



EVE

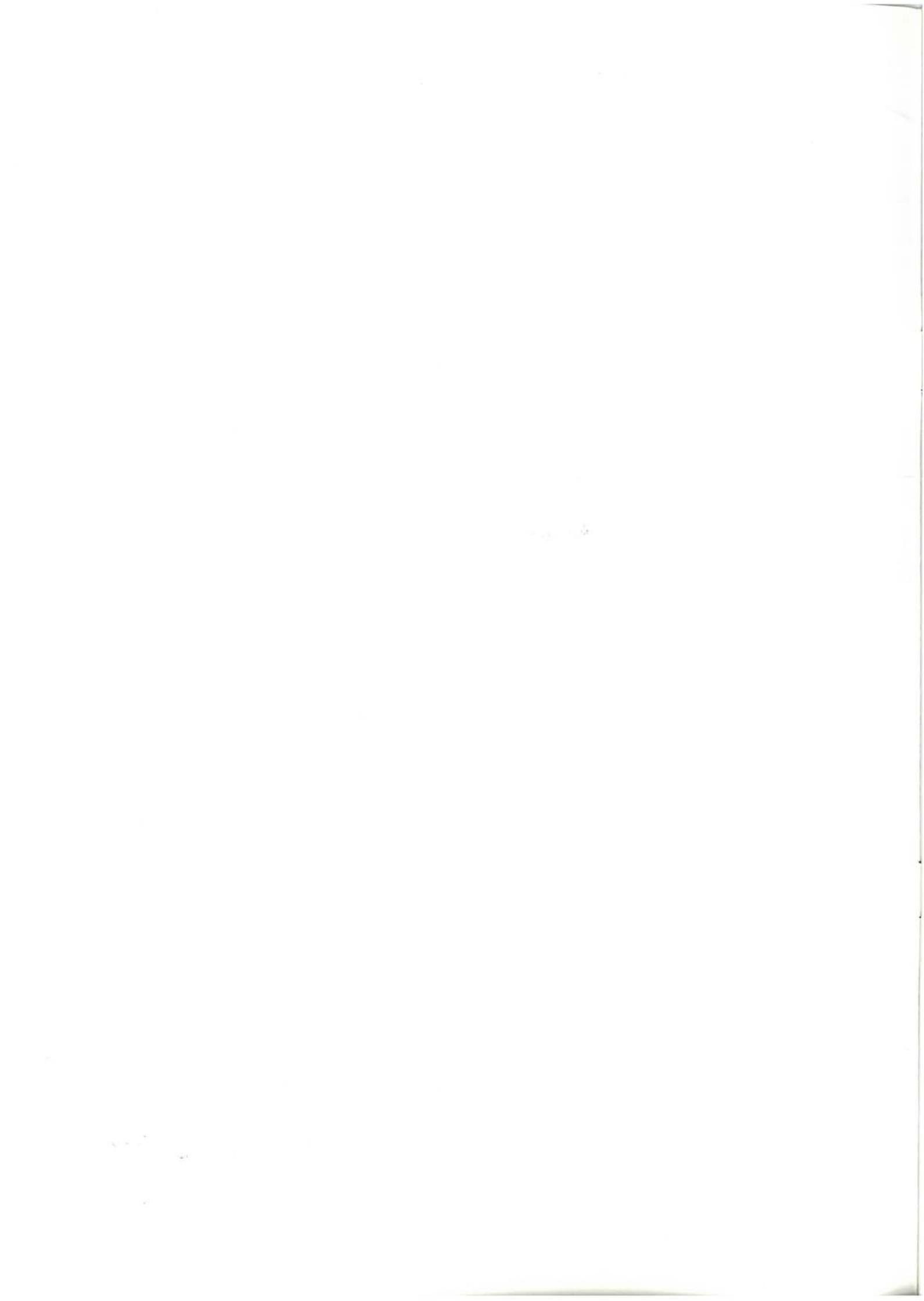
Mapa Geológico
del País Vasco

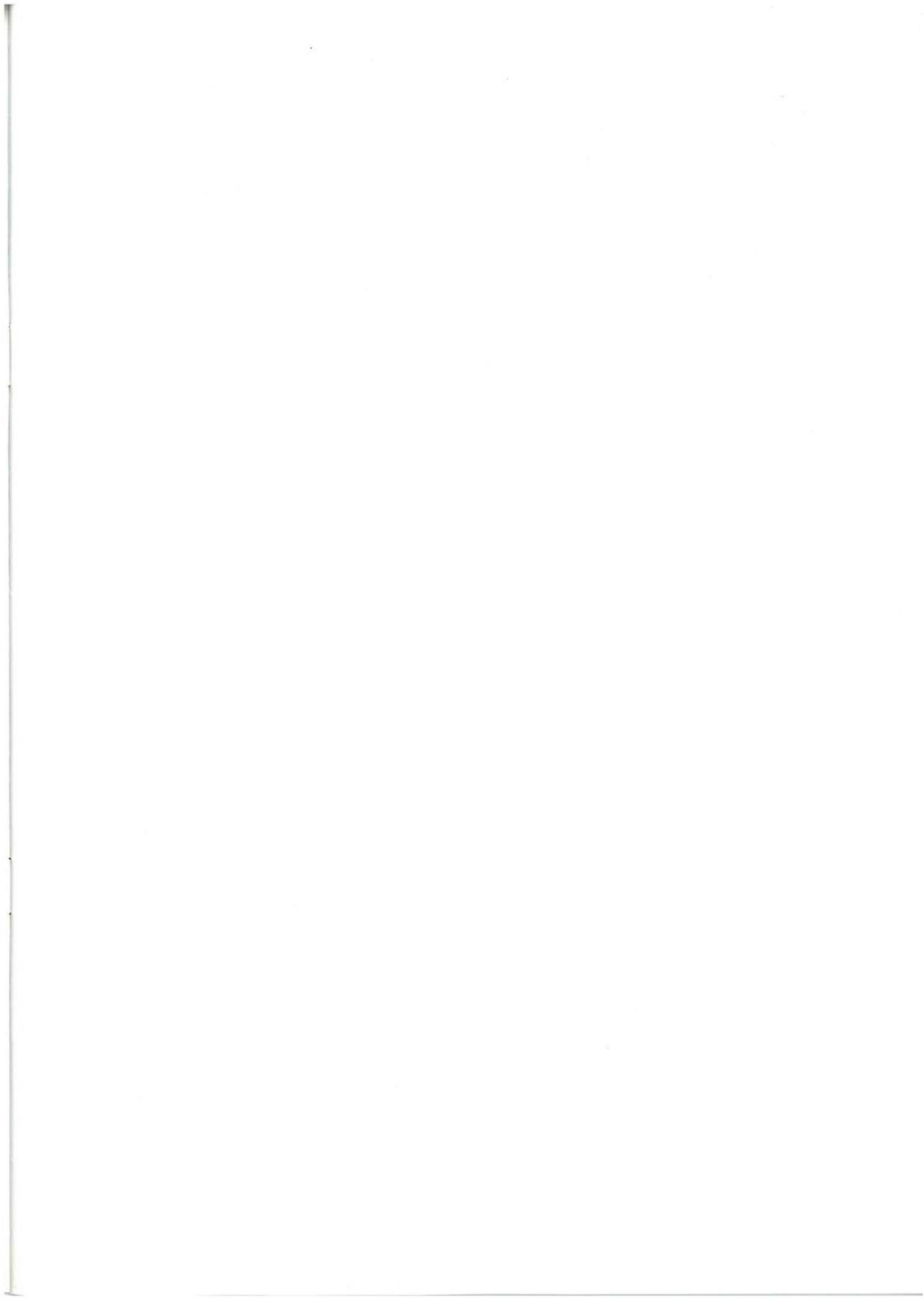
*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



38-I BERMEO

E: 1/25.000





**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

38-I BERMEO

E:1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

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

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Tel.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-1186-92

I.S.B.N.: 84-88302-17-7

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. García Portero

INGEMISA

A. Arriola Garrido
E. Eguiguren Altuna
I. García Pascual
R. Garrote Ruiz

Han participado como colaboradores: J. García Mondéjar y V. Pujalte Navarro. (UNIVERSIDAD DEL PAIS VASCO), que han asesorado en los capítulos de Estratigrafía y Sedimentología.

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1985.

INDICE

| | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| INTRODUCCION | 9 |
| 1. ESTRATIGRAFIA | 11 |
| 1.1. Trías Keuper (1 a 3)..... | 11 |
| 1.2. Unidad de Oiz. Sector de Guernica..... | 13 |
| 1.2.1. <i>Complejo Urganiano</i> (4 a 9)..... | 13 |
| 1.2.2. <i>Formación Deba - Complejo Supraurgoniano</i> (10 a 15)..... | 14 |
| 1.3. Cuaternario..... | 16 |
| 2. SEDIMENTOLOGIA | 17 |
| 3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL | 23 |
| 4. PETROLOGIA | 27 |
| BIBLIOGRAFIA | 29 |

INTRODUCCION

El cuadrante de Bermeo a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 38 del Mapa Topográfico a escala 1:50.000.

Ocupa una amplia franja litoral, desarrollándose hacia el Sur un conjunto de pequeñas colinas escalonadas que forman la vertiente norte del monte Sollube.

En este cuadrante se asientan las poblaciones de Bermeo y Bakio. Otros puntos a destacar son San Juan de Gaztelugatxe y el cabo de Matxixako. La cota más elevada es el cerro Burgoa (446 m.). El único cauce medianamente importante corresponde al tramo final del río Estepona.

El cuadrante de Bermeo se sitúa geológicamente en las estribaciones occidentales de los Pirineos, dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Los materiales más antiguos aflorantes son de edad triásica, en facies Keuper; el resto de los materiales forma una serie continua que abarca el Aptiense, Albiense y Cenomaniense. Este conjunto está estructurado según directrices generales aproximadamente concordantes con la estructura regional más importante de la Cuenca Vasco-Cantábrica y fue posteriormente recubierto en parte por sedimentos cuaternarios.

1. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos se han diferenciado en áreas próximas al cuadrante varias unidades, separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional.

Igualmente ha sido precisa la individualización de sectores, que pasan lateralmente a formar parte de una única unidad sin separación alguna.

Esta división en "Unidades y Sectores" permite una mayor diferenciación en términos litológicos, lo que da lugar a una cartografía geológica más detallada.

Asímismo evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieran un funcionamiento individual más o menos diferenciado durante la sedimentación (Fig. 1).

Todos los afloramientos de este cuadrante se incluyen en la Unidad de Oiz, Sector de Guernica, a excepción de los formados por materiales del Trías Keuper, los cuales, dado su carácter alóctono, se consideran al margen de estas divisiones.

1.1. TRIAS KEUPER (1 a 3)

Los materiales triásicos afloran, en este cuadrante, en los núcleos de los anticlinales de Bakio y Bermeo. Son mayoritariamente ofitas (1),

entre las que se disponen margas abigarradas, arcillas y yesos (2). Se ha cartografiado además, un enclave de naturaleza caliza (3).

Las **ofitas** (1) se encuentran en avanzado estado de meteorización. En los escasos afloramientos en que se observa la roca fresca, ésta presenta color verde oscuro; está afectada por un fuerte diaclasado decimétrico, localmente relleno de productos de alteración.

En cortes recientes, aún se aprecia la estructura primaria de la roca, e incluso pueden recogerse restos "frescos" en forma de pequeños bolos.

Las **margas abigarradas, arcillas y yesos** (2), que aparecen en pequeños afloramientos, se distinguen por las coloraciones típicas de la facies germánica, rojas y verdes, y no presentan en general ninguna estructura.

Localmente las arcillas presentan concentraciones evaporíticas, generalmente yesíferas. Los yesos, en etapas posteriores a la sedimentación, se disuelven y redepositan en fracturas que llegan a conferir un aspecto mallado a las arcillas (Este de la playa de Bakio).

En las proximidades de los contactos se produce una brechificación en la que se encuentran numerosos cantos de ofitas.

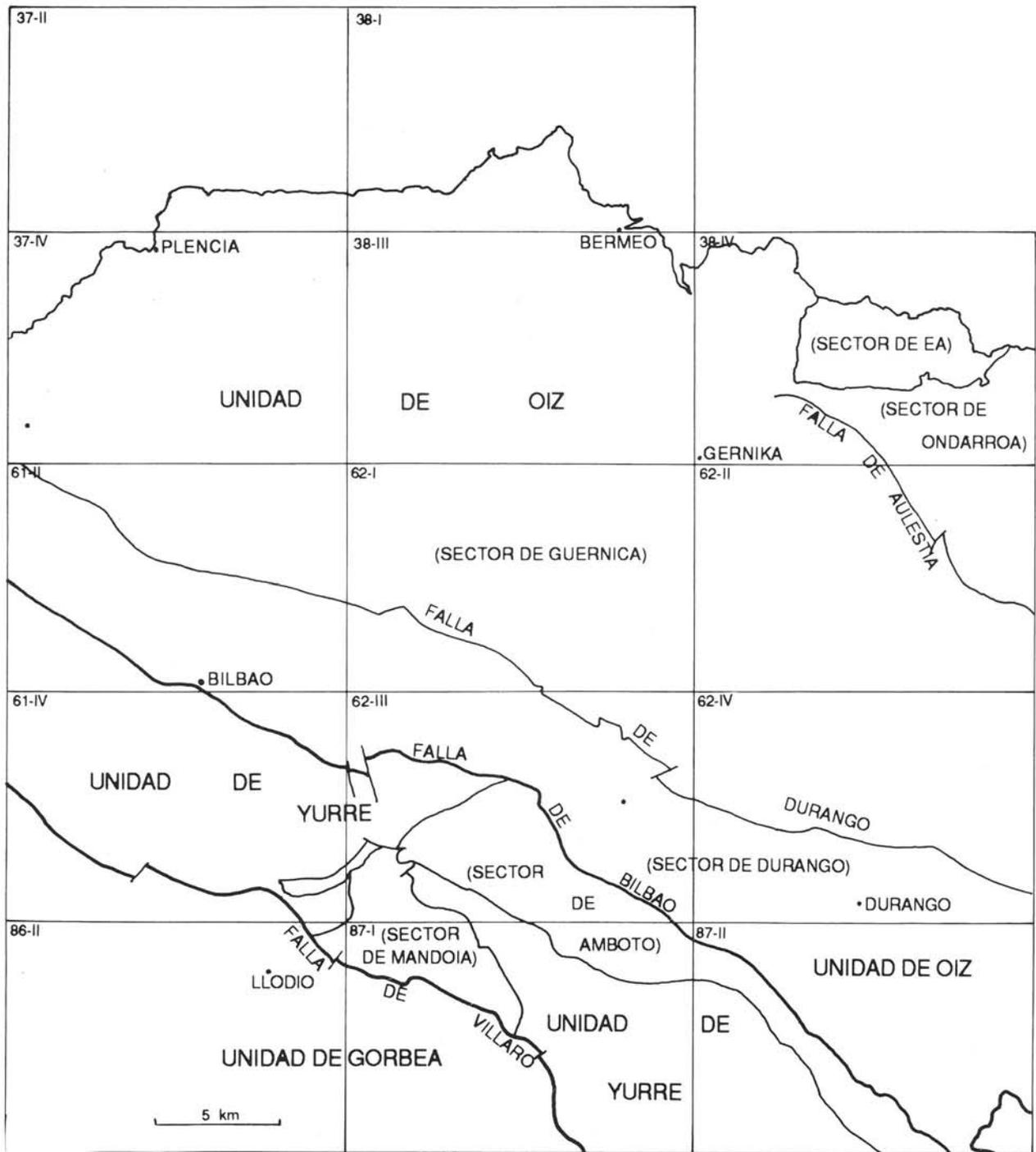


Figura 1.—Distribución de Unidades y Sectores en la transversal de Guernica - Llodio.

Se ha cartografiado un enclave, situado al Sur de Bakio, compuesto por **calizas** (3) probablemente de edad jurásica.

1.2. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE GUERNICA

Esta unidad está formada, en este cuadrante, por materiales del Cretácico inferior y probablemente de la base del Cenomaniense.

La serie se puede dividir en dos grandes conjuntos, que de muro a techo son: Complejo Urganiano y Formación Deba.

1.2.1. *Complejo Urganiano* (4 a 9)

El Complejo Urganiano fue definido por RAT, P. (1959) que agrupó un conjunto de sedimentos con facies arrecifales o paraarrecifales y sus detríticos asociados.

En este trabajo se ha considerado dentro del Complejo Urganiano toda la sucesión de materiales de edad Cretácico inferior con facies mayoritariamente marinas.

La sucesión litológica, en la que aparecen facies destructivas del aparato calizo urgoniano que debía situarse presumiblemente al Norte, está formada por un tramo basal carbonatado, compuesto fundamentalmente por margas y margocalizas, y un tramo superior brechoide en el que se pueden diferenciar cinco términos, no siempre presentes.

La serie comienza con el depósito de **margas y margocalizas** (4) grises oscuras o ne-gruzcas con fauna de gasterópodos planos o turriconos, bivalvos, etc. También se aprecian bioturbaciones, algunas de las cuales se encuentran piritizadas.

Localmente, interestratificados en las margas, se encuentran niveles centimétricos a decimétricos de calizas nodulosas con belemnites, y calcarenitas con estructuras turbidíticas.

La potencia media observada (hay que tener en cuenta que no aflora el muro) de este paquete es de 250 metros. Por encima de él se dispone un tramo de brechas y megabrechas calcáreas y otras facies de talud asociadas. Aflora en los acantilados que rodean Bakio y consta de cinco términos que forman una macrosecuencia positiva de muro erosivo. La potencia del conjunto puede alcanzar varios cientos de metros, aunque en otros puntos no está representado.

El término basal está compuesto por **brechas bioclásticas y areniscas calcáreas** (5), que afloran únicamente en el flanco oeste del antiforme de Bakio. Se trata de calizas bioclásticas arenosas en bancos centi-decimétricos regulares, estratos de margocalizas nodulosas rojizas, y zonas más o menos irregulares de concentraciones bioclásticas (bivalvos, gasterópodos, etc., no observándose orbitolinas), alternantes con margas (con bioclastos e intraclastos dispersos).

Son frecuentes los niveles de parabrecha y ortobrecha calcárea y los estratos calcareníticos o calcirrudíticos rubefactados. Hacia techo pueden encontrarse bloques calizos métricos, redondeados, embutidos en margas arenosas. La estructura canaliforme de algunos de los niveles citados los hace pasar de 0,5 a 2,5-3 metros de potencia en 10 metros de evolución lateral. El aumento de estas canalizaciones rellenas de megabrecha calcárea marca el tránsito al término superior de **megabrechas calcáreas canalizadas y margas** (6), que en el flanco oeste del antiforme de Bakio son niveles métricos canalizados de megabrechas calcáreas (principalmente parabrechas), con cantos también métricos, irregularmente alternantes con estratos decimétricos de ortobrecha, niveles de deslizamiento, calizas arenosas, calcarenitas (bio e intraclásticas) y calcirruditas finas rubefactadas. Todos los términos alternan irregularmente con margas autóctonas, algo arenosas, con clastos dispersos. En el extremo suroeste, la sucesión está cortada por la discordancia que implanta la formación Deba sobre estas facies.

En el flanco este del antiforme de Bakio, este término de megabrechas y margas (6) es el primero de la sucesión megabrechoide, presentando un contacto netamente erosivo sobre las margas y margocalizas infrayacentes. Dicho contacto tiene un claro carácter canaliforme, con excavaciones métricas en el sustrato. Algunas corresponderían a gigantescos surcos de arrastre, excavados por los grandes clastos calcáreos que flotan en el "debris-flow". Estos cantos son marcadamente angulosos (lo que atestigua su corto transporte) y están en contacto mutuo en forma de ortobrecha, si bien la proporción de matriz intercalada va creciendo localmente hacia arriba en la serie, formando áreas de parabrecha.

El término de **areniscas calcáreas, calcarenitas y margas** (7) consta de alternancias regulares de calcirruditas (cantos decimétricos a métricos, angulosos, con fauna y flora arrecifales), calcarenitas y areniscas silíceas (localmente microconglomeráticas) con margas más o menos arenosas que engloban cantos silíceos dispersos, hasta centimétricos. En el tránsito de muro se observan términos inestables tipo "slump" y flujo de derrubios, cuyos cantos calcáreos están parcialmente silicificados. Este conjunto evoluciona hacia el Este a una alternancia de aspecto "flyschoide", con decrecimiento del tamaño de grano del componente arenoso. Pequeños relictos de esta facies aparecen "discordantes" sobre la masa, presumiblemente alóctona, de San Juan de Gaztelugatxe. Algunos niveles calcareníticos presentan estructura turbidítica.

Las **margas con brechas y areniscas calcáreas** (8) afloran únicamente en el flanco este del antiforme de Bakio y constituyen el término final de la secuencia positiva que dibujan las megabrechas. Dentro de un término general autóctono, de carácter margoso, alternan irregularmente niveles de areniscas calcáreas, calizas arenosas y calcarenitas, algunas de ellas con caracteres turbidíticos, y niveles de brechas calcáreas de cantos hasta decimétricos. Se distinguen niveles de inestabilidad ("slumps").

Dentro de esta secuencia se incluyen unos afloramientos de **calizas biostrómicadas y calcarenitas** (9). Son facies en las que el carácter alóctono de sus constituyentes está claro en algunos casos (calcarenitas), pero es más discutible en otros (calizas masivas con rudistas: San Juan de Gaztelugatxe, isla de Aketxe, o Punta Talaiape). La procedencia alóctona de semejantes clastos (hasta más de 250 metros) implicaría unas condiciones de sedimentación que aún siendo excepcionales, son coherentes con los datos de que se dispone.

Las calizas a las que se hace referencia corresponderían a facies de calizas masivas o en bancos decamétricos, con rudistas y corales.

1.2.2. **Formación Deba - Complejo Supraurgoniano** (10 a 15)

La formación Deba fue definida por G. MONDEJAR *et al.* (1982); equivale al Complejo Supraurgoniano de RAT. (1959), al Flysch Negro de FEUILLEE y MATHEY (1976) y al Deva Flysch de VOORT (1963). Está formada por un conjunto de litologías esencialmente detríticas. En este cuadrante se pueden diferenciar dos series: una basal de transición, más carbonatada, y otra superior formada por lutitas, areniscas y conglomerados.

La base de la formación está compuesta por **margas y areniscas calcáreas** (10) en serie alternante, de características "flyschoides" más netas hacia techo. Son bancos centimétricos de arenisca calcárea y centimétricos a decimétricos de margas. Las margas son mayoritarias, y tienen intercalados algunos niveles de microbrecha calcárea. Aunque este término se ha identificado en varios puntos, solamente es cartografiable en las proximidades de Bakio. Representa un tramo de transición del ciclo destructivo urgoniano a la formación Deba puramente terrígena, y dado su carácter turbidítico se ha incluido dentro de ésta.

A techo se sitúan los términos detríticos que son típicos de esta formación constituidos por alternancias de lutitas, areniscas y conglomerados.

Las lutitas se disponen en bancos de potencia muy variable, desde centimétrica a métrica, aunque las más comunes son de potencia decimétrica. En corte fresco presentan coloraciones oscuras (algo más clara en las granulometrías altas). Es característica la abundancia de materia orgánica que puede llegar a concentrarse en niveles de potencia centimétrica. También presentan sulfuros dispersos o concentrados en pequeños nódulos, generalmente oxidados. Son comunes algunos horizontes de nódulos carbonatados y ferruginizados. Localmente se observa disyunción esferoidal.

Las areniscas forman cuerpos lenticulares con una estructura lateral variable. Se disponen en estratos de potencias variables (desde centimétricos a métricos) aunque los más comunes son los de potencias decimétricas y centimétricas. Presentan estructuras tales como granoselección, laminación paralela, "ripples" y, ocasionalmente, numerosos cantos blandos. Se componen de pequeños granos de cuarzo de tamaño de arena fina a media o incluso gruesa (microconglomerados), con algo de feldespato (más blanquecino), mica blanca relativamente abundante y materia orgánica (tallos y restos vegetales parcialmente transformados en carbón).

Los granos son redondeados a subredondeados, están cementados por sílice y ocasionalmente carbonato. En muestra no alterada presentan coloraciones grises a blancas. La oxidación de las menas dispersas tiñe la roca con tonalidades rojizas y amarillentas.

Los conglomerados se disponen en estratos de potencia variable, de centimétrica a decimétrica, y con continuidad lateral también variable. Son ortoconglomerados formados por cantos de sílice muy redondeados en matriz

arenosa, y paraconglomerados formados por cantos de sílice en matriz limolítica o arenosa. Es frecuente observar granoselección.

Estas litologías se combinan de tal forma, que definen en función de su abundancia relativa un conjunto de términos que muestran características propias.

Areniscas y lutitas (11). Bajo esta denominación se agrupan aquellos términos que presentan en general un porcentaje similar de estratos de lutitas y areniscas.

Las areniscas y lutitas se disponen en bancos alternantes centimétricos-decimétricos. Se debe destacar que en este tramo, el aumento de la proporción de areniscas va emparejado al aumento de la potencia de sus bancos y al mayor desarrollo, en su caso, de las series turbidíticas de Bouma.

Localmente pueden presentarse intercalados algunos niveles de orto y paraconglomerados silíceos.

Argilitas y/o limolitas (12). Se definen así aquellos términos en los que existe un claro predominio de los materiales lutíticos sobre los areniscosos.

Las lutitas se presentan en niveles de potencias muy variables, desde centimétricas a métricas, separados por estratos, generalmente poco potentes, de arenisca y/o algunos horizontes ferruginizados.

Areniscas, lutitas y conglomerados (13). Son términos en los que alternan barras de areniscas y lutitas en proporción similar, intercalando además niveles de paraconglomerados y ortoconglomerados silíceos de potencias decimétricas e incluso métricas.

Areniscas con niveles de lutitas y conglomerados (14). Se trata de un término en el cual el porcentaje de areniscas supera el 75 %

aproximadamente. Las potencias de los bancos areniscos pueden llegar al metro. Los muros son erosivos y las secuencias de Bouma aparecen bien desarrolladas. Se observan "mega-ripples" y niveles decimétricos a métricos de paraconglomerados (en algunos casos son ortoconglomerados) de cantos silíceos milimétricos a decimétricos en matriz arenoso - lutítica.

Areniscas y conglomerados (15). De esta manera se definen aquellos términos formados fundamentalmente por niveles de areniscas y ortoconglomerados en estratos de potencia decimétrica - métrica.

La serie descrita presenta una organización "flysch" bien definida, encontrándose frecuentemente estructuras sedimentarias que indican un origen turbidítico.

1.3. CUATERNARIO (16 a 20)

Se ha cartografiado como depósito de origen fluvial el **aluvial** (16) de la ría Estepona, formado por acumulación de materiales heterométricos en los que abundan los tamaños más finos en la parte superior.

Los depósitos de gravedad se han incluido en un solo término, con el nombre de **coluvial** (17), en el que la variabilidad es grande, desde las coladas de barro hasta los coluviales de bloques. En este cuadrante llegan a tener un desarrollo espectacular, sobre todo en la zona del cabo Matxitxako.

Bajo el nombre de **depósitos residuales** (18) se ha cartografiado un único afloramiento al Norte de Bermeo formado por arcillas de descalcificación situadas en el fondo de una depresión kárstica, desarrollada sobre margas y megabrechas calcáreas.

Los **depósitos de playa** (19), son normalmente acumulaciones arenosas con granos bien clasificados, aunque también se han cartografiado como tales las playas de cantos, formadas a expensas de los acantilados que tienen detrás. Las **dunas** (20) se forman habitualmente a sotavento de las playas, de donde provienen los aportes. Se componen de arena de grano más fino y con un mayor porcentaje de granos mates y redondeados que las playas, únicamente se observan en Bakio.

2. SEDIMENTOLOGIA

En este cuadrante afloran materiales de edades Aptiense, Albiense y Cenomaniense (además de los triásicos y cuaternarios) representados por series en facies urgoniana y supraurgoniana.

El presente capítulo es un intento de restablecer la evolución paleogeográfica en el espacio de tiempo comprendido entre el Aptiense y el Cenomaniense (los materiales triásicos no se tratan aquí debido a su carácter alóctono).

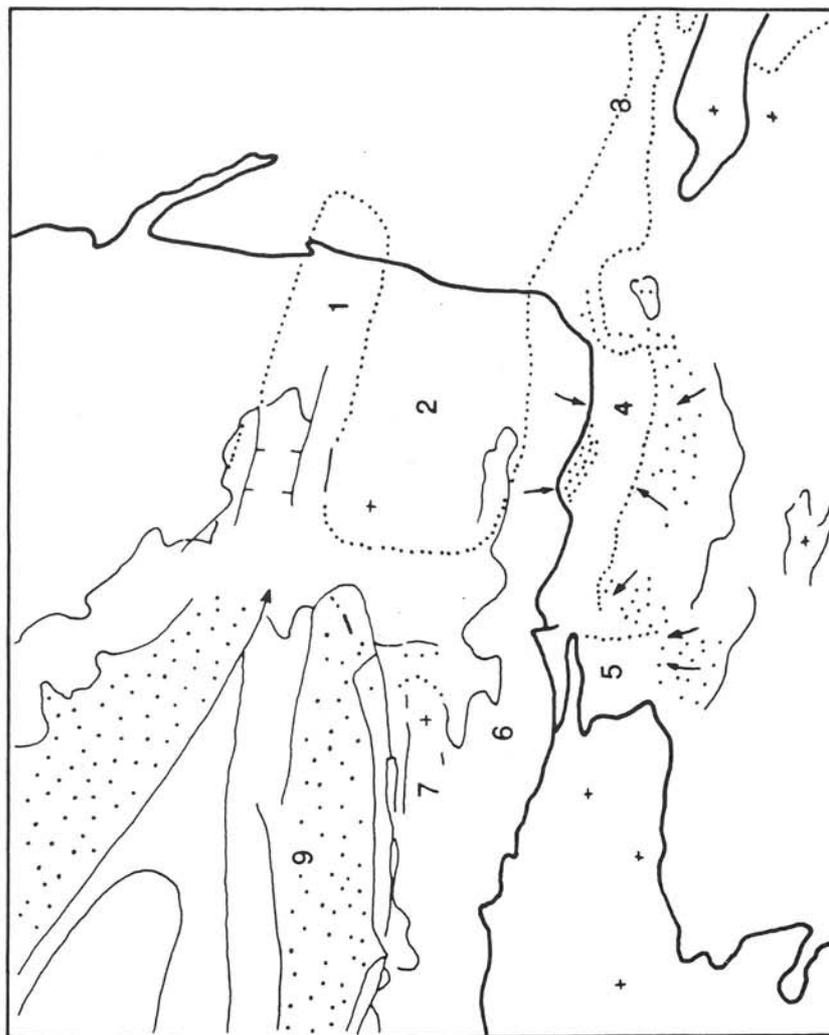
Dicha evolución, a tenor de los datos regionales, comprende dos ciclos: uno inicial constructivo carbonatado (Aptiense - Albiense inferior), que coincide con la implantación de sistemas arrecifales y paraarrecifales, y uno final destructivo que se completó con grandes aportes terrígenos que forman potentes sucesiones de abanico submarino, abarcando Albiense medio - superior y Cenomaniense inferior.

Las calizas de rudistas se dispusieron en áreas de menor subsidencia relativa, a salvo de la contaminación terrígena continental que invadía la cuenca. Las áreas de tránsito entre altos y surcos paleogeográficos están marcadas por la abundancia de fenómenos de inestabilidad gravitatoria ("slumps", flujos de barro y derrubios), como es el caso de las series megabrechoides destructivas de Bakio y Bermeo.

El desarrollo de calizas en el área cantábrica fue incipiente en el Aptiense inferior (1.^a secuencia deposicional urgoniana), claro y bastante extendido superficialmente, aunque no con demasiado espesor, en el Aptiense superior basal (2.^a secuencia), y verdaderamente espectacular entre el Aptiense terminal y Albiense inferior - medio (3.^a secuencia).

En áreas como las de Bermeo y Bakio, no existió un desarrollo importante de calizas con rudistas, sino que el equivalente temporal estuvo formado esencialmente por margas, así como por lutitas, areniscas y calizas. Por el contrario en las áreas de Amboto y de Gernika-Markina, las potentes masas calizas llegaron hasta el Albiense medio.

La aparición de las sucesiones megabrechoides de Mundaka, Laida - Laga, Bakio, Bermeo y Ea (ya encuadradas en el ciclo destructivo) implica la existencia de un área fuente carbonatada en proceso de desmantelamiento. Los parámetros sedimentológicos indican en los tres últimos casos (dos de ellos dentro de este cuadrante) una procedencia en general septentrional de los aportes (Fig. 2), que ya se perfilaba con respecto a los abanicos terrígenos (¿deltaicos?) presentes en el área de Ogoño (cuadrante de Elantxobe) y a las calizas arrecifales y areniscas deltaicas de Gorniz - Arminza. Estos hechos implican la existencia de un antiguo continente situado al Norte,



- 1.- Cuenca cretácica profunda de Cap Ferrer-Parentis
 - 2.- Plataforma marginal de Las Landas
 - 3.- Cuenca Cretácica profunda del Sur de Aquitania
 - 4.- Cuenca profunda de Bizkaia
 - 5.- Surco Engaña-Río Miera
 - 6.- Cuenca profunda cretácica del Norte de Asturias
 - 7.- Banco del Danés
 - 8.- Depresión de Santander
 - 9.- Cuenca abisal marginal Nord-Española
- (.....) Talud durante el Albiense
- Paleocorrientes

Figura 2.—Esquema paleogeográfico representativo del Golfo de Bizkaia en el intervalo Albiense superior base, mostrando la relación entre la plataforma marginal de Las Landas (2) las cuencas albienses Cap - Ferrer - Parentis (1) y Bizkaia - Sur de Aquitania (4 - 3 respect.). Mapa base tomado de MONTADERT et al. (1974). Paleocorrientes en 4 procedentes de VOORT (1963).

(Fig. 3), cuyas costas estaban colonizadas por arrecifes urgonianos.

La formación de calizas urgonianas en unas áreas y de terrígenos en otras, no fue una cuestión de azar en la cuenca urgoniana Vasco-Cantábrica. Aparte de otros controles como la proximidad a vías de llegada de aportes continentales, el principal responsable de tal distribución fue la tectónica sinsedimentaria, que originó subsidencias diferenciales acusadas en el fondo marino. Se constituyeron así altos (donde se dispusieron las calizas) y surcos (donde lo hicieron los terrígenos), en respuesta a una tectónica de bloques que dejó partes del fondo marino dentro de la zona fótica y otras por debajo de la misma. A esta acción tectónica se agregó la originada por la halocinesis de materiales plásticos del Trías Keuper.

La migración del Trías impulsada por reajustes de los bloques del zócalo creó intumescencias locales en las áreas de alto, (ANTIGÜEDAD *et al.*, 1983; GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL, 1982; EVE, 1986) contribuyendo a la localización de facies de calizas y a la creación de taludes en sentido radial. El emplazamiento del Trías en la cuenca no tiene aspecto de haber sido casual, sino que más bien parece reflejar cada uno de los puntos de intersección de estructuras profundas de zócalo, o bien de fracturas con cierta entidad.

El ciclo final destructivo - terrígeno (Albiano superior - Cenomaniense inferior) cierra el ciclo marino arrecifal y paraarrecifal urgoniano, y lo separa de la sedimentación carbonatada de tipo flysch o plataforma, que será la característica del Cretácico superior a partir del Cenomaniense superior.

Tras la sedimentación megabrechoide de Bakio y Bermeo, y con las facies flyschoides que la recubren, comienza el depósito de facies de llanura de cuenca turbidítica ("basin plain").

Sobre las facies descritas progresa un abanico submarino en macrosecuencia negativa: llanura de cuenca, orla de lóbulo distal y lóbulo proximal (con signos de inestabilidad).

La dirección de procedencia de los aportes era, en general, Norte a Noroeste (BADILLO, *et al.* 1983; ROBADOR, 1984; EVE, 1987). Ello implica un área - fuente antigua (paleozoica y/o permo - triásica) septentrional, como ya dedujera VOORT (1963), posteriormente sumergida, que suministrase gran cantidad de clastos silíceos, (figura 4).

Tras detenerse la progradación del abanico, se crea una superficie erosiva discordante y comienza un nuevo episodio retrogradante - transgresivo de base conglomerática, que culmina con el depósito de las margas del Cretácico superior (EVE, 1987). La geometría de los lóbulos indica un control de las canalizaciones por parte de umbrales que coinciden aproximadamente con la localización actual de los emplazamientos triásicos de Mungia (en sus diversas ramas), Bakio, Gernika (contra cuyo flanco se acuña espectacularmente toda la formación Deba) y, presumiblemente, Bermeo.

El resultado geométrico general es el de dos abanicos coalescentes (Lemoiz-Jata y Matxixako-Sollube) con canalizaciones radiales hacia SSO y SE.

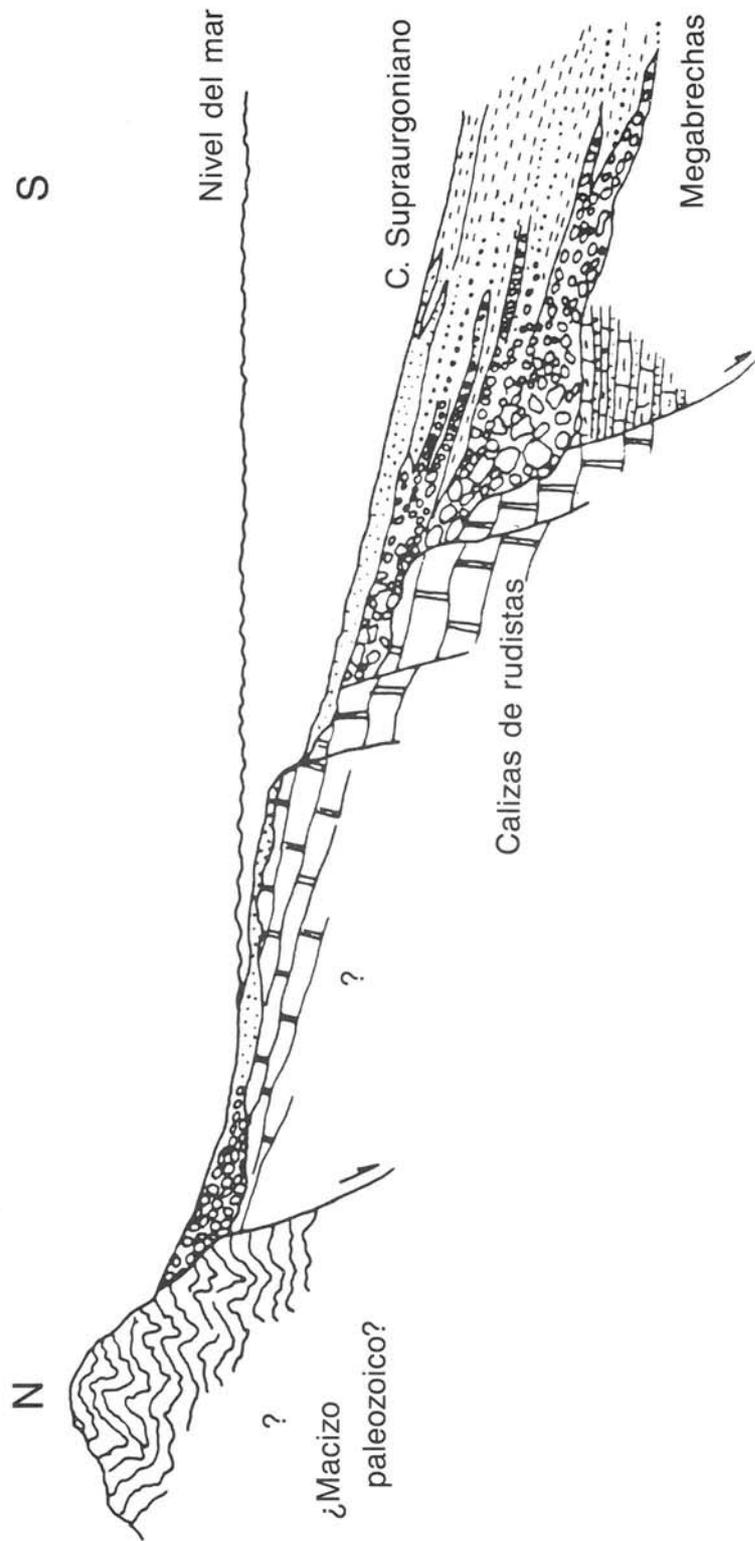


Figura 3.—Zona de Bako. Esquema interpretativo de la disposición de elementos tectosedimentarios en el Albiense - Cenomaniense. Sin escala. Tomado de ROBADOR. (1984)

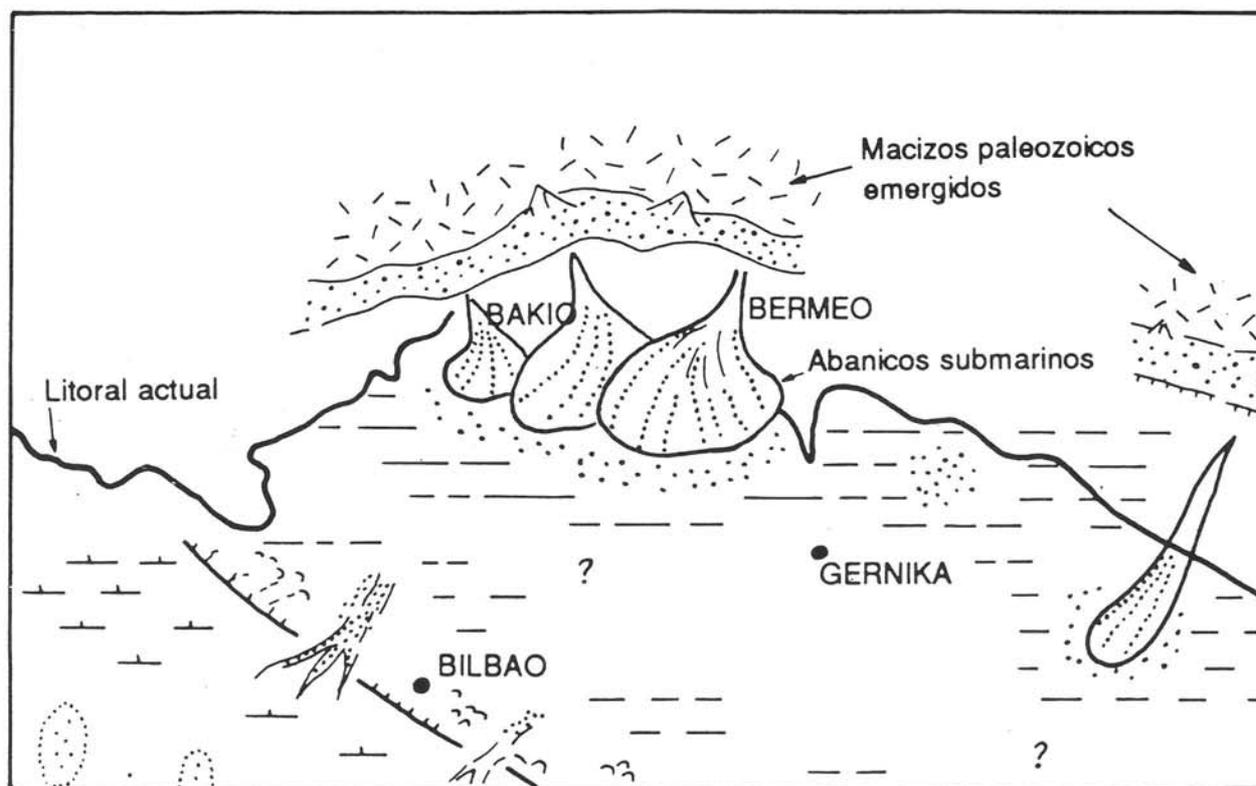


Figura 4.—Esquema paleogeográfico (muy generalizado) de los alrededores del área estudiada para el Albiense superior - Cenomaniense inferior ("Supraurgoniano"). Según PUJALTE, 1986.

3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Las directrices de las estructuras geológicas presentes en la hoja de Bermeo son ciertamente anómalas con respecto a la orientación general que muestran los elementos estructurales en zonas próximas y en la mayor parte de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

Las principales estructuras cartografiadas en el cuadrante son: el sinclinal de Matxitxako y los anticlinales de Bakio y Bermeo. Sin embargo, la interpretación de estas estructuras y la discusión sobre su génesis debe realizarse contemplando una superficie más extensa que la incluida en la hoja de Bermeo. En la figura 5 se ha representado un esquema geológico de una zona relativamente amplia, en la cual queda englobado el cuadrante, permitiendo así obtener una visión general de las principales estructuras cartografiadas en él, y de otras cercanas que pueden estar implicadas en su génesis.

En el extremo sureste de la hoja, en los alrededores del núcleo urbano de Bermeo, se ha cartografiado la terminación de una estructura anticlinal, en cuyo núcleo afloran materiales urgonianos. Tiene una representación muy reducida dentro del cuadrante pero, por los datos obtenidos en zonas próximas, puede deducirse que se trata de la prolongación del

anticlinal de la ría de Gernika. La orientación de su eje es N 120° E (NO-SE) aproximadamente, que corresponde a la directriz estructural más frecuente en la cuenca, originada por la fase principal del plegamiento alpino de edad post-Eoceno.

Hacia el Sureste, fuera de la hoja de Bermeo, tal y como se observa en la figura 6 y se describe en los correspondientes cuadrantes, la orientación de esta estructura anticlinal, sufre una rotación hasta situarse N 160° E debido al arrastre producido por el funcionamiento de las fallas de Arrillas-Axpe y Gernika-Ibarranguelua. Desde la falla de Arrillas-Axpe hacia el Norte, la traza cartográfica del eje de este pliegue queda situada en el mar, deduciéndose un sentido de inmersión hacia el NO.

El resto de las estructuras dúctiles cartografiadas en el cuadrante de Bermeo, anticlinal de Bakio y sinclinal de Matxitxako, se alinean según la dirección N 30° E (NE-SO) aproximadamente. El primero de ellos tiene el núcleo ocupado por materiales triásicos; en los flancos afloran rocas sedimentarias de edad Albiense inferior-medio, con discordancias progresivas entre los diferentes tramos, que quizá indiquen una etapa de halocinesis sincrónica con la sedimentación, aunque no se descarta que las

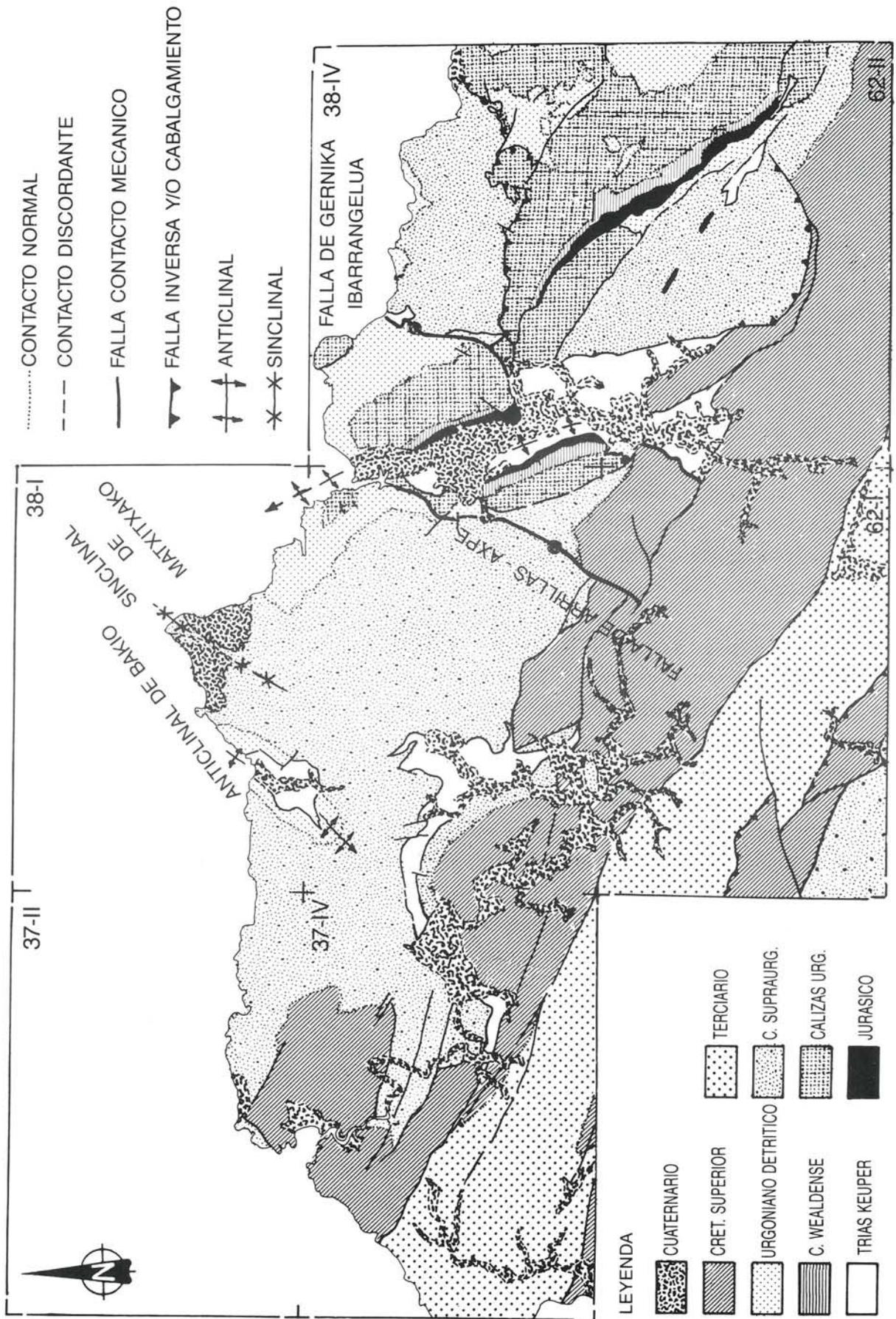


Figura 5.—Esquema geológico del cuadrante 38-I "BERMEO" y sus alrededores.

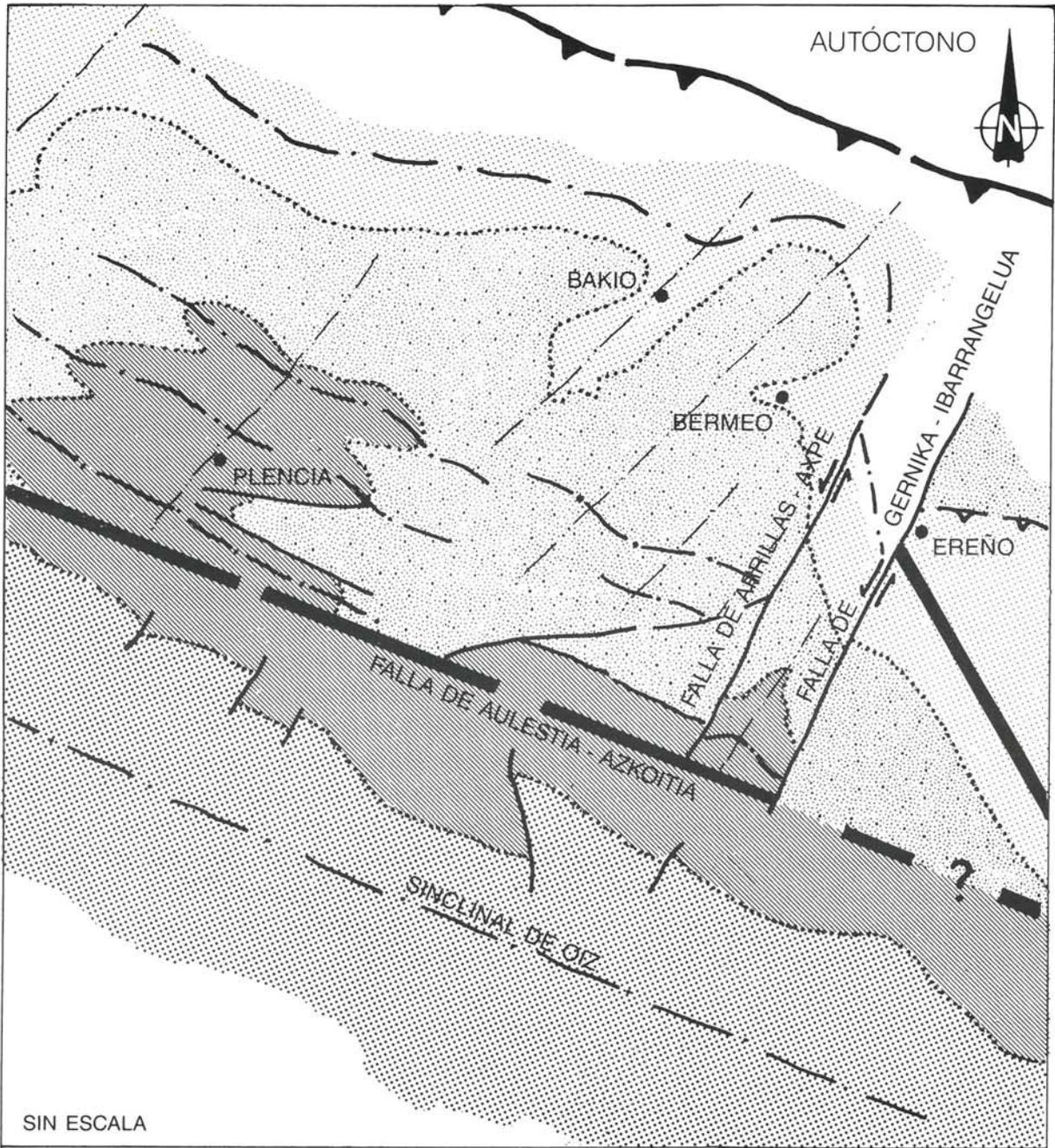


Figura 6.—Esquema estructural idealizado para la zona cubierta por el cuadrante de Bermeo y sus alrededores.

discontinuidades sedimentarias estuvieran originadas por fenómenos previos al ascenso de los materiales triásicos y de mayor envergadura tectosedimentaria. En cualquier caso, estas estructuras de orientación N 30° E se superponen a las más generales NO-SE y adquieren una buena representación cartográfica en el presente cuadrante y en los que le rodean.

En la figura 5 se observa que la presencia de estos pliegues con ejes orientados N 30° E queda restringida al bloque septentrional de la importante falla de desgarre que corre aproximadamente en dirección N 120° E y se ha denominado en cuadrantes cercanos como falla de Aulestia-Azkoitia. En este bloque, y concretamente al Oeste de la falla de Arrillas-Axpe, las series son predominantemente detríticas, sin la presencia de grandes paquetes de calizas masivas, por lo que en general, responden a los esfuerzos tectónicos con un estilo de deformación dúctil.

Sobre el origen de estos pliegues tardíos N 30° E, cabe pensar que son estructuras asociadas al funcionamiento de los desgarres principales (y cabalgamientos) presentes en la zona. En la figura 6 se muestra un esquema idealizado para un área extensa, desde Plencia por el Noroeste hasta Markina por el Este, incluyen-

do zonas no aflorantes, ahora cubiertas por el mar. En esta figura se han destacado los principales elementos estructurales conocidos, algunos de los cuales se comentan más en profundidad en otros cuadrantes.

La interferencia de las dos familias de pliegues mencionadas, NO-SE y NE-SO, produce figuras cartográficas similares a domos y cubetas, tal y como es de esperar al ser sus directrices casi ortogonales.

No se han cartografiado fracturas de importancia dentro de la hoja de Bermeo; solamente se han observado algunas fallas orientadas según las direcciones NE-SO o NO-SE, de pequeño salto, que apenas trastocan los contactos estratigráficos. Sin embargo, tal y como se ha tratado de representar en el esquema de la figura 6, debe considerarse que el área cubierta por el cuadrante se inscribe en una zona con un grado de deformación intenso. En este sentido conviene asimismo señalar que los materiales cartografiados forman parte de una unidad alóctona que se superpone mediante un plano de cabalgamiento al bloque autóctono. La traza cartográfica de este cabalgamiento no aflora en tierra en este cuadrante, se encuentra "off-shore" a una cierta distancia al Norte de la línea de costa.

4. PETROLOGIA

Las rocas ígneas aflorantes en el cuadrante de Bermeo están representadas únicamente por ofitas triásicas, compuestas por un entramado de cristales prismáticos de plagioclasa cálcica y piroxeno, casi totalmente transformado a hornblenda (marrón y verde) y actinolita. Como accesorios se encuentran feldespatos potásico, minerales metálicos, rutilo y esfena. Los minerales secundarios proceden casi todos ellos de la transformación de los principales, y son: clorita, micas blancas (moscovita y sericita), biotita, menas y óxidos, y en algunas muestras, serpentina de alteración de olivino. Como producto de alteración es muy frecuente la epidota.

Estas rocas tienen textura ofítica, microgranuda, holocristalina, homométrica de grano fino.

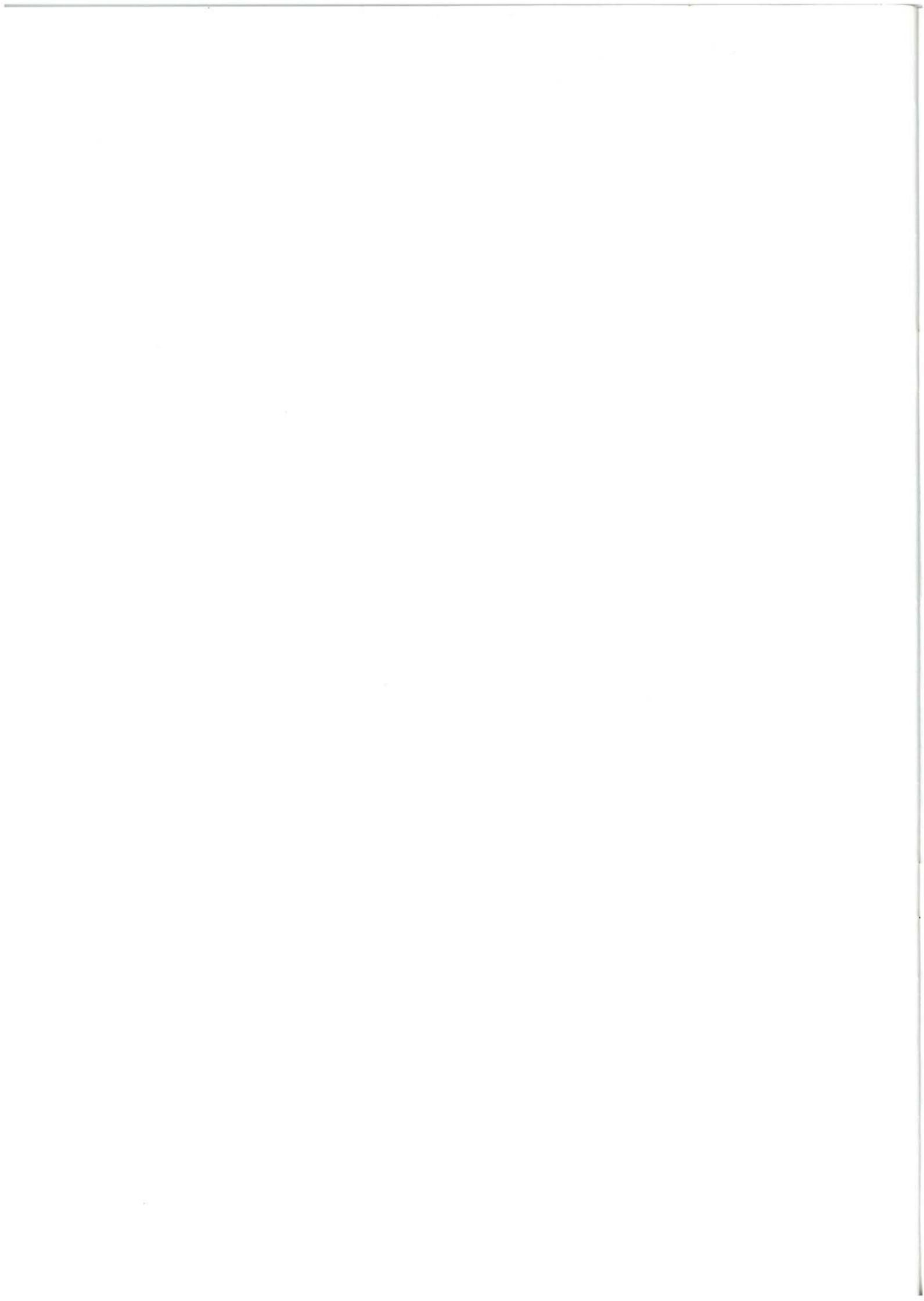
La mayoría de la hornblenda tiene origen uralítico, no quedando del piroxeno original más que algunos relictos. La hornblenda marrón ha sufrido una transformación a hornblenda verde que la pseudomorfiza en forma de agregados cristalinos de actinolita, biotita, mica blanca y clorita. Debido a estas transformaciones es corriente encontrar en los planos de exfoliación menas y epidota como subproducto. La esfena sufre una transformación (probablemente por oxidación) a menas metálicas. Por último y debido a una fase de alteración hidrotermal, se desarrolla un crecimiento intenso de epidota que "tapiza" toda la roca.

BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, M. J. (1975).—“Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica”. Tesis Doctoral. *Estudios geológicos*. Vol. XXXI, pp. 1-213. Instituto “Lucas Mallada”, C.S.I.C. (España).
- BADILLO LARRIETA, J. M.; GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1983).—“Análisis del Flysch Negro (Albiense superior - Cenomaniense inferior) en la bahía de Arminza, Vizcaya”. *Dpto. de Geología (Estratigrafía). Universidad del País Vasco. Comunicación Congreso de Sedimentología de Mahón - Menorca*, Sept. - Oct. 1983.
- BOILLOT, G. *et al.* (1973).—“La zone nord-pyrénéenne, ses prolongements sur la marge continentale nord - espagnole et sa signification structurale”. *C.R.Ac.Sc.*, serie D, Vol. 227, pp. 2629-2632.
- BOILLOT, G. *et al.* (1974).—“Le rôle des décrochements tarde - hercyniens dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous - marins à l'ouvert et au nord de la Peninsula Ibérique”. *Revue Geogr. Phys et Géol. Dyn.* Vol. XVI - 1, pp. 75 - 86.
- BOILLOT, G. y CAPDEVILLA, R. (1977).—“The Pyrenees: subduction and collision?”. *Earth and planetary science letters*, pp. 151 - 160.
- CAMPOS, J. (1976).—“Estudio geológico del Pirineo Vasco al W del río Bidasoa”. Tesis Doctoral, *Munibe Scda. de Ciencias Aranzadi*, año 31, fasc. 1-2.
- COOPER, M. R. (1977).—“Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance.” *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol.* 22, 1-60. Amsterdam.
- CHOUKROUNE, P. (1974).—“Structure et évolution tectonique de la zone nord - pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de la chaîne à schistosité sub-verticale”. Thèse sc. nat. Montpellier. 276 pp.
- CHOUKROUNE, P. y MATTAUER, M. (1978).—“Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord - pyrénéenne”. *Bull. Soc. Geol. France*, Vol. XX, pp. 689 - 700.
- DEREGNAUCOURT, D. y BOILLOT, G. (1982).—“Structure géologique du golfe de Gascogne”. Incluye; carte structurale du Golfe de Gascogne a 1:2.400.000. *Bulletin du BRGM (2)* I.N. 3, pp. 149 - 178.
- DEWEY, J. F. *et al.* (1973).—“Plate tectonics and the evolution of the Alpine System”. *Bull. Geol. Soc. Am.*, pp. 3137 - 3180.

- FEUILLÉE, P. (1967).—“Le Cénomanién des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique”. (Tesis Doctoral). *Mémoires de la Société Géologique de France*. Paris (nouvelle série) Mémoire N. 108, fascic. 3, 343 pp.
- FEUILLÉE, P. (1970).—“Y-a-t'il des flyschs Pyrénées?”. *Bull. Soc. Geol. France* N. 4, pp. 603 - 611.
- FEUILLÉE, P. y RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques”. En: *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, Tomo 2, VI - 1 a VI - 48.
- FEUILLÉE, P. y MATHEY, B. (1976).—“The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the Northern Basques Pyrenees: Submarine out-flow Diapiric mass some comments”. *Sediment. Géol.* Vol. 16, pp. 85 - 87.
- FEUILLÉE, P.; PASCAL, A.; RAT, P. (1983).—“Le système deltaïque de Valmaseda (Albien supérieur - Cénomanién inférieur)”. pp. 117 - 122.
- FLOQUET, M. y RAT, P. (1975).—“Un exemple d'interrelation entre socle, paléogéographie et structure dans l'arc pyrénéen Basque: la Sierra d'Aralar”. En *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*. Vol. XVII, Fasc 5, pp. 497 - 512.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1979).—“El Complejo Urgoniano del Sur de Santander” *Universidad del País Vasco*. Facultad de Ciencias. Dpto. de Geología. Lejona (Bilbao).
- GARCIA MONDEJAR, J. *et al.* (1977).—“Ciclos sedimentarios mayores del Jurásico superior - Cretácico inferior de Santander”.
- GARCIA MONDEJAR, J., PUJALTE, V. y ROBLES, S.—“Evolución de los sistemas sedimentarios del margen continental cantábrico durante el Albiense y Cenomaniense, en la transversal del litoral vizcaíno”. Departamento de Geología; Facultad de Ciencias Universidad del País Vasco.
- GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, J. I. (1982).—“Estudio geológico del Complejo Urgoniano del Anticlinorio de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua”. KOBIE.
- GARCIA PASCUAL, J. I. (1981).—“Estudio geológico del Cretácico inferior del anticlinorio bilbaíno entre los ríos Nervión y Cadagua”. Facultad de Ciencias de Bilbao. *Universidad del País Vasco*, 152 pp. *Tesis de Licenciatura*.
- IGME (1973).—“Memoria explicativa del Mapa Geológico de España 1:50.000, N.º 38/22 - 4. Bermeo”.
- INGEMISA (1982).—“Síntesis geológica del País Vasco”. Inéd.
- JAMES, N. P. (1978).—“Facies models 10. Reefs”. *Geoscience*. Canada vol. 5, n.º 1, pp. 16 - 26.
- LE PICHON, X. *et al.* (1971).—“Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne”. *Centre Océanologique de Bretagne, Brest, France*. Contribution n.º 41 du Groupe Scientifique du Centre Océanologique de Bretagne. VI - 11, pp. 1 - 44.
- MAGNIEZ, F. y RAT, P. (1972).—“Les foraminifères des formations à spongiaires et *Tri-taxia* dans l'Aptien - Albien cantabrique (Espagne)”. *Rev. esp. micropaléont.* num. extr. XXX Aniv, pp. 159 - 178.
- MATHEY, B. (1983 b).—“Le système du flysch gréseux” En: *Mémoire géologique de l'Université de Dijon*, Tomo 9 “Vue sur le Crétacé basco - cantabrique et nord - ibérique” pp. 97 - 106.

- MITCHUM, Jr. R.M. *et al.* (1977).—“The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis”. (In: PAYTON, C.H.E. 1977: “*Seismic stratigraphy applications to the hydrocarbon exploration*”). Tulsa (Oklahoma). Am. Ass. Petrol. geol. pp. 53 - 62.
- MONTADERT, L. *et al.* (1973).—“L'histoire structurale du golfe de Gascogne”. In: *Histoire structurale du golfe de Gascogne*. T. III. Paris. ED. Technip. pp. VI - 16 1 - 18.
- MONTADERT, L. *et al.* (1974).—“Continental margins of Galicia - Portugal and Bay of Biscay”. In: *The Geology of continental Margins*. BURK y DRAKE. Ed. Springer-Verlag, Berlin, pp. 323 - 342.
- OLIVE DAVO, A.; AGUILAR TOMAS, M. L.; 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 Cuenca Cantábrica”. *I Congreso Español de Geología*. Segovia 9 - 14 de Abril de 1984. TOMO I; pp. 53 - 65.
- PEYBERNES, B. y SOUQUET, P. (1975).—“La Chaîne des Pyrénées ne résulte pas d'un coulissage le long d'une faille nord-pyrénéenne”. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*. III, pp. 204 - 210.
- PEYBERNES, B. (1976).—“Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles, entre la Garonne et la Méditerranée”. Tesis Doctoral. *Sciences Naturelles*. Toulouse, 459 pp. 149 figs. XLII Pl. h. t. Omp. C.R.D.P. Toulouse.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfácies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)”. *Memoria IGME T.73*, pp. 1 - 357.
- RAT, P. (1959).—“Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques”. (Tesis Doctoral) *Publications de l'Université de Dijon*.
- RAT, P. y FEUILLÉE, P. (1967).—“Structures et paléogéographies Pyrénéo-Cantabriques”. *Institut des Sciences de la terre. Université de Dijon, France*. VI, pp. 1 - 48.
- RAT, P. y PASCAL, A. (1979).—“De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens”. *Geobios*. N 3, pp. 385 - 399.
- RAT, P.; AMIOT, M.; FEUILLÉE, P.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A. y SALOMON, J. (1983).—“Conclusion-Remarques-Suggestions”. “Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique”. En: *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*. Tomo 9, pp. 177 - 180.
- 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”. *Congreso Español de Geología*. Tomo III, pp. 265 - 278.
- ROBADOR MORENO, A. (1984).—“Estudio geológico del sector de Bermeo (entre Baquio y Guernica)”. *Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco*.
- SOUQUET, M.P. *et al.* (1975).—“Nouvelle interpretation de la structure des Pyrénées”. *Comptes Rendus Hebd. des Séances de l'Académie des Sciences, Série D*, Vol 281, pp. 609 - 612.
- VOORT, H. B. (1963).—“Zum flyschproblem in den westpyrenäen”. *Geologischen Rundschau*, 53, pp. 220 - 233.
- WIEDMAN, J. (1979).—“A geological itinerary through the Mid - Cretaceous of Vascogotic and Celtiberic Ranges (N. Spain). Mid - Cretaceous events”. *Field Meeting, Northern Spain*.
- WILSON, J. L. (1975).—“Carbonate facies in geologic history”. Berlin Springer - Verlag, 471 pp.



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA