO

Considerada la presencia de ofitas como un fenómeno que se desarrolló dentro del área de sedimentación, se tiene la visión de un vulcanismo que en un determinado período de tiempo anterior a la fase principal de la orogenia Pirenaica, elevó magmas básicos, confirmando un momento de inestabilidad en la cuenca y la presencia de zonas móviles.

Estas emisiones han podido ser expulsadas al exterior o bien procurarse un espacio como rocas intrusivas subvolcánicas en las arcillas del Trias superior, presentándose como pequeños lacolitos.

Las zonas de debilidad que facilitaron la ascensión del magma y que constituyeron importantes elementos paleogeográficos compartimentadores de la cuenca, estaban ya configuradas al final de la orogenia Hercínica, por lo que se explica la mayor profusión de rocas básicas en la periferia del macizo de Cinco Villas.

En conclusión las ofitas localizadas en las líneas de separación de las grandes unidades estructurales, constituyen el testimonio de grandes

zonas de fractura en el zócalo que condicionaron la evolución de esta parte de los Pirineos Vascos durante todo el Mesozoico.

#### 4.3. ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS ASOCIADAS A LA FALLA DE LEIZA

Además de los afloramientos ofíticos ligados al frente de la zona de mármoles y descritos en el epígrafe 4.2.1.2. existen con poca frecuencia masas irregulares de rocas de naturaleza compleja. Sus afloramientos están represeados por pequeñas escamas intensamente trituradas y generalmente mezcladas con materiales paleozoicos y mesozoicos.

Aunque las muestras recogidas han revelado escasa información debido principalmente al gran deterioro que presentan, para su estudio nos hemos remitido a otros sectores con idéntica localización, situados al E. del área estudiada, donde las observaciones merecen un alto grado de fiabilidad. Dos son los afloramientos visitados; por un lado el que se encuentra en la localidad de Erasun, y en segundo término el situado a 400 metros al E. de Ciga, cuya ubicación coincide con una antigua explotación yesífera.

Como veremos, la aparición de las rocas en cuestión presenta un significado tectónico común, sin embargo sus asociaciones paragenéticas indican orígenes diferentes. Las muestras estudiadas corresponden con una roca eruptiva ultrabásica y otra de textura granoblástica, referibles a una lertzolita serpentizada y a una granulita respectivamente.

##### 4.3.1. PETROGRAFÍA

A continuación se describen los principales tipos de rocas encontradas.

##### 4.3.1.1. *Lertzolitas*

Se trata de una roca de grano medio de textura holocristalina hipidimórfica y composición ultrabásica, caracterizada por la existencia de la asociación mineral piroxeno-olivino-espinela.

Los piroxenos se presentan en cristales de hasta 7 mm. generalmente incoloros y de birrefringencias variables, indicadoras de la coexistencia de especies composicionalmente diferentes. Los análisis químicos realizados por WALGENWITZ (1976) en las lertzolitas halladas en los alrededores de Ciga, constatan la presencia de dos variedades ricas en alúmina correspondientes a una enstatita y a un diópsido.

El olivino escasamente representado aparece en pequeños cristales rodeados por masas lamelares de serpentina.

Las espinelas se reconocen por su isotropía y tonalidad verde oscura, formando pequeños agregados cristalinos individualizados.

Además hay que citar la existencia de minerales, ampliamente representados, resultantes de la alteración de los silicatos descritos, que constituyen más del 70 % del volumen total de la roca. Al microscopio se identifican por su birrefringencia débil y textura entrecruzada, pudiendo tratarse de cristales de antigorita.

#### 4.3.1.2. *Granulitas*

Se trata de una roca de textura granoblástica poligonal que presenta una composición compleja como consecuencia de haber sufrido procesos de retrometamorfismo en sucesivas fases, la última de las cuales estaría relacionada con el metamorfismo de bajo grado que se desarrolló en la zona de mármoles, Por consiguiente la asociación mineralógica presente está formada por la superposición de varias paragénesis.

Esencialmente están constituidas por cristales de plagioclasa cálcica, granate, anfíboles ferromagnesianos y biotita. Sin embargo esta asociación, típica de una facies anfibolita, sustituye a otra anterior de tipo granulítico como lo indica la pseudomorfosis prácticamente total de antiguos piroxenos por los anfíboles. Menos representados aparecen un determinado número de minerales, caracterizados por una desigual distribución, y que tienen un carácter accesorio, como son epidota, hornblenda, escapolita y calcita.

WALGENWITZ (1976) resume la evolución seguida por estas rocas estableciendo las siguientes fases:

Inicialmente en un zócalo profundo una roca de tipo gabroico se equilibra en las condiciones de facies granulita presentando la asociación labradorita-ortopiroxeno-granate-apatito-biotita.

Posteriormente se establece una paragénesis mesozonal, probablemente de edad Hercínica, caracterizada por la desestabilización del ortopiroxeno para dar anfíboles ferromagnesianos como antofilita y cummingtonita.

Finalmente la roca removilizada durante la tectogénesis pirenaica sufre un último episodio metamórfico de bajo grado que propicia la reacción entre plagioclasas cálcicas y anfíboles originando la aparición de hornblenda hastingsítica. Paralelamente las plagioclasas se transforman descomponiéndose en escapolita, epidota y calcita.

#### 4.3.1.3. *Granitos*

Además de las rocas anteriormente descritas se encuentran otras cuya mineralogía, coincidente con la de un granito alcalino, se caracteriza por la



presencia de cuarzo, feldespato, plagioclasa y escasa cantidad de biotita parcialmente desferrificada.

Generalmente poseen una textura granuda típica, sin embargo muchas de estas rocas presentan texturas cataclásticas debidas a la disgregación mecánica de sus componentes minerales, producida durante el proceso de ascensión. En ocasiones la milonitización ha alcanzado cotas elevadas con lo que dichas rocas pueden considerarse como gneises cuarzo-feldespáticos.

#### 4.3.2. EDAD

Aparte de admitir que la ubicación de las rocas estudiadas responde a un mecanismo de extrusión a favor de la falla de Leiza que tuvo lugar durante la fase principal de la orogenia Pirenaica, no se tienen suficientes datos para pronunciarse acerca de sus edades. Se sabe sin embargo que sus equivalentes más próximos se hallan bien representados en sectores más orientales de la cadena, caso del Pirineo Central. Por tanto podemos considerarlas como procedentes de la zona profunda paleozoica, correspondiente a la prolongación occidental de la zona axial subyacente, caracterizada por la presencia de rocas ígneas y rocas de metamorfismo elevado como granulitas, migmatitas, etc., que presumiblemente constituyen un zócalo antiguo.

#### 4.3.3. SIGNIFICADO

En el apartado 3.4., al describir los acontecimientos tectónicos más relevantes acaecidos en el área estudiada, se hace hincapié en el papel representado por la falla de Leiza, considerándola como un importante elemento paleogeográfico que determinó entre otras la distribución de los materiales del Cretácico superior. En efecto, con el desarrollo inicial del metamorfismo y la posterior elevación de la zona de mármoles, se individualizó entre ésta y el macizo de Cinco Villas una cuenca alargada de dirección E.-W. donde se acumuló una sucesión de tipo flyschoides, correspondiendo a una sedimentación rítmica que se desarrolló al final de este período.

En relación con el metamorfismo de los materiales mesozoicos, no queremos adelantar aún conclusión alguna, pues se tratarán ampliamente en el siguiente apartado, no obstante conviene apuntar ya la estrecha vinculación existente entre la falla de Leiza y el desarrollo del mismo.

La importancia de la falla de Leiza a la escala de esta parte de la cordillera es grande, pues constituye el límite entre las principales unidades como son zona axial y macizos externos. Además la aparición de las rocas descritas, igualmente representadas en las grandes alineaciones de la cadena Pirenaica, confirma desde el punto de vista estructural las analogías

existentes entre la falla de Leiza y la falla nordpirenaica, pudiendo considerar aquella como la prolongación de la falla nordpirenaica en el NW. de la provincia de Navarra.

#### 4.4. METAMORFISMO DE LOS MATERIALES MESOZOICOS

La presencia de rocas marmóreas, actualmente explotadas en distintos puntos de los Pirineos Vascos, pone de manifiesto la existencia de un metamorfismo que afectó a las series mesozoicas durante el Cretácico.

El conjunto de materiales transformados de naturaleza carbonatada, constituidos originalmente por calizas dolomíticas, calizas y margocalizas, define una unidad que hemos denominado zona de mármoles. En esta masa de mármoles aparecen a distintas alturas, niveles conteniendo minerales de metamorfismo, localmente bien desarrollados, intercalados con otros en los que aparentemente el metamorfismo se ha ejercido con menor intensidad.

##### 4.4.1. EDAD Y NATURALEZA DE LOS MATERIALES AFECTADOS

Geográficamente los materiales afectados por el metamorfismo pirenaico forman una banda de anchura variable (Figura n.º 13), que en dirección E.-W. atraviesa a la zona estudiada al S. de la falla de Leiza.

Su delimitación por el S. ha resultado ser una labor árdua, toda vez que el paso de niveles metamórficos a sedimentos intactos es de naturaleza transicional. No obstante las observaciones realizadas indican que su distribución es tal que en su límite occidental escasamente supera el techo del Jurásico inferior. A partir de Areso las transformaciones, en correspondencia con su aumento lateral en su intensidad, superan niveles progresivamente más altos de las series supratriásicas, incluido parte del complejo Supraurgoniano, llegando a presentar en su terminación oriental un máximo de unos 3 kilómetros.

Más al E. y con objeto de estudiar la posible evolución del metamorfismo, se ha seguido su prolongación hasta la localidad de Labayen, confirmando la existencia de facies petrográficamente cada vez más metamórficas.

Al S. se han reconocido todavía algunas transformaciones a lo largo de una segunda banda que coincide con el eje del anticlinal de Huici. Generalmente su grado metamórfico es mucho menor y espacialmente se asocia a los niveles basales del Jurásico.

