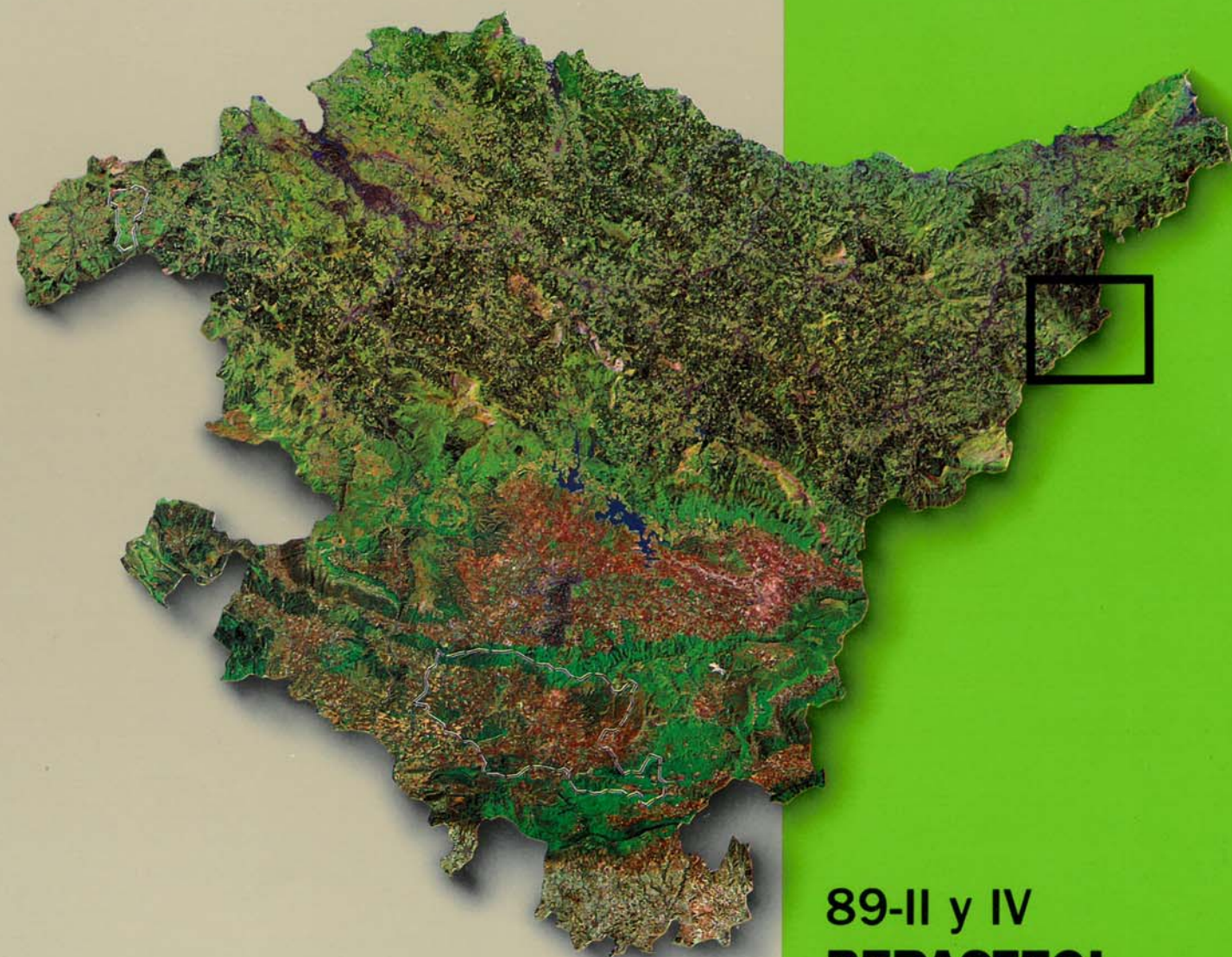




EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



**89-II y IV
BERASTEGI**

E: 1/25.000

**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

**89-II y IV
BERASTEGI**

E:1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

Impreso en: **Gráficas Indauchu, S.A.**

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Telf.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-1160-92

I.S.B.N.: 84-88302-43-6

La presente hoja del MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO, a escala 1:25.000, ha sido realizada por el siguiente equipo de trabajo:

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

A. Garrote Ruiz
J. García Portero
L. Muñoz Jiménez

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

J. Fernández Carrasco
A. Cerezo Arasti
F. Tijero Sanz
M. Zapata Sola

Los trabajos fueron realizados en el año 1988.

INDICE

	<i>Pág.</i>
INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	11
1.1. UNIDAD DE SAN SEBASTIAN.....	11
1.1.1. Paleozoico superior indiferenciado (3 a 5).....	11
1.1.2. Triásico (6 a 9).....	13
1.1.2.1. Triásico en facies Buntsandstein (6 y 7).....	13
1.1.2.2. Triásico en facies Keuper (8 y 9).....	14
1.1.3. Jurásico (10 a 19).....	16
1.1.3.1. Infralías-Lías calizo dolomítico (10 a 13).....	16
1.1.3.2. Lías margoso (14).....	16
1.1.3.3. Dogger (15).....	17
1.1.3.4. Malm I (16).....	17
1.1.3.5. Malm II (17 a 19).....	17
1.1.4. Jurásico terminal-Cretácico inferior (Neocomiense) (20).....	17
1.1.5. Cretácico inferior. Aptiense-Albiense inferior (Urgoniano s. I.) (21 a 23).....	18
1.1.6. Cenomaniense inferior-Campaniense (Formación calcárea del Cretácico superior) (24 a 26).....	18
1.1.6.1. Flysch calcáreo (24).....	19
1.1.6.2. Flysch detrítico calcáreo (25 y 26).....	19
1.2. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE LEIZA.....	19
1.2.1. Paleozoico superior indiferenciado (27).....	19
1.2.2. Triásico (Facies Keuper) (28 y 29).....	19
1.2.3. Jurásico (30 a 34).....	19

1.2.3.1. Infralías-Lías calizo dolomítico (30 a 32).....	19
1.2.3.2. Lías margoso (33).....	20
1.2.3.3. Dogger (34).....	20
1.2.4. Jurásico terminal-Cretácico inferior (Neocomiense) (35).....	20
1.2.5. Cretácico inferior. Aptiense-Albiense inferior (Urgoniano s. I.) (36 y 37).....	20
1.2.6. Albiense superior-Cenomaniense inferior (Complejo Supraurgoniano) (38)...	20
2. SEDIMENTOLOGIA.....	21
3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....	25
3.1. ESTRUCTURAS DEL BASAMENTO PALEOZOICO (OROGENIA HERCINICA).....	25
3.1.1. Primera fase (F_1).....	27
3.1.2. Segunda fase (F_2).....	30
3.1.3. Otras deformaciones.....	30
3.2. OROGENIA ALPINA.....	30
3.2.1. Deformaciones de la cobertera mesozoica.....	31
4. PETROLOGIA.....	33
4.1. ROCAS FILONIANAS (1 y 2).....	33
4.1.1. Filones de cuarzo (1).....	33
4.1.2. Diques de diabasas (2).....	33
4.2. MASAS DE OFITAS.....	33
BIBLIOGRAFIA.....	35

INTRODUCCION

El cuadrante de Berastegi a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 89 "Tolosa" del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La totalidad del área cartografiada en este cuadrante pertenece al territorio histórico de Gipuzkoa. Los principales núcleos de población son: Berastegi, Elduayen y Oreja. Las cotas topográficas más elevadas corresponden a la sierra Alzadi-Mandoegi cuya cota más elevada es el monte Urepel (1056 metros). Hacia el Este las cotas más elevadas corresponden al monte Ipu-liño (928 metros), Vidilas (849 metros) y San Lorenzo de Larre (800 metros).

Los principales cauces fluviales que constituyen la red hidrográfica de esta zona son los ríos Leizaran y Berastegi, además de un gran número de afluentes y arroyos.

La principal red viaria del cuadrante la constituye la carretera Tolosa-Leiza.

La hoja de Berastegi se sitúa al Este de la Cuenca Vasco-Cantábrica formando parte de la rama oriental del Arco-Vasco. Los materiales aflorantes son de edad: Paleozoico superior indiferenciado, Triásico, Jurásico, Cretácico inferior y Cretácico superior.

1. ESTRATIGRAFIA

En el cuadrante de Berastegi afloran materiales de edades comprendidas entre el Paleozoico superior (indiferenciado) y el Cretácico superior. Su disposición estructural (separados por el accidente de Leiza) ha llevado a dividirlos en dos grandes unidades (figura 1.1.):

—Unidad de San Sebastián.

—Unidad de Oiz. Sector de Leiza.

1.1. UNIDAD DE SAN SEBASTIAN

Ocupa la mayor parte del cuadrante, situándose en la mitad norte del mismo. Incluye materiales comprendidos entre el Paleozoico superior y el Cretácico superior.

1.1.1. Paleozoico superior indiferenciado (3 a 5)

Aflora al Norte del cuadrante, a lo largo de todo el valle del río Leizaran así como a favor de varias fracturas que afectan a los materiales triásicos.

Dada la complejidad litológica (ausencia de niveles guía) y tectónica que presentan, se hace muy difícil diferenciar en cartografía las distintas litologías observadas. No obstante se han

diferenciado en este área mediante tramas abiertas tres términos cartográficos:

—Alternancia de pizarras y grauvacas. Pizarras dominantes **(3)**. Son los materiales más abundantes. Se trata de una alternancia de pizarras de grano fino a muy fino (tamaño limo y arcilla) y niveles centimétricos de grauvacas.

Presentan una tonalidad gris a negra y, en ocasiones, un aspecto satinado. Es frecuente observar finas láminas paralelas originadas por el diferente contenido en cuarzo, micas y materia carbonosa. En otras ocasiones es frecuente observar estos materiales con aspecto masivo, en los que es muy difícil distinguir una S_0 .

Por otra parte, es en estos materiales de granulometría fina en los que mejor se pueden observar las diferentes superficies penetrativas de origen tectónico.

Petrográficamente oscilan entre lutitas cuarzosas y lutitas micáceas.

La fracción más gruesa está formada principalmente por cuarzo, elongado en el sentido de la esquistosidad. Además del cuarzo, son frecuentes también los feldespatos y las micas. Como accesorios aparecen: circón, turmalinas y diversas menas.



Figura 1.1.—Diferenciación de unidades en el cuadrante de Berastegi.

La fracción fina está constituida principalmente por arcillas, micas y diferentes óxidos.

—Alternancia de pizarras y grauvacas. Grauvacas dominantes **(4)**. Representado en el mapa con una trama, se trata de una alternancia de proporción variable, de pizarras y grauvacas con claro predominio de las segundas.

Los niveles grauváquicos se encuentran interestratificados entre las pizarras, en bancos de potencia variable (entre 5 y 60 centímetros). Son de color gris a gris oscuro en corte fresco. En ocasiones es frecuente observar bandeados composicionales de espesores milimétricos, así como escasas granoclasificaciones.

Petrográficamente se las puede clasificar como grauvacas inmaduras, formadas por una trama compuesta principalmente por cuarzo y, en menor proporción, feldespatos y fragmentos de roca. Los granos se encuentran subredondeados y elongados en el sentido de la esquistosidad. El tamaño de los mismos varía de un lugar a otro, oscilando entre grano fino y muy grueso, e incluso en ocasiones microconglomerático. La matriz está formada predominantemente por minerales micáceos y arcillosos. El cemento, aunque escaso, suele ser silíceo.

—Conglomerados silíceos **(5)**. Son menos potentes y abundantes que en la vecina hoja de Andoain.

