



EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



88-II ZUMARRAGA

E: 1/25.000

**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

88-II ZUMARRAGA

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-1162-92

I.S.B.N.: 84-88302-41-X

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

L. Muñoz Jiménez

COMPANIA GENERAL DE SONDEOS

M. Zapata Sola

A. Cerezo Arasti

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1990.

INDICE

	<i>Pág.</i>
1. INTRODUCCION.....	9
2. ESTRATIGRAFIA.....	11
2.1. DIQUES (1 y 2).....	11
2.2. UNIDAD DE OIZ.....	11
2.2.1. Facies de implantación urgoniana (3 y 4) Aptiense.....	11
2.2.2. Urgoniano (5 a 9). Aptiense-Albiense inferior.....	13
2.2.3. Supraurgoniano (10). Albiense superior-Cenomaniense inferior.....	13
2.2.3.1. Sector de Nuarbe.....	13
2.2.3.2. Sector de Zumárraga.....	14
2.2.4. Formación calcárea del Cretácico superior (11 y 12) Cenomaniense superior Coniaciense.....	14
2.2.5. Materiales del Complejo Volcánico.....	15
2.2.5.1. Rocas granudas (13).....	16
2.2.5.2. Rocas volcanoclásticas (14).....	17
2.2.5.3. Coladas masivas (15).....	17
2.2.5.4. Lavas con estructura en "pillow" (17).....	18
2.2.5.5. Brechas volcánicas ("pillow-brechas") (16).....	18
2.3. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE ERLO-ANDUTZ-ARNO.....	19
2.3.1. Trías en facies Buntsandstein (18 y 19).....	19
2.3.2. Trías en facies Keuper (20 y 21).....	19
2.3.3. Infralías y Lías calizo dolomítico (22 a 24).....	19
2.3.4. Lías margoso (25).....	20
2.3.5. Dogger calizo (26).....	20
2.3.6. Malm I (27).....	21

2.3.7. Malm II (28).....	21
2.3.8. Jurásico terminal-Neocomiense (29 y 30).....	21
2.3.9. Urgoniano (31 a 36).....	22
2.4. CUATERNARIO (37).....	23
3. SEDIMENTOLOGIA	25
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	33
4.1. Sinclinal de Zumárraga.....	33
4.2. Estructura de Atxarabeltz-Azarikuma (Matxinbenta).....	35
4.3. Falla de Anguiozar-Olaberría.....	35
4.4. Sistema de fallas Régil-Leiza (falla de Nuarbe).....	36
5. PETROLOGIA	37
5.1. PETROGRAFIA DE LAS FORMACIONES VOLCANICAS DIFERENCIADAS.....	37
5.1.1. Coladas masivas.....	37
5.1.2. Rocas volcanoclásticas.....	38
5.1.3. Sills.....	38
5.2. PETROGRAFIA DE LAS MASAS DE OFITAS ASOCIADAS AL KEUPER.....	38
5.3. GEOQUIMICA DE LAS ROCAS DEL "COMPLEJO VOLCANICO".....	38
5.4. DIAGRAMAS QUIMICOS.....	41
5.5. MARCO GEOTECTONICO Y NATURALEZA PROBABLE DEL MAGMATISMO DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA CUENCA VASCO-CANTABRICA.....	41
BIBLIOGRAFIA	43

1. INTRODUCCION

La hoja de Zumárraga a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 88 "Vergara" del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La totalidad del área del cuadrante se enmarca dentro del territorio foral de Gipuzkoa. Los principales núcleos de población son Zumárraga, Urrestilla, Beizama y Nuarbe. Las cotas topográficas más elevadas corresponden al monte Isaspi (973 metros), sierra de Irumugarrieta (931 metros), Irimomendi (990 metros) y Azarikuma (868 metros).

Los principales cauces fluviales que constituyen la red hidrográfica de esta zona son: el río Urola que atraviesa la población de Zumárraga y el río Urrestilla que pasa por la localidad del mismo nombre.

Las redes viarias más importantes son la carretera comarcal 6317 que une las localidades de Zumárraga y Azkoitia y la carretera comarcal que une las localidades de Beasain y Azpeitia.

Geológicamente, la hoja de Zumárraga se sitúa dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica, en el cierre del sinclinorio de Bizkaia para los materiales del "Complejo Volcánico". Los materiales aflorantes son de edad Triásico, Jurásico y Cretácico. El cuadrante se encuentra atravesado por una serie de accidentes importantes de dirección NO-SE como son las fallas de Anguiozar-Olaberría, Legorreta o el sistema de fallas Régil-Leiza.

2. ESTRATIGRAFIA

Los materiales aflorantes en esta hoja pertenecen a la Unidad de Oiz. Debido a criterios tectónicos de importancia regional (falla de Nuarbe-Azkoitia), se ha diferenciado dentro de ésta el sector de Erlo-Andutz-Arno.

Esta separación en sectores (figura 2.1.) permite una mayor diferenciación de términos litológicos y da lugar a una cartografía geológica más detallada.

Los diques, tanto ácidos como básicos, no se ubican dentro de ninguna unidad, ya que se considera que son masas inyectadas generalmente a favor de fracturas.

2.1. **DIQUES** (1 y 2)

Se han cartografiado pequeñas silicificaciones **(1)** en el área de Matxinbenta. Se trata, por lo general, de zonas brechificadas y silicificadas asociadas a fracturas. También se han observado silicificaciones a techo de las calca-renitas urgonianas (área de Endrio).

Por otra parte, en la ladera sur del monte Atxarabeltz, se ha cartografiado un dique básico **(2)**. Se trata de un cuerpo de pequeñas dimensiones (2 metros de potencia) que corta el contacto discordante entre la "Formación calcárea del Cretácico superior" y los materiales

"urgonianos". Sobre el terreno aparece como una roca granuda, de grano fino y color verdoso.

2.2. **UNIDAD DE OIZ**

2.2.1. **Facies de implantación urgoniana** (3 y 4). **Aptiense**

Con esta denominación se define un conjunto de materiales terrígenos, de grano fino, que aparecen bajo las calizas de plataforma, que constituirían las facies urgonianas s.str.

En el área del monte Atxarabeltz (al Este de Matxinbenta) estos materiales afloran a favor de una estructura anticlinal, ocupando su núcleo. Están constituidos por lutitas calcáreas esquistosadas **(3)**, bastante homogéneas y masivas, en las que es muy difícil observar la S_0 . Esporádicamente aparecen niveles con micas (sericita-moscovita) detríticas. Estos niveles se hacen más abundantes a techo.

Por encima de este tramo lutítico-margoso se sitúa, mediante un contacto bastante neto, otro formado por limolitas micáceas oscuras **(4)**, frecuentemente muy bioturbadas, masivas, en las que la única superficie observable es una esquistosidad de fractura bien desarrollada y generalizada.

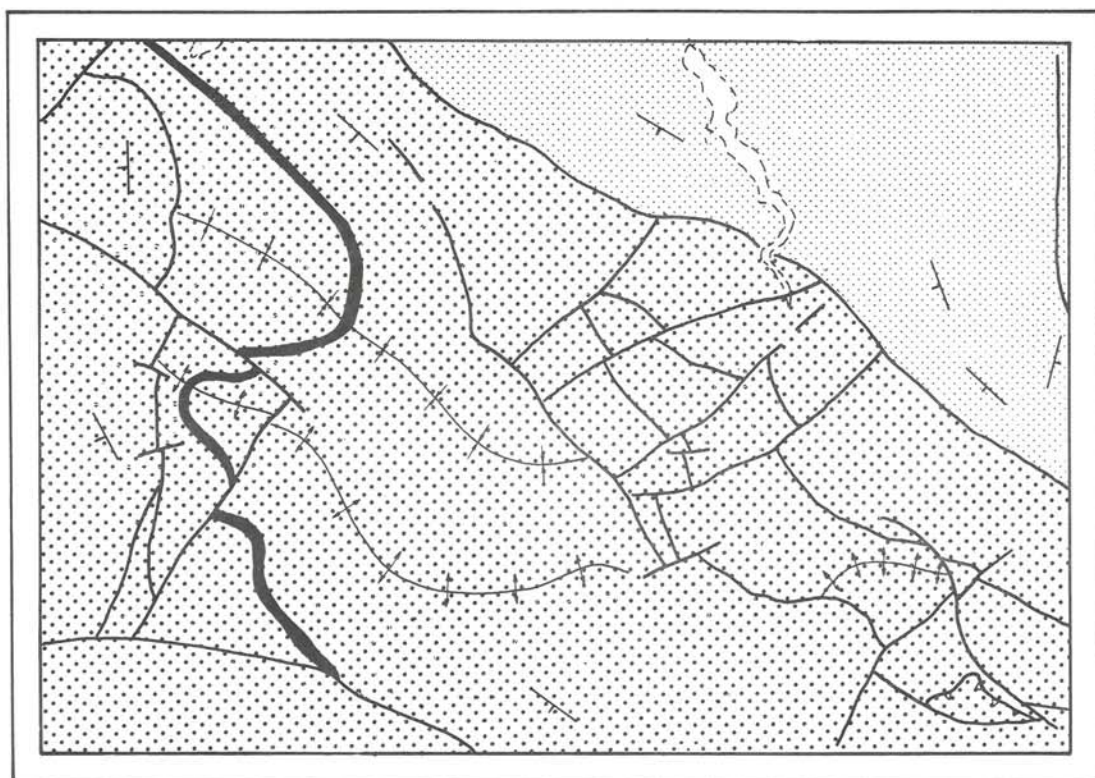


Figura 2.1.—Distribución de unidades y sectores en el cuadrante.

Los mejores afloramientos de estos tramos atribuidos a las facies de implantación urgonianas, se encuentran a lo largo del camino que sube por la margen derecha del arroyo Murumendi, desde las proximidades de Matxinbenta, hasta el caserío de Atxarabeltz.

La potencia de estos materiales es difícil de precisar ya que afloran en el núcleo de una estructura anticlinal. No obstante, la potencia mínima observada es de 250 metros.

Dado su carácter azoico se les atribuye una edad Aptiense por posición estratigráfica.

2.2.2. **Urgoniano (5 a 9). Aptiense-Albiense inferior**

Dentro de la Unidad de Oiz aparecen materiales en facies urgonianas, al Sureste del cuadrante, dentro de una banda limitada por contactos tectónicos de orientación NO-SE.

Se han diferenciado los siguientes términos:

- Calizas micríticas y calizas margosas con rudistas y corales **(5)**. Son calizas masivas o de estratificación difusa, en las que la única superficie observable en muchos casos es la esquistosidad de fractura que afecta a los materiales de esta banda.

La potencia de las barras oscila entre los 25 y 200 metros.

Presentan abundante fauna de rudistas, lamelibranquios y corales. Los mejores afloramientos son los del monte Atxarabeltz.

- Calcarenitas bioclásticas **(6)**. Se trata de "grainstones" que pueden aparecer en niveles potentes, entre detríticos siliciclásticos o bien intercalados en calizas (5) o como paso lateral de éstas. Presentan rápidos acñamientos e incluso desaparecen lateralmente. Los afloramientos más

visibles son los de la barra del caserío Endrio.

La potencia de las barras oscila entre los 10 y 25 metros.

- Margas y margocalizas **(7)**, a veces en alternancia. Se trata de afloramientos poco potentes y continuos, ligados a cambios laterales de los tramos carbonatados. Sus condiciones de afloramiento son muy deficientes.

- Alternancia de areniscas y lutitas arenosas micáceas **(8)**. Este tramo se encuentra bien representado al Sur del collado de Zárate. Se dispone entre dos tramos calcareníticos y localmente puede intercalar algún nivel de calcarenitas de algunos metros de potencia. Se trata de una serie detrítica muy parecida a las del Supraurgoniano de la formación Balmaseda, en alguno de sus tramos. La litología dominante es de areniscas en bancos decimétricos (25-40 centímetros) alternando con lutitas micáceas y lutitas arenosas también micáceas. Es presumible que el tramo presente importantes cambios de potencia.

- Limolitas calcáreas micáceas **(9)**. Se disponen intercaladas, en paso lateral y a techo de las barras de calcarenitas. Litológicamente son muy parecidas al tramo (3) antes descrito, del que se diferencia por su posición estratigráfica.

2.2.3. **Supraurgoniano (10). Albiense superior-Cenomaniense inferior**

El Supraurgoniano del cuadrante de Zumárraga aflora en dos sectores diferentes:

- Sector de Nuarbe.
- Sector de Zumárraga.

2.2.3.1. **Sector de Nuarbe**

Se ha denominado sector de Nuarbe a la banda de materiales de edad Albiense superior-Cenomaniense inferior que con dirección

N110° E atraviesa el cuadrante. Esta se encuentra limitada al Norte por la falla Nuarbe-Azkoitia y al Sur por el sistema de fallas de Legorreta. Al Noroeste, este último sistema de fallas se pierde, siendo normal el contacto entre estos materiales y los de la formación margosa del Cretácico superior.

Se trata de una alternancia flyschoides de areniscas silíceas de grano fino a medio, de color ocre y lutitas negras moscovíticas, finamente laminadas.

Las areniscas presentan claras secuencias turbidíticas, por lo que se puede atribuir esta sucesión al denominado "Flysch Negro".

En ocasiones las areniscas aparecen agrupadas entre sí, originando barras de potencias comprendidas entre los 2 y 15 metros. Estas no se han podido diferenciar en cartografía debido a la fuerte tectónica que presentan en este sector.