Antes de pasar a describir las principales facies estudiadas en la zona de mármoles, conviene examinar la forma de aparición de los minerales neoformados. En una primera aproximación hay que señalar la presencia

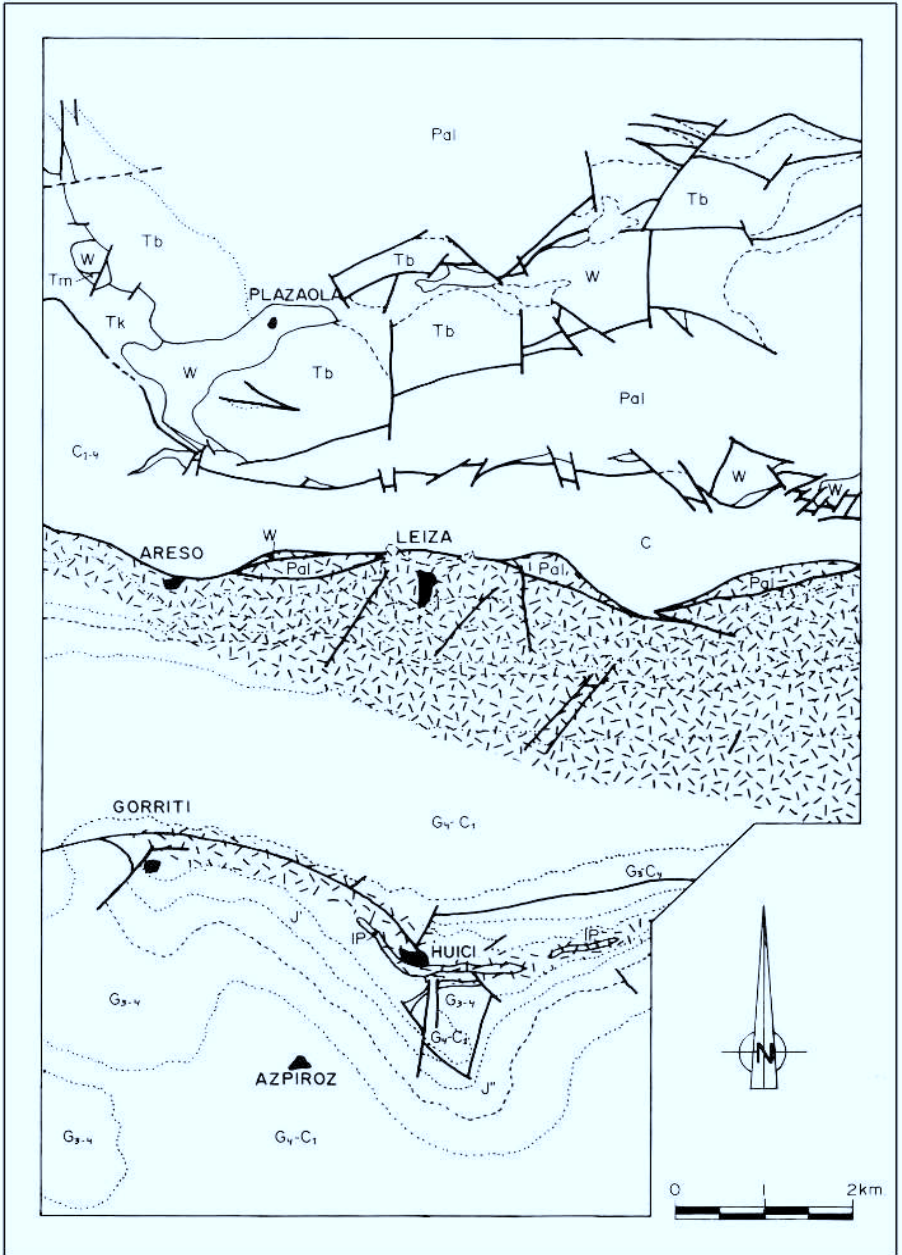


Fig. 13. Esquema cartográfico del área estudiada mostrando la distribución del metamorfismo pirenaico.

en un mismo afloramiento de determinados niveles, individualizados de los que les rodean, que podríamos llamar privilegiados, donde se advierte una gran profusión de minerales metamórficos. Según esto pudiera pensarse que en determinados horizontes estratigráficos se desarrollan nuevas especies minerales más fácilmente que en otros.

Sin adelantar por el momento ninguna conclusión cabe esperar que se traten de niveles que originalmente poseían una composición más variada que la de las capas adyacentes constituidas prácticamente por carbonato cálcico, y por tanto con una mayor potencialidad para la neoformación de minerales.

Un buen ejemplo de lo que acabamos de citar lo constituye la sección del complejo Urganiano a la altura del monte Cornieta. Igualmente al E. del área estudiada, concretamente en el camino que discurre por el barranco de Basacaitz, situado al W. de Erasun, se puede reconocer un afloramiento continuo desde el Jurásico medio hasta el techo del Aptense donde los mármoles con minerales se presentan en bancos de potencia variable, generalmente débil, intercalados en concordancia con niveles de mármoles puros. Aunque esta situación se repite varias veces en una misma sucesión, sus límites inferior y superior son siempre netos, evocando en consecuencia alternancias litológicas sucesivas en los depósitos sedimentarios primitivos.

#### 4.4.2. PETROGRAFÍA

Describimos sucintamente los distintos tipos de texturas desarrolladas por el metamorfismo en los diferentes materiales afectados, haciendo hincapié en las morfologías más características de los minerales, sin olvidar las relaciones blastesis-deformación.

Los mármoles son rocas de colores claros, masivas, que aparecen individualizadas en el interior de una serie con menos evidencias de recristalización, observándolos con potencias de hasta 200 metros.

Presentan generalmente texturas granoblásticas con bordes indentados de tendencia poligonal. También pueden reconocerse texturas granoblásticas elongadas heterométricas en los niveles donde se desarrolla una esquistosidad. Por lo general el tamaño de grano varía de fino a medio.

Los minerales de metamorfismo principales son: escapolitas, micas, talco y feldespatos, y aparecen como porfidoblastos de tamaño milimétrico sin una orientación definida, aunque debido a las deformaciones sufridas con posterioridad, pueden existir reorientaciones a pequeña escala observándose en casos propicios el carácter claramente precinemático de algunos de los minerales. Así mismo en determinadas láminas delgadas se observan cristales sinesquistosos y otros helicíticos desorientados que cortan a la esquistosidad.

El escaso número de muestras recogidas, unido a la desigual distribución de la esquistosidad en los materiales, preferentemente localizable en los niveles menos competentes, dificulta enormemente el establecimiento de las relaciones blastesis-deformación. Sin embargo se puede afirmar que el metamorfismo se inició ya con anterioridad a la fase principal de plegamiento, y que su desarrollo se prolongó hasta la desaparición de dicha pulsación.

A continuación, y por este motivo, se enumera cada uno de los minerales metamórficos, intentando dar el mayor número de precisiones mineralógicas y estructurales que ayuden a un mejor esclarecimiento del problema.

#### — *Calcita*

La calcita es el más representado de todos los minerales estudiados. Se caracteriza por la presencia de cristales indentados, a menudo de gran talla que definen una textura granoblástica poligonal típica, ocupando más del 90 % del volumen total de las rocas.

En ocasiones es el único mineral constituyente de las rocas, caso de los mármoles puros, aunque sobre ellos aparecen distribuidos pequeños núcleos de pirita y algunos listoncillos de flogopita. En los mármoles dolomíticos la calcita es acompañada por cristales romboédricos de dolomita de igual tamaño.

#### — *Cuarzo*

Al igual que los minerales que se citan posteriormente, el cuarzo se presenta como accesorio sobre un fondo constituido esencialmente por calcita, en cristales de hasta 0,5 milímetros totalmente desorientados y muy idiomórficos. Las secciones paralelas al eje C óptico muestran comúnmente la forma bipiramidal bien desarrollada. En general son algo pecilíticos y así engloban algunos cristalitos de calcita.

#### — *Talco*

Considerado como elemento minoritario, no constituye más del 5 % del volumen total de las rocas. Aparece generalmente en los niveles más dolomíticos, si bien está mejor representado en los mármoles del Jurásico inferior.

Se presenta en pequeños grupos arremolinados de cristales tabulares incoloros que no superan los 0,2 milímetros, sin una orientación preferente, sobre un fondo constituido por carbonatos. Al microscopio se distinguen por su extinción recta, alargamiento positivo y elevada birrefringencia, además poseen un cleavage bien desarrollado y son pseudouniáxicos negativos.

El talco acompañado de cristales de cuarzo se desarrolla así mismo en las sombras de presión producidas por objetos pretectónicos, caso de los cubos de pirita existentes en los materiales del complejo Supraurgoniano.

#### — *Flogopita*

Se trata de cristales con débil pleocroismo amarillento y cleavage paralelo al alargamiento que se presentan en formas muy alargadas y estrechas totalmente desorientadas.

A excepción de su birrefringencia, moderada, el resto de sus caracteres ópticos son por lo general comunes a otras micas e incluso al talco. Esta es la razón por la que en ocasiones se hace realmente difícil la distinción entre unos y otros.

#### — *Escapolitas*

Quizás las escapolitas sean los minerales más característicos del metamorfismo pirenaico, pues independientemente de la especie considerada, y a excepción de los carbonatos, son los más difundidos, pudiendo aparecer en casi todos los niveles de los materiales mesozoicos.

Se presentan en formas prismáticas cuadrangulares milimétricas de tonos oscuros, perfectamente visibles en el afloramiento y especialmente abundantes en los mármoles del complejo Urganiano, llegando a constituir en algunos horizontes privilegiados del orden del 20 % del volumen total de la roca.

Siguiendo la clasificación TROGER (ROUBAULT, 1963), las escapolitas constituyen una serie isomorfa entre la marialita y la meionita. Al microscopio se distinguen por ser uniáxicas negativas y poseer extinción recta y alargamiento negativo, si bien se constata en los miembros de la serie una progresiva variación de sus birrefringencias, único criterio óptico utilizado como argumento para la exacta determinación de una u otra especie.

El estudio óptico de las muestras recogidas, complementado a su vez con análisis de difracción de Rayos X, muestra la existencia de dos variedades diferentes, una rica en sodio constituida por dipyro, y otra cálcica representada por mizzonita.

Los cristales son muy idiomórficos, a veces de aspecto pretectónico, reorientados según Si con pequeñas fracturas perpendiculares al alargamiento, aunque en general son helicíticos, observándolos englobando gran cantidad de cristálitos de micas y cuarzo.

#### — *Feldespatos Alcalinos*

Los mármoles con feldespatos alcalinos están mucho menos repartidos en los materiales mesozoicos que los mármoles con escapolitas. La ortosa puede aparecer acompañada por algunos cristales de flogopita, escapolitas,

y en contadas ocasiones, de plagioclasas. Se presenta en formas prismáticas monoclinicas de unos 5 milímetros, en bancos de hasta 7 metros de espesor, que alternan con niveles ricos en tremolita y escapolitas.

Al microscopio se reconocen por presentar secciones aproximadamente rómbicas de birrefringencia débil y ángulo  $2V$  próximo a los  $70^\circ$ . Algunas veces sus bordes no son nítidos, con lo que recuerdan a cristales fantasmas desorientados en cuyo interior aparecen ocluidos otros minerales, sin embargo en otros casos se les puede atribuir un cierto carácter pre-tectónico atendiendo a sus relaciones con la esquistosidad.

### — *Plagioclasas*

Un determinado número de calizas metamórficas presentan plagioclasas entre sus minerales de neoformación, aunque los niveles donde estos feldspatos están bien desarrollados, son por el contrario poco frecuentes y por lo general localizados en los mármoles del complejo Urgoniano.

Al S. de Leiza, entre las calizas arrecifales cercanas a a base del Ap-tense, se encuentra un paquete de mármoles blancos de unos 20 metros de potencia donde las plagioclasas aparecen macroscópicamente en cristales prismáticos alargados y de tonos oscuros que inicialmente pueden confundirse con escapolitas.

Una lámina delgada correspondiente a este afloramiento muestra al microscopio un fondo constituido por cristales indentados de calcita, sobre el que destacan pequeñas unidades de piritita y flogopita, y algunas secciones de ortosa además de numerosos cristales de plagioclasa. Las plagioclasas se distinguen por ser generalmente alargadas aunque pueden presentar secciones rómbicas más o menos perpendiculares a la bisectriz aguda. Se caracterizan por su birrefringencia débil, siempre superior a la de la ortosa, y poseer maclas polisintéticas comúnmente en combinación con la de carlsbad.

Las determinaciones ópticas de la composición de las plagioclasas, junto con los análisis de difracción de Rayos X efectuados con cristales aislados muestran la existencia de una especie muy básica consistente en bytownita.

### — *Tremolita*

Dentro del grupo de los anfíboles, únicamente la tremolita se ha reconocido como tal en niveles fundamentalmente dolomíticos, situados en el borde oriental de la banda de mármoles, indicando su presencia la existencia de un máximo del gradiente metamórfico en esta parte del área estudiada.

La tremolita cristaliza en prismas incoloros de hábitos aciculares y fracturas perpendiculares al alargamiento ocupadas por calcita, en los que

se observa una cierta orientación, aunque en determinadas muestras es frecuente encontrarlos con una desorientación total.

Algunas secciones se caracterizan por presentar dos cleavages formando entre ellos un ángulo de  $56^\circ$ , además se reconocen por ser biáxicos negativos y poseer elevada birrefringencia, extinción oblicua y alargamiento positivo.

Generalmente la tremolita aparece en unidades individualizadas, bien conservadas, pudiendo en ocasiones observarse una cierta alteración en las mismas. La alteración más frecuente consiste en la sustitución parcial del cristal de tremolita por pequeños grupos de micas y/o talco que se disponen a lo largo de las líneas de cleavage.

#### 4.4.3. EDAD, TIPO Y SIGNIFICADO DEL METAMORFISMO

La situación de la zona estudiada es semejante a la existente en el Pirineo centro-oriental que fue abordada por RAVIER (1959) (Figura n.º 2). Para este autor el hecho de que el Cretácico superior no esté afectado por el metamorfismo, es el argumento que le lleva a considerar todo el metamorfismo como pretectónico y de edad Albense-Cenomanense.

Sin embargo como ya hemos mencionado, el estudio petrográfico de los materiales aflorantes en nuestra zona nos lleva a comprobar que si bien existen algunos minerales claramente pretectónicos, la mayoría de los minerales de neoformación observados son sin o posttectónicos, siendo esto último lo más frecuente.

Así podemos observar cristales helicíticos de cuarzo, escapolitas, etc. y blastesis estáticas que originan una total desorientación de minerales tabulares y aciculares, tales como feldespatos y anfíboles, que en otras condiciones mostrarían una clara orientación subsecuente a la deformación.

Por estas razones somos partidarios de un proceso metamórfico con una cierta dilatación temporal, que comenzaría con anterioridad al inicio de la principal fase de deformación, y que tendría su mejor desarrollo con posterioridad a la misma.

En este supuesto el hecho de que el Cretácico superior de la depresión flysch no esté afectado por el metamorfismo, sólo indicaría que el desarrollo de éste, si bien irregular y asociado a la falla de Leiza, únicamente llegara a afectar en las zonas más favorables a los niveles del Cretácico inferior. Posteriormente es un último levantamiento de todo el bloque S. a favor de la falla de Leiza, el que ha condicionado la erosión de los materiales superiores, dejando al descubierto las zonas profundas de las series mesozoicas alcanzadas por el metamorfismo. Esto es lo que esquemáticamente tratamos de visualizar en la figura n.º 14.



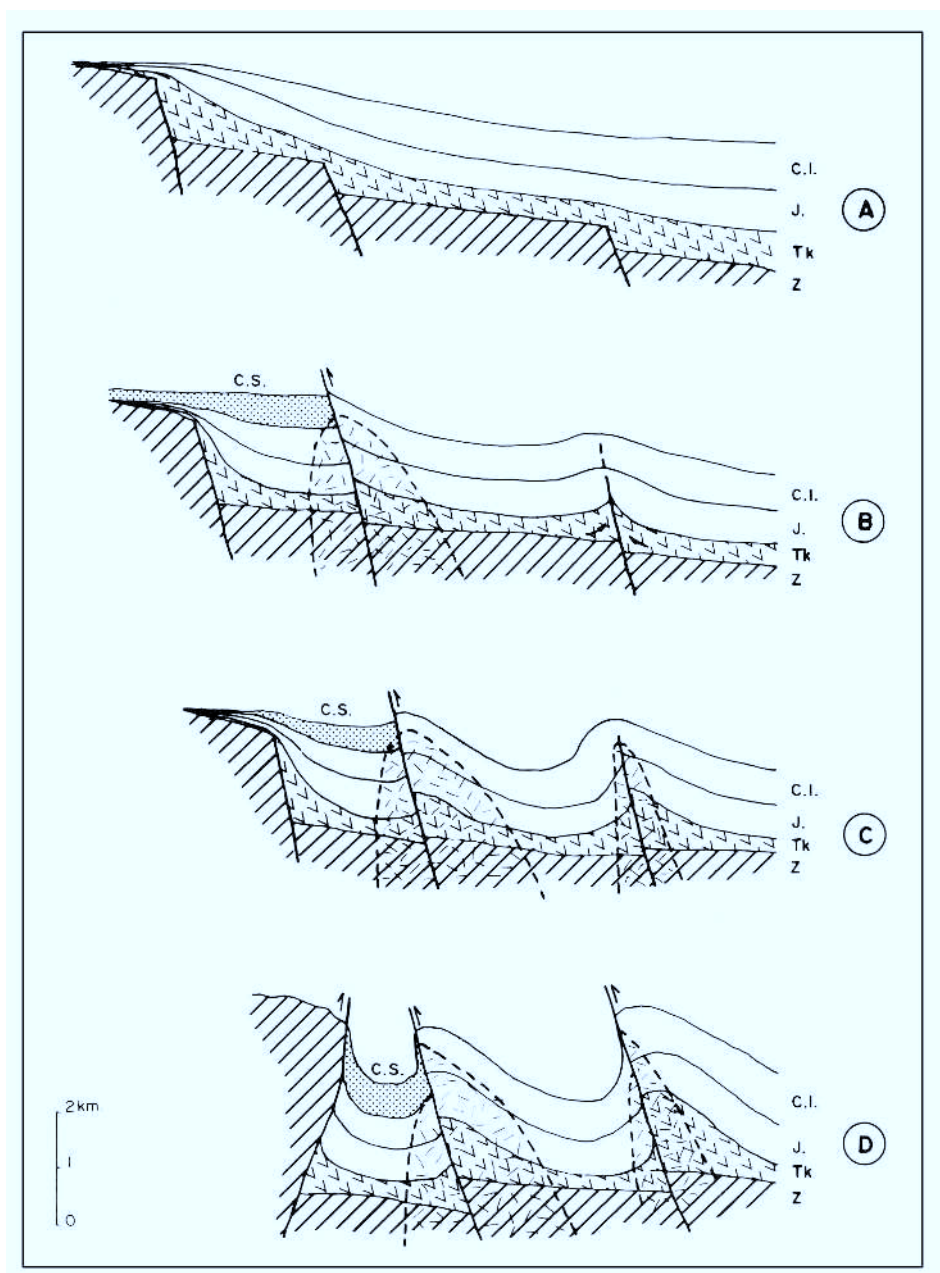


Fig. 14. Esquema que muestra la posible evolución del metamorfismo y su asociación a la falla de Leiza. En B se representa la anomalía térmica causante del metamorfismo pre-tectónico y en C la que origina blastesis sin post-tectónicas. Z, Paleozoico y Triás inferior; Tk, Triás superior; J, Jurásico; C.I., Cretácico inferior, C.S., Cetrácico superior.

Las dataciones absolutas del metamorfismo realizadas por ALBAREDE, F. y MICHARD-VITRAC, A. (1978), aunque de una sola muestra, ofrecen una edad de 86 millones de años que corresponde aproximadamente a un Cretácico terminal. Esta edad intermedia entre la propuesta por RAVIER (1959) y las últimas etapas metamórficas que nosotros invocamos, aunque tiende a desplazarse a edades más recientes, sería de esperar si efectivamente el metamorfismo tiene, como nosotros proponemos, un amplio desarrollo en el tiempo.

De todo esto se comprueba que el metamorfismo es debido a un aumento térmico importante, íntimamente relacionado al funcionamiento de la falla de Leiza, y por tanto restringido a sus proximidades. Evidentemente este planteamiento nos lleva a considerar una estrecha vinculación entre el metamorfismo y la presencia a lo largo de la falla de materiales ultrabásicos (lerzolitas) y restos de materiales de zonas profundas de la Corteza que ya hemos mencionado en anteriores apartados. En consecuencia el funcionamiento de la falla de Leiza, con una importante componente de desgarre, y la intrusión de lerzolitas, llevaría asociado la creación de un domo térmico que sería el principal agente desencadenante del metamorfismo.

Según esto el metamorfismo se produciría en una banda o corredor térmicamente anómalo. Esta suposición quedaría corroborada por las dataciones de las lerzolitas realizadas por ALBAREDE, F. y MICHARD-VITRAC, A. (1978) en los Pirineos, que ofrecen una edad de 103 millones de años, que correspondería al tránsito Cretácico medio-superior.

Por último nos queda indicar que paralelamente a este funcionamiento se produce en la cuenca Cantábrica un importante vulcanismo espilitico (CUEVAS, J., 1979) que parece claro que estaría relacionado con estos procesos y en concreto con el momento en el que se empieza a producir la individualización de la zona de mármoles. Este vulcanismo supondría la evolución de la falla de Leiza hacia zonas más occidentales, llegando incluso a interesar a toda la cuenca Cantábrica. Posteriormente, y como ya hemos mencionado, en su último levantamiento obtendríamos la situación actual.

Las asociaciones metamórficas presentes no son compatibles como indica RAVIER (1959) con un proceso de tipo metasomático, sino al contrario con el desarrollo de un metamorfismo térmico sobre unos materiales con lechos de diferente composición.

Las asociaciones observadas no son muy significativas para establecer el tipo bórico de este proceso. No obstante, basándonos en los pocos datos de que disponemos, se puede apuntar hacia un tipo bórico de baja presión como lo indicaría la mineralogía desarrollada. De cualquier modo el hecho de que no se hayan alcanzado los grados más elevados del metamorfismo, nos impide precisar la evolución del mismo.

## **5. CONCLUSIONES**

Como resumen de todo lo antedicho podemos indicar que los resultados obtenidos son los siguientes:

1.º— Presencia de dos dominios estructurales, uno con materiales paleozoicos, que corresponde al macizo de Cinco Villas, y otro incluyendo a las series mesozoicas en el que queda englobada la zona de mármoles.

2.º— Existencia de dos ciclos orogénicos. Ciclo Hercínico con dos fases de deformación: la primera con desarrollo de un metamorfismo dinamo-térmico y la segunda de crenulación. Ciclo Pirenaico con dos etapas diferenciables: una inicial correspondiente a movimientos halocinéticos de edad intracretácica, y otra posterior, al menos de edad tardicretácica de vergencia N. con la que se alcanza la disposición estructural actual de la región.

3.º— Presencia de accidentes tardihercínicos que afectan a zonas profundas del zócalo que produjeron la compartimentación de la cuenca y condicionaron la sedimentación de las series mesozoicas.

4.º— Presencia de un metamorfismo controlado por la existencia de una anomalía térmica ligada al funcionamiento de la falla de Leiza.

5.º— Presencia de materiales basicorticales y restos del zócalo profundo, igualmente relacionados con la evolución de dicha falla.

6.º— Corespondencia entre la falla nordpirenaica, la falla de Leiza y su prolongación en la cuenca Cantábrica representada por la existencia de una banda con efusiones de tipo espilítico.

---

\* Este trabajo ha sido realizado en el Dpto. de Geología de la Escuela Universitaria del Profesorado de E.G.B. de Alava.

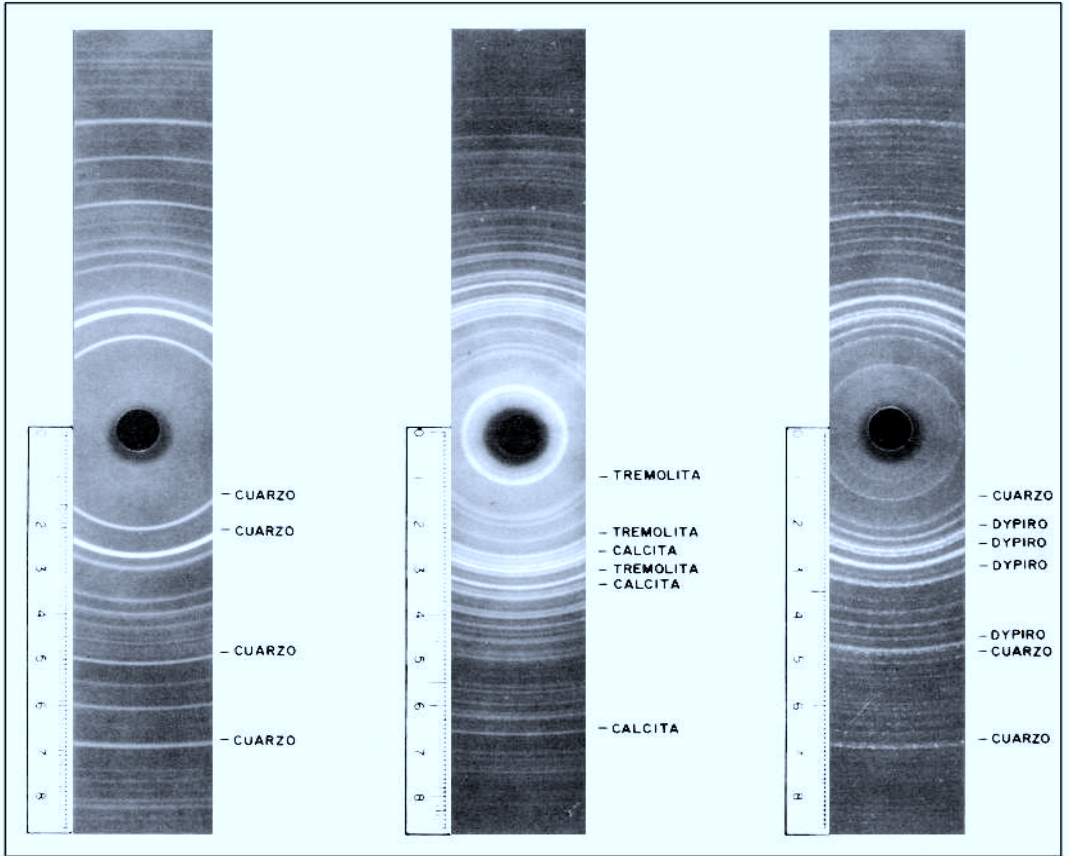


Fig. 15. Películas planas obtenidas en cámara cilíndrica, registrando la difracción de rayos X, producidas por muestras ricas en minerales metamórficos.

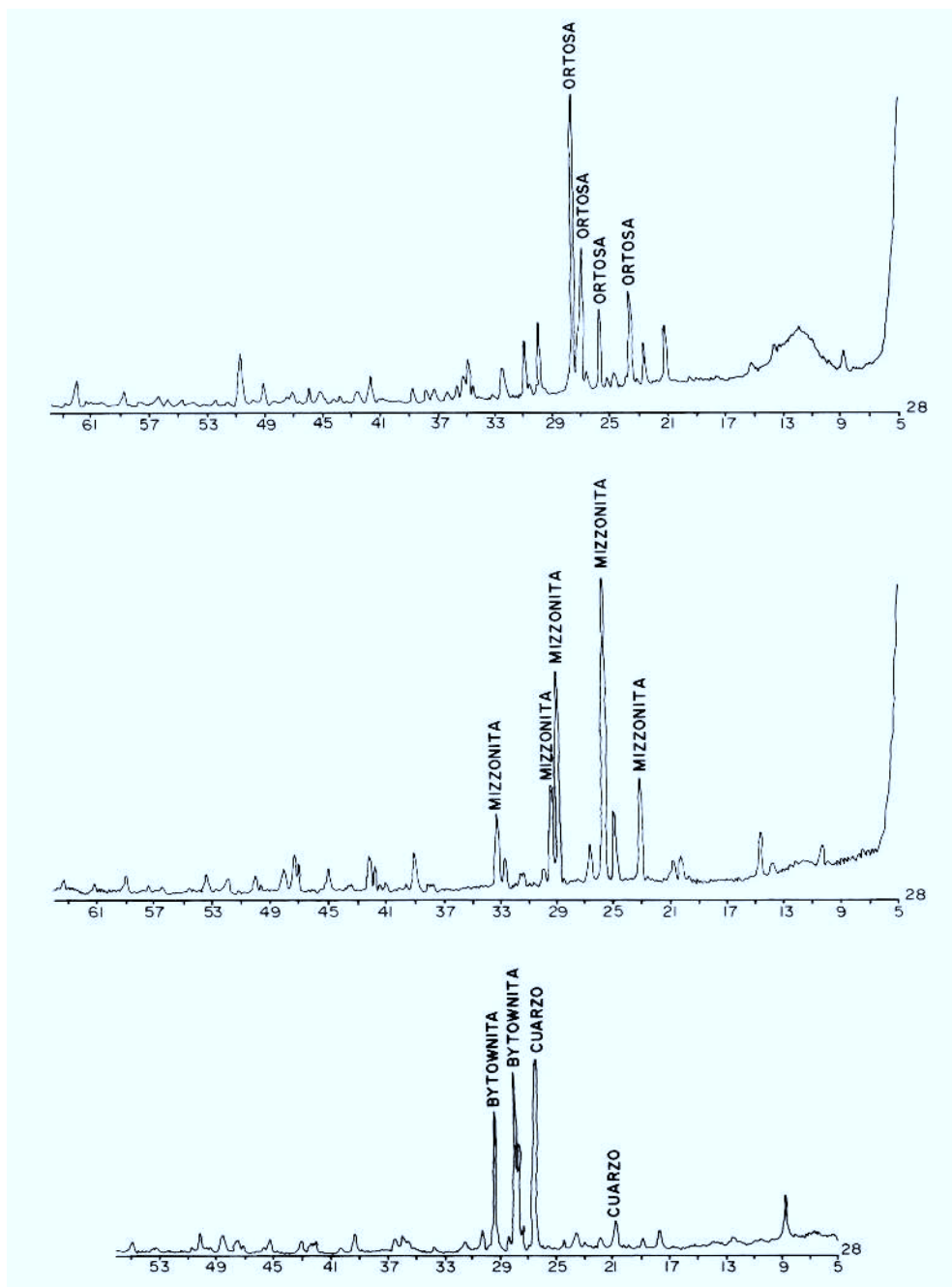


Fig. 16. Diagramas de picos de minerales metamórficos obtenidos utilizando el difractómetro de rayos X.

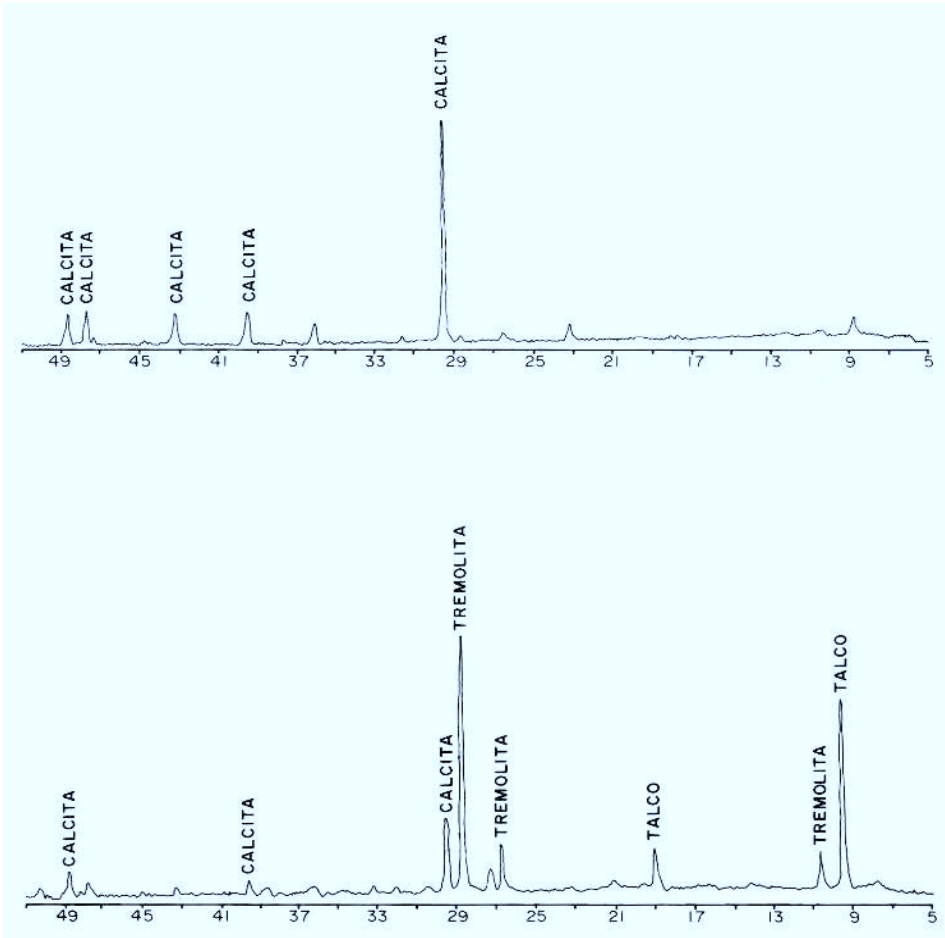
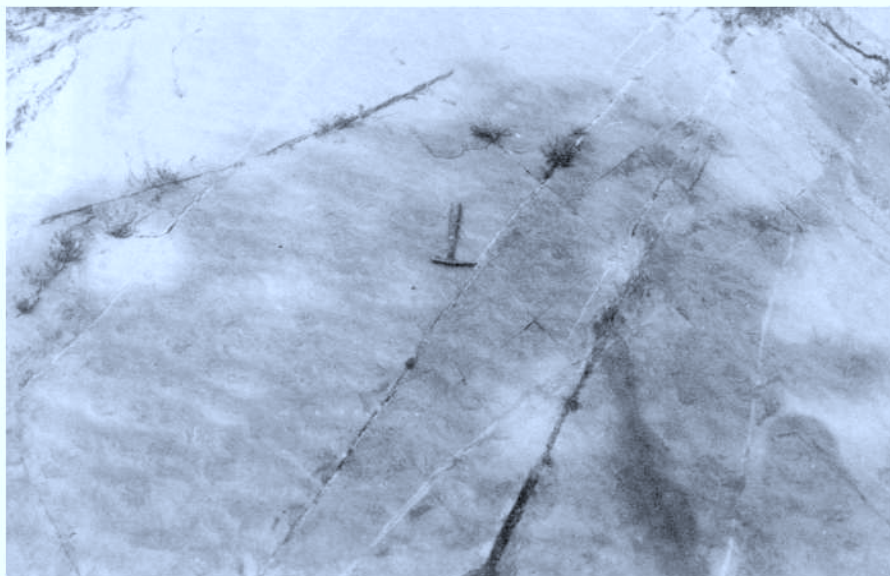


Fig. 16. Diagramas de picos de minerales metamórficos obtenidos utilizando el difractor de rayos X.



Fotogr. 1. Ripples-marks en las areniscas del Buntsandstein del monte Eracurri.

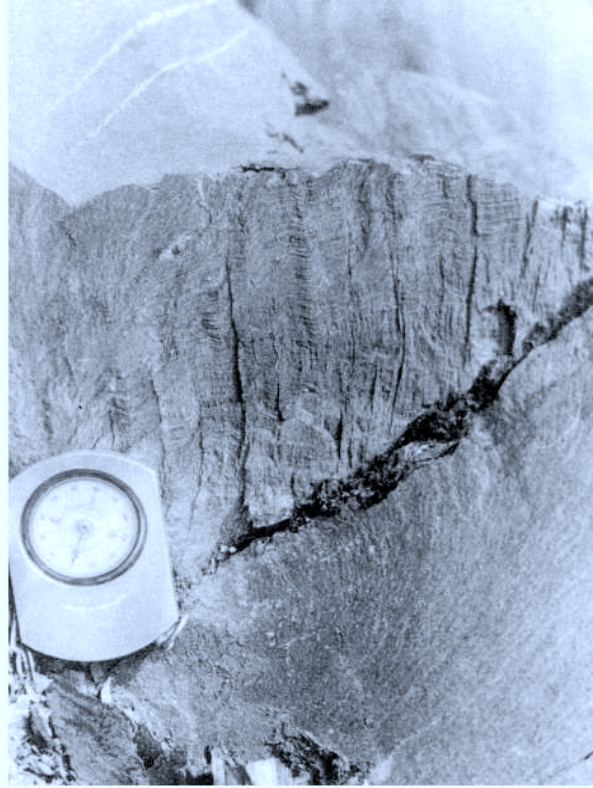


Fotogr. 2. Estructuras de transposición («peces tectónicos») desartillados en los materiales del Carbonífero. Carretera de Goizueta.





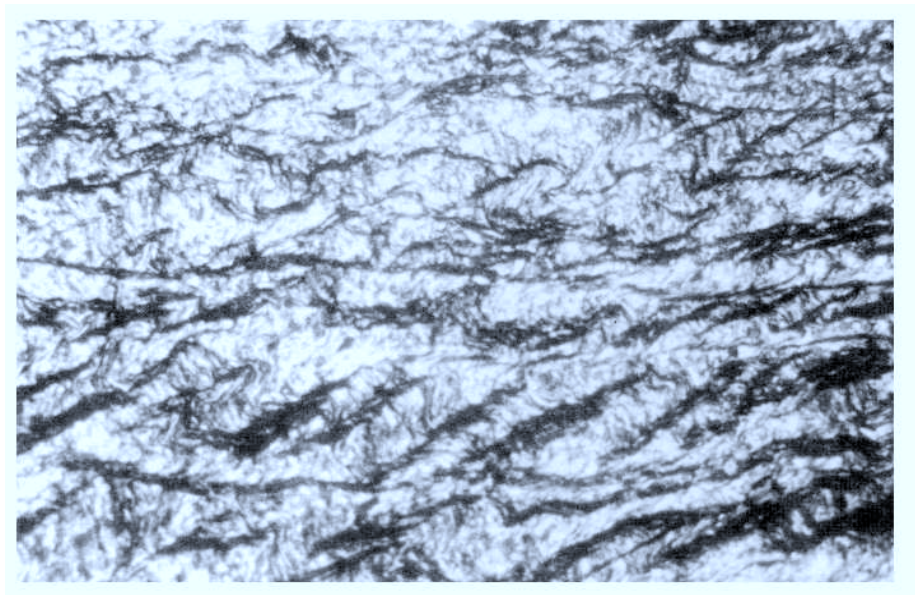
Fotogr. 3. Estructuras de tipo mullion en los materiales carboníferos. Carretera de Goizueta.



Fotogr. 4. Crenulación de  $F_2$  afectando a los niveles del macizo de Cinco Villas.

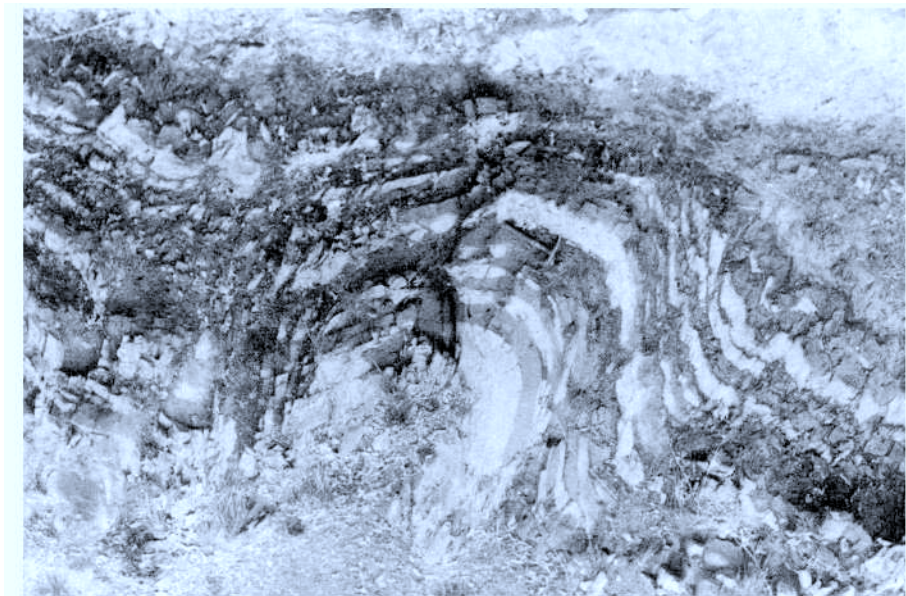


Fotogr. 5. Aspecto que presentan los pliegues posttercánicos en la proximidad a la zona de escamas.



Fotogr. 6. Microfotografía mostrando las tres fases de deformación del Paleozoico.  $F_1$  sin-metamórfica,  $F_2$  de crenulación y  $F_3$  de fractura espaciada. 25 X. Nicoles X.

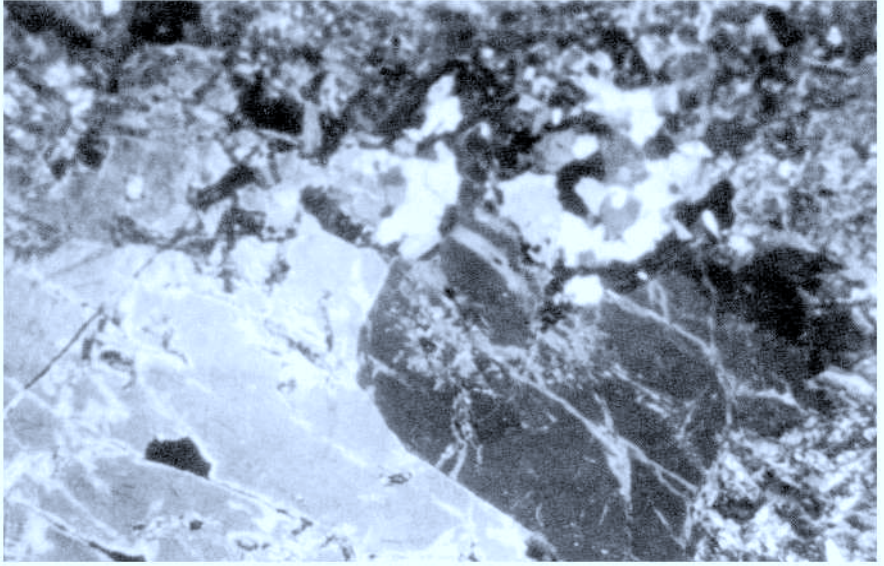




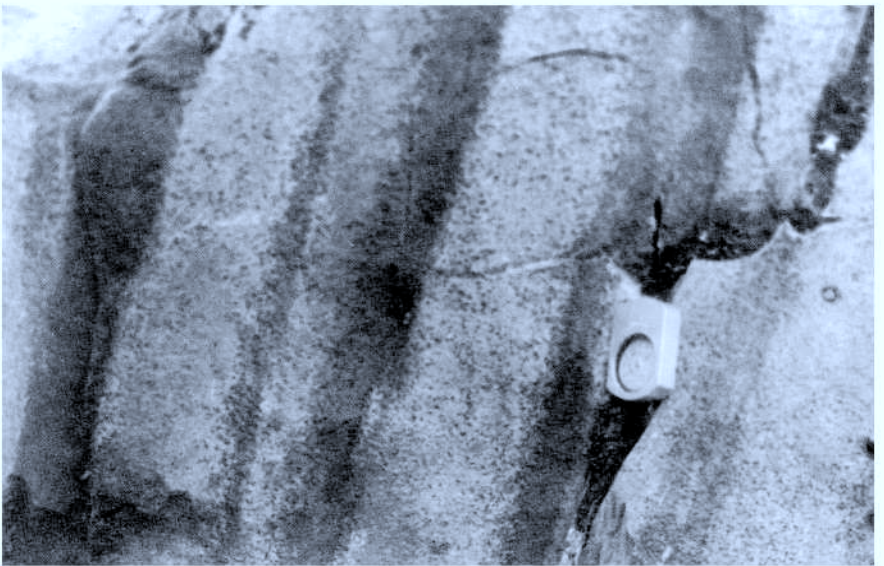
Fotogr. 7. Pliegue de  $F_p$  pirenaica en los materiales del complejo Supraurgoniano. Alto de Huici.



Fotogr. 8. Esquistosidad y patente abudamiento congruente con la  $S_1$  visible. Complejo Supraurgoniano. Alto de Huici.

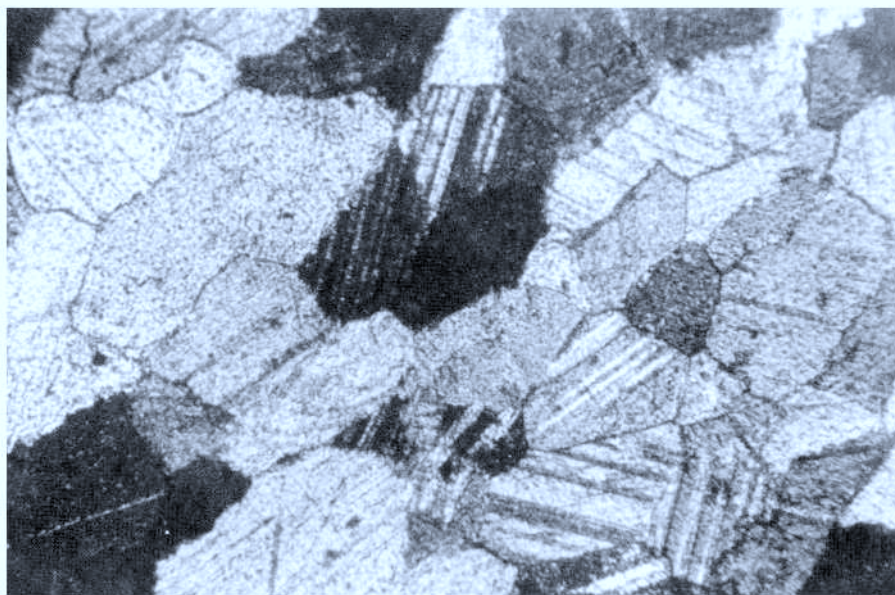


Fotogr. 9. Cristales de piroxeno, y olivino parcialmente alterado, en las ofitas del macizo de Cinco Villas. 25 X. Nícoles X.

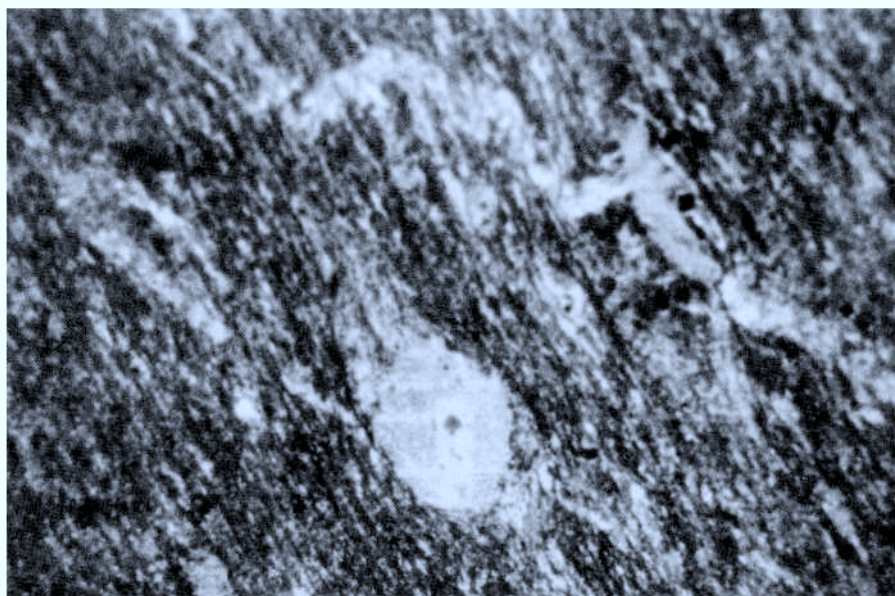


Fotogr. 10. Alternancia de niveles con distintas proporciones en el contenido de minerales metamórficos, en las proximidades del monte Cornieta.

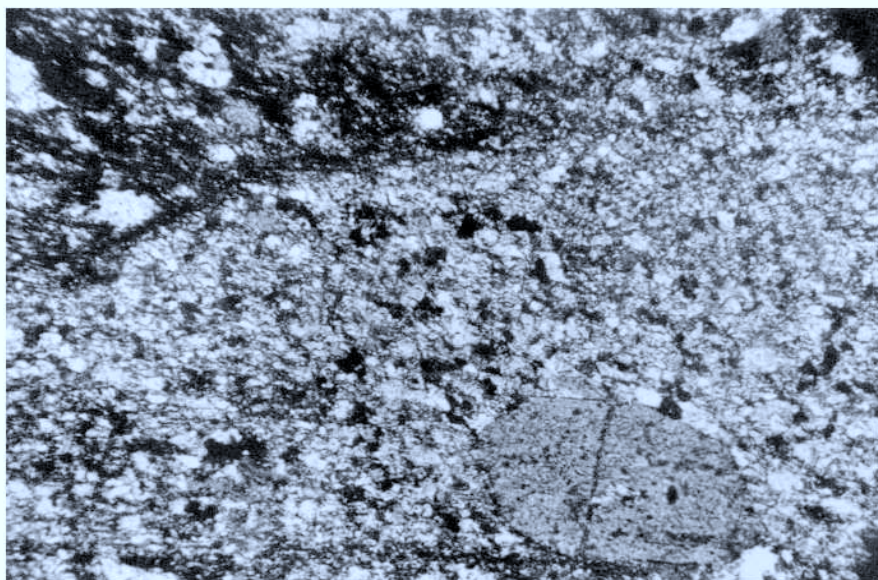




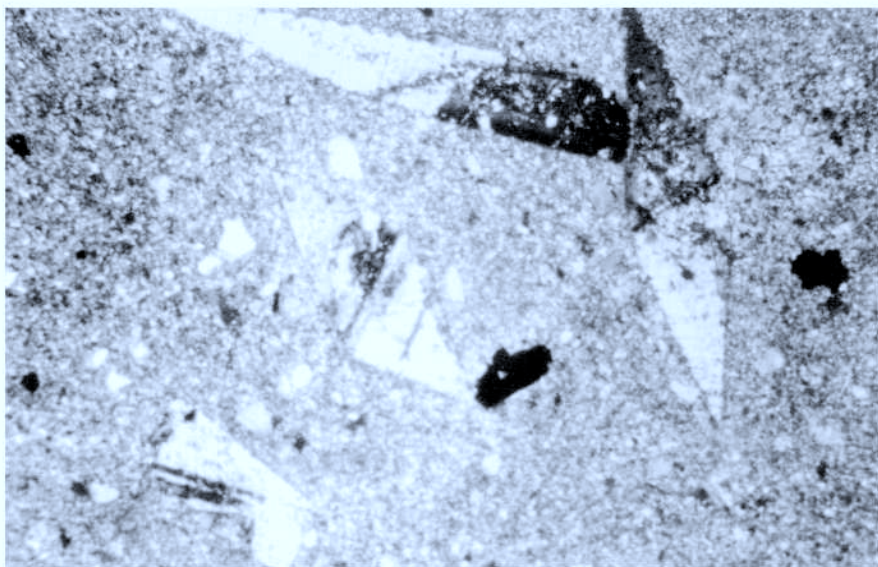
Fotogr. 11. Mármol del Jurásico inferior con textura granoblástica poligonal muy desarrollada. 25 X. Nícoles X.



Fotogr. 12. Porfidoblasto pretectónico de calcita en los niveles esquistosos de los mármoles jurásicos. 25 X. Nícoles X.

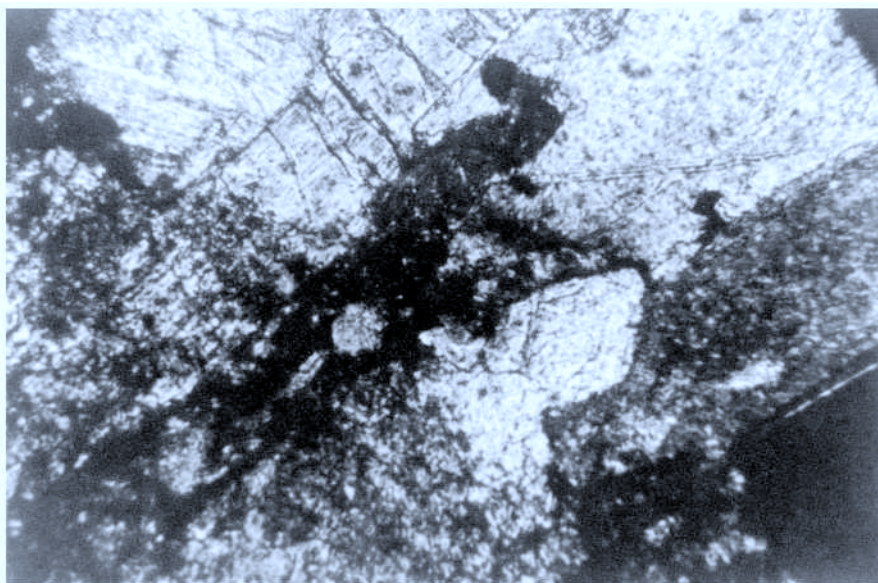


Fotogr. 13. Caliza urgoniana con escapolitas conservando restos reconocibles de orbitolinas  
25 X. Nícoles X.



Fotogr. 14. Porfidoblastos desorientados de bytownita con diferentes tipos de maclas.  
25 X. Nícoles X.

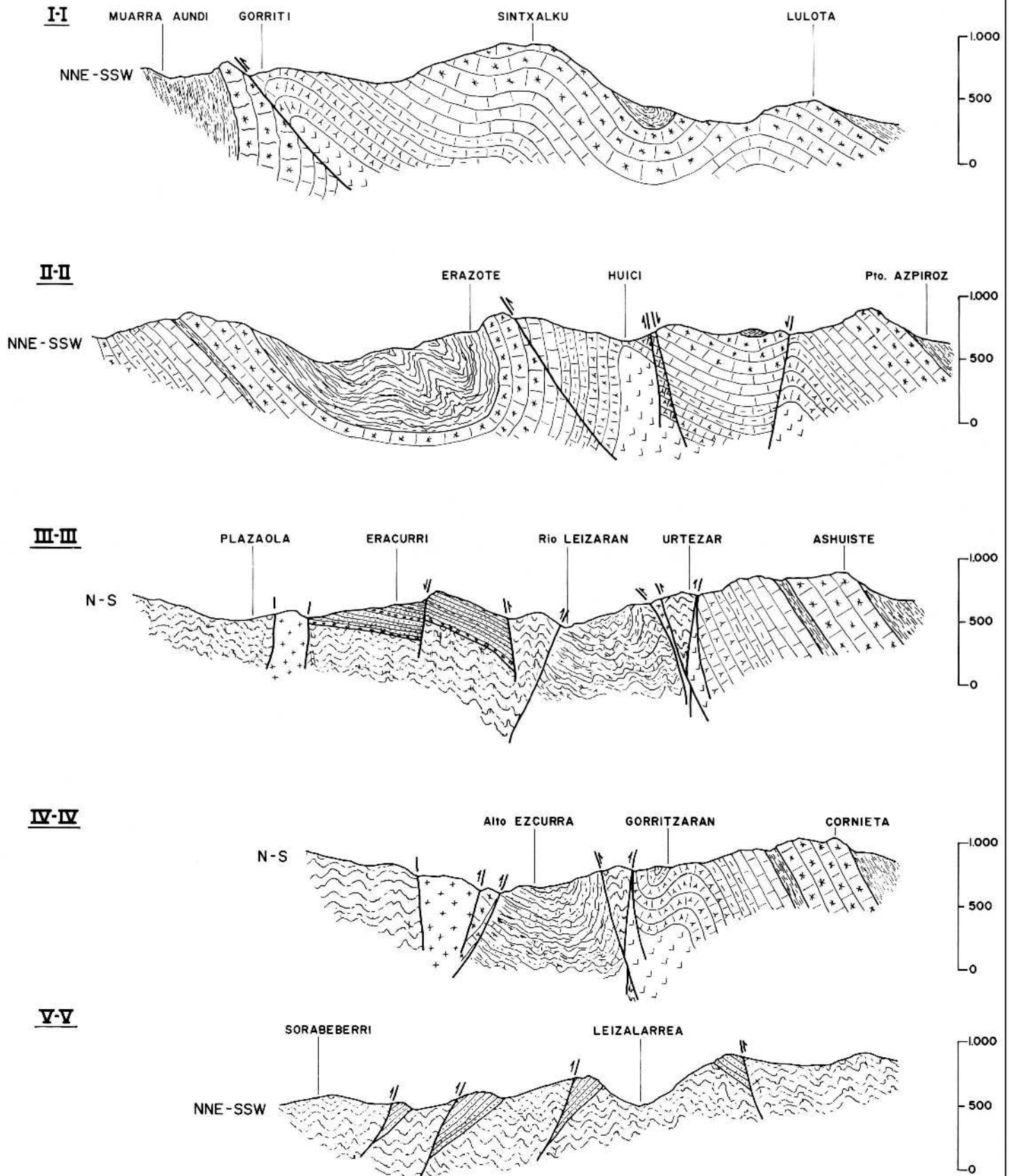




Fotogr. 15. Blastesis de anfíboles en los mármoles aptenses. 25 X. Nícoles X.

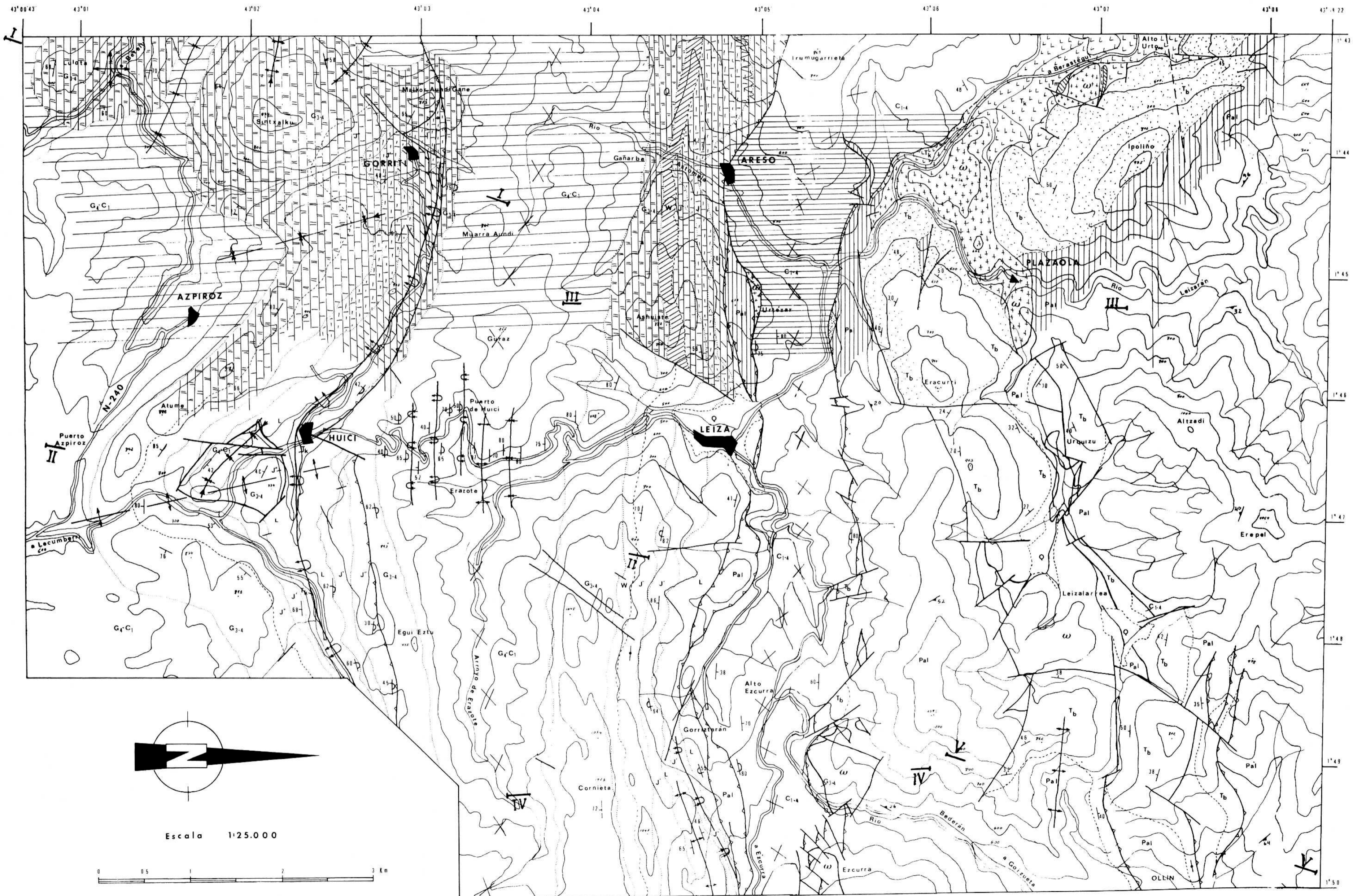
# ESTUDIO GEOLOGICO DEL BORDE SUR DEL MACIZO DE CINCO VILLAS

## (CORTES GEOLOGICOS)





# MAPA GEOLOGICO DEL SECTOR DE LEIZA (NAVARRA)

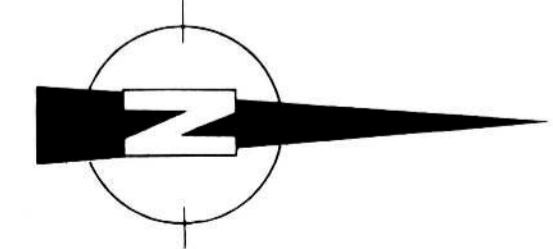


## LEYENDA

		CUATERNARIO	
Q	Aluvial, detritivos	Superior	CRETACICO
C1-4	Calizas margas arenosas y arcillas	Albense	
G4C1	Margas margas arcillosas y arenosas	Aptense	
G3-4	Calizas resacas, calizas margas arenosas y arenosas	Wealdico	JURASICO
W	Areniscas conglomeradas margas y calizas arenosas	Malm	
J	Calizas y margas arenosas, marnejas	Dogger	TRIASICO
J	Areniscas margas y calizas margas	Lias	
L	Calizas margas, conchas, dolomas y arenosas	Keuper	PALEOZOICO
Tk	Areniscas resacas	Muschelkalk	
Tm	Calizas dolomíticas	Buntsenstein	
Tb	Areniscas conglomeradas y areniscas rojas		
Pal	Pírcanos, areniscas, areniscas, areniscas		
(E)	Bases volcánicas "Ollas"		

## SÍMBOLOS GEOLOGICOS

- contacto normal o concordante
- anormal por discordancia
- tectónico o diapírico
- falla
- normal
- supuesta
- inversa
- anticlinal
- volcado
- cúpula o domo
- anticlinorio
- sinclinal
- volcado
- sinclinario
- dirección y buzamiento
- estratos invertidos
- verticales



Escala 1:25.000



## **BIBLIOGRAFIA**

- ADÁN DE YARZA, R. (1884). *Descripción física y geológica de la provincia de Guipúzcoa*. Mem. Comisión del Mapa geológico de España. 175 p.
- ADÁN DE YARZA, R. (1918). *Descripción físico-geológica del país Vasco-Navarro. Geografía General del País Vasco-Navarro* (en *Geografía General del País Vasco-Navarro*). Barcelona, p. 1-86.
- ALBAREDE, F., MICHARD-VITRAC, A. (1978). *Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  et  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$ . Ses relations avec les péridotites associées*. B.S.G.F., 20-5, p. 681-687.
- AZAMBRE, B., et ROSSY, M. (1976). *Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc basque: ses relations avec le métamorphisme et la tectonique*. B.S.G.F., 18-6, p. 1.72.5-1.728.
- BILOTTE, M. (1978). *Evolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Crétacé, à l'Est de la Garonne*. B.S.G.F., 20-5, p. 649-655.
- CAMPOS, J. (1979). *Estudio geológico del Pirineo Vasco al Oeste del río Bidasoa*. Munibe 31, 3-139. San Sebastián.
- CANEROT, J. PEYBERNES, B. et CISZAK, R. (1978). *Présence d'une marge méridionale à l'emplacement de la zone des Chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises)*. B.S.G.F., 20-5, pp. 673-676.
- CAPDEVILA, R. et CHOUKROUNE, P. (1971). *Sur la présence de filons à zéolites et préhnite dans le Secondaire métamorphique de la zone nord-pyrénéenne orientale*. C.R. somm. S.G.F., 5, pp. 277-278.
- CHOUKROUNE, P. et SEGURET, M. (1968). *Un exemple de relations entre joints de cisaillement, fentes de tensions, plis et schistosité (autochtone de la nappe de Gavarnie - Pyrénées centrales)*. R.G.P. et G.D., 10-3, pp. 239-246.
- CHOUKROUNE, P. (1971). *Contribution à l'étude des mécanismes de la déforma-*



*tion avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les «zones abritées» («pessure shadows»).* B.S.G.F., 3-4, pp. 257-271.

- CHOUKROUNE, P. (1972). *Relations entre tectonique et metamorphisme dans les terrains secondaires de la zone nord-pyrénéenne centrale et orientale.* B.S.G.F., 14, pp. 3-11.
- CHOUKROUNE, P. et MATTAUER, M. (1978). *Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels.* B.S.G.F., 20-5, pp. 689-700.
- CUEVAS, J., GARROTE, A. y TUBIA, J. M. (1981). *Análisis y significado de diferentes tipos de estructuras en el magmatismo del Cretácico superior de la cuenca Vasco-Cantábrica.* Munibe 33, pp. 1-20. San Sebastián.
- DAIGNIERES, M. (1978). *Géophysique et faille nord-pyrénéenne.* B.S.G.F., 20-5, pp. 677-680.
- DEBROAS, E. (1978). *Evolution de la fosse du flysch ardoisier de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur (zone interne-métamorphique des Pyrénées navarro-languedociennes).* B.S.G.F., 20-5, pp. 639-648.
- DEBROAS, E., MEDIAVILLA, F. et SOUQUET, P. (1978). *La zone des failles transcurrente de Bigorre dans la région de Lourdes et Bagnères (Pyrénées basco-béarnaises).* B.S.G.F., 20-5, pp. 631-638.
- DUBOIS, P. et SEGUIN, J. (1978). *Les flyschs crétacé et éocène de la zone cummingeaise et leur environnement.* B.S.G.F., 20-5, pp. 657-671.
- ELORZA, J. (1973). *Estudio geológico de una zona al sur de Irún (zona nor-oeste de la hoja n.º 65 - Vera de Bidasoa).* Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias, Universidad de Bilbao, 50 pp.
- FEUILLEE, P. et SIGAL, J. (1965). *La transgression du Crétacé supérieur («flysch nord-pyrénéen») sur la massif des Cinco-Villas (Pyrénées Basques).* B.S.G.F., 7-7, pp. 45-55.
- FEUILLEE, P. (1970). *Y a-t-il des flyschs pyrénéens?* B.S.G.F., 7-12, pp. 603-611.
- FONTEILLES, M. et MUFFAT, S. (1970). *Etude pétrographique de deux dolérites (ophites) à gineonite et olivine des pyrénées occidentales.* B.S.F.M.C., 93, pp. 555-570.
- HEDDEBAUT, C. (1970). *Sur l'âge des formations paleozoïques des Cinco Villas (pays basque espagnol).* C.R. Somm. S.G.F., 6, pp. 205-207.
- JAFFREZO, M. et OBERT, D. (1978). *Les Pyrénées. Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France.* B.S.G.F., 20-5, pp. 587-629.
- JEREZ, L., ESNAOLA, J. y RUBIO, V. (1971). *Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa.* B.I.G.M.E., 79-2, pp. 16-21.
- LAMARE, P. (1936). *Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne.* M.S.G.F. (N.S.), 27, 462 pp.

- LOTZE, F. (1931 a). *Über vergenzwechsee, mit Beispieleiz aus den westlichen Pyrénaen*. Nachgr. Ges. Wis Göttingen Math-Phys. Kl. Flachgr., Vol. IV. n.º 13, pp. 214-226.
- LOTZE, F. (1948). *Sobre bloques (klippen) autóctonos con ejemplos en los Pirineos occidentales* (traducción de *Über autochtone klippen mit Beispielen an den westlichen Pyrénaen*, 1934), Pub. Ext. sobre Geol. de España, 4, páginas 435-449.
- MATTAUER, M. (1968). *Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne*. R.G.P. et G.D., 10-1, pp. 3-12.
- MATTAUER, M. (1976). *Las deformaciones de los materiales de la Corteza Tectónica*. Ed. Omega, 524 pp.
- MOHR, K., y PILGER, A. (1965). *Das Nordsünd-streichende lineament von Elizondo in den westlichen Pyrénaen*. Geol. Rdsch, 54, pp. 144-160.
- PALACIOS, P. (1919). *Los terrenos mesozoicos de Navarra*. B. I.G.M.E., 40, páginas 1-55.
- PETTJOHN, F. (1963). *Rocas sedimentarias*. Edit. Univ. de Buenos Aires, 730 páginas.
- PEYBERNES, B. (1978). *Dans les Pyrénées la paléogéographie antécénomaniennne infirme la théorie d'un coulissement senestre de plusieurs centaines de kilomètres le long de la faille nord-pyrénéenne des auteurs*. B.S.G.F., 20-5, pp. 701-709.
- RAGOT, J. P. (1976). *Evolution du degré d'organisation des particules carbonées disséminées dans les roches*. Bulletin du Centre de la Recherche. Pau - Société Nationale Pétroles Aquitaine.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1969). *Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del norte de España*. Ed. C.E.P.S.A., Sociedad Anónima, 70 páginas.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1971 a). *Biostratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España*. Mem. I.G.M.E., 78.
- RAVIER, J. (1959). *Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées*. Mem. S.G.F., 86, 250 pp.
- REQUADT, H. (1971). *Aperçu sur la stratigraphie et les facies du Devonien inférieur et moyen dans les Pyrénées occidentales d'Espagne*. Act. IV Congreso Int. de Est. Piren. Bagnères de Bigorre.
- RICATEAU, R. et CHOUKROUNE, P. (1970). *Les conséquences structurales de la présence de Crétacé supérieur dans la zone nord-pyréenne ariégeoise*. CR. Somm. S.G.F., 6, pp. 190-191.
- RIOTTE, C. et THIEBAUT, J. (1965). *Caractères pétrographiques de l'ophite de Vèbre (Ariège)*. B.S.G.F., 7, pp. 168-171.
- ROSSY, M., THIEBAUT, J. et WALGENWITZ, F. (1975). *Decouverte d'une ecaille de socle cristallin profond associée a une Iherzolite au front de la Nappe*

- des Marbres (Pays Basque-Espagnol)*. 3.<sup>a</sup> Réunion annuel des sciences de la Terre. Montpellier.
- ROUBAULT, M. (1963). *Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant*. Edit. Lamarra-Poinat. 365 pp.
- SCHOEFFLER, J. (1965). *Une hypothèse sur la tectogenèse de la chaîne Pyrénéenne et de ses abords*. B.S.G.F., 7, pp. 917-920.
- SERDYUCHENKO, D. (1975). *Some Precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites*. Lithos, 8, p. 1-7.
- SOLER Y JOSÉ, R. (1972). *El Jurásico y Cretácico inferior de Leiza y Tolosa (Cuenca Cantábrica oriental)*. B.I.G.M.E., 83-6, pp. 582-594.
- SPRAY, A. (1969). *Metamorphic Textures*. Pergamon Press, Oxford. 350 pp.
- STUART, MENTHEATH, PW. (1888). *Sur le terrain Devonienne des Pyrénées occidentales*. B.S.G.F., pp. 3-16.
- TERMIER, P. et BERTRAND, L. (1911). *Sur la tectonique du pays basque français*. C.R. Ac. Sc., 153, pp. 919-924.
- TURNER, F. y VERHOOGEN, J. (1963). *Petrología ígnea y metamórfica*. Edit. Omega, 726 pp.
- VILLALOBOS, L. y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1971). *Estratigrafía del Jurásico del Noroeste de Navarra*. Cuadernos de Geología Ibérica, 2, p. 541-558.
- WALGENWIFZ, F. (1976). *Etude pétrologique des roches intrusives Triasiques, des écailles du socle profond et des gites de chlorite de la région d'Elizondo (Navarre, Espagnole)*. Thèse. Faculté des sciences de l'université de Besançon. 172 pp.
- WHITTEN, E.H.T. (1966). *Structural Geology of folded rocks*. Edit. Rand Mac Nally & Company. 678 pp.
- WILSON, G. (1978). *Significado tectónico de las estructuras menores y su importancia para el geólogo en el campo*. Edit. Omega. 107 pp.
- WINKLER, H.G.F. (1978). *Petragénesis de rocas metamórficas*. Edit. Blume. 346 pp.