Son cuerpos discontinuos, de morfología lenticular y escasa potencia (inferior a los 3 metros). Están constituidos por cantos heterométricos de cuarcita blanca, aunque también se han observado pequeños fragmentos de cherts y esquistos. Es frecuente observar estos cantos elongados en el sentido de la esquistosidad. La matriz, en proporción variable, aunque por lo general no superior al 30% de la roca, está constituida por lutita negra, rojiza en ocasiones, cementada por sílice y hierro.

Petrográficamente muestran textura clásica con tamaño de grano de grava media y frecuente recristalización orientada.

Los fragmentos son mayoritariamente de cuarzo, con fuerte extinción ondulante; cuarcitas y liditas. El grado de redondeamiento va desde subredondeado a subanguloso.

El cemento y la matriz son silíceos, con mica incolora y clorita orientadas según superficies penetrativas. A veces se observa una incipiente formación de biotita.

La potencia que presentan los materiales paleozoicos en este cuadrante, es difícil de calcular, debido a sus características litológicas (ausencia de niveles guía) y a su estructura interna (tectónica intensa y compleja).

El contacto de techo con los materiales triásicos es discordante. Por lo general, son los conglomerados y areniscas triásicas, las que descansan sobre estos materiales.

La ausencia de fauna hace difícil su datación. No obstante CAMPOS (1979) les atribuye un Paleozoico alto, posiblemente Carbonífero, sin descartar la posibilidad de la inclusión de un Devónico terminal.

1.1.2. **Triásico** (6 a 9)

Dentro de los materiales de edad triásica se han diferenciado dos facies principales: Buntsandstein y Keuper.

1.1.2.1. **Triásico en facies Buntsandstein** (6 y 7)

Se trata de los materiales siliciclásticos que se sitúan de forma discordante, sobre el Paleozoico plegado. Se han diferenciado dos términos cartográficos:

—Alternancia de areniscas y conglomerados **(6)**. Se sitúan por lo general a muro,

aunque no es raro encontrar facies de características similares en diferentes niveles de la serie. Se trata de una alternancia de areniscas y conglomerados en proporción variable, aunque con dominio general de la fracción areniscosa.

La figura 1.2. muestra un log de detalle típico de estas facies.

Los conglomerados son mayoritariamente de naturaleza cuarcítica, aunque no es difícil observar brechas poco evolucionadas de cantos angulosos de composición areniscosa. Presentan, generalmente, morfología lenticular y son más frecuentes en el muro, próximos al contacto con los materiales paleozoicos.

Los cantos de cuarzo lechoso son heterométricos y se presentan subredondeados. Es frecuente observar "colas" de presión, así como imbricaciones de los cantos.

La matriz es de naturaleza arenoso-lutítica y su proporción es variable, siendo generalmente superior al 20% de la roca.

Es difícil observar estructuras de orden interno en estos materiales. Por lo general, presentan un marcado carácter masivo, aunque en ocasiones se puede adivinar alguna laminación cruzada de alto ángulo.

Las areniscas son micáceas, de grano fino a medio, estratificadas, de tonos rojizos y blancos nacarados. Los bancos oscilan entre los 0,20 y 1 metro de potencia. Las micas se suelen concentrar en determinados niveles, lo que facilita el laminamiento de la roca.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son, laminaciones cruzadas de alto ángulo, en ocasiones bipolares, estratificaciones cruzadas y laminaciones paralelas.

—Areniscas cuarzo-feldespáticas y limolitas rojas **(7)**. Son las facies más abundantes.

Están constituidas por una alternancia de areniscas y limolitas con dominio de éstas.

Las areniscas son micáceas, de grano fino, estratificadas, de tonos rojizos y blancos nacarados. Presentan laminaciones y estratificaciones cruzadas de alto ángulo, así como laminaciones paralelas.

Las lutitas son limosas, de color rojizo, aunque en algunas ocasiones pueden presentar tonalidades amarillentas. Generalmente son masivas, no obstante se puede observar alguna laminación grosera.

Aunque estos materiales son azoicos, presentan una litología muy uniforme a nivel regional, lo que les hace fácilmente correlacionables con otros niveles datados en otros puntos de la península.

La potencia aproximada de toda la unidad se puede cifrar en unos 600 metros.

Al microscopio, las areniscas muestran textura clástica, con tamaño de grano de arena media. Los clastos son de cuarzo, sílice microcristalina y algunos feldespatos, como componentes mayoritarios. La matriz y cemento son silíceos. Como accesorios aparecen: sericita, clorita, opacos y turmalina. Se clasifican como subarcosas.

1.1.2.2. **Triásico en facies Keuper** (8 y 9)

Aflora ampliamente en las inmediaciones de Berastegi y Zipillao.

Se han diferenciado dos términos cartográficos:

—Arcillas abigarradas y yesos **(8)**. Se trata de un conjunto de arcillas abigarradas de colores rojizos, verdosos y ocre, que intercalan delgados niveles de limolitas micáceas versicolores. En ocasiones también intercala niveles de evaporitas (yesos) que, en las inmediaciones del monte Artaleku, han sido objeto de explotación.

En realidad, y salvo en pequeños afloramientos, es difícil observar estos materiales, que se disponen en valles de morfología plana (Berastegi) y desarrollan importantes suelos de alteración.

—Ofitas **(9)**. Afloran ampliamente en las inmediaciones del monte Zipillao, al Oeste del río Leizaran. También existen otros afloramientos de menor entidad en diversos lugares del cuadrante.

Se trata de cuerpos microgranudos, de color verdoso y naturaleza básica, que se encuentran muy fracturados y con un grado de alteración elevado. Originan resaltes suaves y redondeados.

1.1.3. **Jurásico** (10 a 19)

En este epígrafe se describen los materiales conocidos como "Jurásico marino", en el sentido de SOLER y JOSE, 1972; excluyendo, por tanto, las facies regresivas del Jurásico terminal-Neocomiense.

Estos materiales ocupan, dentro de la Unidad de San Sebastián, una amplia zona que se sitúa al Oeste de Berastegi y un sector más reducido en el extremo noroeste del cuadrante.

Se han diferenciado cinco conjuntos cartográficos: Infralías-Lías calizo dolomítico; Lías margoso; Dogger; Malm I y Malm II.

1.1.3.1. **Infralías-Lías calizo dolomítico** (10 a 13)

Se reconoce en los escarpes de cota inferior de las laderas norte del valle de Berastegi-Elduayen. Todas estas zonas presentan unas condiciones de afloramiento muy reducidas, por lo que, en cartografía, el término más frecuente es el indiferenciado **(10)**, aunque los afloramientos más abundantes son de carniolas y brechas calcodolomíticas **(11)** que aparecen en los escarpes de cota más baja del valle.

Sobre estas carniolas aparecen los términos calco-dolomíticos en los escasos afloramientos en que han podido observarse. Se trata de calizas dolomíticas y dolomías laminadas **(12)**. Son rocas bien estratificadas de color gris, con patente laminación de origen algal.

Probablemente este término también incluya calizas margosas que, por su menor dureza, no afloran en la zona.

El término cartográfico **(13)**, calizas dolomíticas y calizas grises bien estratificadas, aparece representado en el extremo noroeste del cuadrante (ladera oriental del alto de Loatzo). Se trata de niveles carbonatados bien estratificados en bancos decimétricos de potencia variable entre los 8 y 15 metros.

La potencia máxima del Infralías-Lías calizo dolomítico no supera los 80 metros en toda la zona.

1.1.3.2. **Lías margoso** (14)

Sobre el conjunto cartográfico anterior se dispone un tramo, de unos 80 a 100 metros, constituido por una alternancia de margas, margocalizas y calizas micríticas de tonos grises-azulados en corte fresco, que alteradas presentan tonos amarillentos. Hacia techo los carbonatos se hacen más abundantes, dominando las margocalizas y calizas, que presentan abundante macrofauna de braquiópodos, lamelibranquios, ammonites y belemnites.

En el vecino cuadrante de Tolosa, ZUAZO (1986) cita en el tramo inferior margoso una microfauna compuesta por *Lenticulina* sp., *Vaginulina frondicularia*, *Astacolus* sp., *Marginulina* sp., *Lenticulina münsteri* (ROEMER), *Eothrix alpina* (LOMB.) que según VILLALOBOS y RAMIREZ DEL POZO (1971), datan un Sinemu-riense superior.

Para el tramo superior carbonatado, se han reconocido las especies de ammonites:

Amaltheus margaritatus (MONTFORT), *Hildoceras bifrons* (BRUG.), *Arietoceras sp.* y *Graphoceras sp.*, que indican una edad Toarciense superior.

1.1.3.3. Dogger (15)

Este tramo eminentemente calizo, está compuesto por calizas micríticas oscuras en bancos de hasta 40 centímetros, bien estratificadas, formando paquetes de unos 5 metros de potencia que alternan con pasadas margosas (50 metros). Siguen otros cincuenta metros de calizas fétidas, también de color oscuro, micríticas hacia la base y, esparíticas y con nódulos de sílex hacia el techo; contienen belemnites y algunos cefalópodos.

El techo del Dogger está marcado por un progresivo enriquecimiento en terrígenos (tramo más margoso) y algunas pasadas de calizas bioclásticas, bioturbadas, con abundante fauna de ammonites y belemnites.

Los mejores afloramientos se encuentran en el ángulo noroeste del cuadrante, en la ladera oriental del alto de Loatzo.

1.1.3.4. Malm I (16)

En el tránsito del Dogger al Malm se produce una regresión generalizada, puesta de manifiesto por una sedimentación que pasa, de ser carbonatada de plataforma, a detrítica con neta influencia continental y facies de transición (costeras, deltaicas y/o lacustres).

En la hoja, el Malm I está constituido por un tramo cartográfico (16), formado por unos 150 metros de limolitas micáceas, areniscas de cemento carbonatado y calizas arenosas oscuras, con colores de alteración rojizos.

1.1.3.5. Malm II (17 a 19)

Sobre ellas, el término (17) está formado por calizas bioclásticas y oolíticas (encrinitas)

con una potencia próxima a los 50 metros. Se trata de una biosparita con abundantes fragmentos de corales, equinodermos, briozoos, lamelibranquios y tallos de crinoides (*Pentacrinus*).

También es importante la microfauna, citándose *Pferiderina sp.*, *Spirophthalmidium sp.*, *Trocholina cf. alpina* (LEUPOLD), algas solenoporáceas, *Labyrinthina mirabilis* (WEYNSCH.), etc., que señalan una edad Kimmeridgiense.

Por encima de las calizas bioclásticas se disponen unas calizas micríticas tableadas (19), de unos 75-80 metros de potencia, diferenciándose del tramo anterior por ser azoicas. Suelen presentar superficies de estratificación tapizadas de lutitas (arcillas) rojizas, y a la base, en tránsito a las encrinitas, muestran unos niveles arenoso-oolíticos muy bioturbados propios de un régimen de alta energía. A veces, entre las encrinitas y las calizas micríticas se desarrollan niveles siliciclásticos finos, de morfología lenticular y aspecto pizarroso (18), que pueden alcanzar potencias de hasta 20-30 metros.

1.1.4. Jurásico terminal-Cretácico inferior (Neocomiense) (20)

Está representado por las llamadas "calizas de sérpulas" que están bien desarrolladas en toda la ladera norte del monte Gaztelu. Estas calizas son oscuras con matriz micrítica, a veces algo arenosas, con frecuentes laminaciones de origen algal y abundante fauna de pequeños serpulidos, además de ostreidos, gasterópodos y bivalvos.

Hacia techo incluyen margas y limolitas oscuras, que constituyen el paso a las llamadas facies de implantación urgoniana.