Los estudios petrográficos indican que son areniscas silíceas (arcosas) con un contenido en cuarzo que oscila entre el 50% y el 60%. También se pueden observar litarenitas y litarenitas arcóscas.

La potencia de estos materiales es muy difícil de precisar ya que no aflora el muro y, además, se encuentran intensamente plegados. No obstante, se puede aventurar un mínimo de 700 metros.

Los mejores puntos de observación se encuentran en los taludes de las carreteras que van de Nuarbe a Matxinbenta y de Urrestilla a Aratz.

2.2.3.2. **Sector de Zumárraga**

Se atribuye a este sector el conjunto de materiales de edad Albiense superior-Cenomaniense inferior que aflora en el extremo suroeste del cuadrante.

Se trata de un conjunto de lutitas negras, en ocasiones arenosas, moscovíticas, masivas, con intercalaciones esporádicas de areniscas de grano fino de tonalidad pardo rojiza. Son frecuentes los nódulos ferruginosos alineados y elongados según la S_0 . También es típico de estos materiales un tipo de alteración supergénica denominado disyunción en capas de cebolla.

No se han observado, en el ámbito de este cuadrante, agrupaciones de areniscas que puedan originar barras susceptibles de ser cartografiadas.

Aunque los afloramientos presentes no permiten distinguir con claridad la facies a la que pertenecen, por observaciones realizadas en los vecinos cuadrantes de Bergara (88-I) y Beasain (88-IV) se les atribuye como facies próximas a la formación Balmaseda.

Los puntos de observación son escasos, no obstante los mejores se encuentran situados en el talud de la carretera que va desde Zumárraga a la Ermita de Santa Bárbara.

Aunque la mayor parte de estos materiales son azoicos, o bien presentan fauna arrasada, se les atribuye generalmente una edad Albiense superior-Cenomaniense inferior.

Si bien, en este cuadrante la potencia es reducida, en el vecino cuadrante de Beasain (88-IV) alcanza los 2.500 metros.

2.2.4. **Formación calcárea del Cretácico superior (11 y 12) Cenomaniense superior-Coniaciense**

Aflora ampliamente a lo largo de todo el cuadrante, siendo la formación en la que encaja el "Complejo Volcánico".

Se trata de un conjunto de margas y margocalizas **(11)** gris azuladas (blanquecinas en color de alteración) con aspecto astilloso, masivas o mal estratificadas que intercalan espo-

rádicos niveles (a veces más frecuentes) de calizas arenosas y calizas en bancos centimétricos.

Estos materiales pueden encontrarse a muro, intercalados, o a techo del "Complejo Volcánico". Cuando se encuentran intercalados entre éstos es frecuente observar aportes volcánicos (cineríticos) o tintes rosa salmón que probablemente provienen de contaminaciones en hierro de los materiales volcánicos. En estos casos, debido al poco desarrollo que presentan en este cuadrante, se los ha ubicado dentro de los materiales volcanoclásticos.

El contacto de muro con los materiales del Supraurgoniano es normal (carretera Arrieta-Mendi) aunque por lo general está mecanizado (sistema de fallas de Legorreta y falla Anguiozar-Olaberría). El contacto de techo con el flysch del Cretácico superior no aparece en el ámbito del cuadrante. Un contacto importante a resaltar es el situado al Este de Matxinbenta. Se trata de un contacto discordante, mediante el cual estos materiales se apoyan directamente sobre los materiales calcareníticos de edad Aptiense (Urgoniano).

Los niveles de calizas arenosas intercalados en la serie exhiben secuencias de turbiditas distales.

También se ha cartografiado algún olistón calcarenítico (12) en los alrededores del monte Atxarabeltz.

Se han realizado diversos estudios petrográficos y micropaleontológicos en estos materiales. De ellos se puede deducir que los niveles margosos, en levigado, contienen una microfauna muy pobre, estando los microfósiles en pésimo estado de conservación, mientras que las muestras de arcillas calcáreas no contienen microfósiles. En el conjunto de las distintas muestras estudiadas se han reconocido *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Praeglobotruncana*?, *Glo-*

botruncana?, *Lenticulina* (*Robulus*), espículas y radiolas de equinodermos.

Los tramos de margas calcáreas presentan microfacies de calizas arcillosas, finamente recrystalizadas, a veces con laminación y, en ocasiones, con limo y/o arena fina de cuarzo subanguloso (hasta el 5%), óxidos de hierro y materia orgánica. Las microfacies son biopelmicritas, biomicritas y pelmicritas fosilíferas. En la parte baja contienen *Orbitolina concava* (LAM.), *Orbitolina cf. conica* (d'ARCH.), *Praorhapydionina* sp., *Tritaxia* sp. y *Ophthalmidium* sp., lo que indica una edad Cenomaniense. En las muestras más altas se han reconocido *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Globotruncana* (M.) aff. *coronata* (BOLLI), *Minouxia* sp., *Tritaxia* sp., *Spiroplectammina* sp., *Marssonella* sp., *Haplophragmoides* sp., *Glomospira* sp., *Ophthalmidium* sp., *Lenticulina* (*Robulus*), *Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO), *Accordiella conica* (FARINACCI), restos de equinodermos y briozoos. Esta asociación indica una edad Coniaciense que en algún caso podría llegar al Santoniense. Hay que resaltar que en la mayoría de las láminas los fósiles se identifican con mucha dificultad, ya que los elementos aloquímicos se presentan recrystalizados y, con cierta orientación y deformación.

La potencia de estos materiales es muy difícil de precisar ya que no aflora el techo. No obstante, por datos observados en éste y en los cuadrantes adyacentes, ésta es superior a 1.500 metros.

Son muchos los puntos en los que se pueden observar estos materiales en el cuadrante. No obstante, los mejores se encuentran situados en la carretera que va de Matxinbenta a Mandubia y en la carretera que une Azkoitia con el barrio de Arrieta-Mendi.

2.2.5. Materiales del Complejo Volcánico

En este cuadrante aflora un conjunto de rocas volcánicas de edad Cretácico superior

que constituyen el llamado "Complejo Volcánico de Placencia-Vergara". Ocupan una banda de dirección N-S en el extremo oeste del cuadrante, que constituye el cierre de estos materiales en el sinclinorio de Bizkaia.

En este complejo se han diferenciado varias formaciones atendiendo a criterios litológicos y de estructuras volcánicas a ellos asociadas.

Hay que señalar que las diferentes formaciones distinguidas cartográficamente representan, en muchos casos, litologías mayoritarias o netamente dominantes dentro de los contactos definidos, pero no excluyen la presencia (minoritaria) de litologías de otras formaciones. Esto se debe a la propia naturaleza de este tipo de rocas y a la calidad de los afloramientos.

Las formaciones diferenciadas cartográficamente son las siguientes:

- Rocas granudas (sills)
- Rocas volcanoclásticas
- Coladas masivas
- Brechas volcánicas (pillow-brechas)
- Lavas con estructuras en "pillow"

2.2.5.1. **Rocas granudas** (13)

Son rocas intrusivas de naturaleza básica a ultrabásica. Encajan en los términos más bajos de la formación margosa, así como dentro de los materiales del complejo volcánico, no habiéndose encontrado nunca por encima de éstos.

En superficie fresca se presentan como rocas microgranudas de color gris verdoso con abundantes minerales melanocráticos (biotita, piroxenos y anfíboles, principalmente) y feldespato y plagioclasa como leucocratos.

El carácter intrusivo de estas rocas es deducible por la presencia en determinadas oca-

siones de pequeños enclaves de la roca de caja, ocasionalmente recristalizados.

Las potencias que presentan son variables. Oscilan entre un metro y varias decenas de metros, presentando una continuidad lateral importante, y superior en ocasiones a los 3 kilómetros.

Se disponen en general paralelos a la estratificación, pudiéndose clasificar estos cuerpos como "sills", aunque en algunas ocasiones son las capas las que se acoplan ligeramente a los cuerpos.

Es frecuente observar en éstos una zonación, puesta de manifiesto por un cambio en el tamaño de grano y el color. El tamaño de grano aumenta desde los bordes hasta el interior del cuerpo. La zonación, manifestada por diferente color, se debe a un cambio composicional, con variación en la relación leucocratos/melanocratos.

El grado de alteración y fracturación que presentan estos cuerpos es muy intenso, con alteración típica en bolos y disyunción en capas de cebolla, lo que los hace en ocasiones difíciles de distinguir de "pillow-lavas" o rocas volcanoclásticas con alteraciones similares. Respecto al diaclasado que presentan (por lo general muy abundante), se encuentra relleno de óxidos de hierro, calcita, cuarzo con cloritas y epidotas, así como pátinas con óxidos de manganeso (pirolusita).

En algunos puntos se observa que en el contacto con los materiales margosos se producen esferas de carbonato, que en ocasiones pueden superar el centímetro de diámetro. Estas se pueden interpretar como originadas por el efecto térmico que produce la intrusión de estos cuerpos en materiales que presentan todavía un elevado contenido en agua.

Por otra parte, no se ha observado "de visu" ni mediante estudio petrográfico metamorfismo de contacto.

Estos materiales afloran ampliamente en este cuadrante. No obstante, los mejores afloramientos y los más abundantes, se encuentran situados en el área de Irumugarrieta, situada al Sureste de Arrieta-Mendi.

2.2.5.2. **Rocas volcanoclásticas** (14)

Son los materiales más ampliamente representados. Presentan mayor desarrollo a muro y en el sector norte del complejo volcánico, donde llegan a alcanzar potencias superiores a los 500 metros.

Dentro de este término se incluyen tanto los materiales volcanoclásticos de origen epiclástico, como los de origen piroclástico.

Estos materiales, de claro origen sedimentario, aparecen relacionados con la sedimentación de cenizas volcánicas, siendo los niveles piroclásticos los correspondientes a fragmentos que están aún "calientes" y se amoldan unos a otros, deformándose. Los epiclásticos corresponden a una cementación de los distintos clastos en un ambiente "más frío".

Los materiales piroclásticos están generalmente compuestos por tobas y brechas de cantos angulosos, con tamaño de grano muy variable, embebidos en una matriz fina y abundante. La naturaleza de los clastos es variable, reconociéndose claramente en el campo fragmentos de "pillows", coladas masivas, traquitas, vidrio, rocas sedimentarias (margas y margocalizas generalmente con tonalidades rosas) y fragmentos de doleritas, etc.

Los de origen epiclástico son los más abundantemente representados dentro del área de estudio. Se encuentran bien estratificados en bancos centi-decimétricos (de 10 a 50 centímetros), son de color gris a crema en superficie fresca y presentan frecuentemente finas laminaciones paralelas.

En lo que se refiere a las estructuras que se observan en estos materiales, la más impor-

tante es la gradación, observándose series completas que van desde brechas a materiales cineríticos.

Es normal observar interrupciones bruscas en la gradación (en ocasiones varias dentro de la misma serie); esto se explicaría por la sucesión de dos o más explosiones consecutivas con un intervalo de tiempo inferior al necesario para que se depositen los materiales más finos todavía en suspensión. También se han observado laminaciones cruzadas de bajo ángulo.

Otro tipo de estructura muy común en materiales finos (epiclásticos), es la laminación paralela, así como laminaciones paralelas curvas con estructuras fluidales.

Los mejores afloramientos de estos materiales se encuentran situados en las pistas que dan acceso al caserío Aitube Bekoa.

2.2.5.3. **Coladas masivas** (15)

Afloran de forma dispersa y no muy abundante dentro de los materiales del complejo volcánico.

Están constituidas por un conjunto de coladas volcánicas que se originan por una efusión continua y abundante. Cuando la efusión es discontinua y poco abundante se originan por lo general "pillow-lavas".

La potencia de estos materiales es muy variable pudiendo oscilar entre uno y un centenar de metros. Los cambios de potencia dentro de una misma colada son muy espectaculares sufriendo fuertes adelgazamientos o acúñamientos en pocos metros.

Criterios morfológicos y no composicionales son los seguidos para la diferenciación cartográfica de este término. Aunque la mayor parte de estos cuerpos son de composición basáltica-espilitica, se han observado diferenciados traquíticos dentro de los mismos.

Las estructuras más abundantes reconocidas en el campo son las siguientes:

- Estructuras debidas a flujo laminar
- Estructuras en lavas cordadas
- Estructuras traquíticas.

Los mejores afloramientos se encuentran situados en el kilómetro 62,5 de la carretera Zumárraga-Azkoitia.

2.2.5.4. **Lavas con estructura en "pillow"** (17)

No presentan gran desarrollo dentro del cuadrante.

La presencia de este tipo de estructuras en coladas basálticas denota un claro medio marino, y son producidas, por lo general, por la efusión discontinua y poco abundante de materiales lávicos.

Las "pillow-lavas" presentan tamaños muy variables, oscilando entre los 20 y 80 centímetros, pudiendo superar en ocasiones los 2 metros. Presentan formas elipsoidales, en ocasiones con un marcado aplastamiento y un color pardo-rojizo con tonalidades verdosas.

Es frecuente observar entre esta facies fragmentos carbonatados de tintes rojizos con elevados aportes cineríticos o piroclásticos. Estos se amoldan bien a los huecos entre "pillows", lo que demuestra que la sedimentación era coetánea con la efusión.

El muro de las coladas de "pillows" es neto y plano, mientras que el techo presenta una morfología más irregular, a la que se adaptan los materiales suprayacentes.

La potencia de las coladas es muy variable, oscilando por lo general entre los 5 y 50 metros.

En las "pillow-lavas" es frecuente observar las siguientes estructuras:

- Zona central hueca o rellena de calcita.

- Ordenamiento concéntrico de las vacuolas.

- Formas elipsoidales deformadas por el proceso de adaptación de una "pillow" a otra.

- Fracturas irregulares con orientación radial.

Los mejores afloramientos se encuentran situados en el kilómetro 62,800 de la carretera Zumárraga-Azkoitia.

2.2.5.5. **Brechas volcánicas ("pillow-brechas")** (16)

Presentan un mayor desarrollo en el área de Ondamendi-Bastarriña.

Son brechas compuestas mayoritariamente por fragmentos de coladas masivas y "pillows" y con menor abundancia de rocas sedimentarias y piroclásticas, englobados en una matriz fina, más bien escasa. Son heterométricos y parcialmente redondeados. Este redondeamiento debe ser limitado, ya que son fragmentos de "pillows" con una morfología ovoide y un grado de consolidación no muy importante.

Estas brechas se producen debido a una alta inestabilidad de la cuenca y a la existencia de paleorrelieves. Las "pillow-lavas", o frentes de colada, todavía sin consolidar, rodarían pendiente abajo, fracturándose y embalándose en una matriz cinerítico-piroclástica recientemente depositada. Entre estos fragmentos se depositarían, aunque en menor proporción, fragmentos de otro tipo de rocas depositadas con anterioridad.

En ocasiones la diferenciación entre éstas y las facies brechoides englobadas en rocas volcánoclasticas es muy difícil. La separación se ha realizado atendiendo al tamaño de los clastos y su composición, definiéndose como "pillow-brechas" cuando el tamaño de éstos es

superior a 5 centímetros y el 90% pertenecen a fragmentos de "pillows" o coladas masivas de naturaleza espilitica.

La potencia de estos materiales es muy difícil de precisar, aunque en el área de Ondamendi-Bastarriña pueda llegar a los 500 metros.

Los mejores puntos de observación de estos materiales se encuentran en las inmediaciones de Aizpurutzo.

2.3. **UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE ERLO-ANDUTZ-ARNO**

2.3.1. **Trías en facies Buntsandstein** (18 y 19)

Aflora en el sector norte del cuadrante, al Oeste del caserío Olazabaltxu.

Está constituido por areniscas cuarzofeldespáticas micáceas de grano medio, de tonos generalmente blancos y rojizos, estratificadas en bancos potentes (hasta 1,5 metros) y con intercalaciones de conglomerados silíceos (19) y limolitas.

Las areniscas presentan concentraciones de micas en determinados niveles, lo que facilita su laminación. Por lo que respecta a los conglomerados, éstos son de cantos silíceos, heterométricos y generalmente bien redondeados, presentando una matriz silícea.

Como estructuras sedimentarias se aprecian laminaciones cruzadas de bajo ángulo, estratificaciones cruzadas, así como laminación paralela.

Los contactos de techo y muro son mecánicos.

Petrográficamente se clasifican como areniscas silíceas y areniscas silíceo-arcillosas (grauvacas). La matriz es de sericita y son abundantes las láminas de moscovita. Dominan los

fragmentos de rocas silíceas (sílex y cuarcitas finas). Como accesorios frecuentes están el circon y las turmalinas.

La potencia de estos materiales es muy difícil de evaluar, debido a la escasez de afloramientos y a la intensa tectónica que presentan.

2.3.2. **Trías en facies Keuper** (20 y 21)

Afloran en el sector norte del cuadrante. Está constituido por arcillas abigarradas y yesos (21) con intercalaciones de ofitas (20). Son pocos los afloramientos en los que se pueden observar con claridad estos materiales.

Las arcillas suelen originar suelos deprimidos de tonalidades rojizas, y las masas de ofitas pequeñas lomas de morfología redondeada. Se trata de rocas subplutónicas (microgranudas) de tonalidad verdosa, muy fracturadas y con abundantes pátinas de pirolusita.

Las características petrográficas de estos materiales se describen en el capítulo de petrología (apartado 5.2.).

2.3.3. **Infralías y Lías calizo dolomítico** (22 a 24)

Aflora en una estrecha banda de dirección E-O en el extremo noreste del cuadrante. Se han diferenciado tres términos:

—Carniolas, brechas intraformacionales (22). Se trata de un conjunto calcáreo compuesto principalmente por brechas y calizo-dolomías oquerosas. Las brechas están constituidas por cantos subangulosos cementados por una matriz calcárea. Son generalmente grises y el tamaño de los clastos oscila entre 2 y 15 centímetros. Estas facies se encuentran generalmente más desarrolladas en el contacto con el Trías (facies Keuper) y, en el área estudiada, se las puede observar en las proximidades del barran-

co de Régil, en la pista que va al caserío Gorostiola, donde pueden presentar potencias superiores a los 100 metros. El origen de estas brechas se atribuye a un efecto de disolución de sales (evaporitas) interestratificadas en la serie ("brechas de colapso").

- Calizas grises, calizas dolomíticas y pasadas de carniolas **(23)**. Se trata de un término mixto, constituido por calizas gris oscuro, algo dolomíticas, calizas margosas y finas pasadas tanto de carniolas como de dolomías laminadas.

El mejor punto de observación se encuentra situado en la carretera a Bidania, a la altura del caserío Muaga.

- Dolomías blancas, laminadas **(24)**. Se trata de un conjunto de dolomías micríticas, bien estratificadas (en bancos que oscilan entre los 15 y 45 centímetros), de tonalidades gris clara a blanquecinas. En el campo se las puede distinguir fácilmente ya que por lo general presentan una laminación paralela muy patente, aunque fina, de carácter algal. Las calizas que presentan intercaladas son grises, ocasionalmente rosáceas y pasan bruscamente en cambio lateral a dolomías.

Por otra parte, como se puede observar en la cartografía, existe un brusco cambio lateral de las facies más dolomíticas (24) (sector occidental) a facies de calizas con escasas intercalaciones de dolomías (23) (sector oriental).

Los mejores puntos de observación se encuentran situados en la carretera Azpeitia-Goyaz.

Por la posición que ocupa el conjunto (22, 23 y 24) se le atribuye una edad Infralías-Lías inferior.

La potencia total del conjunto en este cuadrante es del orden de 150 metros.

2.3.4. Lías margoso (25)

Está constituido principalmente por margas grises en corte fresco, masivas o estratificadas en bancos métricos. Presentan frecuentes intercalaciones lenticulares de calizas y margocalizas de escaso desarrollo lateral.

Por lo general estos materiales se encuentran frecuentemente alterados, originando suelos arcillosos de tonalidades pardo-amarillentas.

La macrofauna, por lo general concentrada en los niveles más duros, está compuesta principalmente por ammonites, belemnites y pectínidos.

Estos materiales fueron depositados probablemente en un medio de plataforma marina abierta y de escasa energía.

Las potencias medidas son variables, aunque por lo general, no superan los 75 metros.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados en la pista que va de Alzarte (carretera Azpeitia-Goyaz) a Galarraga.

2.3.5. Dogger calizo (26)

Se trata de una barra de calizas micríticas, bien estratificadas, de color gris a gris oscuro. Es frecuente observar en esta barra nódulos de sílex negro, así como abundantes belemnites y ammonites.

Entre la microfauna clasificada encontramos: microfilamentos, espículas, *Eothrix alpina* (LOMB.), radiolarios, *Lenticulina sp.*, *Spirillina sp.*, *Epistomina sp.*, *Astacolus sp.*, protoglobigerinas, *Trocholina sp.*, *Reinholdella sp.*, *Pseudocyclamina sp.*, que datan al Dogger.

La potencia total del tramo es de 15 a 30 metros.

Desde un punto de vista sedimentológico, corresponden a una somerización con respecto a los términos anteriores.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados en la carretera Azpeitia-Goyaz a la altura del caserío Alzarte.

2.3.6. **Malm I** (27)

Aflora por encima del tramo anterior. Se trata de un tramo compuesto principalmente por margas arenosas de color gris oscuro a negras, micáceas, masivas, con pasadas escasas de calizas arenosas y de limolitas rosas. Se encuentra, por lo general, muy alterado y es de difícil observación, ya que da origen generalmente a zonas deprimidas entre las barras del Dogger y Malm II.

No se ha observado macrofauna. La microfauna es también escasa, habiéndose identificado solamente *Lenticulina att. münsteri* (ROEMER).

La potencia es variable, no superando por lo general los 100 metros.

No existen muchos puntos donde se puedan observar con claridad estos materiales. No obstante, los mejores puntos de observación se encuentran situados en la carretera Azpeitia-Goyaz a la altura del kilómetro 43,100.

2.3.7. **Malm II** (28)

Está compuesto principalmente por una barra de calcarenitas, de color gris, estratificada en bancos de 0,5 a 1 metro de potencia. Los clastos son de cuarzo lechoso y en ocasiones superan los 2 milímetros de diámetro. También es frecuente observar fragmentos de crinoides.

Como estructuras más frecuentes se han observado gradaciones y laminaciones cruzadas.

La potencia total del tramo es de unos 15 metros.

Desde el punto de vista de ambiente sedimentario, se trata de facies de alta energía (bajíos, barras, etc.) en un ambiente de plataforma carbonatada.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados en la carretera Azpeitia-Goyaz entre los puntos kilométricos 42,300-43,000.

2.3.8. **Jurásico terminal-Neocomiense** (29 y 30)

Bajo este epígrafe se incluyen una serie de materiales de tendencia "regresiva" que se sitúan a techo del Jurásico marino, y que preceden a las denominadas "facies de implantación urgoniana", que ya marcan el comienzo de una transgresión generalizada.

Se han diferenciado dos términos litológicos:

- Limolitas micáceas **(29)**. Se trata de un conjunto de limolitas laminadas, de tonos ocre, pardos y rojizos. Presenta una potencia variable, no superando en ningún caso los 100 metros.
- Calizas negras estratificadas. "Calizas de Sérpulas" **(30)**. Se trata de un conjunto de calizas bioclásticas, de color gris oscuro a negro, bien estratificadas en bancos que oscilan entre 20 y 50 centímetros. Es frecuente observar intercalados niveles de margas, lutitas, areniscas y, más esporádicamente, brechas.

La macrofauna observada está compuesta principalmente por serpúlidos, ostrácodos, gasterópodos, bivalvos, etc.

Como estructuras, se observan finas laminaciones de origen algal, así como estratifica-

ciones cruzadas de bajo ángulo y acuñamientos de las capas.

Estas barras de calizas pueden apoyarse directamente sobre cualquier término del Jurásico. En este cuadrante, en las inmediaciones del caserío Guetanzutix (Sur de Azpeitia), se apoya sobre el Malm I (27). Al Este de Urrestilla estas barras se intercalan a distintas alturas dentro del término 31, asignado ya al Complejo Urgoniano.

La potencia y el número de barras varía considerablemente de unas zonas a otras, oscilando entre los 15 y 25 metros por barra.

Los mejores afloramientos se encuentran situados en la carretera Azpeitia-Goyaz, en el kilómetro 39,700.

2.3.9. Urgoniano (31 a 36)

Con este nombre se definen todos aquellos términos que van desde las facies de implantación hasta las facies margosas situadas por encima de las últimas construcciones calizas.

Es importante resaltar que en este cuadrante ha sido necesario asignar el mismo número en la leyenda a los términos lutíticos situados por debajo de la primera barra de calizas urgonianas (facies de implantación), y a los términos algo más margosos que afloran por encima y en cambio lateral de las calizas urgonianas. Esto es debido al acuñamiento que sufren las calizas en el sector noroeste del cuadrante, y por correlación, con el vecino cuadrante de Azkoitia, donde estos dos términos no son diferenciables.

Se han diferenciado cartográficamente los siguientes términos:

- Pizarras negras y lutitas calcáreas. A techo margas con intercalaciones de margocalizas **(31)**. Es el término en el que

se encuentran intercaladas todas las demás facies urgonianas.

A muro de las primeras barras de calizas urgonianas y a veces en paso lateral con las calizas de sérpulas, la litología dominante está constituida por lutitas (pizarras) negras, con intercalaciones de margas arenosas y lutitas calcáreas, muy bioturbadas y con frecuentes niveles de orbitolinas. Intercalados dentro de estos materiales se han diferenciado niveles de areniscas micáceas amarillentas **(32)** y brechas calcáreas **(33)** de origen sinsedimentario.

A techo de las calizas y en cambio lateral la serie está constituida por margas grises, masivas o mal estratificadas, que intercalan niveles de margocalizas de 10 a 30 centímetros de potencia. Intercalados entre estos materiales se han cartografiado pequeñas barras en las que los niveles de margocalizas aumentan considerablemente **(36)**. Es frecuente observar en estas barras bruscos cambios laterales de facies.

- Calizas micríticas con rudistas y corales **(34)**. Se trata de un conjunto de calizas micríticas grises, bioclásticas, masivas o estratificadas en bancos métricos, con intercalaciones de pequeños niveles de calcarenitas y margas.

Este término presenta cambios laterales hacia el Sureste a facies calcareníticas **(35)**.

La macrofauna observada es la típica de las facies urgonianas (rudistas, corales, orbitolinas, lamelibranquios, etc.).

- Calcarenitas bioclásticas **(35)**. Este término está constituido por un conjunto de calcarenitas bioclásticas de color

gris oscuro a negro, estratificadas en bancos métricos a decamétricos, con intercalaciones por lo general poco potentes de margas y margocalizas.

Como estructuras internas es frecuente observar laminaciones paralelas y cruzadas.

La macrofauna observada se reduce a abundantes fragmentos de rudistas, corales, lamelibranquios y crinoides.

La potencia de la barra es de unos 250 metros en el alto de Arrobi, aumentando considerablemente hacia el Sureste (cuadrante de Tolosa 89-I).

La edad atribuida al conjunto "Urgonio" es Barremiense-Aptiense-Albiense inferior,

siendo la edad más antigua la correspondiente a las facies de implantación.

La potencia total del conjunto "Urgonio" es difícil de precisar, ya que en el cuadrante no aflora el techo de la formación. En el área de Urrestilla la potencia de los materiales aflorantes es superior a los 1.000 metros, tendiendo a aumentar ésta hacia el Sureste.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados en el talud de la carretera que va de Urrestilla a Beizama.

2.4. CUATERNARIO (37)

De escasa representación e importancia. Tan sólo se han cartografiado dos depósitos aluviales de pequeña potencia en los cauces fluviales de los ríos Urola y Urrestilla.

3. SEDIMENTOLOGIA

Este apartado se propone ofrecer una visión sencilla y resumida de los acontecimientos sedimentarios, dentro de su marco geográfico, para el sector estudiado y dentro de un intervalo de tiempo determinado por la edad que indican los materiales aflorantes.

Los materiales más antiguos, representados por una pequeña "escama" del área diapírica de Azpeitia, corresponden al **Triás Buntsandstein**, formados por series detríticas que se generaron en áreas marginales de antiguos macizos paleozoicos; representan abanicos aluviales y "fan-deltas", e incluso medios fluviales distales.

Posteriormente, una etapa de distensión generalizada en la cuenca, posibilita la creación de mares epicontinentales muy someros donde se desarrolló un importante episodio terrígeno arcilloso, con incluso ambientes tipo "sebkha", en un clima global bastante árido, lo que permitió el desarrollo de evaporitas. Hacia el final de este episodio se dieron importantes emisiones de material volcánico y subvolcánico. La presencia de emisiones volcanoclásticas en áreas vecinas (Tolosa) hace pensar en que parte del material ígneo alcanzó el fondo marino.

Aunque algunos autores, como BIXEL, 1987, citan cinco episodios volcánicos entre el

Estefaniense y el Pérmico en los Pirineos, se ha supuesto para este episodio una edad Infra-rethiense por su posición estratigráfica.

A techo de este episodio, una transgresión generalizada implica el inicio de una sedimentación de carácter netamente marino, que se describe como **Jurásico marino**.

A grandes rasgos, el Jurásico marino se organiza en dos ciclos mayoritarios; el inferior, claramente transgresivo, hasta el Dogger, y el superior de tendencia regresiva, que culmina con la serie jurásica terminal de ambientes de transición.

Estos materiales jurásicos han sido divididos en cinco grandes conjuntos con carácter propio (de acuerdo con las ideas de SOLER Y JOSE, 1972). Estos son de muro a techo:

—Infralías-Lías calizo dolomítico. Consta de calizas dolomíticas, dolomías, carnio-las y brechas intraformacionales.

Su medio de depósito corresponde a un mar muy somero, con amplias zonas inter y supramareales. Son frecuentes las secuencias de somerización.

—Lías margoso. Transgresivo respecto al anterior, representa un medio de plata-

forma marina que va ganando cada vez carácter más abierto (fauna nectónica abundante).

—Dogger. Corresponde al primer episodio de somerización en el Jurásico. De hecho, al final de este término aparecen, en ocasiones, niveles bioclásticos y oolíticos con estratificaciones cruzadas que indican una pérdida batimétrica considerable respecto a los materiales infra-yacentes.

—Malm I. Regresivo respecto al anterior episodio. Algunos autores sitúan una importante ruptura sedimentaria entre ambos. Corresponde a ambientes someros, euxínicos en ocasiones, con fuerte influencia detrítica.

—Malm II. Corresponde al techo del ciclo del Jurásico marino, con facies bioclásticas y oolíticas de alta energía ("Encrinitas"), encontrándose facies arrecifales y para-arrecifales.

Refleja cambios de potencia importantes, presentando mayores espesores al Este, en la vecina hoja de Tolosa.

En resumen, el Jurásico inferior y medio (Lías inferior a superior), se caracteriza por una escasa actividad tectónica y débil subsidencia, pudiéndose generar amplias plataformas con facies relativamente homogéneas. A partir del Dogger comienza un megarritmo regresivo que culmina con la emersión de ciertas áreas en el Kimmeridgiense; a su vez, se desarrolló un sistema de plataforma marina con altos y surcos relativos, presentando éstos mayor subsidencia y series más potentes comparativamente.

Posteriormente se sucede un grupo de facies de carácter de transición mixto marino-costero. Las antiguas cubetas y altos fondos se acentúan durante este episodio.

Las calizas de sérpulas "fossilizan" las morfologías previas del fondo, pudiéndose vislumbrar posibles zonas de alto relativo; tal es el caso de la parte noroeste de los alrededores de Urrestilla, donde se observan estas series calcáreas directamente encima del Malm I terrígeno-carbonatado, notándose la falta del Malm II.

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 a escala decimétrica.

En Zizurkil, en el vecino cuadrante de Villabona, por encima de este episodio carbonatado aparece una delgada serie detrítica versicolor con cierta afinidad continental que supone el fin del ciclo regresivo y el comienzo de una paulatina tendencia transgresiva de gran importancia (serie de plataforma terrígena infraaptiense). Este cambio de tendencia evolutiva, de probable edad Barremiense, unido a la continuación de la influencia del anterior esquema paleogeográfico de altos y surcos, van a condicionar la historia y medio sedimentario de los materiales urgonianos s. I. (episodio de implantación urgoniana + urgoniano s. s.).

Como ya se ha dicho, la tendencia transgresiva comenzada hacia el Barremiense condiciona la aparición de sistemas de plataforma marina somera dominada por los aportes terrígenos; en ella se localizan subambientes mareales y zonas de alto relativo que en ocasiones permitían el desarrollo de facies carbonatadas (calizas arcillosas con ostreidos). Este episodio se conoce con el sobrenombre de **facies de implantación urgoniana**, a techo del cual se desarrolla una expansión generalizada de las facies de plataforma carbonatada somera; esto ocurre en el Aptiense.

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 y/o de "off-shore" y la presencia de facies de talud y "cuenca" relativa, 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".

De una manera premeditadamente simple, se puede decir que a nivel regional, el Complejo Urgoniano, se puede dividir en dos grandes secuencias deposicionales, denominadas Urgoniano I (hasta el Aptiense medio-superior) y Urgoniano II (Aptiense superior-Albiense medio-superior), limitadas a muro y a techo por rupturas sedimentarias. Para cada uno de estos episodios, existen facies de plataforma carbonatada y facies mixtas terrígeno-carbonatadas equivalentes lateralmente a ellas.

En la hoja de Zumárraga el Urgoniano I está representado por el desarrollo de una barra calcarenítica en la que predomina la fracción bioclástica y términos "packstone-grainstone", así como algún desarrollo en puntos favorables de "wackestone" de rudistas, y limolitas calcáreas de cuenca relativa. Hacia la vecina hoja de Tolosa (EVE, 1990) esta barra presenta cambio lateral a facies micríticas de plataforma. Seguramente supuso un episodio de plataforma somera abierta que se generó en un medio más activo e influenciado por corrientes esporádicas, en un área comparativamente de mayor batimetría respecto a la plataforma adyacente.

Su desarrollo se ve bruscamente interrumpido por lo que seguramente fue un "drowning" motivado por inestabilidades del zócalo en un área (factores tectónicos; variaciones relativas del nivel del mar también pudieron haber actuado) que ya se comportaba como de mayor batimetría relativa. Esto no ocurre en la hoja de Tolosa, donde facies similares equivalentes siguen generándose en etapas posteriores. Consecuencia de todo esto es el desarrollo de facies margosas de cuenca relativa, en el Urgoniano II.

Un juego de fallas de salto en dirección relativamente importante (falla alpina post-eocena de Azkoitia) no permite la observación del techo de la serie urgoniana y por tanto no puede ofrecerse su evolución al sistema terrígeno Albiense.

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 volvería a manifestar de forma aislada y cuando las características del medio lo permitían, en 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 (OLIVE *et al.*, 1984) como por la acción de fallas de zócalo que controlaban la sedimentación. Estos dominios son los siguientes: (ver figura 3.1.).

- 1.—En el Suroeste de la Cuenca se deposita la **formación Arenas de Utrillas**, de carácter fluvial y fluvio-deltaico, en una zona de escasa subsidencia.

- 2.—Estos materiales pasan hacia el Noreste hacia una zona de mayor subsidencia, formándose una importante acumulación de material terrígeno (más de 4.000 metros). Estos materiales forman en conjunto el denominado Delta de Balmaseda. La **formación Balmaseda** (deltaica) pasa de manera gradual hacia el Este y Sureste a materiales lutíticos de plataforma (**formación Zufía**) y a materiales arrecifales (**calizas de Eguino**). Los equivalentes distales de la formación Balmaseda llegan hasta, aproximadamente, la alineación Bilbao-Durango, donde una importante falla de zócalo provocó un escarpe hacia el Noreste (talud) y un cambio brusco en la sedimentación. Esta falla antigua ha sido denominada por algunos autores como "Falla de Bilbao". Esto hace que al Suroeste de este talud se encuentren facies someras, mientras que al Noreste sean facies de aguas relativamente más profundas. Efectivamente, este cambio somero-profundo se produce aproximadamente al Noreste y Suroeste de la alineación de las calizas del Duranguesado.
- 3.—Los materiales distales, de carácter somero, de la formación Balmaseda llegan a una zona de talud deposicional, por la que se producen continuos deslizamientos de grandes masas de material lutítico, "slumpings", y por el que discurren canales que transportan material turbidítico. A favor de estos accidentes del zócalo se produce, además, la intrusión de material subvolcánico a la cuenca (sills). Al conjunto de estos materiales de talud se los denomina **formación Durango**.

Todos estos sistemas deposicionales citados son "meridionales".

- 4.—Al mismo tiempo, al Norte del litoral actual, existía una activa y cercana fuente de aporte (Macizo de Bizkaia), que generaba un sistema deposicional "septentrional": es el denominado "**Flysch Negro**", en el que se han incluido (aunque estrictamente sea una incorrección) de más somero a más profundo (es decir, de Noreste a Suroeste), facies de abanicos costeros, abanicos submarinos "profundos" y facies de turbiditas distales (Flysch Negro en sentido estricto).

Efectivamente, el análisis de secuencias y paleocorrientes de las facies groseras del Flysch Negro indica sin lugar a dudas una activa y cercana fuente de aporte situada al Norte de la costa actual, por lo que esta formación no forma parte del cinturón de sistemas deposicionales meridional. Este área fuente fue mencionada en primer lugar por VOORT, 1964, quien la denominó Macizo de Bizkaia. Este macizo paleozoico pudo estar conectado, según algunos autores, con Cinco Villas. Fallas de zócalo muy activas debieron crear grandes escarpes en estos macizos por los que se canalizaba material grosero procedente del desmantelamiento de los relieves. El material llegaba a la Cuenca en forma de abanicos submarinos profundos de "baja eficacia de transporte", es decir, gran parte del material se quedaba retenido en los propios canales. Estos materiales están actualmente representados cerca del litoral actual (Arminza, Saturrarán, monte Andatza-Irisasi).

Sólo un comentario más a la vista de la figura 3.1. Si bien ésta debió ser cualitativamente la disposición relativa de los cinturones de facies, el esquema corresponde a los materiales ya acortados por la tectónica alpina. Para ver

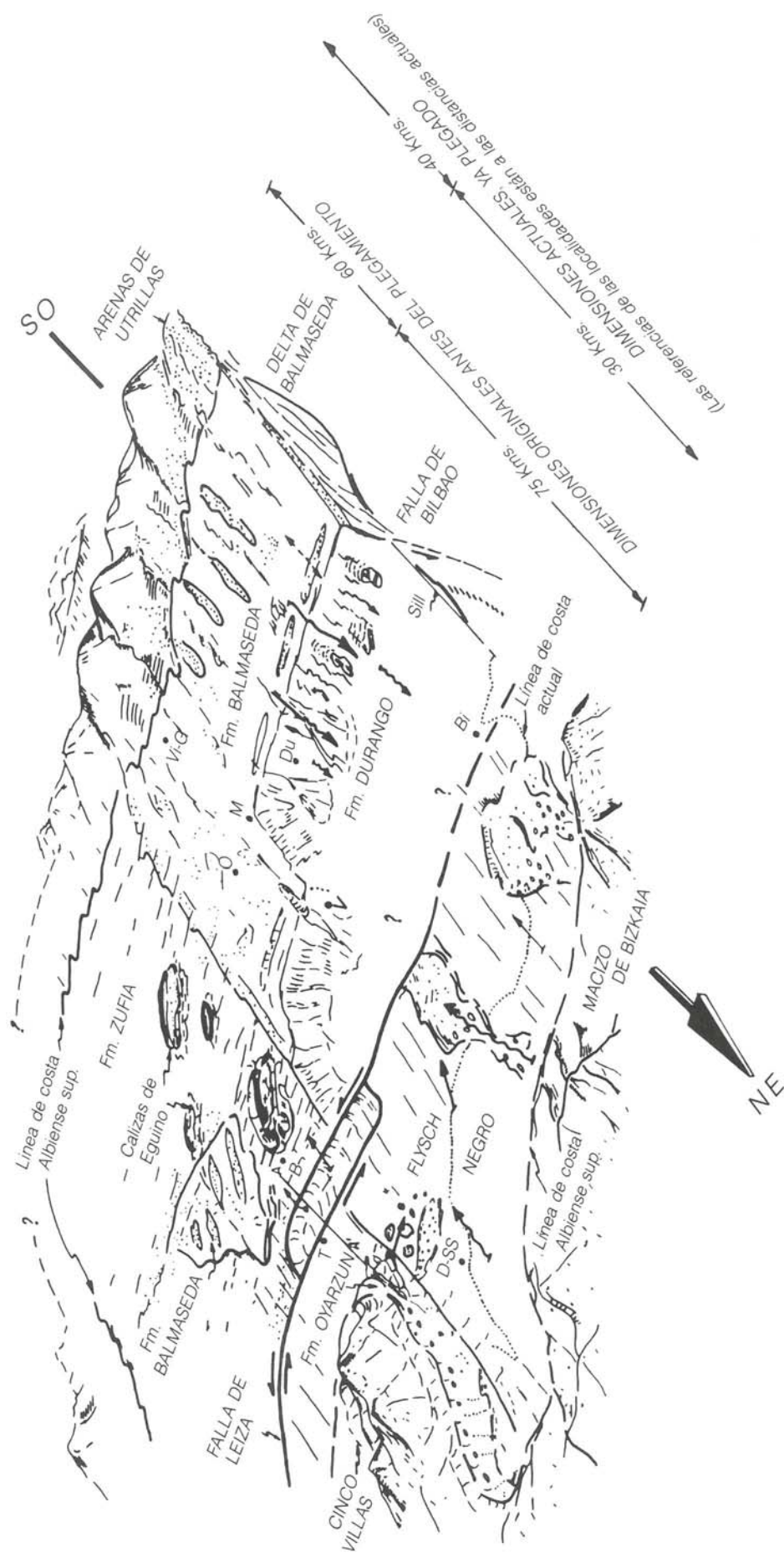


Figura 3.1.—Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior.
 Bi-Bilbao; D-SS - Donostia-San Sebastián; Vi-G - Vitoria-Gasteiz; T - Tolosa; B-Beasain; Du-Durango;
 V-Vergara; M-Mondragón; O-Oñate.
 (Explicación en el texto).

esta cuenca en sus dimensiones originales hay que "desplegar" las distancias que se observan actualmente, del orden de $\times 2,5$ al Norte del accidente de Bilbao; $\times 3$ en la zona del Arco Vasco, donde la tectónica tangencial es muy importante, y $\times 1,5$ al Sur del accidente de Bilbao, donde las series están menos acortadas.

El Flysch Negro se depositó en un marco geodinámico correspondiente a una etapa transformante que permitió, mediante desgarres sinistres, la apertura del Golfo de Bizkaia, originando cuencas tipo "pull-apart" (fosas romboidales), de decenas a centenares de kilómetros y otras satélites de menor envergadura. Las fallas de Leiza y Régil formaban parte de un mismo sistema transformante sinistral, activo durante la sedimentación, coincidiendo con una zona de anomalía térmica que llegó a desarrollar un metamorfismo de grado muy bajo en las series del Albiense (zona de Régil y del Manto de los Mármolés).

Uno de los problemas clásicos que se suscitan actualmente es: ¿Cómo y dónde se realiza la conexión entre los sistemas deposicionales meridionales y los septentrionales?. La causa de que este problema no esté aún bien resuelto se debe a la ausencia generalizada de afloramientos en la teórica zona de unión, ocupada actualmente por el Sinclinorio de Bizkaia, más otro problema que se plantea aquí: Si el sistema transformante Leiza-Régil funcionó durante el Albiense superior. ¿Dónde se encuentran los equivalentes a uno y otro lado de éste?.

En esta hoja están bien representados materiales atribuibles al Flysch Negro (en la zona centro-septentrional) y otros asimilables a la formación Balmaseda (margen suroeste).

El Flysch Negro se dispone con contacto mecánico (falla de Azkoitia) sobre las series urgonianas no permitiendo aflorar el techo de éstas, ni tampoco la base de aquel; corresponde a un modelo sedimentario de cuenca marina relativamente profunda dominada por facies

terrígenas de lutitas negras y esporádicas turbiditas distales. Presenta contacto normal con el Cretácico superior (Cenomaniense). El análisis de paleocorrientes indica una procedencia de aportes septentrional. No presenta nexo de unión a las facies de la formación Balmaseda (de procedencia meridional), si bien en las inmediaciones de Ormaiztegui, en la vecina hoja de Beasain (88 - IV) se localiza un posible episodio de plataforma-rampa distal (formación Zufia, relacionada con los sistemas meridionales) donde se encuentran turbiditas muy distales de procedencia Norte (ver figura 3.2.). Durante la sedimentación del Flysch Negro, en este área, el sistema de fallas Leiza-Régil formaba una cuenca de tipo "pull-apart" activo, dejando al Sur facies más someras en los bloques elevados (formación Balmaseda; ver figura 3.1.).

Los materiales de la formación Balmaseda se depositaron en sistemas deltaicos (delta de Balmaseda, como más importante, y otros menores) afectados por las mareas. En la zona encontramos secuencias negativas (las más frecuentes, con diferencia) que representan barras mareales retrabajadas a techo por el oleaje, y secuencias positivas que corresponden a la migración y relleno de canales de marea.

Este sistema o sistemas deltaicos se "instalaban" u ocupaban parte de una amplia plataforma detrítica somera (formación Zufia), representada por lutitas y margas grises con escasas intercalaciones areniscosas.

Los materiales suprayacentes (**flysch del Cretácico superior**) son claramente transgresivos con respecto a éstos y suponen un cambio radical en la configuración paleogeográfica.

Aquí se incluyen tanto el denominado "flysch calcáreo", que no tiene un carácter turbidítico, como las series turbidíticas del "flysch detrítico calcáreo".

A grandes rasgos, se puede decir que el Cretácico superior se caracteriza por la acu-

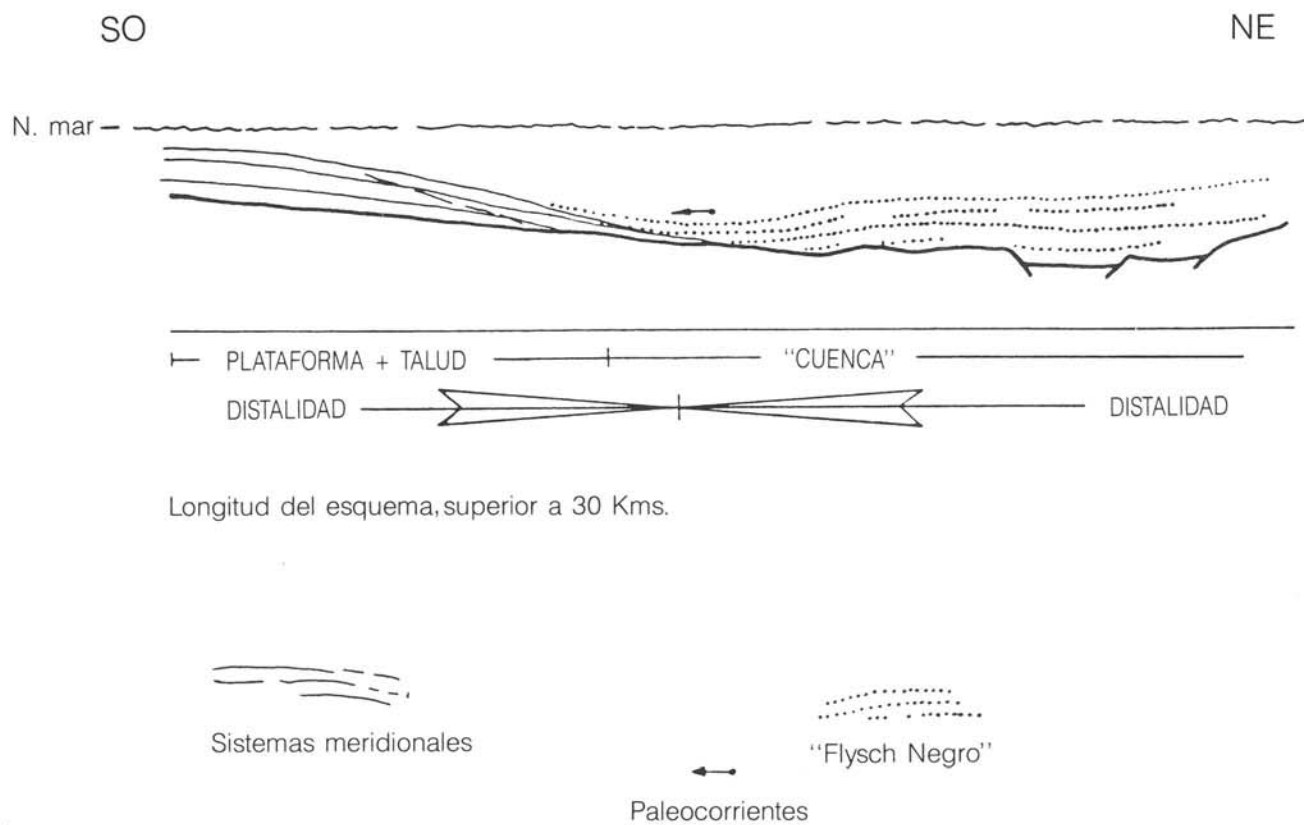


Figura 3.2.—"Conexión" entre los sistemas meridionales y septentrionales.
Explicación en el texto.

mulación de grandes cantidades de material turbidítico depositado en un surco subparalelo a las directrices actuales. El relleno de este surco seguramente tenía una procedencia dominante del Pirineo, como lo demuestra el patrón de paleocorrientes. No obstante, algunos aportes esporádicos pudieron proceder de plataformas meridionales.

En definitiva, los datos llevan a concluir que el flysch del Cretácico superior se depositó en una amplia cuenca, cuyo tipo de depósito estuvo condicionado por la posición relativa del nivel del mar en cada momento. A lo largo de su evolución las áreas de aporte han debido ser sustancialmente las mismas (dominantemente áreas fuente-plataformas "pirenaicas") y un sistema de plataforma y talud meridional.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Las principales directrices y estructuras observadas en este cuadrante son el resultado de una o varias fases de plegamiento de edad terciaria (post-Eoceno).

Esta fase provocará un acortamiento generalizado de la cuenca NE-SO. Es una tectónica compresiva que configura la cuenca con un dispositivo típico en abanico: tectónica tangencial acusada, con vergencia al Norte, en la zona septentrional; tectónica tangencial acusada, con vergencia al Sur, en la zona meridional; y una amplia zona central con estructuras erguidas y desgarres (área en la que se sitúa el cuadrante).

La zona noreste del cuadrante se encuentra compartimentada por el "sistema de fallas de Régil" (falla de Régil propiamente dicha y falla de Nuarbe) cuyos primeros movimientos son de edad Hercínica, o al menos tardi-Hercínica, siendo reactivada y configurada en su morfología actual durante las principales fases de la Orogenia Alpina.

Los principales elementos estructurales que componen el cuadrante (figura 4.1.) son:

- Sinclinal de Zumárraga
- Estructura Atxarabeltz - Azarikuma (Matxinbenta).

- Falla de Anguiozar-Olaberría
- Sistema de fallas de Régil-Leiza (falla de Nuarbe).

4.1. Sinclinal de Zumárraga

Es la estructura más importante del cuadrante. Este nombre engloba todas aquellas estructuras originadas por el cierre del Sinclinorio de Bizkaia en materiales del complejo volcánico.

El cierre de esta estructura presenta una traza Norte-Sur con buzamientos al Oeste, mucho más pronunciados en los materiales del "complejo volcánico" que en la "formación calcárea del Cretácico superior", cuyo contacto se produce a través de una falla de dirección Norte-Sur, vertical, que posiblemente corresponda a una "rampa" asociada a las fallas N 105-115 E (Anguiozar-Olaberría, sistema de fallas de Régil, sistema de fallas de Legorreta-Matxinbenta, etc).

Esta estructura es fácilmente observable en cartografía, debido a la gran cantidad de diques básicos (sills) que hay en el área y que sirven de "niveles guía". Como se puede observar en los cuadrantes de Eibar (63-III) y Bergara (88-I) se trata de un cierre complejo, en cuyo núcleo se produce un abombamiento anticlinal más o menos desarrollado.

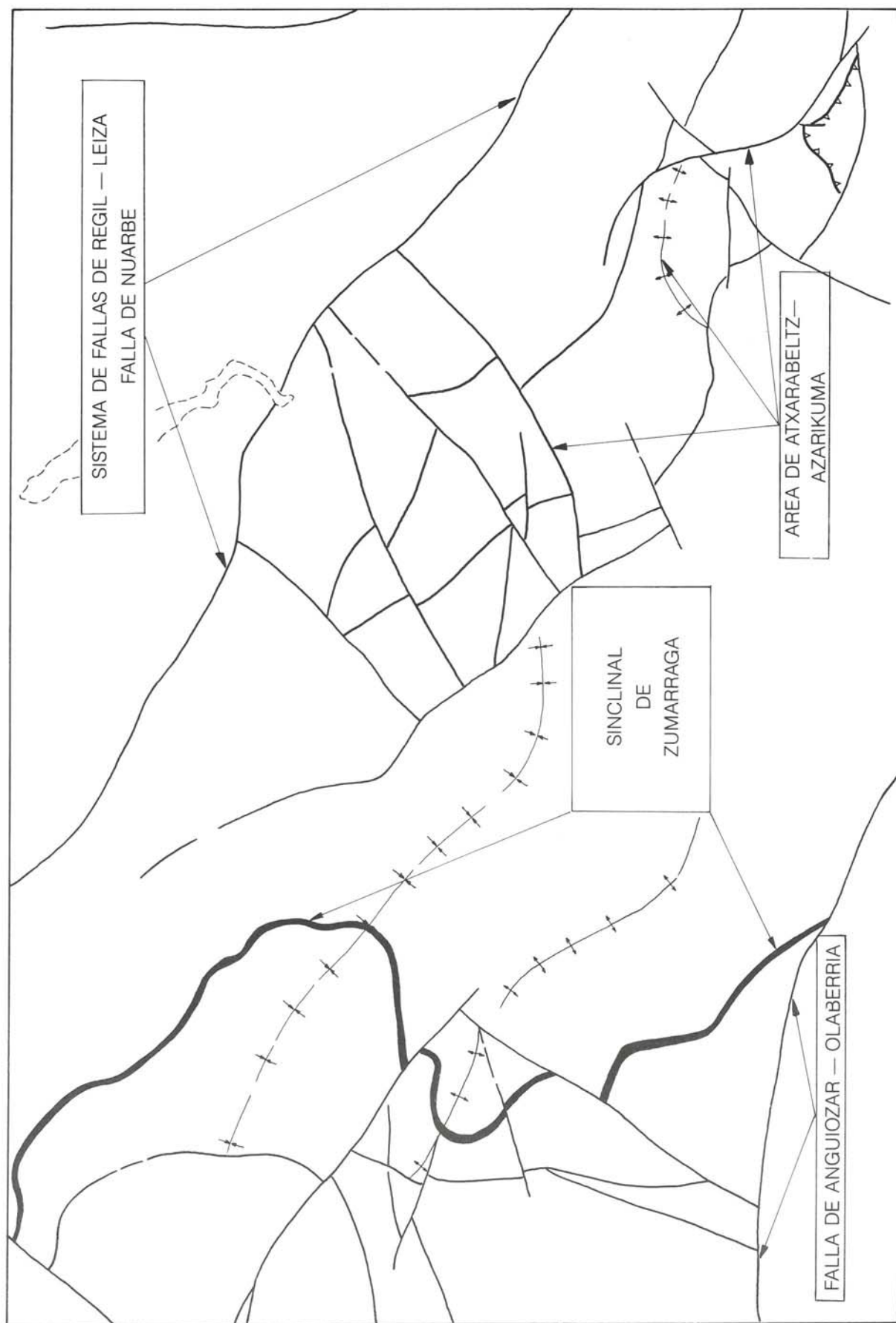


Figura 4.1.—Situación de los principales elementos estructurales que componen el cuadrante. E 1:50.000

Se trata de una estructura muy erguida, o con ligera vergencia norte, que en ocasiones desarrolla una esquistosidad de plano axial, muy penetrativa en los materiales margosos.

Parte del flanco sur de la estructura se encuentra cepillado por la falla de Anguiozar-Olaberría.

4.2. Estructura de Atxarabeltz-Azarikuma (Matxinbenta)

La estructura que presentan los materiales urgonianos y su inmediato infrayacente, en la zona de los montes Atxarabeltz-Azarikuma, es a primera vista complicada y de difícil interpretación. Esto es debido, por una parte, a la existencia de una serie terrígena que muestra escasas superficies de referencia, además de ser poco conocida en cuanto a sus relaciones verticales y laterales. Por otra parte, la existencia de varias barras carbonatadas (calcareníticas en su mayoría) puede dar lugar a falsas interpretaciones (repeticiones tectónicas) si no se tiene en cuenta que son al menos dos las barras existentes en la serie urgoniana.

Un dato importante para la resolución de la estructura de este área ha sido la datación de los materiales margosos de las inmediaciones de Matxinbenta, que en cartografías anteriores eran considerados como urgonianos y que en este proyecto se han atribuido al Cretácico superior en base a los levigados micropaleontológicos realizados. Con este dato no es necesario forzar excesivamente la estructura ni interpretar como mecánicos (tangenciales), contactos que son en realidad una paraconformidad importante (ya observada en otros puntos de la región y que puede llegar a ser incluso discordancia).

A la vista de este dato, la estructura de la zona es la que se refleja en el corte III-III' del mapa, en donde se puede observar una estructura anticlinal con flancos en calizas y calcarenitas, y núcleo en facies de implantación

urgoniana. Hacia el Sureste la estructura se complica con fracturas, que no parecen ocasionar grandes saltos.

La esquistosidad generalizada que aparece en toda la banda se mantiene sensiblemente paralela al contacto mecánico que separa estos materiales de los del Cretácico superior del borde sureste del cuadrante. No se han visto pliegues asociados a ella (si bien no es descartable que existan) en materiales urgonianos, aunque sí en los del Cretácico superior. En la estructura anticlinal de Atxarabeltz, esta esquistosidad se dispone bastante oblicua a la estructura cartografiada, pasando de un lado a otro de la misma sin cambio de orientación. Este hecho apoya con más fuerza la hipótesis de la relación esquistosidad-accidente de Legorreta-Matxinbenta, accidente que corta estructuras de plegamiento.

Las estructuras observadas tanto dentro de la banda de materiales urgonianos, como al Sur y Norte de la misma (en el Cretácico superior y Supraurgoniano, respectivamente) son de vergencia norte, aunque sin desarrollo acusado (ausencia de flancos invertidos bien desarrollados). También se ha observado en los materiales del Cretácico superior próximos al contacto sur, un plegamiento por "bukling", de clara vergencia norte, que produce para estos materiales acortamientos superiores al 60%.

Por otra parte las fracturas que separan este área, tanto por el Norte (materiales del Supraurgoniano) como por el Sur (formación calcárea del Cretácico superior), presentan un plano subvertical, o en ocasiones ligeramente vergente al Norte.

4.3. Falla de Anguiozar-Olaberría

Se trata de un accidente que atraviesa el cuadrante por su extremo suroeste y que pone en contacto materiales del Supraurgoniano con la formación calcárea del Cretácico superior. Su traza se puede seguir durante muchos

kilómetros, hacia el Oeste a través del cuadrante de Bergara (88-I) hasta las inmediaciones de Elorrio, y hacia el Este por los cuadrantes de Beasain (88-IV) y Ordizia (89-III) hasta el "frente de Aralar" donde se transforma en falla inversa (falla inversa de Aralar).

Todos los indicios observados en el campo (arrastres, esquistosidad, etc.) apuntan a que se trata, al menos en superficie, de una falla vertical que eleva su bloque sur.

Los puntos en los que se puede observar este accidente en el campo son escasos, no obstante los mejores se encuentran en las inmediaciones de la Ermita de Santa Isabel.

4.4. Sistema de fallas Régil-Leiza (falla de Nuarbe)

Se trata de una falla de dirección N 115° E que atraviesa el cuadrante por su extremo noreste y que pone en contacto materiales urgonianos con los del Supraurgoniano. Se inscribe dentro del denominado "sistema de fallas

Régil-Leiza" (cuadrante de Tolosa, 89-I). El origen de este sistema de fallas se remonta a los últimos movimientos hercínicos (tardí-hercínicos), habiendo rejugado a lo largo de la Orogenia Alpina como zonas de debilidad hasta su configuración actual (cuadrante de Tolosa).

En origen, la falla de Nuarbe pudo comportarse como falla normal de bajo ángulo, originada por los sucesivos adelgazamientos de la corteza, y transformarse en falla de desgarre a lo largo de las sucesivas reactivaciones sufridas durante la Orogenia Alpina. En la actualidad se presenta como un accidente vertical, con movimientos de desgarre sinistral.

Otra característica importante de esta falla es la intensa deformación que presentan los materiales del Supraurgoniano (labio sur), mientras que los materiales del Jurásico y Cretácico inferior situados en el labio norte, presentan una serie monoclinal poco deformada o con pliegues laxos (inflexión de Alzarte y anticlinal de Beizama).

5. PETROLOGIA

En este capítulo se hace una descripción de la petrología, petroquímica y naturaleza del magma de las formaciones diferenciadas dentro del complejo volcánico así como de las masas de ofitas asociadas al Trías Keuper.

Para el estudio petrológico de los materiales del complejo volcánico, no solamente se han tenido en cuenta los datos aportados por el área de estudio, sino aquellos obtenidos en los diferentes estudios realizados en los vecinos cuadrantes de Eibar (EVE, 1985) y Bergara (EVE, 1987), donde la potencia y calidad de los afloramientos son muy superiores a los del área de estudio; igualmente se han tenido en cuenta los datos obtenidos durante el proyecto "Estudio Petroológico y Geoquímico de las Hojas 1:200.000 de Bermeo y Bilbao" (IGME, 1985).

5.1. Petrografía de las formaciones volcánicas diferenciadas

5.1.1. *Coladas masivas*

Petrográficamente se distinguen dos facies diferentes: basaltos más o menos espilitizados y traquitas.

Los basaltos, basaltos espiliticos y espilitas presentan una textura intersertal, más o menos porfídica, a veces con vacuolas o vesículas

rellenas de minerales de alteración (cloritas, carbonatos). En otras ocasiones las coladas basálticas presentan una marcada textura fluidal, puesta de manifiesto por la orientación de minerales prismáticos (máficos y plagioclasas) y vacuolas elongadas.

Suelen presentar una alteración generalizada de toda la masa, de modo que la mineralogía original es difícilmente observable. Las plagioclasas se alteran a calcita, epidota y productos micáceos. Los máficos lo hacen a cloritas, calcita y opacos, fundamentalmente.

En aquellas muestras menos alteradas se pueden reconocer como minerales principales: clinopiroxeno (augita) y plagioclasa. La augita suele presentarse maclada y zonada. Frecuentemente incluye cristales de apatito.

La plagioclasa presenta una composición de oligoclasa-andesina. Son raros los términos más cálcicos.

Las traquitas presentan una típica textura traquítica, a veces fluidal, algo porfídica, donde fenocristales de feldespato potásico están envueltos por una matriz de microlitos de feldespato más o menos orientados.

La mineralogía es de feldespato potásico (sanidina), anortoclasa y plagioclasa, como

minerales principales. Como accesorios se presentan menas y probables máficos alterados.

En los fenocristales de feldespato se observa frecuentemente una desmezcla peritítica.

Las vacuolas alcanzan tamaños de hasta 1 centímetro, siendo el tamaño más frecuente de escala milimétrica. A veces presentan una elongación preferencial. Se encuentran rellenas de minerales secundarios: calcita, albita, cuarzo, clorita, epidota y óxidos.

5.1.2. **Rocas volcanoclásticas**

Constituyen un amplio grupo de rocas, con la característica común de su origen volcánico y su estructura/textura clástica.

Para su clasificación se ha seguido la propuesta por FISHER (1961), que contempla, por un lado, el tamaño de grano de los clastos y por otro el origen de éstos o el mecanismo que les ha llevado a formar la roca.

En conjunto constituyen una serie de rocas depositadas en medio marino, bien directamente de la caída de material eruptivo, bien mediante remoción de niveles volcánicos no consolidados, parcialmente mezclados con aportes sedimentarios no volcánicos.

Se han reconocido, a escala de lámina delgada desde tufitas (cineritas), hasta brechas y aglomerados ("lapillistone").

La composición de los clastos de origen volcánico, allí donde se puede reconocer, es variada: traquitas, basaltos porfídicos, basaltos microlíticos, fragmentos vítreos, trozos de fenocristales (feldespatos fundamentalmente), esquirlas de vidrio, fragmentos pumíticos, etc.

5.1.3. **Sills**

Como ya se ha expuesto anteriormente son cuerpos tabulares, paralelos o subpara-

lelos a la estratificación y con potencias métricas-decamétricas.

Suelen presentar estructura microgranuda, aunque a veces el grano no es observable a simple vista.

A microscopio exhiben texturas microgranulares, intersertales, más o menos porfídicas.

La composición más común es la de diabasa, aunque minoritariamente aparecen cuerpos picríticos.

La mineralogía, en las diabasas es de clinopiroxeno (augita), plagioclasa (oligoclasa-andesina) y en ocasiones anfíbol (hornblenda marrón). Como accesorios aparecen magnetita y apatito.

La alteración salvo en raras excepciones es intensa, con clorita, epidota, calcita, sericita, anfíbol y biotita.

5.2. **Petrografía de las masas de ofitas asociadas al Trías Keuper**

Se trata de un conjunto de rocas microgranudas holocristalinas, de morfología irregular y asociadas al Trías Keuper.

Presentan una marcada textura intersertal e intergranular, en la que el clinopiroxeno (augita) crece entre un entramado de plagioclasas (oligoclasa-andesina).

Como minerales accesorios aparecen opacos y apatito.

La alteración salvo en raras excepciones es intensa, con clorita, epidota, calcita, sericita, anfíbol fibroso, biotita, etc.

5.3. **Geoquímica de las rocas del complejo volcánico.**

Aunque en este cuadrante no se han realizado análisis químicos de los materiales del

complejo volcánico, se dispone de gran número de datos obtenidos de los estudios realizados en las vecinas hojas de Eibar (EVE, 1985) y Bergara (EVE, 1987), así como los obtenidos durante el proyecto "Estudio Petrológico y Geoquímico de las hojas 1:200.000 de Bermeo y Bilbao" (IGME, 1985). De la observación de los mismos se pueden sacar las siguientes conclusiones sobre el quimismo de las rocas (ver figura 5.1.):

- Gran variabilidad en las proporciones de los elementos mayoritarios salvo en las traquitas que presentan una gran homogeneidad. Esta variabilidad es mucho más manifiesta que la de los basaltos, tanto oceánicos como continentales.
- Afinidad química entre los episodios lávicos ("pillow-lavas", coladas masivas, coladas con disyunción columnar), las manifestaciones intrusivas (sills, lacolitos, etc.) y los diques.
- Elevada proporción y variabilidad grande de la fase fluida, representada en los análisis por la pérdida por calcinación a 1.000 °C, exceptuando las traquitas que presentan valores relativamente bajos y homogéneos.

Las variaciones y elevadas proporciones en la fase fluida ($H_2O + CO_3$) están ligadas a la presencia de clorita u otros minerales hidratados en vacuolas y/o en la matriz y/o reemplazando a minerales primarios y/o como rellenos de fracturas.

- La proporción de CaO es muy variable. En las rocas lávicas con vacuolas rellenas de calcita pueden alcanzarse valores del orden del 11-14%. Si se suprime el calcio ligado a los carbonatos resulta que el contenido en CaO no calcítico es muy inferior al de los basaltos.

Las rocas intrusivas y los diques presentan contenidos medios en calcio inferiores a los de los basaltos (6,88% y 8,08% respectivamente) y valores medios relativamente más altos que el resto de las manifestaciones volcánicas de la cuenca.

- Los valores medios de SiO_2 varían entre el 48% y el 51% salvo en las traquitas y rocas piroclásticas que alcanzan el 66% y el 61% respectivamente.

La proporción en SiO_2 desciende en algunos casos a valores del orden del 34-40% en rocas amigdalares con contenidos en CaO calcítico muy elevados.

En general la proporción de SiO_2 desciende con el aumento en CaO.

- Los álcalis se encuentran, en general, en proporciones relativamente elevadas. El Na_2O y el K_2O presentan valores más altos que en los basaltos normales.
- Los valores en MgO son ligeramente (a veces bastante) inferiores a los de los basaltos.
- El Al_2O_3 presenta valores variables tanto en muestras que pertenecen al mismo grupo, como si se comparan unos grupos con otros. El valor medio de las coladas masivas, "pillow-lavas" y diques es asimilable al de los basaltos oceánicos mientras que el de las rocas intrusivas es ligeramente inferior (~14% en peso).

Las traquitas son la excepción. Presentan contenidos muy uniformes y del orden del 19%.

- El MnO también se encuentra en proporciones variables. Sin embargo las proporciones medias de los distintos

Composición química media de los diversos productos del magmatismo del Cretácico superior										Composición media de rocas basálticas (MANSON 1967)	
	Coladas de pillow-lavas	Coladas masivas	Traquitas	Sills-stoks	Diques	Piroclásticas	Basaltos oceánicos	Basaltos continentales			
Si O ₂	48.82	50.47	66.07	49.90	48.50	61.19	48.5	49.9			
Al ₂ O ₃	15.04	15.60	19.08	13.92	14.70	16.94	15.0	16.2			
Fe ₂ O ₃	2.98	2.64	1.17	3.18	1.52	2.02	11.6	10.8			
FeO	5.17	6.49	0.64	6.98	6.70	3.29	—	—			
MgO	5.20	5.93	0.36	7.57	5.33	2.05	7.2	6.3			
CaO	6.77	4.90	0.33	6.88	8.08	2.33	10.5	9.8			
Na ₂ O	3.20	3.31	5.79	2.62	2.53	2.05	2.5	2.8			
K ₂ O	1.41	1.71	4.70	1.02	1.45	2.62	0.8	1.1			
TiO ₂	3.35	3.65	0.51	3.84	3.50	1.72	2.6	1.6			
MnO	0.13	0.17	0.07	0.17	0.17	0.06	0.17	0.17			
H ₂ O-	0.99	0.50	0.31	0.38	0.44	0.89	—	—			
PC 1.000 °C	6.99	4.60	0.79	4.16	6.48	4.58	0.8	1.0			
Total	100.05	99.97	99.82	99.92	99.40	100.45	99.67	99.6			

Figura 5.1.—Composición química media de los materiales del complejo volcánico en contraposición a la composición media de las rocas basálticas (IGME, 1985).

grupos básicos son muy homogéneas (0,13% para las "pillow-lavas" y 0,17% para el resto) y similares a las de los basaltos.

Las traquitas y las rocas piroclásticas presentan valores medios del 0,07 y 0,06%.

—El TiO_2 presenta valores relativamente elevados en los distintos grupos de rocas, excepto traquitas y piroclásticas. Los contenidos medios son: 3,35% ("pillow"), 3,65% (coladas masivas), 3,85% ("sills") y 3,50% (diques), muy similares a los que presentan las rocas basálticas de intraplaca.

—Existe una gradación en la espilitización, cuyos efectos son máximos en las coladas de "pillow-lavas" y en algunas coladas masivas y/o de disyunción columnar, y se atenúan en las rocas intrusivas y en los diques. Esta disminución en la espilitización queda reflejada fundamentalmente en la disminución del Na_2O y en la mayor estabilización del SiO_2 y del CaO en los términos poco o nada espiliticos.

Aparecen así rocas lávicas masivas, intrusivas (dique, sills, lacolitos, etc.) y traquitas normales o con espilitización variable, junto con "pillow-lavas" y algunas coladas masivas espiliticas.

5.4. Diagramas químicos

Se han utilizado diagramas binarios (de variación) y ternarios a fin de ubicar el vulcanismo de la zona en alguna de las series volcánicas conocidas y tener datos acerca de la tendencia de evolución magmática.

El problema que presentan estas rocas en cuanto a su caracterización por medio de análisis químicos de elementos mayoritarios es gran-

de. Esto se debe fundamentalmente a la alteración sufrida (hidrotermalización, espilitización, etc.) que ha podido favorecer la migración de elementos significativos desde el magma original al entorno o viceversa. De hecho existen gran cantidad de muestras con una elevada proporción de vacuolas rellenas de calcita. Los cuerpos que presentan un menor grado de alteración son los microgranudos (sills, diques, ofitas) y traquitas.

Al representar el quimismo de las rocas en los distintos diagramas (AFM, La Roche, La Roche y Leterrier, Miyashiro, Kuno, McDonald y Katsura) se obtiene una gran diversidad de campos (toleítico, calcoalcalino y alcalino) en función del diagrama empleado, por lo que se deduce que la utilización de elementos mayores no ayuda a establecer el tipo de magmatismo existente en la zona.

La utilización de elementos traza (EVE, 1985; IGME, 1985) proporcionaría mejores resultados, ya que están poco o nada afectados por los procesos de alteración; así elementos tales como Ni, Cr, V, suelen ser relativamente resistentes a la disolución hidrotermal y al transporte (HUGHES, 1982) mientras que otros, como Ti, P, Zr, Y y Nb son suficientemente inmóviles durante la alteración y el metamorfismo y pueden ser utilizados para determinar la afinidad química de las rocas transformadas (PEARCE and CANN, 1973, WINCHESTER and FLOYD, 1976).

5.5. Marco geotectónico y naturaleza probable del magmatismo del Cretácico superior de la Cuenca Vasco-Cántabrica

Las características químicas y evolutivas de las series de rocas, asociadas a estos ambientes geotectónicos, presentan ciertas diferencias que pueden ser utilizadas, a posteriori, para deducir, el marco geodinámico del magmatismo.

Así, el magmatismo calco-alcalino es característico de zonas orogénicas (arcos de islas

y márgenes continentales activos), pudiendo tener lugar también en zonas continentales estables (MIYASHIRO, 1974). Por el contrario, las series toleíticas pueden aparecer en ambientes geotectónicos más variados, dorsales oceánicas, cuencas marginales, en algunas islas oceánicas, arcos de islas, márgenes continentales activos y zonas continentales estables.

Las rocas alcalinas aparecen en algunas zonas de fractura perpendicular a las dorsales (fallas transformantes), montañas submarinas, islas oceánicas, lado continental de márgenes de islas oceánicas y zonas continentales estables.

De la observación de los datos obtenidos en los diferentes estudios realizados, se deduce la existencia de una serie basáltica alcalina con diferenciados traquibasálticos, traquiandesíticos y traquíticos, junto con otra de caracteres subalcalinos (toleíticos).

Estos diferenciados no parecen ser congruentes con un magmatismo de dorsales, predominantemente toleítico, ni con un magmatismo asociado con fallas transformantes, predominantemente alcalino.

Los datos químicos, apuntan más a un ambiente de tipo islas oceánicas que se caracteriza por la presencia de series toleíticas y alcalinas.

No obstante, no se puede descartar la existencia de volcanismo de series diferentes correspondientes a impulsos diferenciados en el tiempo. Esto último estaría apoyado por el gran lapso de tiempo que aparece en dataciones micropaleontológicas entre las margas de muro y de techo del complejo volcánico (desde el Turoniense a muro, hasta la base del Campaniense a techo).

BIBLIOGRAFIA

Esta relación bibliográfica no es exhaustiva. Incluye por un lado las obras de carácter general más importantes, los trabajos citados (referencias), monografías, trabajos específicos, etc. y por otro lado, diversos informes generalmente particulares, que han sido consultados (Diputación Foral Guipúzcoa, CADEM, EVE, IGME, Ayuntamientos, etc.). Estos informes hacen referencia o están en el área de estudio del presente informe.

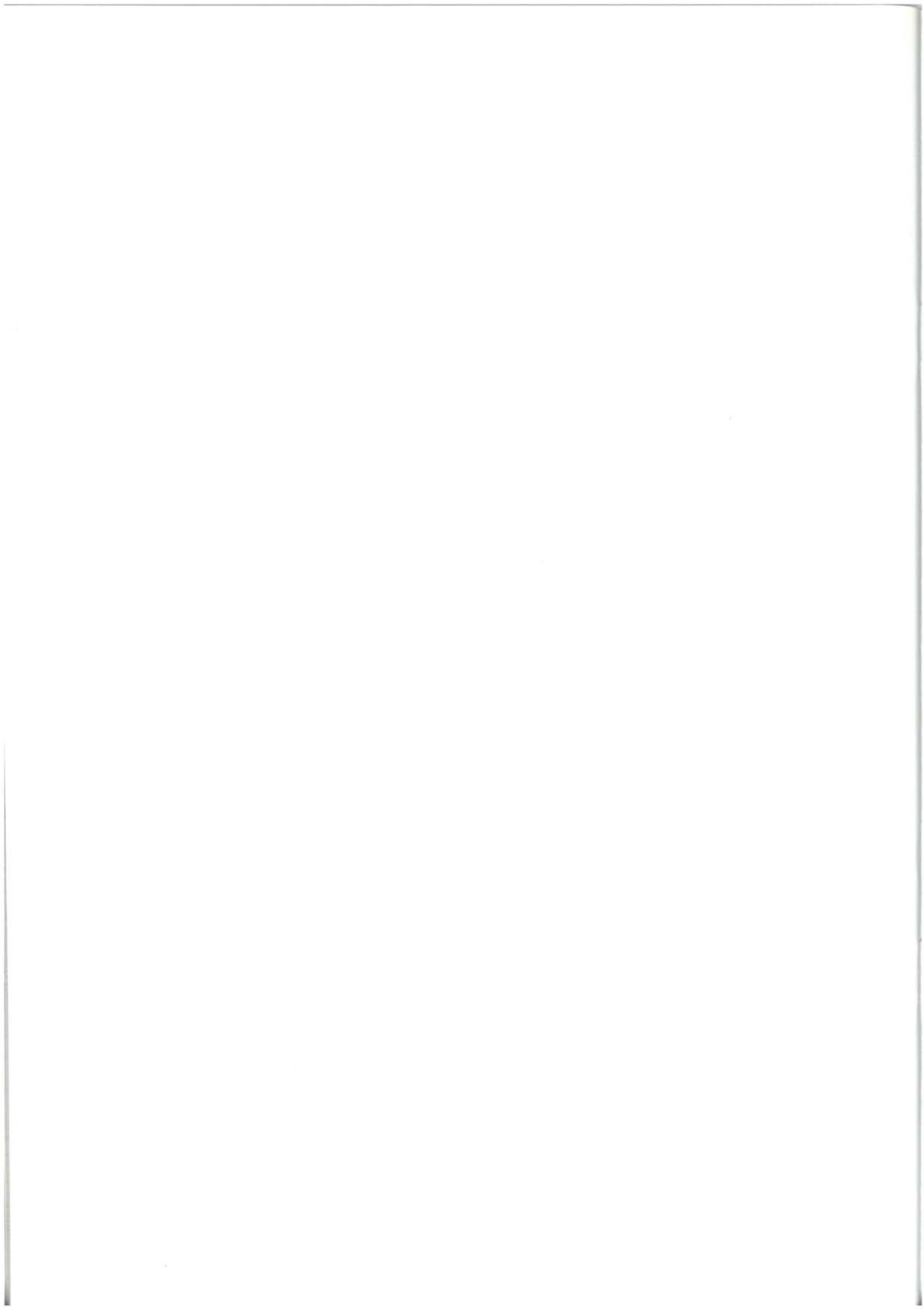
BIBLIOGRAFIA GENERAL

- AGUILAR TOMAS, M. J. (1965).—“Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica”. *Dep. de Pub. del Instituto “Lucas Mallada”*. Vol. XXXI, n.º 1-2, Madrid, 213 pp.
- AMLOT, M. (1983).—“Relations entre les trois domaines de sédimentation du Crétacé Supérieur”. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, T. 9 (Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. aptdo. 4 d), pp. 169-176.
- AMSTUTZ, G. C. (1967).—“Les laves spilitiques et leurs gîtes minéraux”. *Géol. Rundschau*; H. e. 57, pp. 936-954.
- (1974).—“Spilites and spilitic rocks”. *Intern. V. Géol. Sci. Serie 4*, n.º 4, Springer-Verlag.
- AZAMBRE, B y 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”. *Bull. Soc. Géol. France XVIII*, pp. 1725-1728.
- 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.
- BOILLOT, G. y MALOD, J. (1988).—“The North and North-West Spanish Continental Margin: A review”. *Rev. Soc. Géol. España*, Vol. 1, pp. 205-316.
- BOURROUILL, R.; COUMES, F. y OFFROY, B. (1984).—“Mecanismos sequenciales et événements exceptionels du flysch nord-pyrénéen; correlations pour les dépôts gravitaires profonds”. *Bull. Soc. Géol. France*. T. XXVI, n.º 6, pp. 1223-1234.
- CAMPOS, J. (1979).—“Estudio geológico del pirineo vasco al W del río Bidasoa”. *Tes. Doc. Munibe. Soc. Cienc. Aranzadi*, n.º 1-2, 1979, pp. 3-139.

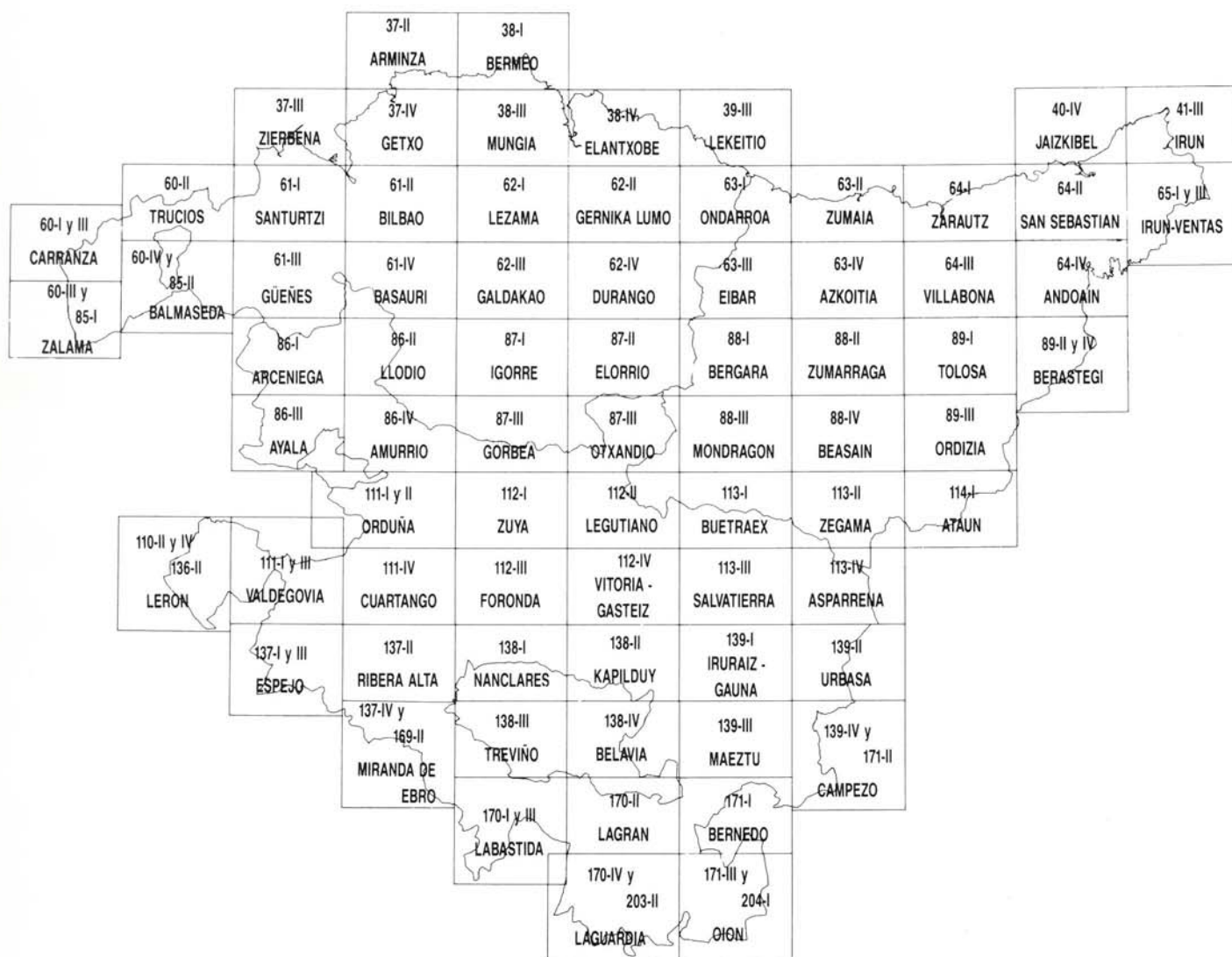
- CIEPSA.—“Síntesis de la Cuenca Cantábrica”. Inédito.
- CUEVAS, J. (1979).—“Estudio petrográfico del vulcanismo intercalado en el Cretácico entre los ríos Urola y Deba (Guipúzcoa)”. *Universidad del País Vasco*. 107 pp. 21 figs. 28 fot. 1 cartografía 1:25.000 y 3 cortes. *Tesis de licenciatura*.
- CUEVAS, 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 (1.ª fase)”. *Munibe*. Vol. 1-2, año 33, pp. 1-20.
- DEREGNAUCOURT, D. y BOILLOT, G. (1982).—“Structure géologique du Golfe de Gascogne”. *Bull. du B.R.G.M.*, 2, 1, 3, pp. 149-178.
- DURAND-DELGA, M. (1982).—“Evolution recente des idées sur la structure Alpine des Pyrénées”. Inédito.
- EGUILUZ, L.; MARTINEZ-TORRES, L. M.; RAMON-LLUCH, R. y ZUAZO, J. A. (1988).—“Deformación y estructuras asociadas en el área de Tolosa (Cuenca vasca). *Bol. Geol. y Min.*, Vol. XCIX-I, pp. 59-64.
- EVE (1985).—“Estudio geológico-minero del área comprendida en las Hojas a E/1:50.000 de Eibar, Lequeitio y el cuadrante sur-oriental de la de Durango”. Inédito.
- EVE (1986).—“Investigación de dolomías en el área de Azpeitia”. Inédito.
- EVE (1987).—“Investigación geológico-minera del área comprendida en las Hojas 1:50.000 de Vergara (Cuadrantes NO y SO), San Sebastián (Cuadrantes NO y SO). Inédito.
- EVE (1988).—“Cartografía 1:10.000 Régil-Tolosa”. Inédito.
- EVE (1989).—“Cartografía geológica a escala 1:5.000 en la zona de Gatzume-Hernio (Guipúzcoa)”. Inédito.
- EVE (1990).—“Investigación geológico-minera a escala 1:25.000 de las zonas de Tolosa, Beasain y Ataun”. Inédito.
- EXMINESA-MINA TROYA (1989).—“Cartografía geológica del área comprendida entre Mina Troya, Mina de Legorreta y Minas de Aralar”. Informe privado EXMINESA.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. (1986).—“El Complejo Urgoniano en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao”. Tesis, Univ. País Vasco, 421 pp.
- FEUILLÉE, P. y RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques”. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Ed. Technip., 48 pp.
- FEUILLÉE, P.; PASCAL, A. y RAT, P. (1983).—“Le système deltaïque de Valmaseda (Albien supérieur-Cénomanién inférieur)”. En: *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, Tomo 9 “Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique”, pp. 117-122. En aptdo. 4: Le Crétacé Supérieur de la zone des flyschs aux plates-formes: aptdo. 4 b: Le domaine navarro-cantabrique.
- FISHER, R. V. (1961).—“Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks”. *Geological Society of America Bulletin*, V. 72, pp. 1409-1414.
- 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.

- HAQ, B. U. (1989).—“Sequence stratigraphy and sea level changes: A global model”. *XII Congreso Español de Sedimentología*, Bilbao. Volumen de Conferencias y Simposios.
- HAMEURT, J. (1981).—“Les grands lignées magmatiques dans leur contexte géodynamique, in méthodes géochimiques d'étude des socles”. Centre Armoricaín de Etude Structural des Socles. Univ. Rennes.
- HERRERO *et al.* (1987).—“Dolomitización, silicificación y concentración de sulfuros de Zn, Pb y Fe en calcarenitas urgonianas (Mina de Legorreta, Guipúzcoa)”. *Bol. Géol. y Min.* T. XCVIII, Fasc. 4.
- HUGHES, C. J. (1982).—“Igneous Petrology”. Developments in petrology 7. Elsevier Sci. Publishing Company. New York, 551 pp.
- IGME (1971).—“Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa”. Mem. del IGME, Tomo 79. Madrid, 130 pp.
- IGME (1973).—“Mapa geológico de España 1:50.000 n.º 88/23-6 BERGARA”. Memoria explicativa.
- IGME (1984).—“Inventario de recursos minerales del País Vasco”. Inédito.
- IGME (1987).—“Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España”. Ed. IGME, 465 pp.
- ITGE (1989).—“Mapa geológico de España a escala 1:200.000. Hoja n.º 12 (BILBAO)”. Mapa y memoria explicativa.
- ITGE (1989).—“Modelización del yacimiento de Zn-Pb de San José de Legorreta”.
- INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE, GD (1983).—“Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique”. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*. Vol. 9 DIJON, 191 pp.
- JULEAU, Th. y ROCCI, G. (1974).—“Vers une meilleure connaissance du probleme des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilito-kerotophydique Hercynotypé in AMSTUTZ”. (Ed. Spilites and spilitic rocks, Springer-Verlag, New York).
- LAMARE, P. (1936).—“Recherches géologiques dans les pyrénées basques de l'Espagne”. *Mém. SGF Paris*, T. XII, n.º 27.
- LAMARE, P. (1941).—“Remarques sur la structure du Pays Basque”. *Bull. Soc. Géol. de France*, 5, XI, pp. 97-112.
- LAMOLDA, M.; MATHEY, B.; ROSSY, M. y SIGAL, J. (1983).—“La edad del volcanismo en Vizcaya y Guipúzcoa”. *Est. Geol.*, 39, pp. 151-155.
- 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 (1983).—“Le Crétacé supérieur de la zone des flyschs anteplates-formes”. *Mém. Géol. de l'Université de Dijon*, T. 9. Inst. des Sc. de la Terre, pp. 77-116.
- MATHEY, B. (1983).—“Le système des flyschs calcaires”. En: “Vue sur le Crétacé basco-cantabrique...”. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, T. 9, pp. 83-96.
- MATHEY, B. (1983).—“Le système des flyschs gréseux”. En: “Vue sur le Crétacé basco-cantabrique...”. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, T. 9, pp. 97-106.
- MATHEY, B. (1986).—“Les Flyschs Crétacé supérieur des Pyrénées Basques”. Thèse Doctoral. Univ. de Bourgogne, 403 pp.

- MIYASHIRO, A. (1974).—"Volcanic rocks series in Island Arcs and Active Continental Margins". *American Journal of Science*, Vol. 274, pp. 321-355.
- MIYASHIRO, A. y SHIDO, F. (1975).—"Tholeitic and calcalkalic series in relation to the behaviours of titanium, vanadium, chromium and nickel". *American J. Sc.* 275, pp. 265-277.
- OLIVE, A.; AGUILAR TOMAS, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; 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.
- PEARCE, J.A. y CANN, J.R. (1973).—"Tectonic sitting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses". *Earth Planet. Sci. Lett* 19, pp 290-300.
- PEARCE, J.A.; GALE, G.H. (1977).—"Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host-rocks" In: "Volcanic processes in ore genesis". The Institution of Mining and Metallurgy. London pp. 14-25.
- PUJALTE, V.; MONGE, C. (1985).—"A tide dominated delta system in a rapidly subsiding basin: The middle Albian-Lower Cenomanian Valmaseda Fm. of the Basque-Cantabrian Region, Northern Spain" *6th Eur. Reg. Meet. of Sedimentology I.A.S. Lleida*.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—"Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". *Tesis Doctoral*, Ed. CIEPSA, Madrid, 2 tomos.
- RAT, P. (1959).—"Les Pays Crétacés Basque-Cantabriques (Espagne)". *Thèse Fac. Sc. Publ. Univ. Dijon XVIII*, 525 pp.
- 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.
- VELASCO, F. *et al.* (1984).—"Estudio geológico del yacimiento de Zn-Pb. San José de Legorreta". Inéd. Depto. Cristalografía y Mineralogía. Univ. País Vasco, 55 pp.
- VOORT, H.B. (1964).—"Zun Flysch problem in den west pyrenäen". *Geol. Rundsch*, 53, pp. 220-233.
- WINCHESTER, J.A. y FLOYD, P.A. (1976).—"Geological diagrams type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks", *Earth Planet Sci.* pp. 459-469.



“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