Todos estos materiales representan un episodio claramente regresivo que se superpone, mediante una pequeña, pero apreciable, discordancia erosiva y, a veces, angular (cartográ-

fica en general), sobre los materiales del Jurásico marino antes descritos. Esta ligera discordancia angular se puede observar al Oeste de Berastegi, en las proximidades del alto de Aizate. Allí aparece una superficie de abrasión y "hard-ground" con intensa bioturbación en sus proximidades, que bisela las calizas micríticas del Malm II. Sobre esta superficie se disponen las calizas de sérpulas.

1.1.5. **Cretácico inferior. Aptiense-Albiense inferior (Urgoniano s. I.) (21 a 23)**

Se incluyen en este apartado las facies terrígenas que preceden a la instalación de las facies arrecifales y sus equivalentes "paraarrecifales".

Se han distinguido los siguientes tramos cartográficos:

—Lutitas calcáreas grises **(21)**. Se disponen en continuidad estratigráfica con las calizas de sérpulas, pero sólo localmente, ya que lo más frecuente es encontrar las calizas urgonianas dispuestas sobre las calizas de sérpulas.

Los únicos afloramientos observados se encuentran en las proximidades de la cumbre del monte Gaztelu, no alcanzando más de 30-40 metros de potencia. Lateralmente pasan a facies carbonatadas urgonianas.

—Calizas arrecifales masivas **(22)**. Se trata de un conjunto carbonatado masivo, o con estratificación apenas reconocible, que se extiende ampliamente en el monte Gaztelu y hacia el Suroeste del mismo. Se llegan a apoyar sobre las calizas de sérpulas que se sitúan más al Norte. Localmente, en las cotas más elevadas del monte Gaztelu se puede distinguir en foto aérea una estratificación bastante definida.

Originalmente han sido biomicritas, biosparitas, intrabiomicritas e intrabiosparitas; aunque posteriormente, por recristalización, estos caracteres no son muy visibles.

ZUAZO (op. cit) reconoce la siguiente microfaua en este tramo: *Palorbitolina lenticularis* (BLUEMEN), *Orbitolinopsis simplex* (HENSON), *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* (DOUGLAS), *Simplorbitolina conulus* (SCHROEDER), *Coskinolinella sp.* Esta asociación permite datar el Aptiense.

—Calizas margosas, margas arenosas y calcarenitas **(23)**. Estos términos litológicos se presentan como paso lateral de las calizas descritas anteriormente. Son el resultado de una contaminación terrígena de la cuenca y se las ha llamado "facies paraurgonianas".

1.1.6. **Cenomaniense inferior-Campaniense (Formación calcárea del Cretácico superior (24 a 26)**

Sobre los materiales urgonianos descritos en el epígrafe anterior, se dispone el Flysch del Cretácico superior, faltando, por tanto, los materiales de edad Albiense, en cualquiera de sus facies del llamado Complejo Supraurgoniano (Fm. Oyarzun, Flysch Negro, etc.). Es de destacar que el contacto entre los materiales del Complejo Urgoniano y del Flysch calcáreo, allí donde ha podido observarse con claridad, es de tipo paraconforme, sin que aparezcan las facies gruesas, ni las discordancias que se observan en otros puntos de las proximidades del macizo de Cinco Villas.

El espesor máximo de estos materiales, dentro de la hoja, es de unos 350 a 400 metros y las condiciones de observación son muy deficientes, debido a que se encuentra muy recubierto. Es general que los bancos carbonatados se encuentren descalcificados, dando lugar a limos y arenas de color amarillento.

Este flysch ocupa, a escala regional, una banda alargada, limitada al Norte por materiales del macizo de Cinco Villas y al Sur por la falla de Leiza y que, de Oeste a Este, se extiende desde Tolosa a Elizondo. Es lo que LAMARE (1936) denominó "Depresión Intermedia".

1.1.6.1. **Flysch calcáreo** (24)

Ocupa la base de la sucesión. La litología dominante consiste en margas algo limosas, gris oscuro y azuladas, muy esquistosas, con algo de piritita diseminada. Ocasionalmente intercalan bancos delgados de calizas micríticas gris oscuro, típicamente blancas en superficie de alteración, que corresponden a materiales hemipelagíticos. Hacia techo son cada vez más frecuentes los bancos de calizas arenosas que exhiben secuencias de turbiditas distales.

1.1.6.2. **Flysch detrítico-calcáreo** (25 y 26)

Este flysch se presenta como una sucesión rítmica de limolitas oscuras y calizas arenosas (25), de 20 a 30 centímetros de potencia.

En las proximidades de la falla de Leiza, el flysch intercala brechas sinsedimentarias, diferenciadas en cartografía (26).

Se trata de paquetes de potencia decimétrica a métrica, intercalados entre margas, margocalizas y calizas arenosas, constituidos por fragmentos de una gran heterometría (centimétricos a métricos, siendo el tamaño centidecimétrico el modal) de naturaleza carbonatada y también lutítica fina.

1.2. **UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE LEIZA**

En esta unidad, se engloban los materiales que, dentro de la hoja, aparecen al Sur de la falla de Leiza, ocupando un sector de superficie relativamente reducida (unos 5 kilómetros cuadrados).

La diferenciación de unidades en este sector, se basa en la importancia relativa de la falla de Leiza, que constituye un accidente de primer orden en el marco geodinámico de la cadena Vasco-Pirenaica.

1.2.1. **Paleozoico superior indiferenciado** (27)

Se han reconocido materiales atribuibles a esta edad sobre el trazado más occidental de la falla de Leiza en el cuadrante.

Se trata de pizarras oscuras, semejantes a la facies más común de la sucesión que aparece en Cinco Villas. Estos materiales se encuentran muy deformados, afectados por procesos tectónicos relacionados con el funcionamiento de la falla de Leiza. La calidad de los afloramientos es muy mala.

1.2.2. **Triásico (Facies Keuper)** (28 y 29)

Aparecen, como los materiales paleozoicos, sobre el trazado de la falla de Leiza. Los únicos materiales que afloran como tales son las ofitas (29). Las arcillas del Keuper (28) afloran muy escasamente debido a ser un blando relativo. Se trata de afloramientos de escasa extensión, discontinuos, que aparecen entre el flysch del Cretácico superior de la "Depresión Intermedia" y el Jurásico marino del sector de Leiza.

1.2.3. **Jurásico** (30 a 34)

Jalonada al Norte por la falla de Leiza aparece, en la zona del monte Uzcalar, una sucesión carbonatada en la que se reconocen los términos basales del Lías calizo dolomítico, el Lías margoso y el Dogger. Sobre éste se disponen los materiales del Complejo Urganiano, faltando, por tanto, todo el Malm, además de los materiales del Jurásico terminal-Neocomiense. Unicamente, en las proximidades del monte Ulizar (justo en el límite con Navarra) aparecen materiales del Jurásico terminal-Neocomiense, entre el Jurásico marino y el Urganiano.

1.2.3.1. **Infralías-Lías calizo dolomítico** (30 a 32)

Se han diferenciado dos términos: las brechas y carniolas basales (31) y las calizas do-

lomíticas y dolomías laminadas **(32)**. Allí donde, por condiciones de afloramiento estos términos no se pueden distinguir, se ha optado por agruparles bajo la unidad cartográfica número **30**, como término indiferenciado.

Estos tramos carbonatados presentan características litológicas originales semejantes a las ya descritas en la unidad de San Sebastián.

Pero se diferencian fundamentalmente en el grado de recristalización que exhiben debido a efectos termodinámicos sufridos como consecuencia de su proximidad a la falla de Leiza.

1.2.3.2. **Lías margoso** (33)

Los materiales de este tramo afloran en las cotas inferiores de la ladera norte del valle del río Besabeco, al Sureste de Oresa. Se trata de un conjunto margoso hacia la base, que se va enriqueciendo en carbonatos a techo, con una potencia total que excede los 100 metros. Las características estratigráficas y paleontológicas de este tramo cartográfico son semejantes a las del tramo 14 de la unidad de San Sebastián.

1.2.3.3. **Dogger** (34)

Aparece como un conjunto calizo que aflora en la ladera sur del valle del río Besabeco, ocupando una banda que se dispone bajo las calizas del Urganiano. Está constituido por calizas micríticas algo recristalizadas, de color oscuro, bien estratificadas, con belemnites y cefalópodos, y algunos niveles de sílex.

La potencia total del tramo es de unos 75 metros.

1.2.4. **Jurásico terminal-Cretácico inferior (Neocomiense)** (35)

Está representado por las calizas de sérpulas. Los afloramientos se reducen a unos ni-

veles situados en las proximidades del monte Ulizar, que hacia el Este continúan en territorio de Navarra, pero que hacia Gipuzkoa desaparecen en una fractura de dirección N 40° E.

1.2.5. **Cretácico inferior. Aptiense-Albiense inferior (Urganiano s. l.)** (36 y 37)

Está constituido por dos tramos que afloran en la zona más meridional del cuadrante.

El primero de ellos está integrado por calizas masivas **(36)**, bastante recristalizadas, de color oscuro y fuertemente tectonizadas.

Los mejores afloramientos se pueden encontrar a lo largo del valle del río Araxes, en la carretera nacional 240, entre los puntos kilométricos 3.7 y 3.8.

Debido a la intensa tectonización es difícil estimar la potencia real de este tramo que puede llegar a los 150 metros.

A techo y en tránsito lateral aparece un conjunto de limolitas calcáreas y margas **(37)**, masivas o mal estratificadas, que en ocasiones intercalan finos niveles de calizas micríticas.

1.2.6. **Albiense superior-Cenomaniense inferior (Complejo Supraurgoniano)** (38)

En este cuadrante el Supraurgoniano presenta facies de tipo Flysch Negro.

La litología está formada por una alternancia regular de limolitas oscuras, apizarradas, y areniscas con frecuente granoclasificación y secuencias internas características de depósitos turbidíticos. La potencia de los bancos es decimétrica.

2. SEDIMENTOLOGIA

Este apartado tratará de exponer, de forma muy breve, los rasgos e hitos más importantes de la historia sedimentaria de este sector concreto de la Cuenca Vasco-Cantábrica, para el intervalo de tiempo Paleozoico superior-Cretácico superior, intervalo del que existe un registro sedimentario bastante continuo.

La interpretación de algunas secuencias en niveles de grauvas del **Paleozoico**, como secuencias de Bouma, llevan a pensar que durante el Paleozoico superior debió existir una cuenca turbidítica, sin que sea posible precisar más, habida cuenta la deformación que exhiben las series.

Hacia el final del Paleozoico se produjo una emersión de estos materiales, con la creación de fuertes relieves que se peneplanizaron durante el Pérmico y el Trías inferior, generándose las series detríticas del **Buntsandstein**. Estas series, de carácter continental y de transición, representan abanicos aluviales costeros y sistemas fluviales. Efectivamente, en las inmediaciones de Berastegi se han interpretado algunas de estas secuencias como ligadas a roturas de diques fluviales y desbordamiento posterior. Estos depósitos de desbordamiento se localizan adyacentemente a las facies típicas fluviales constituidas por depósitos de "lag" basal, de "point bar", etc.

Sobre estos materiales del Bunt, más distales cuanto más a techo, se depositan las arcillas del **Keuper**, a las que se atribuye un medio sedimentario típico de mares epicontinentales (formados en una etapa de distensión generalizada), con abundantes "sebkhas" litorales y un clima global bastante árido, que permitió la formación de evaporitas. Hasta el final de este episodio debieron permanecer abiertas numerosas fracturas en el fondo marino, con emisiones de material volcánico y subvolcánico. A este respecto hay que introducir como novedad la aparición, en cuadrantes próximos, de un delgado nivel de rocas volcanoclásticas descritas por vez primera en el vecino cuadrante de Villabona, que hacen pensar que parte del material ígneo alcanzó el fondo marino, repositándose posteriormente, ligado también a importantes fracturas.

A techo de este episodio epicontinental somero, una transgresión generalizada trae como consecuencia el inicio de una sedimentación claramente marina, que se describe a continuación, bajo la denominación de Jurásico marino.

Los materiales del **Jurásico marino** se han dividido en cinco episodios que se describen a continuación:

Durante el Triásico superior-Lías inferior ("**Infralías-Lías calizo dolomítico**") el medio

de depósito correspondía a ambientes inter-supramareales, representados por carniolas (generadas por disolución de evaporitas), y dolomías con frecuentes laminaciones algales. Son abundantes los lechos de tormenta, brechas de cantos planos y las secuencias de somerización que evidencian el medio sedimentario antes reseñado.

El Lías medio-superior ("**Lías margoso**") es claramente transgresivo con respecto al anterior, existiendo condiciones de plataforma marina abierta.

Si se exceptúan las variaciones en la potencia, se podría decir que estos dos términos mantienen unas características muy homogéneas a escala regional.

El **Dogger** supone un episodio de somerización muy claro, depositándose carbonatos en los que, sobre todo hacia su parte alta, es especialmente abundante la fauna típica de los arrecifes.

Es entonces, durante el Dogger, cuando se rompe la monotonía y aparecen las primeras variaciones laterales importantes, de modo que la orla del paleomacizo de Cinco Villas, en el vecino cuadrante de Andoain (paleoalto estructural), los niveles generalmente calizos someros del Dogger, dan paso a una serie detrítica, con areniscas silíceas, e incluso conglomerados silíceos. A estos materiales, descritos aquí por vez primera, se los ha denominado "Jurásico de orla del macizo".

El Malm (**Malm I**) es claramente regresivo con respecto al anterior, y algunos autores sitúan una importante ruptura sedimentaria entre estos dos términos. Corresponde a ambientes someros, euxínicos, con bastante influencia detrítica. Efectivamente, esta ruptura sedimentaria, que pasa desapercibida (como cabe esperar) en las zonas de surcos o cubetas, se pone de manifiesto en los paleoaltos, co-

mo es el caso de los jurásicos de orla del macizo, en el vecino cuadrante de Andoain.

Durante el techo del ciclo Jurásico (**Malm II**) se depositan facies bioclásticas y oolíticas correspondientes a medios de plataforma de alta energía. Son frecuentes las facies de arrecife. Este episodio corresponde al depósito de las "encrinitas".

En resumen, el Jurásico inferior y medio se caracteriza por una escasa o nula actividad orogénica y débil subsidencia, desarrollándose amplias plataformas con facies muy homogéneas. A partir del Dogger comienza un megarritmo regresivo que culminará al final del Jurásico con la emersión en sectores durante el Kimmeridgiense. Los últimos términos marinos considerados son los del Malm II.

Es a partir del Dogger cuando se configura un dispositivo paleogeográfico estructurado en altos fondos y cubetas, controlado por accidentes de zócalo. Las cubetas, más o menos interconectadas, contienen las series más completas y no aparecen interrupciones en la sedimentación. En los altos fondos o umbrales aparecen series más reducidas y superficies de condensación. Cerca de los paleoaltos más importantes (Cinco Villas) aparecen, además, series "anómalas" con una fuerte influencia terrígena.

De este "dispositivo" merece la pena destacar la coincidencia de la posición del alto fondo de Alzo-Leiza con el actual trazado de la falla de Leiza (coincidencia ya citada por ZUAZO, 1986) de manera que este accidente condicionó ya la sedimentación a partir del Jurásico medio-superior, control tectónico que será una constante en el resto de las series, incluido el Cretácico superior.

Como ya se ha citado anteriormente, durante el Jurásico se pueden diferenciar dos grandes megarritmos, uno inferior transgresivo (hasta el Dogger) y otro superior de tendencia básicamente regresiva. Este megarritmo culmi-

na con la emersión en sectores durante el Kimmeridgiense (movimientos de gran radio neokimmericos). A partir de este momento se suceden un grupo de facies mixto marino-costero, con frecuentes indentaciones. Las antiguas morfologías (cubetas y altos fondos) se acentúan durante este período, llegando a producirse emersiones en los umbrales más acentuados.

Las denominadas facies de "calizas de sérpulas" son las de mayor extensión regional. Estas reposan, dependiendo de los cortes, sobre el Malm II (alto de Larre, Belaunza), o sobre el Malm I faltando las "encrinidas" del Malm II por barrido erosivo. En las inmediaciones de Berastegi, como puso de manifiesto ZUAZO (1986), las calizas de sérpulas solapan al Malm II, mediante un contacto angular (5°) neto.

Donde se han podido observar, las calizas de sérpulas muestran asociaciones de facies inter-submareales (laminaciones algales/estromatolitos, lumaquelas de lamelibranquios, superficies de condensación-rubefacción, etc.), y son frecuentes las secuencias de somerización de escala decimétrica.

La distribución areal de las calizas de sérpulas viene condicionada también por la morfología previa de surcos y umbrales, de manera que, en algunos puntos no llegan a depositarse; puntos en los que aparece un hiato sedimentario.

Este esquema sedimentario, con escasa y a veces nula velocidad de sedimentación (potencias máximas de 150 metros) se mantiene durante el final del Jurásico y durante el Neocomiense. Al final de éste culmina el megarritmo regresivo y comienza una transgresión generalizada. No obstante, conviene recordar este esquema sedimentario de altos y surcos, porque va a condicionar la historia y medio sedimentario de los materiales suprayacentes, especialmente de los urgonianos.

Con la denominación de "Urgoniano" se ha incluido el conjunto de materiales compren-

didos entre los "regresivos" neocomienses (para no utilizar, a propósito, el término "Weald") y los materiales supraurgonianos. Incluye, por tanto, facies de carbonatos de plataforma, sus equivalentes laterales y las facies terrígenas previas, o "facies de implantación urgoniana".

Actualmente está aceptado de forma generalizada que, lo que en la literatura regional se describe como **Complejo Urgoniano** de la Cuenca Vasco-Cantábrica, está constituido por una serie de plataformas carbonatadas (con desarrollo o no de sistemas arrecifales) compartimentadas por un sistema de fracturas que controlaban la subsidencia diferencial, condicionando la presencia de bancos de carbonatos insulares o de "off-shore" y la presencia de facies de talud y "cuenca" asociadas a los bordes de estas plataformas. Estos "sistemas carbonatados" se instalaban sobre bloques basculantes, limitados por fallas lítricas, en una corteza continental en extensión, en el extremo norte de la Placa Ibérica (aunque este último extremo suscita aún controversias, al menos para los sistemas septentrionales). Durante la sedimentación del Complejo Urgoniano permanecieron activas numerosas fallas normales y desgarres sin-rift, que hacían sumamente complejo el "panorama sedimentario".

Sobre los materiales "regresivos" neocomienses, se instala en el área un régimen sedimentario de condiciones progresivamente más marinas. La subida continua y paulatina del nivel del mar (subida relativa) durante el Aptiense, trae como consecuencia que el mar urgoniano gane terreno a los macizos, probablemente emergidos, situados al Este y Sureste, retrasando cada vez más los aportes detríticos procedentes de éstos, y permitiendo el desarrollo cada vez más generalizado de carbonatos de plataforma. Las facies de calizas son, por lo tanto, más modernas cuanto más cercanas a los paleomacizos.

En definitiva, y como resultado final de la transgresión generalizada durante el Aptiense

y parte del Albiense, el área es ocupada por amplias y a veces potentes plataformas carbonatadas, que "onlapan" perfectamente las series, generalmente detríticas, infrayacentes.

Tras el depósito del último episodio urgoniano tanto en facies de calizas como de lutitas adyacentes se produce una importante ruptura sedimentaria causada por una fase de actividad tectónica ("fase Austrica") que rejuveneció los relieves del área fuente, provocando un masivo aporte de terrígenos que inhibió de manera brusca la sedimentación carbonatada, la cual en adelante sólo se volverá a manifestar de forma aislada y cuando las características del medio lo permitan (pequeños umbrales a "salvo" de la contaminación terrígena). La configuración paleogeográfica cambia totalmente, localizándose de forma simultánea en el tiempo una serie de dominios paleogeográficos y sedimentarios, afectados tanto por la morfología previa dejada por las construcciones arrecifales como por la acción de fallas de zócalo que controlaban la sedimentación.

En el cuadrante está representado uno de estos dominios: el **Flysch Negro**. Las series turbidíticas del Flysch Negro se depositaron en varias cuencas "profundas" en forma de fosas alargadas.

Este sistema de fosas alargadas pudo tener su origen en la creación de cuencas tipo "pull-apart" ligadas a los grandes sistemas transformantes (desgarres sinistres) que permitieron la apertura del Golfo de Bizkaia.

Los materiales más modernos representados en el cuadrante corresponden al Flysch del **Cretácico superior**, también denominado "Flysch Norpirenaico". Estos materiales son claramente transgresivos con respecto a los anteriores, mediando una importante ruptura sedimentaria. Las series turbidíticas constituyen el relleno de un surco subparalelo a las directrices actuales, relleno que estuvo controlado principalmente por la posición relativa del mar en cada momento. Las áreas fuente son principalmente plataformas "pirenaicas"; no obstante, en las inmediaciones de la falla de Leiza aparecen brechas sedimentarias intercaladas en las series turbidíticas, lo que lleva a pensar que este accidente controló un escarpe sinsedimentario. Este hecho, puesto de manifiesto por ZUAZO (1986), corrobora el importante papel que ha podido jugar este "viejo" accidente en la sedimentación, controlándola de forma evidente a partir del Jurásico medio-superior.

3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Desde el punto de vista de la geología estructural aparecen en el cuadrante dos grupos de rocas que han sufrido una historia tectónica muy diferente. Los materiales del Paleozoico por un lado, y los de la cobertera mesozoica, por otro.

Las diferencias son obvias, ya que mientras que la cobertera mesozoica ha sufrido los efectos de las deformaciones del Ciclo Alpino, los materiales paleozoicos han sido deformados principalmente por la Orogenia Hercínica y, además, se han visto implicados, como constituyentes de un zócalo, durante el Ciclo Alpino.

Es obligado por tanto un tratamiento separado de cada una de las orogenias.

3.1. ESTRUCTURAS DEL BASAMENTO PALEOZOICO (OROGENIA HERCINICA)

Los materiales afectados por esta orogenia son los del Paleozoico (superior) del macizo de Cinco Villas. Un estudio detallado de las deformaciones sufridas por estos materiales durante dicha orogenia, permite distinguir el número de las mismas, sus relaciones temporales y buena parte de sus caracteres geométricos; pero no así la geometría de las estructuras mayores, ni sus relaciones cartográficas, debido a

la ausencia de niveles guía y/o contactos litológicos que se puedan continuar de manera feaciente en el campo. Esto último se ve agravado por la existencia de una compleja tectónica de fractura, que ha jugado repetidamente sobre los mismos accidentes, en condiciones diversas, tanto de orientación de esfuerzos como de tipo de deformación frágil/dúctil.

Son varios los trabajos precedentes que han abordado este tema con mayor o menor profundidad, destacando por su importancia y por ser relativamente recientes: CAMPOS, 1976; HEUSCHMIDT, 1977 y AIZPURI, A. *et al*, 1984.

Estos últimos autores hacen un breve resumen de las conclusiones a las que llegan los dos anteriores. Textualmente dicen:

"CAMPOS, 1976

Establece 2 fases de plegamiento hercínicas y 2 alpinas.

Fase 1.—Da pliegues tumbados isoclinales (P_1) de flanco inverso bien desarrollado con esquistosidad de flujo subhorizontal (S_1), subparalela a la estratificación (S_0). La S_0 y la S_1 se diferencian bien en las charnelas de los pliegues.

Las direcciones de los pliegues de esta fase son N-S y NE-SO. La dispersión oscila en 15°.

Fase 2.—Da pliegues similares y también isopacos. En relación con los pliegues de F_2 se desarrolla una esquistosidad (S_2) poco penetrativa que crenula a la S_1 .

Las direcciones de los pliegues dan dos máximos, uno NE-SO (pliegues P_{2a}) y otro NO-SE (pliegues P_{2b}).

Según el autor los P_{2b} pueden ser conjugados de los P_{2a} .

Además de estas 2 fases en el Hercínico hay:

- Una deformación adicional de bóveda debida a la intrusión del granito de Peñas de Aya.
- Una fase hercínica tardía que produce "kink-bands".
- Estructuras de dirección E-O que coinciden con estructuras alpinas.
- Al final de la etapa hercínica se desarrollan fracturas que funcionarían por compresión durante la Orogenia Alpina. Son las fallas del borde S y NO del macizo y la falla de Aritxulegi.

En el Ciclo Alpino se desarrollan 2 fases:

Fase 1.—Neokimmérica, da pliegues de dirección NE-SO y E-O al Sur del macizo dibujando el Arco Vasco.

Fase 2.—Reactiva las fracturas NE-SO y E-O; posteriormente se producen traslaciones gravitacionales (formación de los macizos satélites de San Narciso y San Marcial) y aparición de fracturas radiales NO-SE en el NO del macizo''.

"HEUSCHMIDT, 1977

Establece en la Orogenia Hercínica 4 fases, y 2 en la Alpina.

Fase 1.—Desarrolla pliegues isoclinales N-S vergentes al Oeste y una esquistosidad S_1 subparalela a la estratificación S_0 . Asociada a esta fase se producen fallas normales N-S.

Fase 2.—Pliegues isopacos de eje E-O. El plano axial es subvertical. Hay una S_2 poco desarrollada de dirección N 90°-100° E, con buzamientos al N y al S. Se producen fallas inversas E-O.

Fase 3.—Da pliegues en caja muy abiertos, disimétricos e isopacos de dirección NO-SE, vergentes al NE. La S_3 es de dirección N 130° E, con buzamientos al Suroeste.

Fase 4.—Pliegues rectos e isopacos N-S de plano axial subvertical; puede haber una S_4 pero es casi inexistente. Se desarrollan fallas inversas N-S.

Posteriormente a la Orogenia Hercínica se desarrolla una fracturación que lleva asociados diques de cuarzo:

- Fallas normales N-S (a veces mineralizadas) con filones de cuarzo subverticales.
- Fallas normales E-O y filones de cuarzo subverticales.
- Fallas normales NE-SO y filones de cuarzo subverticales.

En la Orogenia Alpina se desarrollan otras 2 fases y antiguas fracturas vuelven a activarse.

Fase 5.—NE-SO. Da pliegues y fallas diversas como el sinforme de Etxalar y la falla de Ereñozu.

Fase 6.—E-O. Con estructuras como el sinclinal de Vera y la Falla de Aritxulegi. Apunta que esta última es tardihercínica y que se ha reactivado como un desgarre dextroso en la Orogenia Alpina''.

Por su parte AIZPIRI, A. *et al* 1984, proponen un nuevo esquema estructural, en parte coincidente con los anteriores. Distinguen las siguientes fases:

1.^a Fase: Son pliegues isoclinales tumbados, difíciles de observar y escasos, cuya dirección, aunque problemática, parece ser norteadada. Se acompaña de una esquistosidad ("slate cleavage") S_1 muy tendida y subparalela a la S_0 . Pueden tener cizallas asociadas.

2.^a Fase: Son pliegues angulares de longitud de onda decimétrica, plano axial subvertical y dirección N 40°-60° E. Producen una crenulación de la S_1 que puede transformarse en planos de discontinuidad, coincidiendo con los planos axiales de los pliegues. Por tanto daría una familia de diaclasas, aproximadamente N 50° E, cuyo desarrollo inicial es desconocido. En las proximidades del granito de Peñas de Aya pueden observarse variaciones en su disposición.

3.^a Fase: Son pliegues angulares con características semejantes a los de la 2.^a Fase y dirección NO (N 300-320°). En el área estudiada está poco desarrollada. A escala microscópica origina una crenulación que coincidiendo con los planos axiales de los pliegues puede originar discontinuidades.

Durante la realización de esta cartografía se ha reconocido claramente la fase I de CAMPOS, HEUSCHMIDT y AIZPIRI. PESQUERA (1985) admite una deformación anterior a esta fase I, la cual, no ha sido observada en el ámbito de este cuadrante.

La fase II se reconoce en toda la zona, con características semejantes a las descritas por CAMPOS.

Además hay otras deformaciones, asociadas en el transcurso de este trabajo a bandas de deformación (cizalla) frágil/dúctil, que en buena parte coinciden en orientación con las

directrices de la fase II y que pueden llevar a confusión, ya que algunos de los pliegues que se originan son semejantes a los de la fase II.

En las figuras 3.1. y 3.2. se pueden observar los esquemas tectónicos y cortes estructurales de este cuadrante y sus límites.

3.1.1. **Primera Fase (F_1)**

Es la responsable de la estructuración más patente en los materiales del macizo. Es reconocible a todas las escalas, originando estructuras que van desde la micro a la megaescala.

Da lugar a grandes pliegues isoclinales, de geometría similar, con esquistosidad de plano axial bien desarrollada, que originalmente debieron ser tumbados o muy vergentes, y de direcciones próximas al Norte.

La esquistosidad es penetrativa en todos los materiales, aunque en algunos bancos grauvácicos se desarrolla peor. En materiales de litología alternante de pizarras y grauvacas es frecuente observar cómo queda refractada en los bancos más groseros.

Las estructuras visibles en el campo, generadas en esta fase, son, además de la esquistosidad, charnelas de escala centimétrica a decimétrica, muy raramente métrica, que se ponen de manifiesto cuando afectan a algún nivel arenoso. Se trata de charnelas de geometría similar, con adelgazamiento de flancos y engrosamiento de charnelas, en las que la esquistosidad principal, de fase I, las atraviesa con un ángulo muy alto.

A escala microscópica se pueden observar estas mismas relaciones entre S_0 , marcada por los niveles más groseros, y S_1 . En los planos de S_1 se desarrolla una blástesis/neoformación de clorita y/o mica blanca, así como una reorientación de minerales laminares primarios y orientación por "aplanamiento" de granos de cuarzo.

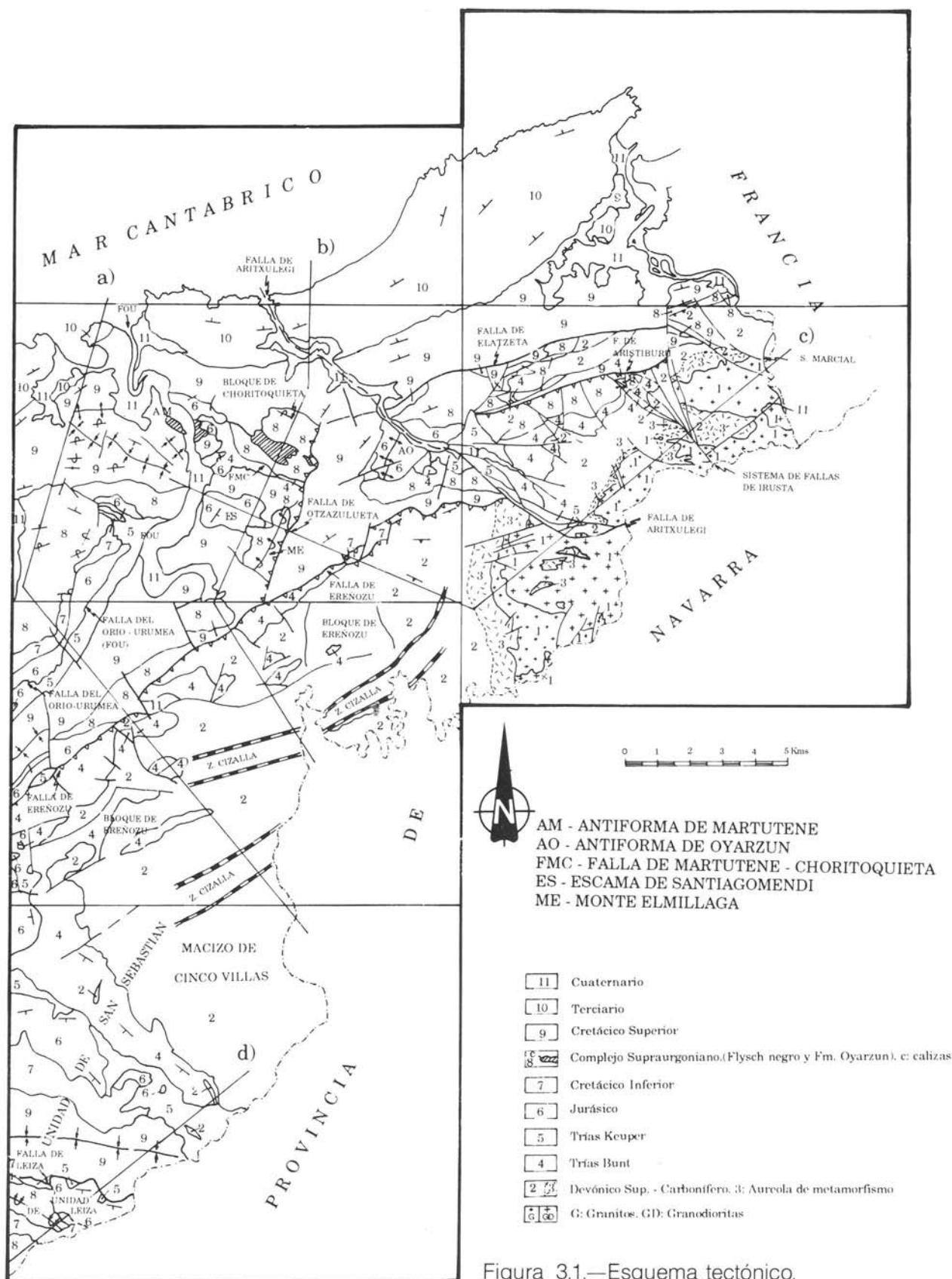


Figura 3.1.—Esquema tectónico.

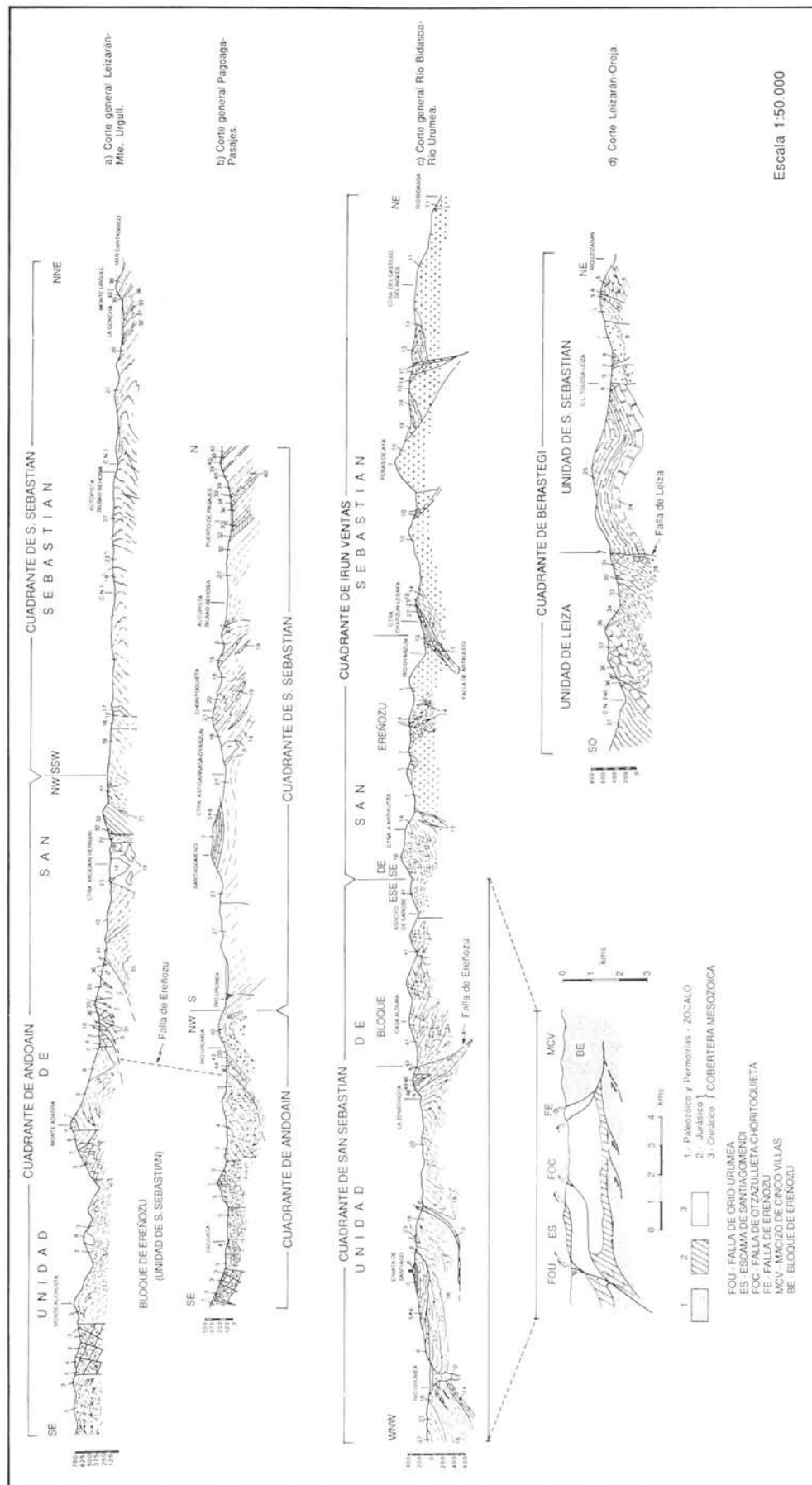


Figura 3.2.—Cortes estructurales generales. Los números corresponden a las unidades cartográficas diferenciadas en cada cuadrante.

3.1.2. **Segunda Fase** (F₂)

Las estructuras generadas durante esta fase son principalmente pliegues métricos de plano axial muy erguido, de geometría cilíndrica, acompañados de una esquistosidad de crenulación que se desarrolla de forma desigual. Según las diferentes áreas, y dentro de un mismo área dependiendo de la litología, puede estar presente o no. Cuando las areniscas son dominantes apenas se desarrolla.

Los ejes de los pliegues de esta fase llevan una disposición general ENE-OSO a E-O.

Al microscopio se observa cómo la esquistosidad de crenulación S₂ afecta a la S₁. A veces no se llega a desarrollar la S₂, apareciendo sólo un microplegado de crenulación.

Se ha podido comprobar en el campo que deformaciones de este tipo se asocian a bandas de cizalla dúctil/frágil. No se ha podido comprobar sin embargo, que éstas afecten a pliegues y/o esquistosidad de la fase II, por lo que es presumible que esta fase sea el resultado de una deformación no homogénea que se resuelve en deformación areal limitada a bandas. Esto explicaría la existencia de pliegues con directrices conjugadas, citados para esta fase por CAMPOS. (op. cit.).

3.1.3. **Otras deformaciones**

La tectónica frágil tiene un gran desarrollo dentro de los materiales paleozoicos. Es de una gran complejidad y presenta rasgos de haber sufrido reactivación, en muchos casos, durante la Orogenia Alpina.

Se reconocen fracturas y zonas de fractura que forman un bajo ángulo con la esquistosidad de fase I, o de dirección subparalela a ésta, por lo que se supone que deben ser de edad relativa tardi/sincinemáticas de F₁, y de carácter inverso.

Estas fracturas pueden haber jugado también después de la F₂, cuando la disposición

de los materiales paleozoicos era diferente, funcionando como fallas de salto en dirección y/o en buzamiento.

Afectando a estas fracturas subparalelas a S₁, aparecen otras que forman ángulos mayores con ella, de carácter fundamentalmente frágil y juego diverso, desde normales a inversas y también con salto en dirección.

3.2. **OROGENIA ALPINA**

Como ya se ha citado en los apartados anteriores, el Ciclo Alpino se manifiesta ya en épocas muy precoces.

A partir del Dogger, existió en la región una tectónica de bloques que debió articularse sobre fracturas hercínicas preexistentes. Algunas de estas fracturas han continuado funcionando hasta épocas muy posteriores, como es el caso de la falla de Leiza. En efecto, SOLER y JOSE (op. cit), señala que el recorrido regional de esta falla se corresponde con un alto fondo (Alzo-Leiza) que se refleja en la estratigrafía a partir del Dogger.

En la región, y también en el cuadrante de Berastegi, se hacen notar los efectos de la fase Neokimmerica (tránsito Jurásico-Cretácico) en la que se debieron producir reajustes corticales, que pudieron aprovechar fracturas preexistentes del zócalo paleozoico, y además algunas deformaciones de gran radio que llegan a ocasionar suaves discordancias angulares, como la que aparece en las proximidades del alto de Aizate, al Oeste de Berastegi, entre las calizas micríticas del Malm II y las suprayacentes calizas de sérpulas.

La fase Austrica (Albiense superior-Cenomaniense) también está reflejada en la región, con la erosión y/o no depósito de los materiales del Supraurgoniano en la unidad de San Sebastián.

Por fin, las fases de deformación propiamente dichas, de la Orogenia Alpina son, en la región, post-eocenas, sin que en el cuadrante de Berastegi haya datos para localizar en el tiempo dichas deformaciones (los materiales más modernos son del Cretácico superior).

3.2.1. **Deformaciones de la cobertera mesozoica**

Las deformaciones en la cobertera mesozoica se presentan en el cuadrante con las características generales ya expuestas en otros cuadrantes próximos, donde se han podido estudiar con mayor detalle, debido a una mayor superficie ocupada por los materiales de dicha edad.

En el cuadrante de Berastegi se ponen de manifiesto estructuras de fuerte vergencia norte únicamente al Suroeste de la falla de Leiza, en donde llegan a aparecer flancos invertidos bien desarrollados. Las directrices son N 130° E y los ejes muy horizontales.

La falla de Leiza, en esta zona, presenta caracteres de cierta congruencia con estas estructuras, aunque debe ser un juego posterior a otros que pudo tener éste accidente, y que hicieron posible el afloramiento de rocas mantélicas a lo largo de su recorrido, en zonas próximas a ésta (LLANOS ACEBO, 1980).

Al Norte de la falla de Leiza no se observan estructuras claramente vergentes al Norte, o al menos no aparecen flancos invertidos, sino siempre sucesiones en flancos normales, de pliegues no esquistosos, cuyo núcleo está ocupado por materiales triásicos (nivel de despeque) o, se apoyan sobre el paleozoico de Cinco Villas en contacto discordante.

A este respecto hay que señalar que, únicamente al Norte de la falla de Leiza se pueden observar directrices N 70° E (anticlinal de Berrobi-Belaunza) que se corresponden con las

de la rama oriental del Arco Vasco (FEUILLÉE y RAT, 1971). El cambio de dirección de las estructuras de una rama a otra del Arco Vasco, se ha interpretado como el resultado de los arrastres que sobre la cobertera mesozoica provocaría un desgarre sinistral profundo, de acuerdo con RIAZA, 1984.

La falla de Leiza aparece pues, en el extremo SO del cuadrante, como un accidente de primera magnitud, que lleva una dirección aproximada N 100° E. Está retocada por fracturas posteriores, de dirección NE-SO y NO-SE, y se encuentra jalonada por afloramientos de ofitas, de Triás-Keuper y de pizarras del Paleozoico.

La geometría y el juego con que se manifiesta actualmente la falla, hacen interpretarla como una falla inversa. Este carácter ha sido adquirido probablemente durante las condiciones existentes en la primera fase de deformación alpina, de fuerte vergencia al Norte; pero, como ya se ha apuntado anteriormente, este juego debió ser posterior a otros, seguramente de desgarre, en los que se facilitó el arrastre de rocas del manto superior/corteza inferior, además de provocar un gradiente térmico anormalmente alto que ocasionó un metamorfismo de carácter dinamotérmico en una banda ceñida al recorrido de la falla (manto de los mármoles, de LAMARE, 1936), cuyas dimensiones son variables, entre varios cientos de metros y algunos kilómetros (en Navarra).

El metamorfismo detectado en el área cartografiada no pasa de grado bajo (epizona), como ha sido expuesto mediante un estudio de la cristalinidad de la illita, por ZUAZO (op. cit.).

Existe un accidente de disposición paralela a la falla de Leiza, que limita al Norte la depresión intermedia al Oeste de la zona (puerto de San Antón) y que se continúa hacia Navarra. Este accidente llega a sacar alguna cuña de Paleozoico, pero se pierde rápidamente hacia el Oeste, entre materiales del Triás Keuper.

Otras fracturas de menor importancia que afectan a la cobertera mesozoica, son las de dirección NE-SO de salto en buzamiento y plano

muy vertical, que aparecen con una notable densidad en la zona del monte Gaztelu.

4. PETROLOGIA

Existen dos tipos de manifestaciones ígneas en este cuadrante:

- Rocas filonianas.
- Masas de ofitas.

4.1. ROCAS FILONIANAS (1, 2)

En este apartado se incluyen debido a criterios morfológicos los diques de diabasas y los filones de cuarzo.

4.1.1. Filones de cuarzo (1)

Son filones, de potencia generalmente próxima a los 10 metros, que encajan en las facies de pizarras y grauvacas del Paleozoico. Se desarrollan generalmente siguiendo direcciones preferentes de fractura, o a favor de los planos de debilidad que constituyen las superficies $S_0 + S_1$.

En general se trata de cuarzo lechoso, con frecuentes tintes amarillos debido a la presencia de óxidos de hierro. Frecuentemente van acompañados de pequeñas cantidades de goethita y, más raramente, disseminaciones de pirita.

4.1.2. Diques de diabasas (2)

Se trata de dos pequeños diques (con po-

tencias de 4 y 1 metro respectivamente) de diabasas que intruyen en materiales paleozoicos a favor de planos de debilidad (fracturas, esquistosidad). La roca se muestra en general muy alterada.

Al microscopio presentan una textura intersertal a subofítica de grano fino, con clinopiroxeno, anfíbol, plagioclasa cálcica y menas opacas como minerales principales. Los clinopiroxenos se encuentran muy opaquizados y los anfíboles parcialmente cloritizados.

4.2. MASAS DE OFITAS

Son cuerpos microgranudos, de naturaleza básica, embalados en arcillas abigarradas versicolores. Es frecuente encontrarlos muy alterados en superficie.

En aquellos lugares en los que se ha podido realizar estudios petrográficos se observa que son rocas de textura ofítica, con plagioclasa y clinopiroxenos como minerales principales y, con sericita, epidota, anfíbol actinolítico, albita y clorita, entre los minerales secundarios. Contienen rellenos granulares de epidota y más escasamente de cristales de albita maclada de origen hidrotermal.

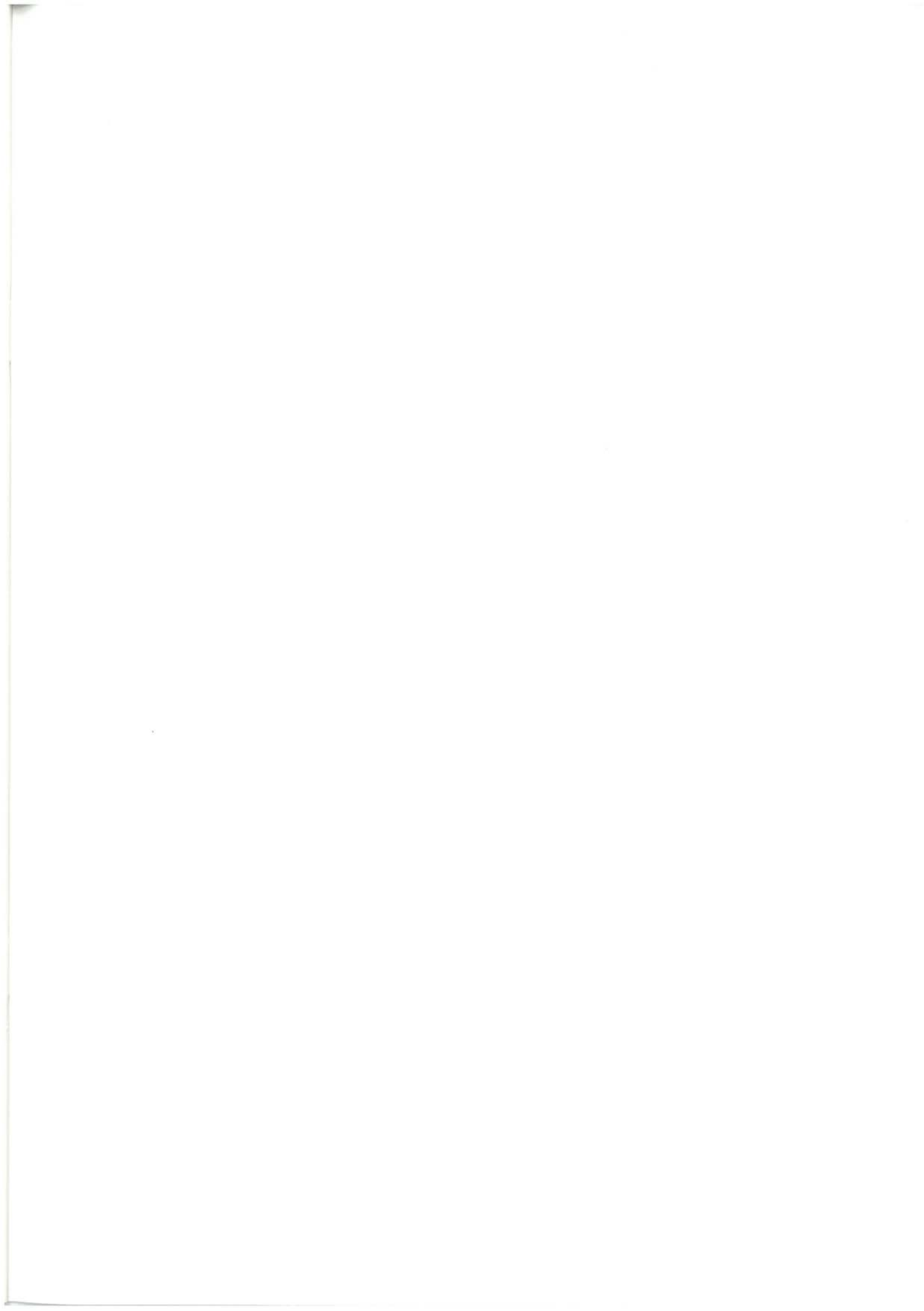
BIBLIOGRAFIA

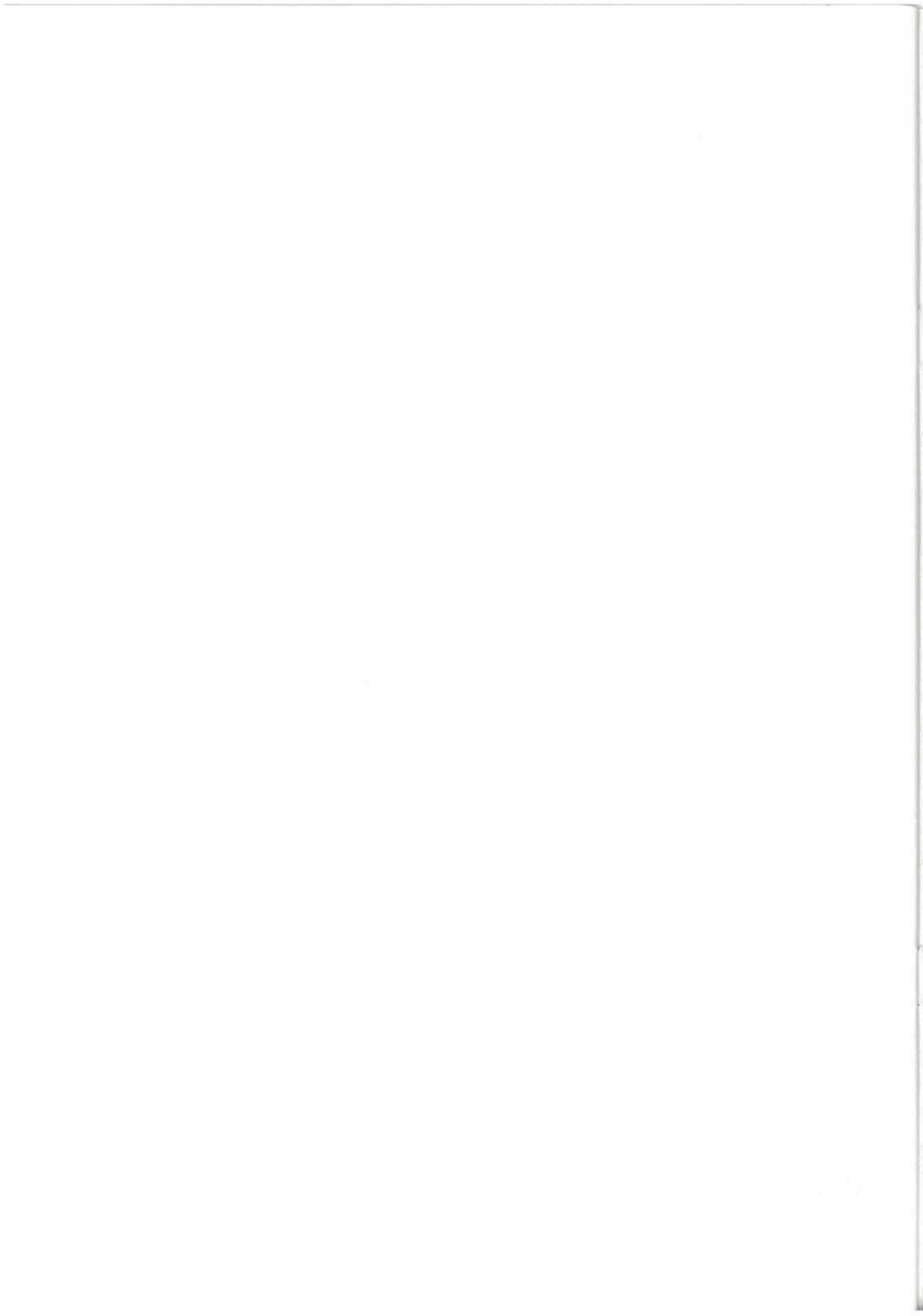
- AGUILAR TOMAS, M. J. (1965).—“Sedimentología y paleogeografía del Albiense en la Cuenca Cantábrica”. *Dep. de Publ. del Instituto “Lucas Mallada”*. Vol. XXXI, nº 1-2, Madrid, 213 pp.
- AIZPURI, A.; RAMON LLUCH, R. y ECHINIZ, L. (1984).—“Estudio de la fracturación del Paleozoico de Guipúzcoa. Su relación con el emplazamiento de mineralizaciones”. Inédito.
- AMIOT, M. (1983).—“Relations entre les trois domaines de sédimentation du Crétacé Supérieur”. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, Vol. 9 (Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. apdo. 4 d) pp. 169-176.
- BOILLOT, G. (1981).—“De la subduction à la collision: l'exemple des pyrénées”. *Bull. BRGM*. I, N.º 2 1980/1981, pp. 93-101, 12 figs.
- BOURROUILL, R.; COUMES, F. y OFFROY, B. (1984).—“Mécanismes séquentiels et événements exceptionnels du flysch nord-pyrénéen; correlations par les dépôts gravitaires profonds”. *Bull. Soc. Géol. France*. T. XXVI, nº 6, pp. 1223-1234.
- CAMPOS, J. (1979).—“Estudio geológico del Pirineo Vasco al W del río Bidasoa”. *Tes. Doc. Munibe. Soc. Cienc. Aranzadi*, nº 1-2, 1979, pp. 3-139.
- C. G. S. (1977).—“Investigación de materias primas para la fabricación de cementos en la zona de Andoain”. *Cementos de Rezo-la*, S. A., Informe privado.
- CIEPSA (1967).—“Estratigrafía resumida de los sondeos de CIEPSA”. Inédito.
- CIEPSA.—“Síntesis de la Cuenca Cantábrica”. Inédito.
- CRIMES, T. P. (1976).—“Sand fans, turbidites, slumps and the origin of the Bay of Biscay: a facies analysis of the Guipuzcoan flysch”. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 19, pp. 1-15.
- DEBOURLE, A. y DELOFFRE, R. (1976).—“Pyrénées occidentales Béaros Pays Basque”. *Cevide géologique regional*. París. Maazon.
- DURAND-DELGA, M. (1982).—“Evolution recente des idées sur la structure Alpine des Pyrénées”. Ined.

- DUVERNOIS, C.; FLOQUET, M. y HUMBEL, B. (1972).—“La sierra d'Aralar. Pyrénées Basques Espagnoles. Stratigraphie, structure”. *Thèse Inst. Sc. de la Terre. Univ. Dijon*. pp. 1-292.
- EUROESTUDIOS-INGEMISA (1985).—“Estudio de evaluación de los recursos hidráulicos subterráneos del territorio histórico de Guipúzcoa”. *DFG*. Inédito.
- EUROESTUDIOS, S. A. (1988).—“Estudio geológico-hidrogeológico del Sector de Tolosa-Oriental”. Cartografía 1:10.000. Sondeos. *Diputación Foral de Guipúzcoa*. Inéd.
- EVE (1985).—“Estudio geológico-minero del área comprendida en las hojas a E/1:50.000 de Eibar, Lekeitio y el cuadrante sur-oriental de la de Durango”. Inéd.
- EVE (1986).—“Estudio geológico-minero del área comprendida en las hojas a E/1:50.000 de Elorrio (cuadrantes NE y SE) y Landaco (cuadrantes NO y SO)”. Inéd.
- EVE (1987).—“Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Vergara (cuadrantes NO y SO) y San Sebastián (cuadrantes NO y SO)”. Inéd.
- FEUILLÉE, P. y RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies Pyrénéo-Cantabriques”. En: *Histoire structurale du golfe de Gascogne*. Tomo 2, V. I-1 a V. I-48.
- FEUILLÉE, P. y MATHEY, B. (1972).—“Le matériel des brèches du Crétacé supérieur Basque (Pyrénées Basques occidentales). Interêt Paléogéographique”. *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. CCLXCIV serie D (274), pp. 2419-2444.
- FEUILLÉE, P. y MATHEY, N. (1976).—“The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the northern Basque Pyrenees; submarine outflow of diapiric mass, some comments”. *Sed. Geology*. Vol. 16, pp. 85-87.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1982).—“Región Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general”. En: *El Cretácico de España. Univ. Complutense*. Madrid, pp. 145-160.
- GEOTHEKNIKA, S. A. (1985).—“Estudio geológico-geotécnico: Lasarte-Usúrbil”. *DFG*. Inéd.
- GEOTHEKNIKA, S. A. (1985).—“Estudio geológico-geotécnico: Tolosa-Andoain”. *DFG*. Inéd.
- HANISCH, J. (1978).—“A sigsbee knoll in Early Tertiary Bay of Biscay and associated turbidity currents”. *Am. Ass. petrol. Geol. Bull.* Vol. 62, n.º 11, pp. 2232-2242.
- HANISCH, J. y PFLUG, R. (1974).—“The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the northern Basque Pyrenees: Submarine outflow of diapiric mass”. *Sed. Geology*. Vol. 12, pp. 287-296.
- HEDDEBAUT, C. (1973).—“Etudes géologiques dans les massifs paléozoïques Basques”. *Thèse (Univ. de Lille)*, 263 pp.
- HOYOS DE CASTRO, A.; HERNANDO, I. y HERNANDO, J. (1973).—“Historia tectónica, tipos y estratigrafía del flysch guipuzcoano”. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* Vol. 71, pp. 259-279.
- IGME (1967).—“Permisos de investigación en las provincias de Alava, Guipúzcoa, Vizcaya y Navarra, para la explotación de yacimientos de sal”.

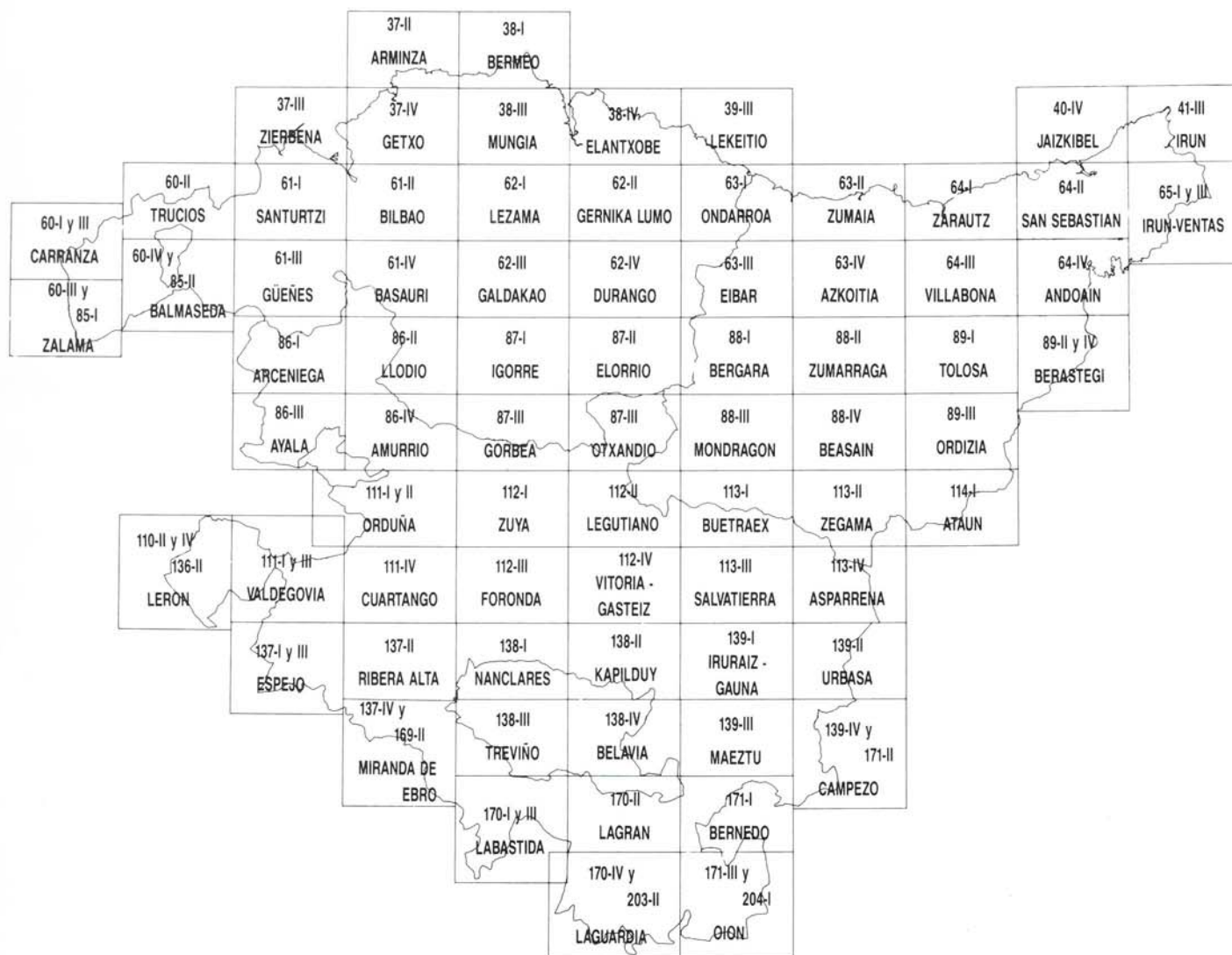
- IGME (1969).—“Informe sobre la evacuación de residuos industriales por inyección en el subsuelo de Guipúzcoa”.
- IGME (1971).—“Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa”. Mem. del IGME. Tomo 79, 130 pp. Madrid.
- IGME (1980).—“Síntesis de las investigaciones geológico-mineras realizadas por el IGME en Alava, Guipúzcoa y Vizcaya”.
- IGME (1984).—“Inventario de recursos minerales del País Vasco”.
- IGME (1985).—“Exploración de las posibilidades ligníferas en el País Vasco”.
- IGME (1986).—“Investigación lignífera en Murguía y Hernani (País Vasco)”.
- IGME (1986).—“Mapa geológico de España. 1:50.000. N.º 89/24-06. TOLOSA”.
- IGME (1987).—“Prospección geoquímica del macizo de Cinco Villas (País Vasco). Reconocimiento de anomalías”.
- INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE (1983).—“Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique”. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*. Vol. 9, Dijon, 191 pp.
- JEREZ MIR, L. (1968).—“Nueva interpretación tectónica de la zona septentrional de la provincia de Guipúzcoa”. *Bol. Geol. y Min.* Vol. LXXIX-II, pp. 16-21.
- JEREZ, L.; ESNAOLA, J. M. y RUBIO, V. (1971).—“Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa”. Mem. IGME n.º 79, 130 pp.
- LAMARE, P. (1936).—“Récherches géologiques dans les Pyrénées Basques de L'Espagne”. *Mém. SGF Paris*, T-XII, n.º 27.
- LOSANTOS, M.; BERAATEGUI, X.; MUÑOZ, J. A. y PUIGDEFABREGAS, C. (1988).—“Corte geológico cortical del Pirineo Central (Perfil ECORS): Evolución geodinámica de la Cordillera Pirenaica”.
- LUCAS, C. (1987).—“Estratigrafía y datos morfo estructurales sobre el Pérmico y tránsito de fosas Norte pirenaicas”. *Cuad. Geol. Ib.* 4. II, pp. 25-40.
- LLANOS ACEBO, H. (1980).—“Estudio geológico del borde sur del macizo de Cinco Villas. Transversal Huici-Leiza (Navarra)”. *Soc. Est. Vascos*, Vol. 1, pp. 79-160.
- MANGIN, ph. y RAT, P. (1961).—“L'évolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne)”. *Livre P. Fallot. Vol. 1. Mém. hors. Serie SGF*. Paris, pp. 339-349.
- MARTINEZ TORRES, L. M.; EGUILUZ, L.; RAMON LLUCH, R. y LLANOS ACEBO, H. (1984).—“Geometría del Pirineo occidental y Arco Vasco”. *I Congreso Español de Geología*. Tomo III, pp. 207-217.
- MATHEY, B. (1983).—“Le Crétacé supérieur de la zone des flyschs anteplates-formes”. *Mém. Géol. de l'Université de Dijon*, n.º 9. Inst. des Sc. de la Terre, pp. 77-116.
- OLIVE, A.; AGUILAR TOMAS, M. J.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RAMIREZ MERINO, J. I. (1984).—“Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la C. Cantábrica”. *I Congreso Español de Geología*. Tomo I, pp. 53-65.
- PESQUERA PEREZ, A. (1985).—“Contribución a la mineralogía petrología y metodología del macizo Paleozoico de Cinco Villas (Pirineos Vascos)”. *Tesis Doctoral*.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)”. *CIEPSA*. Madrid, 2 tomos.

- RAT, P. (1959).—(Tesis Doctoral).—“Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques”. *Publications de l'Université de Dijon*, T. XVIII, pp. 525, 68 figs., 9 pls., 1 carte au 1:200.000.
- RIAZA MOLINA, C. (1984).—“De la importancia de las fallas N 20 en la creación del Golfo de Vizcaya. Estudio de detalle del Arco Santanderino”. *I Congreso Español de Geología*. Tomo III, pp. 265-278.
- SOLER Y JOSE, R. (1972).—“Estudio geológico de la sierra de Aralar (cuenca Cantábrica oriental)”. *Bol. Geol. Min.* T. 82, pp. 406-428.
- SOLER Y JOSE, R. (1981).—“El Jurásico marino de la sierra de Aralar (cuenca Cantábrica oriental)”. *Cuad. Geol. Ibérica*, n.º 2, pp. 509-532.
- SOLER Y JOSE, R. (1972).—“El Jurásico y Cretácico inferior de Leiza y Tolosa (cuenca Cantábrica oriental)”. *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXIII-IV, pp. 582-594.
- SOUQUET, P.; BILOTZ, M.; CAMEROT, J.; DEBROAS, E. J.; PEUBERNES, B. y REY, J. (1975).—“Nouvelle interpretation de la structure des Pyrénées”. *C. R. Acad. Sci. Paris*. T. 281, pp. 609-612.
- TEICHMULLER, M. (1953).—“Sobre el metamorfismo y las facies de los carbones del Cretácico inferior de Hernani (Guipúzcoa) y Utrillas, Esteruel (Teruel)”. *Not. y Com. del IGME* n.º 31, pp. 87-97.
- VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Estratigrafía del Jurásico del NW de Navarra”. *Cuad. Geol. Ibérica*, Vol. 2, pp. 541-558.
- ZUAZO OSINAGA, J. A. (1986).—“Geología del sector central del Arco Vasco, entre los meridianos de Tolosa y Berástegui”. *Tesis de Licenciatura U. P. V.-E. H. U.* Inéd.





“DISTRIBUCION DE LAS HOJAS DEL MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO A ESCALA 1: 25.000”



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA