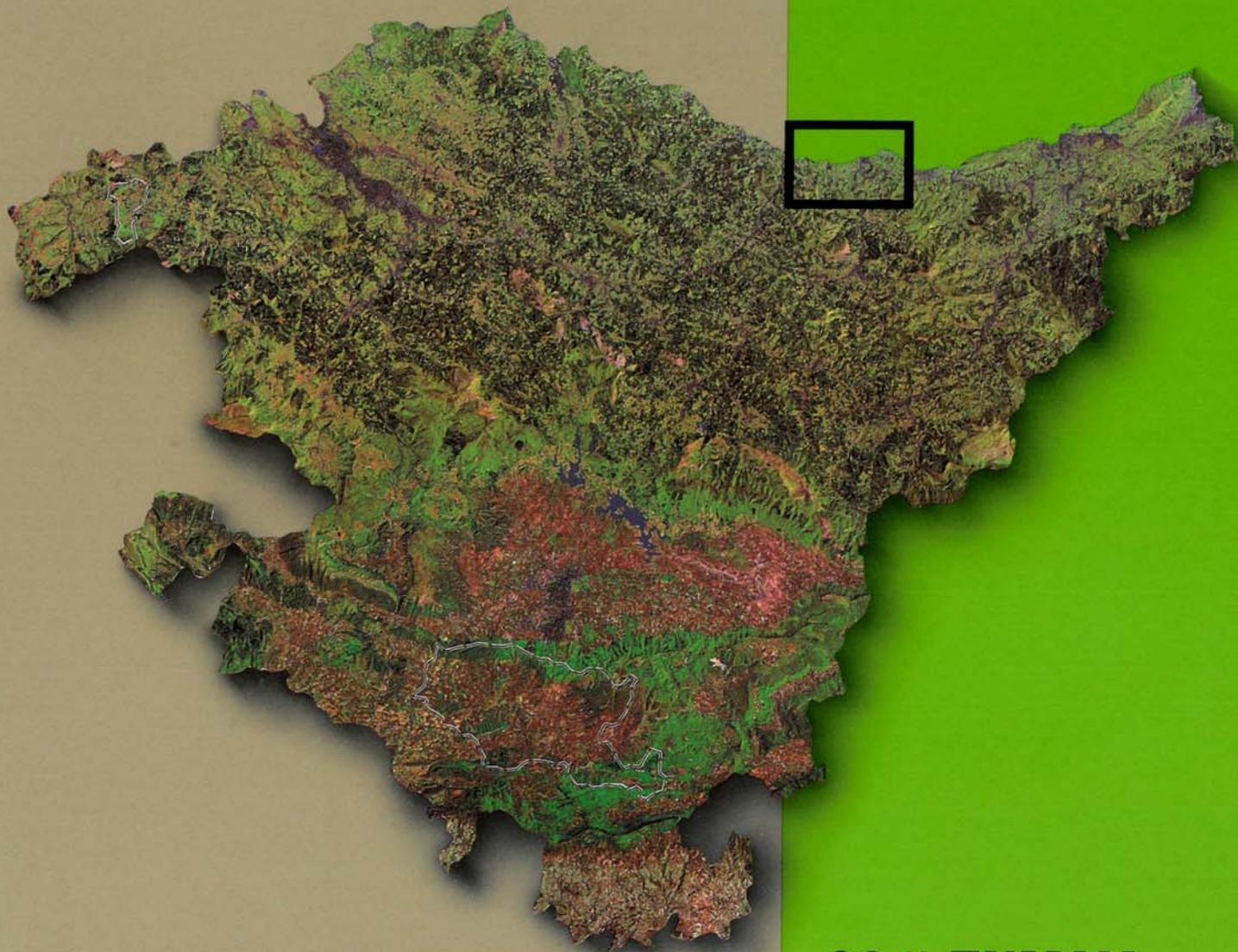




**EVE**

Mapa Geológico  
del País Vasco

*Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa*



**63-II ZUMAIA**

E: 1/25.000







**Mapa Geológico  
del País Vasco**

***Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa***

**63-II ZUMAIA**

E: 1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

Fotocomposición : **RHEA Consultores, S.A.** Paseo de la Habana, 206 28036 (Madrid)

Impreso en: **Gráficas Mawijo, S.A.** Fuenlabrada (Madrid)

Depósito Legal: M-24044-1989

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

ENTE VASCO DE LA ENERGÍA

A. Garrote Ruiz  
J. García Portero

COMPAÑÍA GENERAL DE SONDEOS

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

Han participado como colaboradores: J. García Mondejar y V. Pujalte Navarro (Universidad del País Vasco), que han asesorado en los capítulos de Estratigrafía y Sedimentología.

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1985.



# INDICE

	<i>Pág.</i>
INTRODUCCION .....	9
<b>1.- ESTRATIGRAFIA</b> .....	<b>13</b>
<b>1.1. UNIDAD DE SAN SEBASTIAN</b> .....	<b>13</b>
1.1.1. CRETACICO SUPERIOR (1, 2, 3, 4, 5) .....	13
1.1.1.1. Margocalizas blancas y grises (1, 2) .....	13
1.1.1.2. Flysch del Cretácico superior (3, 4, 5) .....	13
1.1.1.2.1. Flysch calcáreo (3) .....	14
1.1.1.2.2. Flysch detrítico-calcáreo (4) .....	14
1.1.1.2.3. Flysch de transición (5) .....	14
1.1.2. TERCIARIO (6, 7, 8, 9, 10, 11) .....	14
1.1.2.1. Capas rojas (6, 7) .....	14
1.1.2.2. Flysch de transición (8) .....	15
1.1.2.3. Flysch terciario (9, 10, 11) .....	15
<b>1.2. UNIDAD DE OIZ</b> .....	<b>16</b>
1.2.1. SECTOR DE GESTONA .....	16
1.2.1.1. Cretácico inferior (Complejo Urgoniano) (12, 13, L) .....	16
1.2.2. Sector de Erlo-Andutz-Arno .....	16
1.2.2.1. Urgoniano detrítico-carbonatado (14, 15, 16, 17) .....	18
1.2.2.2. Calizas urgonianas (18, 19, 20, 21) .....	18
1.2.2.3. Complejo terminal (22, 23, 24) .....	18
1.2.3. SUPRAURGONIANO DE LA UNIDAD DE OIZ (25, 26) .....	20
<b>1.3. CUATERNARIO (27)</b> .....	<b>20</b>
<b>2.- SEDIMENTOLOGIA</b> .....	<b>23</b>
<b>3.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL</b> .....	<b>39</b>
<b>4.- PETROLOGIA</b> .....	<b>45</b>
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	<b>47</b>



## INTRODUCCION

El cuadrante de Zumaia a escala 1: 25.000 forma parte de la hoja nº 63 "Eibar" del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La totalidad del cuadrante se sitúa dentro del territorio de Gipuzkoa, y los principales núcleos de población que abarca son: Zumaia, Deba, Itziar y Getaria. Las cotas topográficas más elevadas corresponden a los montes Andutz (610 m) e Indamendi (464 m).

El principal cauce fluvial en esta zona lo constituye el río Urola, que atraviesa toda la zona de Sur a Norte, para desembocar en la ría de Zumaia.

Desde el punto de vista geológico este cuadrante se sitúa en las estribaciones occidentales de los Pirineos, dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica, y concretamente, en la rama occidental del Arco Vasco, cuyas directrices generales son WNW-ESE.

Los materiales que afloran en este cuadrante están comprendidos (si exceptuamos el Cuaternario) entre el Aptiense y el Eoceno inferior, afectados por la tectónica de la Orogenia Alpina.

En este cuadrante se han diferenciado

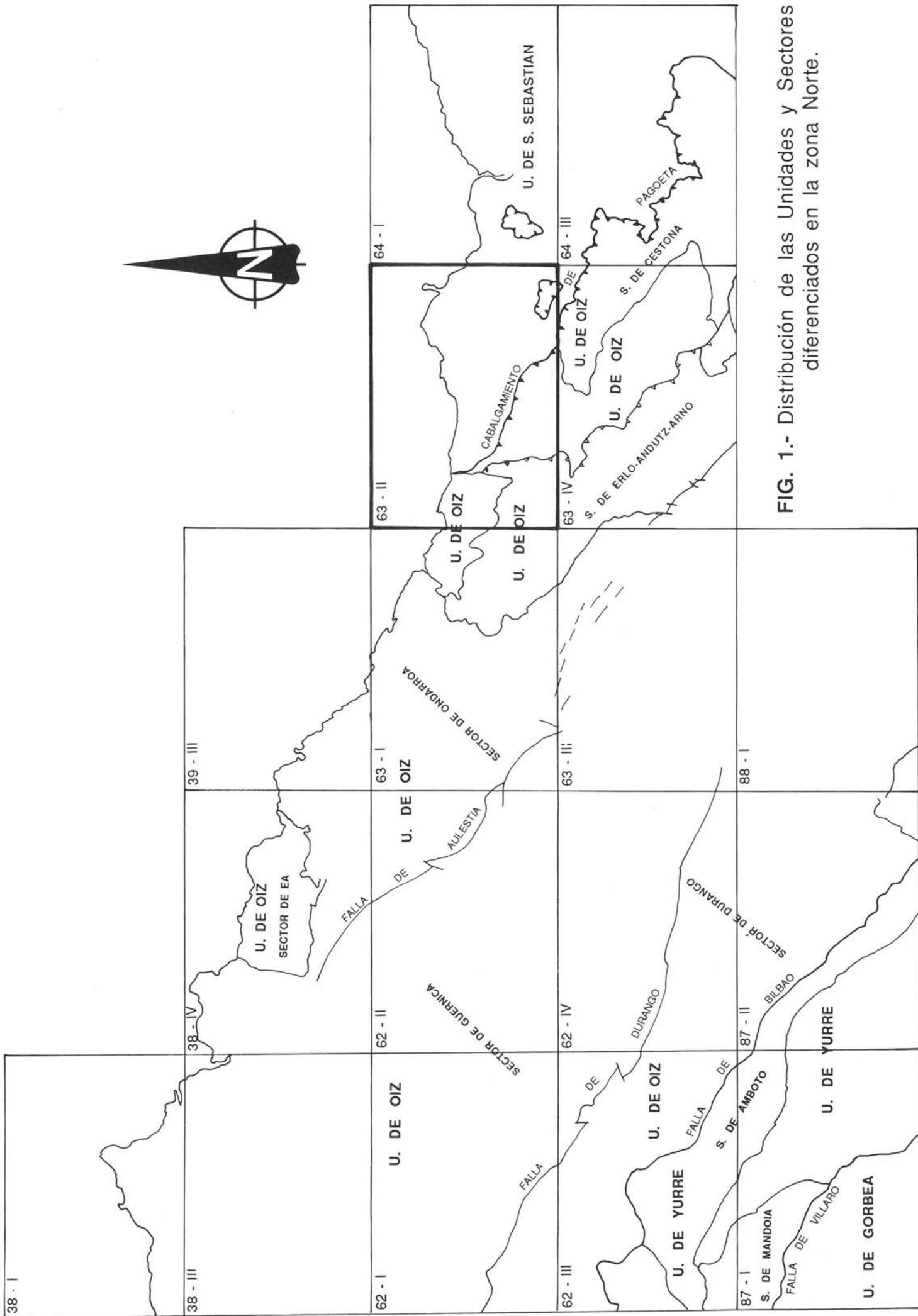
dos Unidades de carácter tectónico-estratigráfico, limitadas por accidentes tectónicos de rango mayor cuyas trazas cartográficas sobrepasan con mucho el ámbito de la hoja (ver fig. 1). Estas Unidades son:

1. Unidad de San Sebastián, constituye el autóctono relativo sobre el que cabalga la Unidad nº 2.
2. Unidad de Oiz, superpuesta a la Unidad de San Sebastián. El límite entre ambas lo constituye el cabalgamiento de Pagoeta, o la falla inversa retrovergente que lo afecta.

Los materiales pertenecientes al denominado "Complejo Urgoniano", que en esta hoja sólo aparecen en la Unidad de Oiz, tienen una problemática especial, ya que afloran en dos zonas con series estratigráficas muy diferentes, cuya correlación "directa" no es posible o es muy comprometida, bien porque median fallas muy importantes y/o distancias considerables. Habida cuenta de esto, hemos diferenciado dos sectores (fig. 1):

Sector de Cestona, para los afloramientos surorientales.

Sector de Erlo-Andutz-Arno, para los



**FIG. 1.-** Distribución de las Unidades y Sectores diferenciados en la zona Norte.

afloramientos suroccidentales.

Estos sectores así definidos, cumplen una doble función: por un lado evitan errores y problemas de correlación entre "bloques" o áreas de las cuales se desconoce su posición original y, por otro, permiten una mayor diferenciación de términos y en consecuencia un mayor detalle en la cartografía. Esta diferenciación en sectores afecta solamente a los materiales urgonianos; sin embargo las "margas de Itziar" y

los materiales supraurgonianos son, a nivel de la escala de trabajo, más fácilmente correlacionables, por lo que se consideran comunes a todos los sectores y no participan de esta división. No obstante, en la leyenda del presente cuadrante, las "margas de Itziar" (24) se han incluido en el diagrama correspondiente al Sector Erlo-Andutz-Arno exclusivamente para presentar sus relaciones estratigráficas con el resto de la secuencia urgoniana.



# 1.- ESTRATIGRAFIA

## 1.1. UNIDAD DE SAN SEBASTIAN

Esta Unidad constituye el autóctono relativo sobre el que cabalga, la Unidad de Oiz. Regionalmente, el contacto entre ambas Unidades es el cabalgamiento de Pagoeta; sin embargo, en gran parte de la hoja de Zumaia, este límite viene marcado por una falla inversa retrovergente que afecta dicho cabalgamiento. La Unidad de San Sebastián incluye materiales que van desde el Cenomaniense hasta el Eoceno inferior.

### 1.1.1. Cretácico superior (1, 2, 3, 4, 5)

Está ampliamente representado en este cuadrante. Se han diferenciado los siguientes términos:

#### 1.1.1.1. *Margocalizas blancas y grises* (1)

Este término se ha diferenciado en una estrecha banda de unos 100 m de potencia, que aflora en punta Aitzuri y se extiende hacia el SE, hasta Aizarnazabal. Suele dar un relieve alomado en el que dominan los tonos blancos, por lo que constituye un nivel guía en el terreno.

Litológicamente son margocalizas gri-

ses en corte fresco, estratificadas en bancos de unos 60 cm de media. Hacia la base presentan un aspecto caótico, aunque se conserva una cierta estratificación.

Petrográficamente se clasifican como biomicritas, biomicritas arcillosas, con una microfauna en la que se han clasificado varias especies de Globotruncana:

*Globotruncana aff. concavata* (BROT.), *Gr. sigali* (REICHEL), *Gr. angusticarinata* (GAND.), *Gr. fornicata* (PLUMM.), *Gr. aff. primitiva* (DALB.), *Hedbergella sp.*

Esta asociación de facies caracteriza al Santoniense inferior y es frecuente encontrar fauna resedimentada.

En el extremo NW (punta de Aitzuri) estos materiales presentan a techo un nivel de brechas de unos 12 m de potencia, que se pierde lateralmente (2).

#### 1.1.1.2. *Flysch del Cretácico superior* (3, 4, 5)

Aflora en una amplia banda de unos 2,5 km de anchura y de dirección aproximada NW-SE, desde la ensenada de Aitzuri hasta el extremo SE de la hoja. Se han diferenciado tres conjuntos litológicos en la

cartografía dependiendo de la diferente proporción calizas arenosas/margas/margocalizas. Estos tres conjuntos son de muro a techo:

- Flysch calcáreo (3)
- Flysch detrítico-calcáreo (4)
- Flysch de transición (5)

#### 1.1.1.2.1. *Flysch calcáreo (3)*

Consiste en una alternancia de margas, margocalizas y bancos de calizas micríticas, con una potencia total de 300 m. El muro y el techo de este tramo presentan características algo diferentes, de manera que el muro está constituido por una alternancia centi-decimétrica de margas, calizas margosas y escasos niveles areniscos, en los que son frecuentes los slumps de pequeño tamaño. Algunos bancos presentan morfologías canaliformes muy laxas. El techo del tramo lo forma una alternancia de margas, margocalizas y bancos de calizas micríticas grises con un marcado carácter plano paralelo.

En este tramo la microfauna es abundante, no obstante las asociaciones de foraminíferos encontrados indican edades muy bajas quedando patente el carácter resedimentado de gran parte de esta microfauna. En consecuencia, se le asigna a este tramo una edad Santoniense superior por posición estratigráfica.

#### 1.1.1.2.2. *Flysch detrítico-calcáreo (4)*

Es un potente tramo de unos 1.300 m que consiste en una alternancia flyschoide de margas, margocalizas y calizas arenosas de grano fino-muy fino, cuyos niveles disminuyen progresivamente, de muro a techo, tanto de espesor como en abundancia relativa.

Los bancos detríticos presentan numerosas estructuras sedimentarias, aunque son especialmente abundantes las debidas a escapes de agua (convolute, dish, etc...). Presentan una ichnofacies de *zoo-phycus* y *chondrites*. Las paleocorrientes medidas muestran poca dispersión, entre N 290° y N 320°.

Al microscopio se reconocen calizas arenosas, calizas limolíticas arcillosas y ferruginosas con restos de fósiles mal conservados.

A este tramo se le asigna una edad Campaniense-Maastrichtiense.

#### 1.1.1.2.3. *Flysch de transición (5)*

Este tramo consiste en una alternancia de margas, margocalizas y calizas margosas, con una potencia total de 200 m. Hacia la base intercala escasos niveles areniscos, que desaparecen de forma paulatina hacia el techo.

### 1.1.2. Terciario (6, 7, 8, 9, 10, 11)

Ocupa los afloramientos nororientales del cuadrante, y se han diferenciado los siguientes tramos cartográficos:

#### 1.1.2.1. *Capas rojas (6, 7)*

Se ha diferenciado un tramo basal de margas rojo vino (6), muy poco continuas, y un tramo superior más extenso, en el que alternan margocalizas y calizas estratificadas en bancos de unos 30 cm (7). Generalmente dominan los tonos rosa salmón, aunque el color no es un carácter continuo.

Presentan una microfauna abundante en la que se han clasificado:

*Globorotalia pseudobulloides* (PLUMMER), *Gr. compressa* (PLUMM.), *Gr. angulata abundocamerata* (BOLLI), *Globigerina triloculinoidea* (PLUMM.), *Ammodiscus incertus* (D'ORB.), *Martinotiella paleocenica* (CUSMM.), *Planularia toddae* (CUSM.), *Arenobulimina sp.*

Las especies clasificadas tienen una distribución estratigráfica de Montense inferior. Zona P<sub>2</sub> de BLOW, 1962.

La potencia de este tramo se estima en unos 180 metros.

#### 1.1.2.2. *Flysch de transición (8)*

Este tramo está muy bien representado en la playa de S. Telmo, en Zumaia. Consiste en una alternancia de calizas micríticas de tonos gris claro, margas y margocalizas grises. Los niveles carbonatados suelen presentar laminaciones paralelas y, esporádicamente, deformaciones de carga. A lo largo de la serie se intercalan algunos lechos turbidíticos, delgados, y con carácter marcadamente distal.

La potencia máxima de este tramo es de 150 m.

#### 1.1.2.3. *Flysch terciario (9, 10, 11)*

La base de este conjunto litológico se sitúa en la punta Maríanton (Zumaia) y el techo, en la punta más septentrional de la península de Getaria. Tomando como criterio la proporción relativa arena/lutita, se han diferenciado tres tramos cartográficos.

La serie comienza con una franja de unos 300 m de potencia, que se extiende desde la punta Maríanton en Zumaia hasta cruzar la autopista Bilbao-Behobia en el borde Este de la hoja. A lo largo de esta franja se alinean los relieves más elevados

de todo el flysch terciario. Litológicamente se trata de una alternancia de areniscas y lutitas que intercala tres potentes niveles de areniscas y microconglomerados (10) con bastante continuidad lateral, aunque por lo general van perdiendo potencia y tamaño de grano de SE a NW, lo que está totalmente de acuerdo con el sentido dominante de las paleocorrientes medidas (WNW). Cada uno de estos niveles constituye el techo de una secuencia negativa.

Por encima de esta franja se desarrolla otra, paralela, que da lugar a zonas topográficamente deprimidas. Esto es debido a que presenta un predominio neto de las lutitas sobre las areniscas. El contenido de material hemipelagítico es muy elevado.

Por último, se ha diferenciado un tramo potente en el que dominan claramente las areniscas sobre las lutitas (70% de areniscas) (11). Generalmente las capas de areniscas son bastante potentes (hasta 5 m en la parte alta del tramo) y con un tamaño de grano que, en ocasiones, llega a arena gruesa. En los bancos potentes se pueden observar algunas amalgamaciones, fenómenos de erosión y relleno, numerosas estructuras sedimentarias debidas a escapes de agua, cantos blandos, etc.

Las estructuras sedimentarias mayoritarias son las debidas a escapes de agua (convolute, dish, diques clásticos, etc.); las laminaciones paralelas, los ripples en el techo de los estratos y los calcos de estructuras (flutes, grooves, etc ...). La representación en un diagrama de rosa de las paleocorrientes medidas da un sentido dominante de éstas hacia el WNW.

Las areniscas se clasifican petrográficamente, como subarcosas, calizas arenosas, biopelosparitas limoso-arenosas, litarrenitas feldespáticas y ortocuarcitas. Es

bastante frecuente la presencia de glauconita. En base a la representación de los distintos componentes en un diagrama, se puede observar como el cemento de las areniscas es una característica que diferencia el muro y el techo de la serie. El muro presenta un cemento generalmente de dolomita ferrosa, mientras que, el cemento abundante en la parte alta de la serie es de micrita-esparita. Esto, unido al hecho de que los intraclastos calizos son claramente mayoritarios en la parte alta de la serie, lleva a una división en dos tramos con aportes litológicos diferentes procedentes de una misma área fuente, o bien a invocar a diferentes áreas fuente.

Estos materiales han sido objeto de numerosos estudios estratigráficos, sedimentológicos y de microfauna, por lo que existen numerosos datos al respecto. Cabe citar a POSTUMA, 1971; KAPPELLOS, 1974; KRUIT et al. 1975; etc. A partir de los estudios de Nannoplankton VAN VLIET (1982) sitúa el tránsito Paleoceno-Eoceno en el denominado flysch de transición (nº 8 en la cartografía), situado a techo de las capas rojas. La edad para el resto de la serie es Eoceno inferior.

La potencia mínima del flysch terciario se estima en 1.300 m, ya que el techo no aflora.

## **1.2. UNIDAD DE OIZ**

Ocupa la parte suroccidental de la hoja, y cabalga a la Unidad de San Sebastián. No obstante, el contacto entre ambas Unidades en esta hoja es generalmente una falla inversa retrovergente que afecta al cabalgamiento de Pagoeta. La Unidad de Oiz incluye materiales que van desde el Aptiense superior al Albiense superior (o incluso Cenomaniense). Tal y como se ha comentado, habida cuenta que las caracterís-

ticas de los materiales en facies urgoniana son netamente diferentes en los afloramientos del isleo de Indamendi (extremo SE) y en los afloramientos más occidentales, se han diferenciado dos "Sectores" dentro de la Unidad de Oiz: Sector de Cestona y Sector de Erlo-Andutz-Arno.

### **1.2.1. Sector de Cestona**

Dentro de este cuadrante está representado únicamente por los materiales que afloran en el isleo tectónico de Indamendi (extremo SE de la hoja).

#### *1.2.1.1. Cretácico inferior (Complejo Urgoniano) (12, 13, L)*

Solamente aflora en el extremo SE de la hoja y constituye una escama de materiales urgonianos alóctonos, con unas características que los diferencian de los del Sector de Erlo-Andutz-Arno. La más destacable es la presencia de niveles carbonosos intercalados en la base de la serie, lo que sugiere que ocuparon situaciones paleogeográficas muy distintas. Cartográficamente se han diferenciado dos términos: el inferior (12) de unos 350 m de potencia, consiste en una alternancia de lutitas calcáreas grises, margas arenosas, arcillas e intercalaciones de calizas urgonianas sin apenas continuidad lateral. Hacia la base intercala tres niveles decimétricos de arcillas carbonosas con escasas pasadas centimétricas de lignito (L). El término superior (13) está constituido por 50-100 m de calizas micríticas grises con fauna predominantemente de rudistas.

### **1.2.2. Sector de Erlo-Andutz-Arno**

Ocupa los afloramientos urgonianos del extremo SW del cuadrante, y comprende tres tramos que, de muro a techo son:

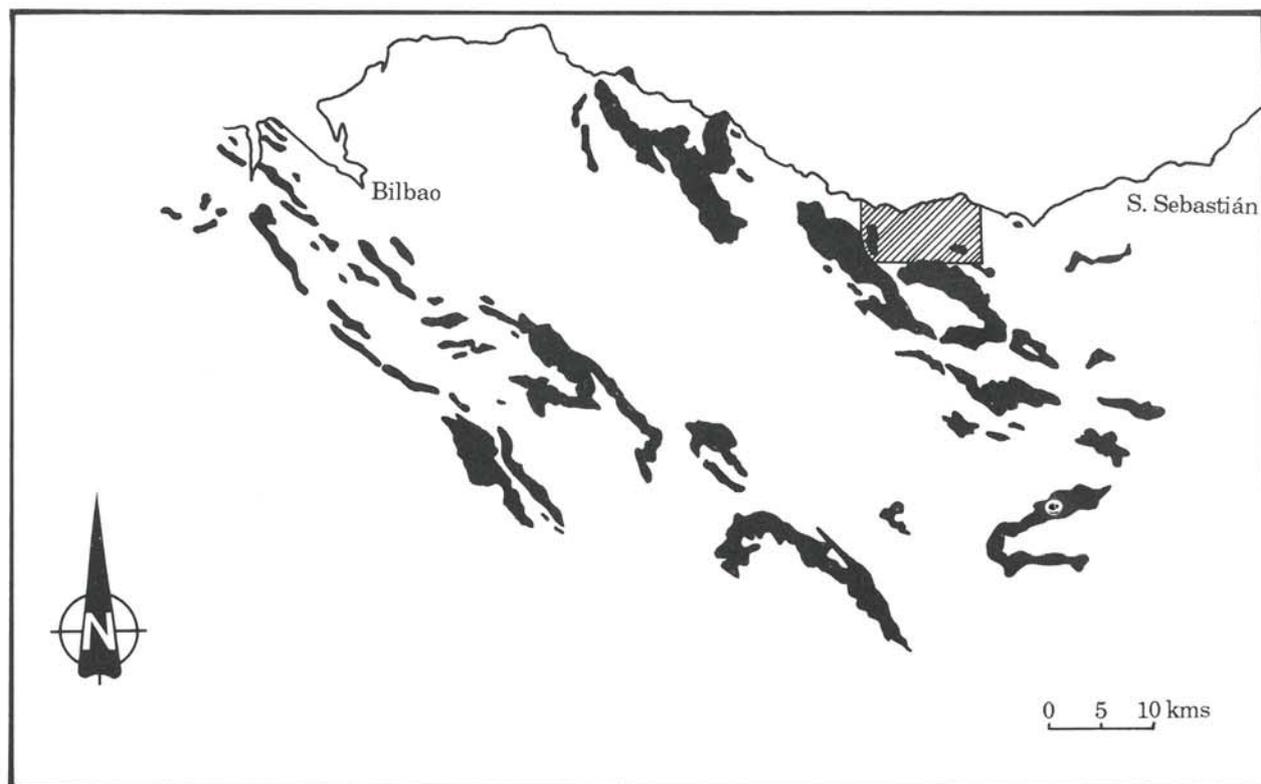


FIG. - 2

**MAPA ESQUEMATICO DE AFLORAMIENTOS DE CALIZAS EN FACIES ARRECIFALES (URGONIANO).** Modificado de Olivé et al 1984.

En rayado oblicuo, área de estudio.

- Urgoniano detrítico-carbonatado
- Calizas urgonianas
- Complejo terminal

#### 1.2.2.1. *Urgoniano detrítico-carbonatado* (14, 15, 16, 17)

Bajo esta denominación se han incluido todos aquellos materiales urgonianos, en sentido amplio, que preceden a las calizas en facies arrecifal y pararrecifal que afloran en este cuadrante y con las cuales muestran rápidas interdigitaciones.

Están constituidos generalmente por materiales detrítico-carbonatados de grano fino (margas, margocalizas, lutitas y limolitas calcáreas generalmente masivas) que intercalan esporádicamente niveles de calizas con orbitolinas (15), brechas calcáreas (16) y montículos de fango ("*Mud Mounds*") (17). Las lutitas en corte fresco son gris oscuro, pero generalmente se encuentran muy descalcificadas y presentan tonalidades pardo-amarillentas.

La única fauna observable es de orbitolinas y restos fragmentados de erizos, muy deformados.

Estos materiales están bien representados en la vertiente Oeste del monte Andutz y se pueden observar en la carretera que va desde Itziar al vértice Endoia (en la hoja de Azkoitia). Generalmente presentan esquistosidad, que suele ser la superficie más evidente.

#### 1.2.2.2. *Calizas urgonianas* (18, 19, 20, 21)

Son calizas de plataforma que presentan las siguientes litofacies en el área de estudio:

- Calizas micríticas gris claro masivas

con rudistas, corales, esponjas, lamelibranquios, equinodermos y, en casos aislados, braquiópodos (18). Entre la microfauna presente, se ha clasificado: *Lithopyllum aff.*, *Gaudryina sp.*, *Epistomina sp.*, *Gyroidinoides sp.*, *Ammobaculites sp.*, *Trocholina sp.*, y Miliólidos.

- Calizas margosas gris oscuro a negras, masivas (19). Están representadas en el valle de S. Nicolás de Lastur. Presentan una fauna mayoritaria de rudistas.

- Calizas estratificadas (20). Presentan litofacies y biofacies muy similar a las calizas masivas. Se presentan estratificadas en niveles inferiores al metro. Están bien representadas en la vertiente Este del monte Andutz, al N del caserío Soldadusoro.

- Calcarenitas y calciruditas bioclásticas estratificadas en niveles de 5-90 cm (una media de 15 cm), con placas de equínidos, restos de corales, etc. (21). Están organizadas en secuencias estratocrecientes y presentan estratificación ondulada no paralela, lo que en ocasiones les confiere un aspecto noduloso. A techo son frecuentes las costras ferruginosas y brechas calcáreas. En algunos bancos se intuyen laminaciones cruzadas. Evidencian un ambiente de muy alta energía dentro de la plataforma, probablemente afectada por corrientes de origen mareal. Se pueden observar en la base de la columna Itziar-Itxaspe.

La potencia del Urgoniano detrítico-carbonatado más las calizas urgonianas se puede estimar en unos 500-600 metros como mínimo.

### 1.2.2.3. Complejo terminal (22, 23, 24)

Con este nombre se define un conjunto de materiales que, generalmente, se encuentran a techo de las calizas urgonianas y que constituyen el tránsito al Supraurgoniano s.str. ("Flysch Negro"). Los materiales pertenecientes a este "complejo" suelen presentar una continuidad lateral muy escasa. Se han diferenciado tres términos de muro a techo: Fm. Sasiola (22), areniscas de Istiña (23) y margas de Itziar (24). (Las denominaciones toponímicas de los dos primeros términos proceden de la vecina hoja de Ondárroa).

La denominada formación Sasiola aflora muy escasamente en esta hoja (22). Está constituida por una alternancia de niveles de calizas, brechas calcáreas, calcarenitas y margas, procedentes del desmantelamiento de relieves urgonianos. La forma de organizarse en secuencias turbidíticas, que suelen comenzar con un intervalo de brechas y terminar con un nivel de laminaciones onduladas, y eventualmente, ripples, nos da una idea del proceso sedimentario que las originó. Por otra parte, la caída de abundante material de la plataforma podría crear ciertos relieves positivos en los que no es extraño encontrar una sedimentación autóctona de calizas. En otras zonas esta formación llega a incluir bloques decamétricos de calizas (olistones). La potencia estimada (sólo para esta hoja) se cifra en unos 150-200 m.

Por encima de esta formación, aunque también pueden situarse directamente encima de las calizas urgonianas, aparecen unos 70 m de areniscas de grano medio grueso de tonos marrones, estratificadas en niveles de 5-35 cm y con un espesor medio de 20 cm (23). Se caracterizan así mismo por la presencia de glauconita abundante, en algunos casos, y por pre-

sentar niveles con abundantes óxidos de hierro. Son frecuentes los restos de materia orgánica carbonosa, que aparece dispersa y flotada en todo el tramo, así como niveles carbonosos milimétricos. Algunos niveles contienen cantos blandos de lutitas negras. Las únicas estructuras que se observan son laminaciones paralelas y, escasamente, laminaciones onduladas. El contenido detrítico decrece paulatinamente a techo.

Petrográficamente estas areniscas se clasifican como litarenitas o grauvacas líticas, presentan entre un 25%-50% de cuarzo, 20-25% de fragmentos de rocas, menos el 5% de micas, cemento carbonatado entre un 10-15% y matriz arcillosa entre 15-25%. Son características las hiladas irregulares de acumulación de materia carbonosa.

A techo de estas areniscas, y también como paso lateral, se encuentra un potente tramo, de unos 600 m, constituido por margas y limolitas calcáreas negras (margas de Itziar, estratificadas en la base (24). En parte, constituyen también el paso lateral en "facies de cuenca" de las calizas urgonianas. Algunos bancos, sobre todo a techo del tramo, presentan piritita diseminada abundante, lo que indica el carácter claramente euxínico de estos materiales. En el área de Itziar, este tramo incluye en la base niveles de areniscas y bloques métricos de calizas urgonianas (olistolitos). A techo, esta formación pierde el carácter estratificado y presenta una gran convergencia litológica con la base del tramo superior ("Flysch Negro"), lo que hace muy difícil su diferenciación cartográfica.

La asociación micropaleontológica de las magas de Itziar está formada por escasos foraminíferos bentónicos, algunos arenáceos, escasísimas orbitolinas, ostrácos y radiolas de equinodermos. Las espe-

cies clasificadas son:

*Orbitolina (Mesorbitolina) texana aperta* (ERMAN), *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Tritaxia pyramidata* (REUSS), *Eoguttulina anglica* (CUSHMAN y OZAWA), *Patellina subcretacea* (CUSHM. y ALEX.), *Gavelinella intermedia* (BERTHELIN), *Arenobulimina macfadyeni* (CUSH.), *Gaudryina quadrans* (CUSHMAN), *Marssonella oxycona* (REUSS), *Pleurostonella aff. obtusa* (BERTH.), *Dentalina legumen* (REUSS), *Ammobaculites cf. subcretacea* (CUSH. y ALEX.), *A. goodlandensis* (CUSH. y ALEX.), *A. coprolithiformis* (SHUNAG.), *Ammodiscus cf. cretaceus* (REUSS), *Haplophragmoides cushmani* (LOEBL. y TAPP.), *H. cf. globosus* (LOZ.), *Trochammina obliqua* (TAPPAN.), *Cophocampylodon lineolatus* (ELLIOT), *Cytherella cf. parallela* (REUSS), *C. ovata* (ROEMER), *Textularia sp.*, *Lenticulina sp.*, *Astacolus sp.*

La asociación caracteriza al Albiense medio o superior, y es importante destacar el carácter bentónico de ésta.

### 1.2.3. Supraurgoniano de la Unidad de Oiz (25, 26)

Constituye el techo de la Unidad de Oiz en este cuadrante. Lo constituye el denominado "Flysch Negro" (Fm. Deba) que consiste en una alternancia flyschoides de areniscas y lutitas negras. Cartográficamente se han diferenciado dos términos, uno en el que dominan las lutitas sobre las areniscas (25), y otro en el que las areniscas son mayoritarias (26). Los niveles areniscosos presentan un espesor medio de 15-20 cm y aparecen generalmente hacia la parte alta de la formación. Presentan generalmente laminación paralela, mientras que en el techo de los estratos suele aparecer laminación ondulada y ripple. Las huellas de corriente suelen estar ligadas al

muro de los bancos más potentes.

Son muy frecuentes y característicos, los nódulos ferruginosos y las septarias, estructuras diagenéticas que se suelen concentrar en determinados niveles paralelos a la estratificación.

Petrográficamente, estas areniscas son litarenitas y litarenitas arcósicas con un 65% de cuarzo, más del 10% de plagioclasa, un 15% de matriz y abundantes óxidos de hierro (10%). El tamaño de grano suele oscilar entre muy fino y medio.

Los niveles lutíticos presentan, una abundante microfauna en la que se han clasificado los siguientes foraminíferos planctónicos y bentónicos:

*Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Ticinella aff. primula* (LUTERB), *Globigerina trocoidea* (GANDOLFI), *Globigerina (Hedbergella) amabilis* (LOEBL. y TAPPAN), *Globigerina (Hedbergella) planispira* (TAPPAN), *Arenobulimina macfadyeni* (CUSHMAN), *A. preslii* (REUSS), *Pseudotextulariella cretosa* (CUSH.) *Cophocampylodon lineolatus* (ELLIOT), *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Glomospira charoides* (JONES y PARKER), *G. gordialis* (JONES y PARKER), *Haplophragmoides platus* (LOEBLICH), *H. cushmani* (LOEB. y TAPPAN), *Trochammina obliqua* (TAPPAN), *Ammobaculites parvispira* (TEN DAM), *Marssonella oxycona* (REUSS), *Dentalina legumen* (REUSS), *Pleurostomella reussi* (BERT.), *Planularia dissona* (PLUMMER), *Marginulina cretosa* (CUSHM.)

La asociación data al Albiense superior-Cenomaniense inferior.

La potencia es difícil de evaluar debido a la complejidad tectónica, no obstante,

se estima una cifra de unos 600 m.

### **1.3. CUATERNARIO (27)**

Se incluyen en este tramo los depósitos fluviales de tipo aluvial constituidos por conglomerados poligénicos, gravas, arenas y limos, así como las playas actuales.

Cabe mencionar, como hecho puramente anecdótico la formación actual, en algunos sectores de la costa (punta Endata), de cantos de arcilla armados ("armored balls") tradicionalmente ligados a medios fluviales de carácter estacional (ramblas, etc...).



## 2. SEDIMENTOLOGIA

En este cuadrante afloran materiales comprendidos entre el Aptiense inferior (Urgoniano) y el Terciario. En consecuencia, se ha fijado como objetivo primordial el reconstruir la historia y medio sedimentario de este sector para este intervalo de tiempo. A menudo habrá que recurrir a datos de carácter regional para comprender mejor la historia sufrida por ésta parte de la Cuenca Cantábrica, no obstante nos ceñiremos -dentro de lo posible- al entorno más inmediato.

Después del depósito de los últimos materiales "wealdenses" (no representados en este cuadrante), de tendencia claramente regresiva, se producen en la cuenca una serie de profundos cambios tecto-sedimentarios, de modo que se instala en el área un régimen sedimentario de condiciones progresivamente más marinas y, en muchos casos, libre de aportes detríticos. Poco a poco se van configurando una serie de plataformas carbonatadas (insulares y peninsulares) de mar abierto, controladas por una subsidencia diferencial que compartimenta la cuenca. La reconstrucción paleogeográfica lleva a admitir la presencia de altos estructurales (paleorelieves internos) que permanecían activos durante la sedimentación. En este sector la configuración consistía en una serie de peque-

ñas plataformas separadas por "cuencas" poco profundas, euxínicas, con sedimentación eminentemente lutítica. Esta disposición estuvo condicionada por una serie de fallas de zócalo que se agrupaban en dos familias: N120°E y N20°E, y que han tenido una dilatada actividad a lo largo del tiempo. Estos sistemas de accidentes sinsedimentarios delimitaban bloques y surcos. Cada uno de estos "bloques" ha tenido probablemente una historia "particular" dentro del conjunto, en cuanto a características faciológicas y morfológicas se refiere; aunque, claro está, la evolución de la cuenca en general ha sido la misma para todos ellos. El área que nos ocupa es un claro ejemplo de esto último, ya que tenemos dos sectores con características sedimentarias muy diferentes para el mismo intervalo de edad: Sector de Erlo-Andutz-Arno y Sector de Cestona.

El Sector de Erlo-Andutz-Arno se encuentra en la parte occidental de este cuadrante, pasando a las hojas de Ondárroa y Azkoitia. La configuración general consistió en un sistema de plataforma relativamente amplio, limitado al NE por una falla de zócalo activa durante la sedimentación. Esta falla creó una serie de escarpes activos que provocaron la existencia de una franja con brechas calcáreas, megabrechas y

olistolitos (Fm. Sasiola). Estos materiales están mejor representados en el cuadrante de Ondárroa. Una especial atención merece la interpretación del sistema deposicional constituido por el macizo del monte Andutz.

El Urgoniano del monte Andutz constituye un complejo arrecifal de tipo plataforma-talud-cuenca en el que las facies de plataforma carbonatada progradan sobre "sus" facies de talud y de cuenca. Esta progradación (hacia el NW) se produce como consecuencia de una bajada relativa del nivel del mar, y/o por un levantamiento relativo de las áreas de plataforma. Como consecuencia final de este levantamiento se produjo una parcial emersión del sistema. En este complejo arrecifal se pueden definir una serie de facies deposicionales que de más proximales a más distales son: facies de plataforma-arrecife, facies de talud (talud superior, talud inferior), y facies de "cuenca".

Durante el crecimiento y progradación del complejo arrecifal dominó una caída relativa del nivel del mar. Esta bajada tuvo, probablemente, un carácter continuo y gradual, ya que no hay evidencias de niveles arrecifales o "terrazas". En cualquier caso, la progradación total del complejo arrecifal resulta bastante importante, y se puede estimar, como mínimo, un valor de unos 1500 m. Se desconoce exactamente el sentido de esta progradación, ya que el macizo del Andutz presenta actualmente una posición anómala, debido al arrastre producido por el desgarre de Itxaspe (ver capítulo de Geología Estructural); no obstante, si se restituye el macizo del Andutz a su orientación original, el sentido que se deduce para la progradación es NW.

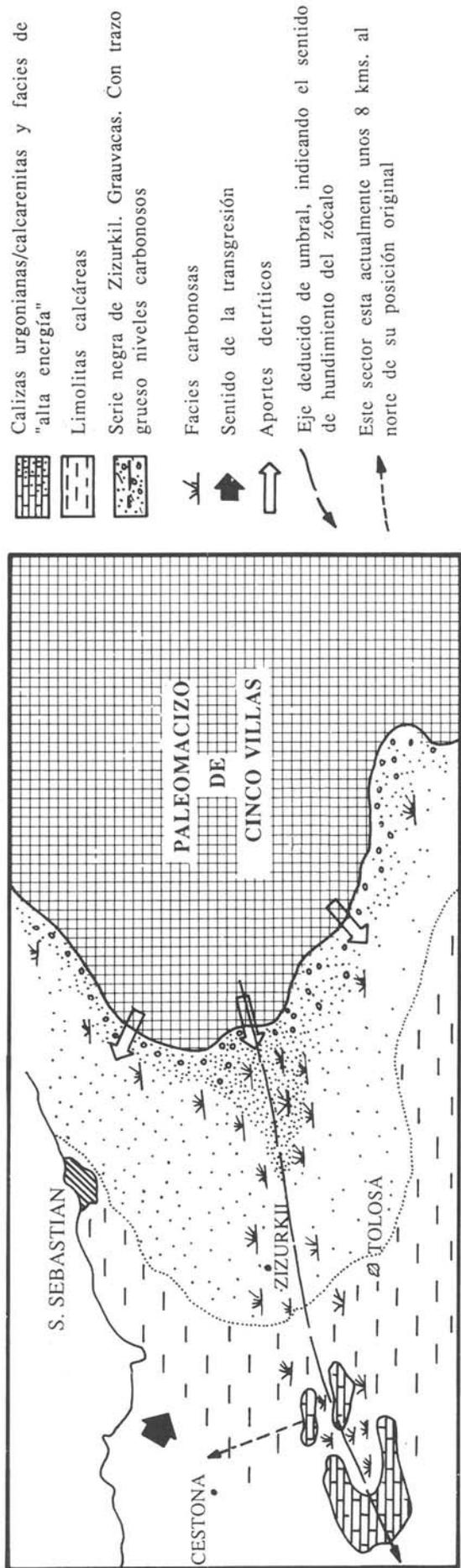
Las reconstrucciones geométricas realizadas a partir de las diferentes facies indi-

can un buzamiento original de 15° en la parte superior del talud y mayor de 10° en la parte inferior de éste, así como una diferencia batimétrica plataforma-cuenca de unos 250 m.

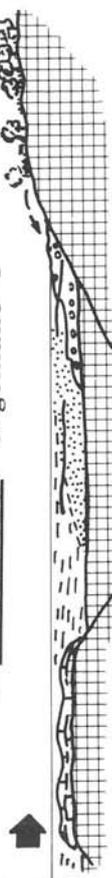
Tras una breve etapa de emersión (hay una leve karstificación en la parte alta del sistema) se produce una subida relativa del nivel del mar, que trae consigo el solapamiento de las facies arrecifales por las denominadas "margas de Itziar".

La morfología de esta plataforma debió ser muy compleja en detalle, con la existencia de paleorelieves muy acusados, en los que las eventuales emersiones provocarían karsts y erosiones parciales, lo que es especialmente espectacular en el paleorelieve de Istiña (observable desde el viaducto del mismo nombre en la autopista Bilbao-Behobia). En el cuadrante de Ondárroa, por encima de esta profunda superficie erosiva, se depositan unas areniscas con glauconita (areniscas de Istiña) que la fosilizan, y a techo aparecen de forma paulatina lutitas euxínicas en facies de "cuenca", denominadas "margas de Itziar".

Los afloramientos del isleto tectónico de Indamendi, situado en el extremo SE de la hoja, forman parte del Sector de Cestona, ampliamente representado en el cuadrante vecino de Azkoitia. La reconstrucción paleogeográfica de este sector es especialmente interesante cuando se integran los datos de las hojas de Azkoitia y Villabona. Como dato previo hay que hacer constar que la actual interpretación tectónica del área nos obliga a admitir un desplazamiento de éstos materiales hacia el Norte de unos 8 kms. El primer paso, por tanto, será hacer una elemental reconstrucción de la posición original de éstos materiales. Una vez hecho esto se puede resumir lo siguiente (fig nº 3):

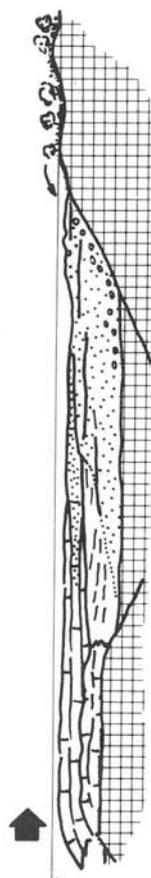


1- APTIENSE. Urdulana I



n. mar 1

2- ALBIENSE INFERIOR. Urdulana II



n. mar 2

1- En el área se instala un régimen sedimentario de condiciones progresivamente más marinas. Hacia el Este, el macizo de Cinco Villas se encontraba emergido, generando gran cantidad de aportes detríticos, que disminuían hacia el Oeste, donde en las zonas más alejadas de la "contaminación terrígena" aparecieron los primeros "parches" de carbonatos (actual sector de Zestoa-Aizarna).

2 - La subida paulatina del nivel del mar trae como consecuencia:  
 . Un desarrollo generalizado de carbonatos de plataforma.  
 . El solapamiento de las series detríticas infrayacentes.

FIGURA -3

Sobre los materiales wealdenses se instala en el área un régimen de condiciones progresivamente más marinas, de modo que el mar urgoniano va paulatinamente ganando terreno a los macizos emergidos situados al Este y al Sur-Este. El macizo de Cinco Villas se encontraba parcialmente emergido, generando gran cantidad de aportes detríticos (serie negra de Zizurkil), que disminuían de tamaño progresivamente hacia el Oeste. En estas zonas, muy someras, eran frecuentes las charcas costeras y los aportes de restos vegetales, que daban en conjunto algunos niveles carbonosos de escasa importancia. Hacia el Oeste, el Sector de Cestona (actualmente unos 8 km al Norte) se encontraba probablemente sobre un bloque algo más elevado, constituyendo una plataforma insular a salvo de la contaminación terrígena del macizo, lo que permitió un desarrollo precoz de carbonatos. No obstante, cualquier oscilación del nivel del mar generaba charcas costeras con desarrollo esporádico de vegetación en los bordes.

La subida continua y paulatina del nivel del mar (subida relativa) durante el Aptiense hace que el mar urgoniano siga ganando terreno a los macizos emergidos, "retrasando" los aportes detríticos procedentes de éstos y permitiendo el desarrollo cada vez más generalizado de carbonatos de plataforma. Las calizas son, por lo tanto, más modernas cuanto más hacia el Este y Sur-Este. Ya sólo quedarán facies carbonosas en una estrecha franja paralela a la costa de los macizos emergidos. En definitiva, y como resultado final de la transgresión generalizada durante el Aptiense y parte del Albiense, el área es ocupada por amplias plataformas carbonatadas que solapan las series infrayacentes.

La integración de estos datos con otros de carácter regional lleva a concluir que el urgoniano del área de estudio está constituido por una potente sedimentación de carbo-

natos y sus equivalentes laterales, interrumpida en el tiempo por una importante ruptura sedimentaria intra-Aptiense. Esta ruptura constituye un valiosísimo elemento de correlación, ya que tiene un carácter generalizado en la cuenca, y divide el Urganiano en dos secuencias deposicionales (EVE, 1985, 1986, 1987; IGME 1986). Esta ruptura presenta diversas morfologías: brusco aporte detrítico en el monte Erlo, discordancia erosiva en Istiña; superficies ferruginosas en el Duranguesado, karstificación en Itziar, paleosuelos en Aduna, etc... (EVE, 1985, 1986, 1987, IGME 1986).

La figura nº 4 muestra las relaciones existentes entre estas secuencias deposicionales, sólo para el Sector del monte Andutz. Aunque estas secuencias se mantienen para toda la cuenca, sus características "internas" son diferentes, por ejemplo:

- En este sector dominan los carbonatos de plataforma en la Unidad I, mientras que en otros, como el Duranguesado, este tipo de sedimentación no ha comenzado aún de un modo generalizado (EVE, 1986).
- Para la Unidad II ocurre lo contrario, mientras se desarrollan amplias y potentes plataformas en otros sectores (Duranguesado, Erlo, etc...), aquí encontramos únicamente sus equivalentes "distales", (lutitas "euxínicas" fundamentalmente).
- La Unidad III pertenece aquí a un sistema deposicional de procedencia Norte (macizo de Bizkaia), mientras que en otros sectores esta Unidad (Supraurgoniano) pertenece a un sistema deposicional ligado a la Meseta Castellana, es decir, de "afinidad" meridional.

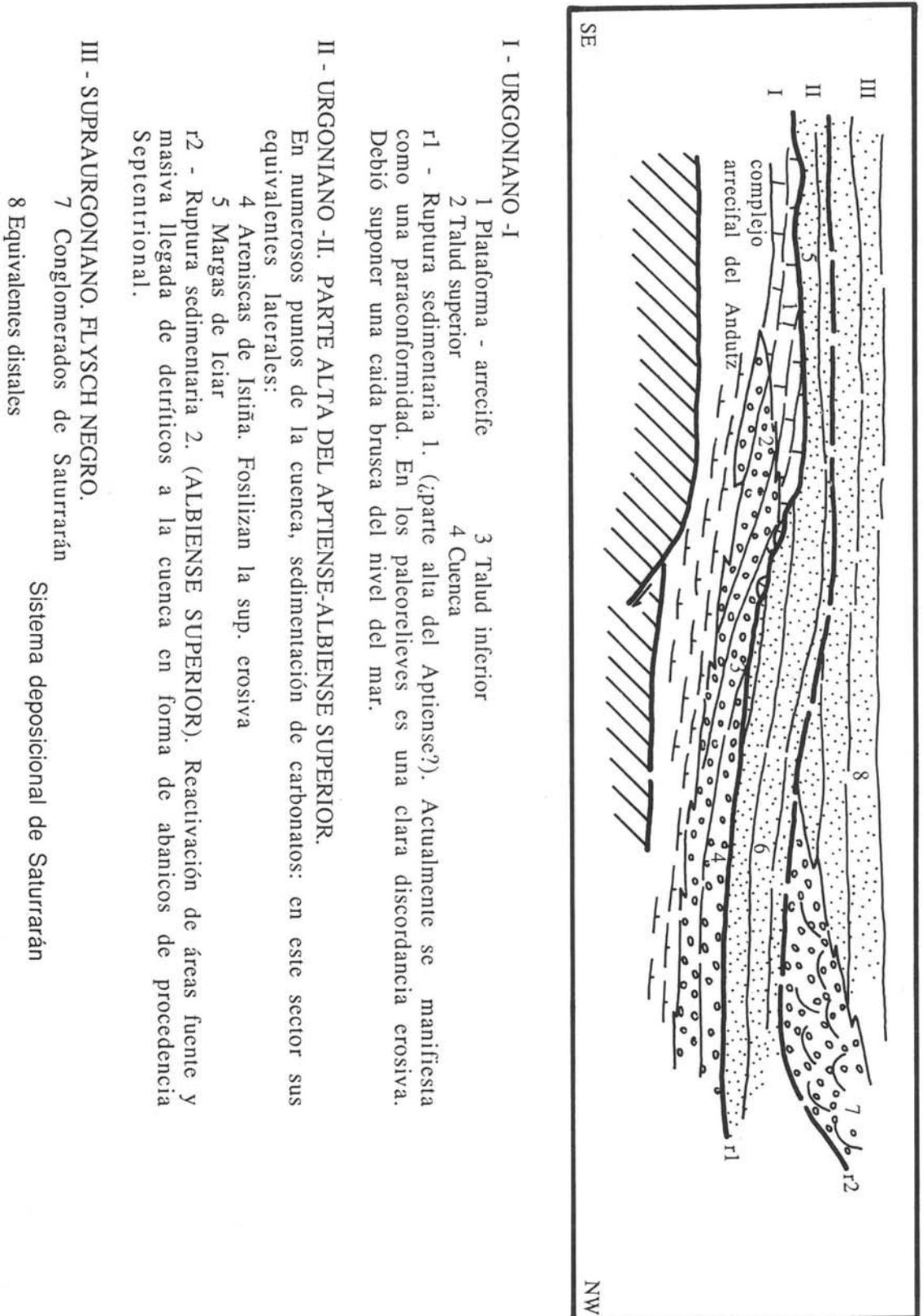


FIGURA -4

El empleo de las rupturas sedimentarias como elementos de correlación ayuda a conocer con detalle la "anatomía" interna de las diferentes unidades.

Tras el depósito del último episodio urgoniano, tanto en facies de carbonatos como de terrígenos 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 a la cuenca inhibiendo de forma brusca la sedimentación de carbonatos. Esta, en adelante sólo se volverá a manifestar de forma aislada y cuando las características del medio lo permitan (pequeños umbrales a salvo de la contaminación terrígena). La configuración paleogeográfica cambia totalmente, localizándose de forma simultánea en el tiempo una serie de dominios paleogeográficos y sedimentarios, cuyo control corresponde tanto a la morfología previa dejada por las construcciones arrecifales (OLIVE et. al, 1984) como a la acción de fallas de zócalo.

Los dominios sedimentarios del Supraurgoniano se disponen a modo de "cinturones" de facies aproximadamente paralelos a las directrices actuales (con algunas excepciones). Estos son, de SW a NE: fluvial (arenas de Utrillas), deltáico o marino somero (Fm. Balmaseda y equivalentes): talud marino (Fm. Durango) y marino profundo (Flysch Negro = Fm. Deba). El área ocupada por éste cuadrante está incluida en el cinturón de facies más septentrional, constituido por materiales turbidíticos en sentido amplio, depositados en un medio marino profundo. El análisis de estos materiales apunta la existencia de una activa y cercana fuente de aporte situada al N y NE de la costa actual. El Flysch Negro supone la instalación, en el área, de una serie de pequeños abanicos coalescentes, de di-

mensiones pequeñas, controlados por fallas sinsedimentarias "talladas" en los macizos paleozoicos (PUJALTE, com. pers.). Estos sistemas se pueden definir como de baja eficacia de transporte (gran cantidad de material se queda en los propios canales de distribución), y corresponderían a un sistema de turbiditas con el nivel del mar alto en el sentido de MUTTI, 1985 (REMA-CHA, com. pers.).

En este cuadrante, la mayor parte de los materiales del Flysch Negro corresponden a las facies de abanico externo y llanura submarina del sistema turbidítico de Saturarán (figura nº5).

La asociación de facies de abanico interno está únicamente representada entre Ondárroa y Mutriku. Está constituida por lutitas negras (sedimentación autóctona) que intercalan numerosos bancos métricos, canaliformes, de conglomerados desorganizados (facies A<sub>1</sub>). Los cantos mayores (hasta 40 cm) son fundamentalmente areniscosos. Son también muy abundantes los cantos de cuarcitas, muy redondeados, procedentes probablemente de la erosión de macizos paleozoicos y triásicos. Se interpretan como desembocaduras de canales distributarios y facies canalizadas dentro del abanico interno.

La asociación de facies de abanico medio está constituida por niveles de areniscas con secuencias turbidíticas que dominan sobre las lutitas. En el sector comprendido entre Mendaro y S. Pedro de Mendeja intercala numerosos bancos con cantos de cuarcitas similares a los de la a.f. anterior, aunque con un tamaño que oscila entre 5 mm y 5 cm.

La asociación de facies de llanura submarina consiste esencialmente en lutitas negras que intercalan, muy esporádica-

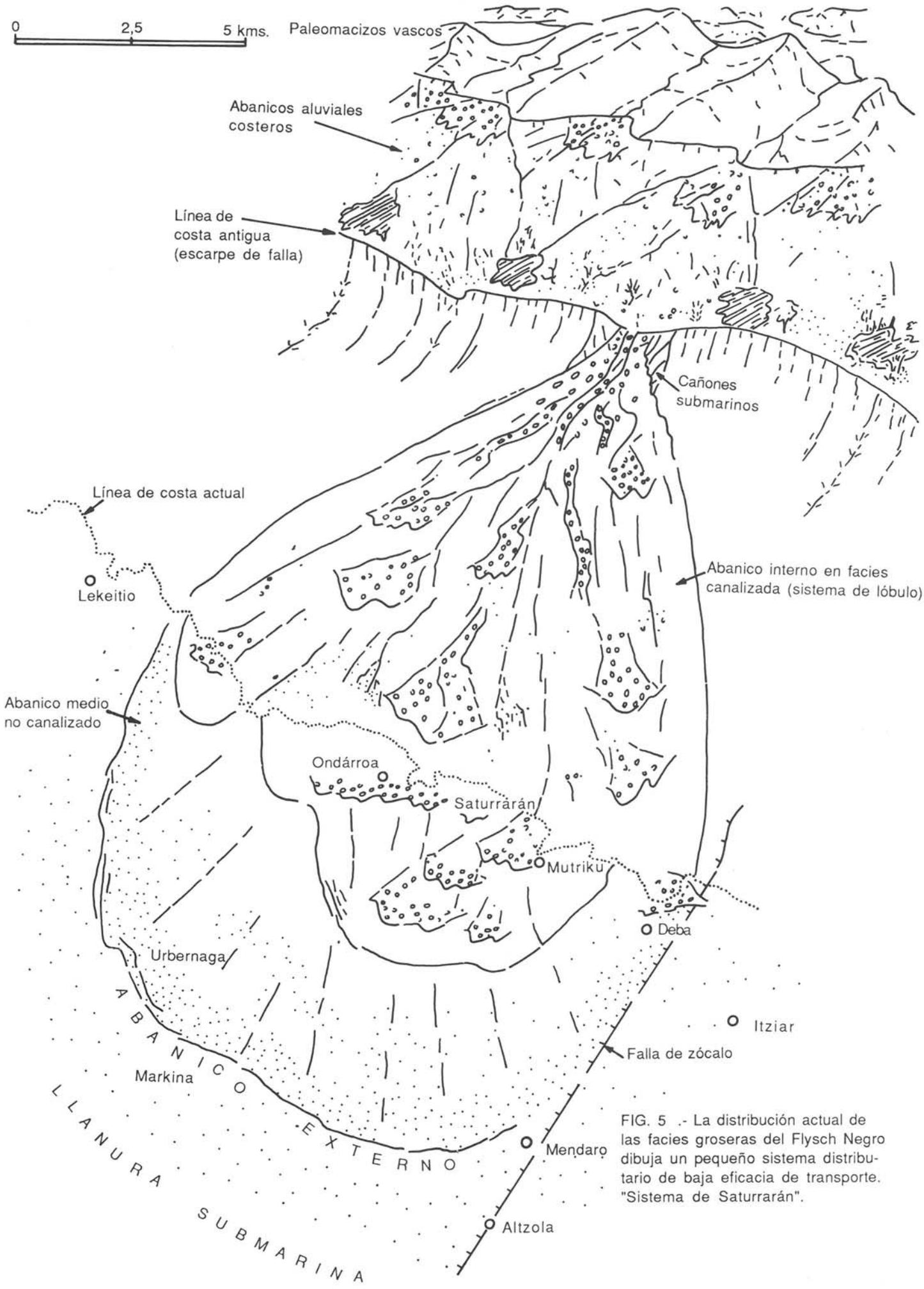


FIG. 5 .- La distribución actual de las facies groseras del Flysch Negro dibuja un pequeño sistema distributivo de baja eficacia de transporte. "Sistema de Saturrarán".

mente, niveles centimétricos de areniscas (turbiditas distales).

No existe un patrón de paleocorrientes común a toda el área. En el sector de Saturarán los aportes vienen del NE, mientras que, en el sector de Deba los paleocorrientes tienen un sentido medio N 70° E. Las medidas aisladas tomadas en diferentes puntos presentan una distribución totalmente anárquica.

El sistema turbidítico de Saturarán, representado en la figura nº 5, estaría conectado con formaciones tipo fan-delta procedentes del desmantelamiento de macizos paleozoicos. Recientemente PUJALTE (com. pers.) ha interpretado como depósitos de fan-delta las areniscas de cabo Villano, en las que ha puesto de manifiesto la existencia de algunas huellas de Dinosaurios. Este área fuente septentrional 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. El Flysch Negro rellena un sistema de fosas alargadas, creadas como cuencas tipo "pull-apart" ligadas a los grandes sistemas transformantes (desgarres sinestrales) que permitieron la apertura del Golfo de Bizkaia.

El Cenomaniense inferior y medio supone una nueva etapa de inestabilidad en la cuenca, en la que se acentúan los surcos sedimentarios preformados y en la que se resedimenta gran cantidad de material. De hecho, los materiales del techo del Supraurgoniano, justo por debajo de los primeros depósitos margosos, constituyen un nivel guía a escala regional, en el que dominan los depósitos caóticos generados por procesos gravitacionales (EVE, 1987). Aunque durante el Albiense superior ya encontramos algunas manifestaciones volcá-

nicas, es a partir del Cenomaniense superior y hasta el Santoniense cuando, ligadas a una etapa de expansión oceánica y adelgazamiento de corteza, se abren grandes fracturas en el fondo marino que permiten la salida a la cuenca de grandes cantidades de material volcánico (vulcanismo submarino), acompañado de una serie de intrusiones. Estas series volcánicas están especialmente bien desarrolladas en el cuadrante de Eibar. Durante esta etapa de expansión oceánica, que separó la Placa Ibérica de la Placa Europea, la configuración paleogeográfica consistía esencialmente en una plataforma meridional que pasaba hacia el Norte a una plataforma distal, a un talud y al "surco" del flysch. Esta etapa supone la creación de una serie de fosas en las que se acumula gran cantidad de material turbidítico. El relleno de estas fosas (subparalelas a las directrices actuales), tenía una procedencia dominante del Pirineo, como lo demuestra el patrón de paleocorrientes. No obstante, algunos aportes esporádicos pudieron proceder de plataformas meridionales. En este sector las asociaciones de facies encontradas corresponden siempre a turbiditas distales. El tipo de depósito en éstas fosas vino condicionado por la posición relativa del mar en cada momento, posición que fue esencialmente alta, interrumpida por un periodo de baja relativa durante el Coniaciense (?) (periodos de highstand y lowstand, según MUTTI, 1985; REMACHA y ZAMORANO, com. pers.). A lo largo de su evolución las áreas de aporte han debido ser sustancialmente las mismas, mayoritariamente áreas fuente-plataformas pirenaicas y un sistema de plataforma-talud meridional.

Las excelentes condiciones de afloramiento del corte de la ensenada de Aitzuri han permitido diferenciar, en una sucesión completa del Cretácico superior de unos 1700 m, un total de seis asociaciones de

TRAMOS CARTOGRAFICOS	ESCALA DE TIEMPO	POTENCIA	COLUMNA ESQUEMATICA	FACIES TURBIDIT.	POSICION SEGUN EL MODELO DE MUTTI 1985	PALEOCORRIENTES	LIMITES SECUENCIALES	TIPO
Facies de transición	MAASTRICHT.	200m		D2, D3 diluidas	Facies distales en un sistema de turbiditas de tipo III		Cambio de facies transicional. Subida relativa (gradual) del nivel del mar.	III
		600m			Facies de franja de abanico. Equivalentes distales de depósitos sedimentados en fases de LOWSTAND (tipo I)	N 290° N 320°	← DISTALIDAD	I
FLYSCH DETRITICO-CALCAREO	SANTONIENSE	350m		D3, D2, D1, G	Facies del lóbulo distal, franja de lóbulo. Partes distales de un sistema tipo I.		Cambio de facies asociadas a facies B2	I
	CONIACIENSE	210m		D1, D2, D3	Facies de lóbulo distal depositadas en una fase de máxima caída del nivel del mar. Tipo I	N 295° N 305°	Cambio de facies	
	No son turbiditas s. str.			Facies de plataforma distal que progresa sobre facies canalizadas.		Bajada relativa del nivel del mar (caída brusca) cambio brusco de facies. Asociado a facies B2		
FLYSCH CALCAREO	TURONIENSE	150m		D3	Facies de channel-levee en un sistema de turbiditas tipo III.		Cambio de facies	III

1-6 ASOCIACIONES DE FACIES DIFERENCIADAS

FIGURA N° 6 RESUMEN DE LAS CARACTERISTICAS DE LAS DIFERENTES ASOCIACIONES DE FACIES DEL CRETACICO SUP

facies cuyas características se resumen en la figura nº 6.

Durante el tránsito Cretácico-Terciario van a prevalecer aún las condiciones de nivel del mar alto. El análisis de las facies y morfologías que exhiben los cuerpos sedimentarios, que constituyen este tránsito, revela una serie de aspectos de gran interés, sobre todo al integrar datos de carácter regional (EVE, 1985, 1986, 1987). Estos materiales se agrupan en dos tipos generales de facies, uno calizo-margoso ("capas rojas"), muy ampliamente representado, y otro tipo de facies que denominaremos "brechoide". El primer grupo de facies corresponde a materiales depositados en la parte distal de una plataforma carbonatada y/o en ambiente pelágico libre de influencia detrítica (esto no implica una profundidad determinada).

Las relaciones laterales y verticales entre estos términos ("capas rojas" y "brechoide") y los infra y suprayacentes (EVE 1987) llevan a concluir que la facies "brechoide" (brechas y conglomerados del Daniense) se depositó en zonas de surcos, "excavados" en el fondo marino, por los que se canalizaban abundantes flujos de derrubios y en los que eran frecuentes los fenómenos gravitatorios (slumps y olistolitos) (figura nº 7). La procedencia exacta del material es difícil de precisar, pero hay que invocar sin duda la erosión de áreas de plataforma, e incluso emergidas, situadas muy probablemente al N y al NE. Lo que si queda claro, a través de las relaciones que se observan en el campo, es la orientación general NNE-SSW de estos surcos que, además, erosionan parte de las secuencias inferiores. Lo interesante de éstas morfologías del fondo marino es que quedan preservadas en el tiempo, de manera que, durante el resto del Paleoceno y el Eoceno, los abanicos submarinos que vierten mate-

rial terrígeno a la cuenca, tienen tendencia a canalizarse por estas morfologías del fondo, por lo que actualmente es frecuente encontrar una superposición de las facies más groseras de estos abanicos y las brechas (figuras 8 y 9).

En este sentido, resulta especialmente interesante "definir" en la cartografía la evolución lateral del primero de estos abanicos (o lóbulos). Este primer lóbulo, denominado de Sarikola, provoca un primer resalte muy visible en el terreno. Lo que actualmente vemos en la cartografía es una sección transversal de una morfología canaliforme muy laxa (figura 9), de modo que el lóbulo se acuña hacia el Oeste (cerca de Zumaia) y hacia el Este, y a medida que se acuña, su poder erosivo es menor, dando paso en la misma medida a una secuencia margosa situada a techo de las capas rojas danienses (ver figura 9).

Con un fuerte descenso del nivel del mar (paso de condiciones de highstand a lowstand sensu MUTTI, 1985) se inicia el depósito de los materiales turbidíticos del Terciario (del Paleoceno al Eoceno inferior), depositados en una cuenca turbidítica relativamente estrecha, y mayoritariamente en forma de grandes sistemas de conos (abanicos y lóbulos) submarinos, con una procedencia dominante del Este y del Noreste. En este sector encontramos subambientes que van desde lóbulo proximal-medio a facies de llanura abisal. Estos abanicos se agrupan en sistemas superpuestos en los que pudo variar sustancialmente el área fuente a lo largo del tiempo. Esta superposición estratigráfica de abanicos de diferente procedencia, sugiere que la cuenca turbidítica eocena debía ser bastante estrecha (unas pocas decenas de Km). Una serie de hechos parecen confirmar esto, ya que con un mismo patrón de paleocorrientes (procedentes del E y del NE), es fre-

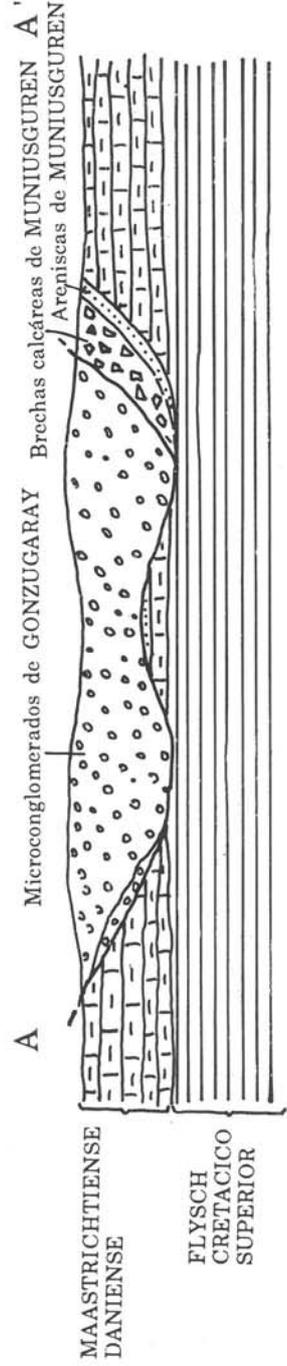
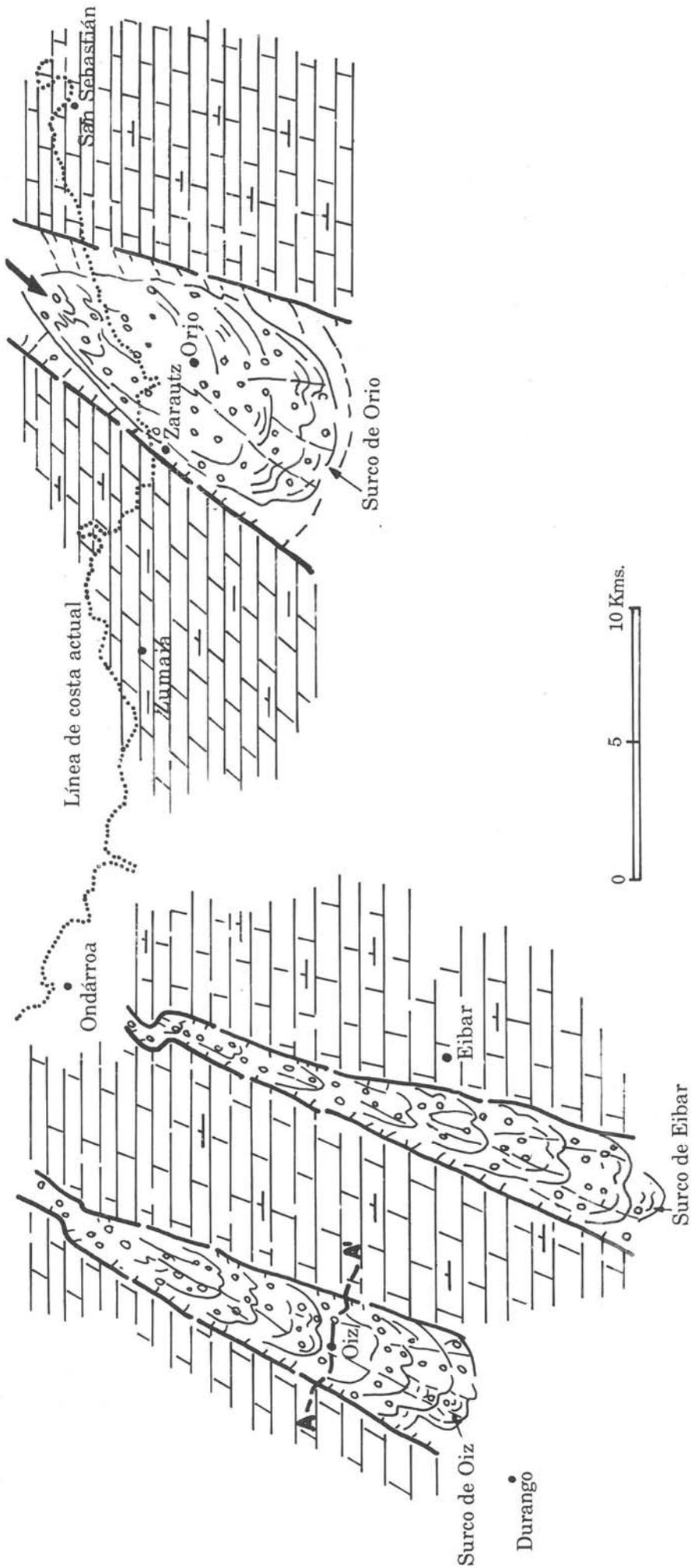
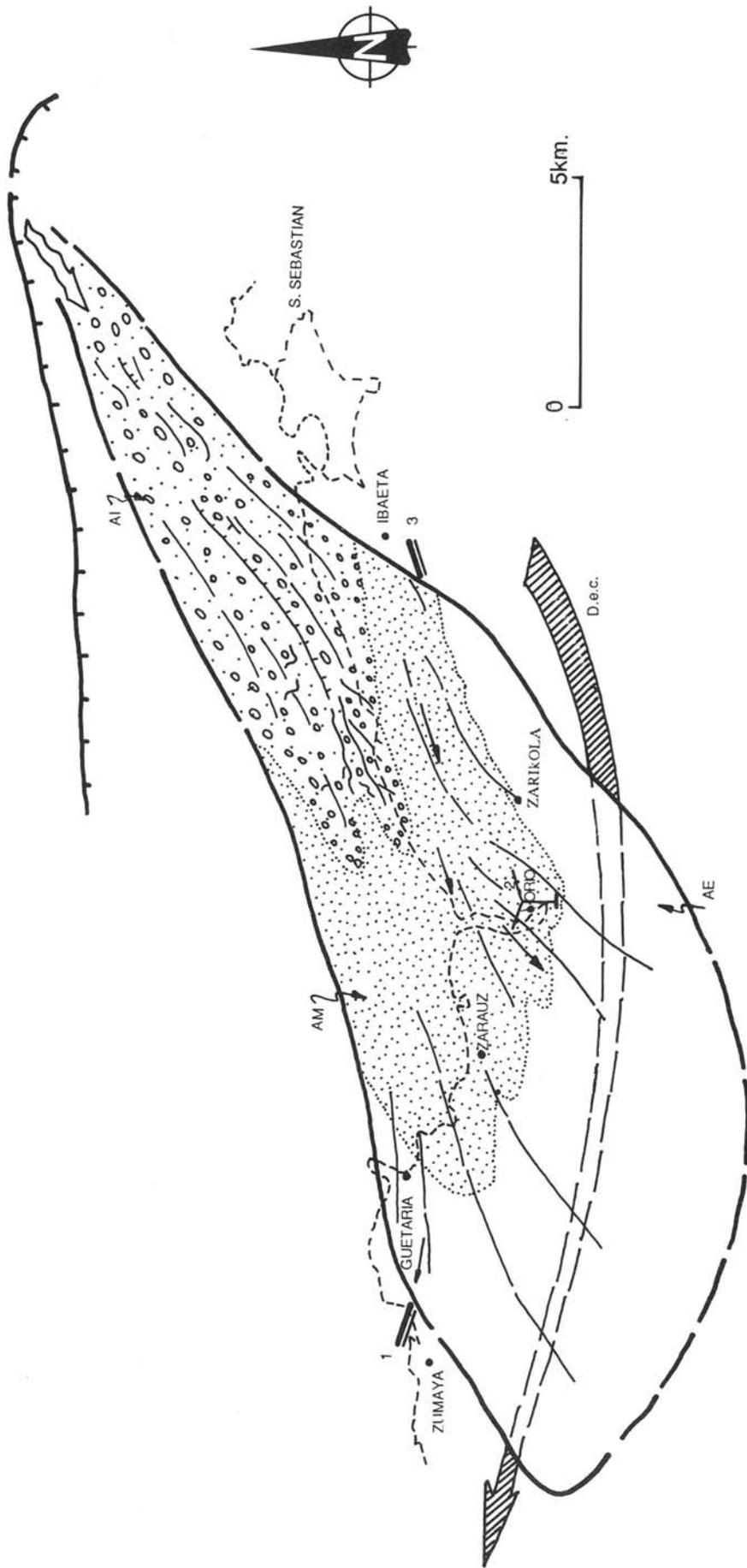


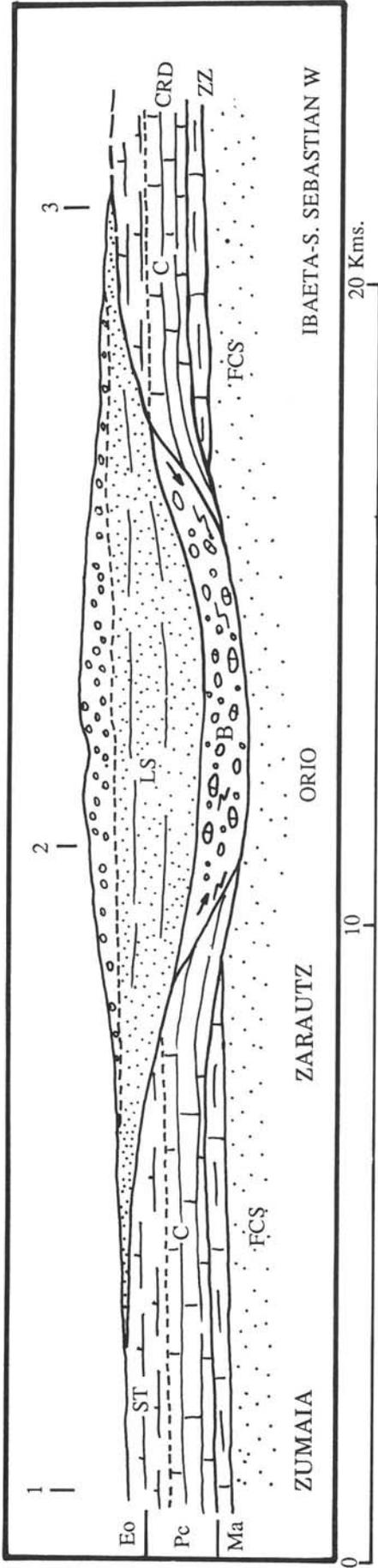
FIGURA -7



AI - Abanico interno canalizado  
 AM - Abanico medio. No canalizado  
 AE - Abanico externo  
 1-2-3 - Sección que se observa en el campo  
 D.e.c. - Derección aprox. del eje de la cuenca.  
 En este sentido se puede "reconducir"  
 parte del sedimento.

Paleocorriente medida

FIG. 8.- LOS ABANICOS SUBMARINOS DEL EOCENO PUEDEN APROVECHAR EN ALGUN MOMENTO LAS MORFOLOGIAS PREVIAS, LOS SURCOS DEL FONDO MARINO, POR LAS QUE TIENEN TENDENCIA A CANALIZARSE.



Exageración vertical ( x10 )

- LS - Lóbulo de Sarikola
- ST - Margas de S. Telmo
- CRD - Capas rojas Daniense
- C calizas y margas
- B Brechas
- ZZ - Margocalizas Zumaia - Zarautz
- FCS - Flysch del Cret. Sup.
- Eo - Eoceno Inf.
- Pc - Paleoceno
- Ma - Maastrichtiense
- 1-2-3 - Sección de la figura 7

FIG. 9.- RELACIONES GEOMETRICAS ENTRE LOS DISTINTOS CUERPOS SEDIMENTARIOS DEL TRANSITO CRETACICO-TERCIARIO. (A partir de la cartografía a escala 1:25.000 de los Cuadrantes de Zumaia y Zarautz)

cuenta encontrar facies más proximales en el sector del Sinclinal del Oiz (EVE, 1985) que en los materiales equivalentes de la cadena costera, teóricamente en una posición más "proximal". Esto nos lleva a pensar que parte del material turbidítico tiene una procedencia del margen meridional (numerosos datos petrográficos apuntan además a que gran parte de las areniscas proceden del "reciclado" de las arenas de Utrillas). Parece claro, en consecuencia que las paleocorrientes procedentes del Sur y del Norte sufren una incurvación al llegar a la cuenca, y adquieren una orientación generalizada subparalela a ésta, hecho muy frecuente en este tipo de depósitos.

Los materiales actualmente expuestos en la cadena costera, son, a grandes rasgos, de dos tipos: barras areniscosas más o menos potentes, y zonas alternantes de lutitas y areniscas. Las barras que producen resaltes en el terreno forman (casi siempre) secuencias negativas, y se interpretan como secciones, más o menos transversales, de las zonas relativamente distales (no canalizadas) de estos abanicos. Las zonas alternantes, más deprimidas, se interpretan como sedimentos más distales de la cuenca turbidítica, con subambientes que van desde orla de lóbulo a turbiditas distales de llanura submarina. Estos abanicos se agrupan en sistemas de megaciclos superpuestos, en los que pudo variar sustancialmente el área fuente.

Las excelentes condiciones de afloramiento y la buena exposición general del flysch terciario a lo largo de la costa ha propiciado numerosísimos estudios monográficos sobre estos materiales. Cabe citar

a GOMEZ de LLARENA (1954 y 1956); VON HILLEBRANDT (1965); SEILACHER (1967); POSTUMA (1971); HANISCH (1972, 1974, 1978); KAPellos (1974); HANISCH y PFLUG (1974); CRIMES (1976); KRUIT et al. (1975); VAN VLIET (1982) y ROSELL et al. (1984). De entre estos, son especialmente interesantes los trabajos de V. VLIET (1982) y de ROSELL et al. (1984); este último por lo que tiene de novedad al introducir por primera vez el análisis secuencial en estos materiales. Debido a esto, solamente se han esbozado las características más relevantes, remitiendo al lector a los trabajos citados para un mayor detalle.

Según las ideas de Rosell et al. (op. cit) los materiales del Paleógeno de este sector constituyen una sucesión compuesta por seis secuencias deposicionales (figura 10), que son, de muro a techo:

1. Capas rojas de S. Telmo.
2. Secuencia S. Telmo inferior.

Ambas constituyen, según estos autores, facies distales de plataforma, depositadas con un nivel del mar relativamente alto.

3. S. Telmo superior
4. Sarikola
5. Hondarribia
6. Jaizkibel

Este conjunto de secuencias, predominantemente terrígenas está compuesto por una sucesión vertical de sistemas turbidíticos, pertenecientes al Eoceno inferior, controlados por los cambios relativos del nivel del mar en cada momento.

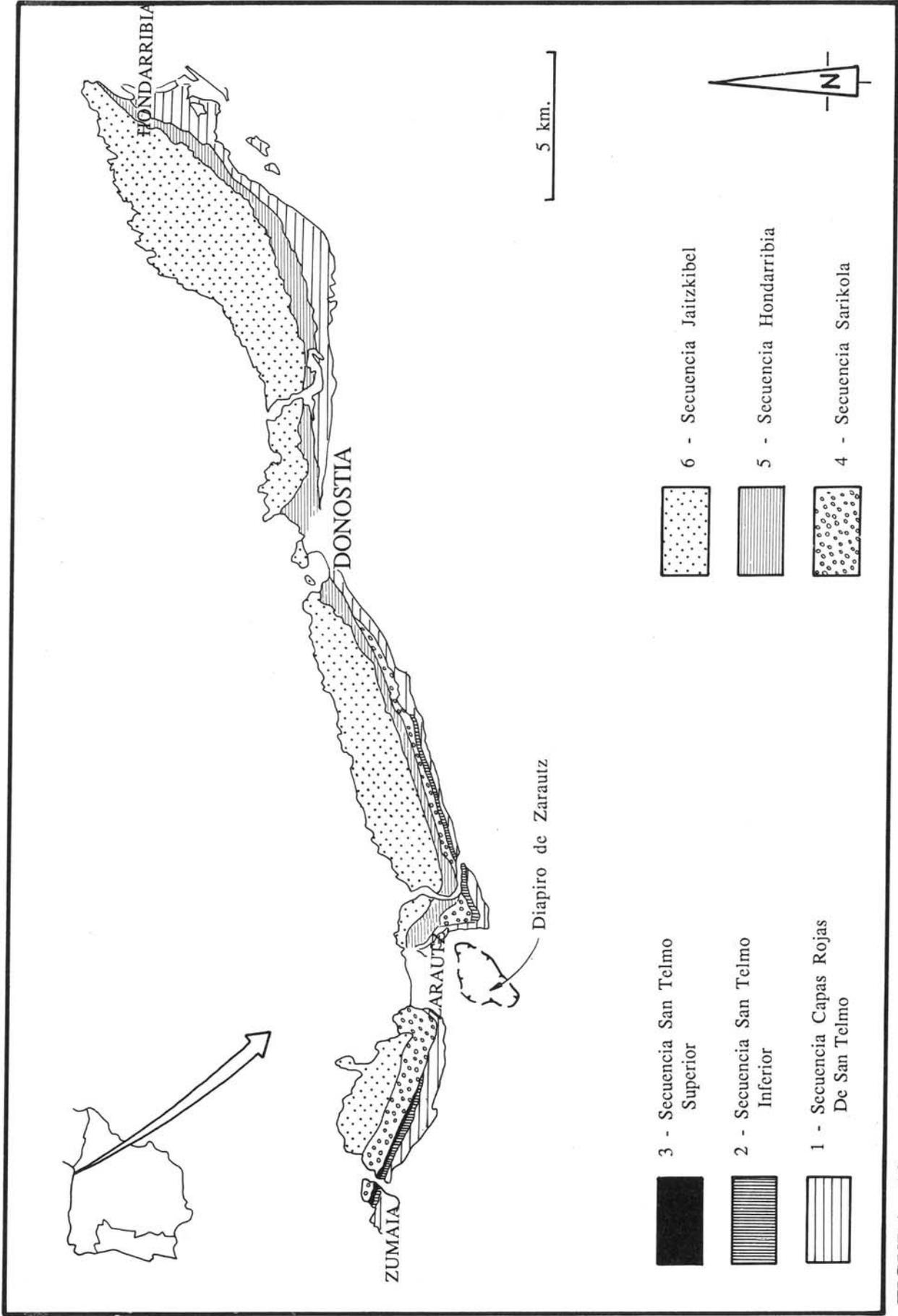
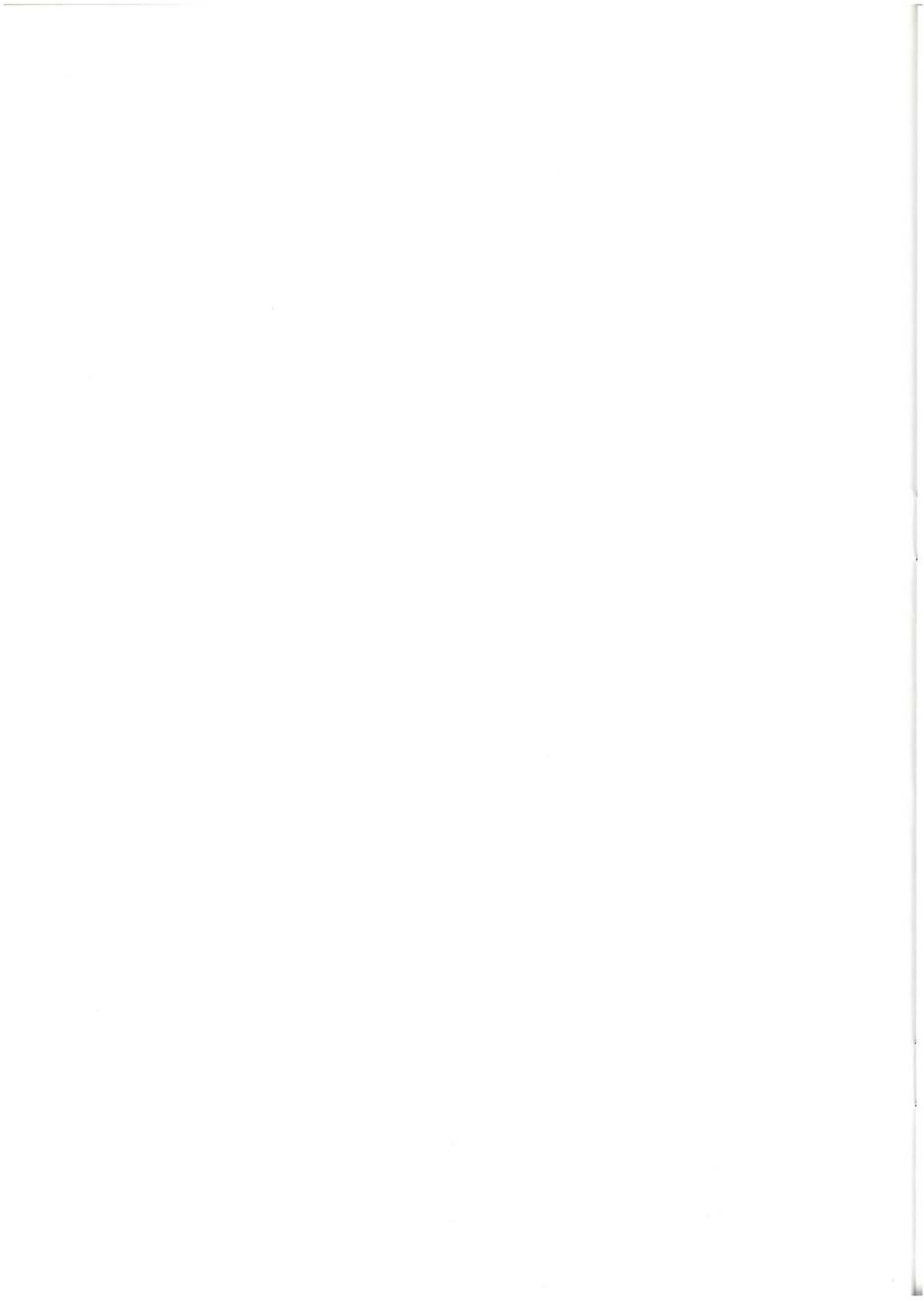


FIGURA -10. MAPA GEOLOGICO SIMPLIFICADO DE LAS SECUENCIAS DEPOSITACIONALES DE LA CUENCA TURBIDITICA TERCIARIA DE GUIPUZCOA. (Según ROSELL et al, 1985)



### 3.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Las directrices generales de la hoja de Zumaia son, a excepción del macizo del Andutz y sus alrededores, WNW-ESE, producidas por una fase principal de plegamiento de edad terciaria (post-eocena).

La deformación más manifiesta es un fuerte plegamiento cuyos ejes, generalmente horizontales, tienen una dirección N 120°E. La vergencia general es hacia el NE.

La mayoría de los materiales que componen la hoja (a excepción de las calizas urgonianas) tienen un carácter flyschoides y responden ante los esfuerzos de una manera muy similar. Generalmente se producen pliegues (de longitud de onda muy variable) angulares e isopacos de plano axial muy tendido y vergencia al NE (ver cortes geológicos de la hoja). Asociados a esta fase de plegamiento se producen fallas inversas, desgarres y cabalgamientos, en algunos casos con un desplazamiento importante. En la fig. 11 se ha representado un esquema geológico de una zona relativamente amplia, en la cual queda englobado el cuadrante de Zumaia, permitiendo obtener una visión general de las principales estructuras cartografiadas. A continuación se comentan las principales características de los accidentes tectónicos reconocidos en la zona.

#### **Cabalgamiento de Pagoeta**

Es un accidente de vergencia Norte que separa las Unidades de San Sebastián (autóctono relativo) y de Oiz (alóctono). En cartografía, puede seguirse durante muchos kilómetros, desde el corredor del Oria, (cuadrante 64-III) por el Este, en donde se ha calculado un salto relativo superior a 7 km, hasta la zona de Itziar (Itxaspe) por el Oeste, en el cuadrante de Zumaia.

En la hoja a escala 1:25.000 de Zumaia, el frente de cabalgamiento se puede observar, únicamente, en el extremo SE del cuadrante (islero de Indamendi, barranco de Altzolaras...). A partir de la falla de Golcibar-Zestoa (ver fig. 11), en las proximidades del barrio de Iraeta, hacia el NW, el cabalgamiento de Pagoeta está afectado por una falla inversa de vergencia Sur (ver mapa y corte geológico I-I') cuyo salto impide visualizar la traza cartográfica del cabalgamiento.

#### **Desgarre de Itxaspe**

Es un accidente que puede seguirse en cartografía durante al menos 10 km antes de alcanzar la costa a la altura de punta Aitzurri. Se trata de una fractura antigua, de zócalo, que durante el Cretácico inferior

controló la sedimentación urgoniana (ver fig. 4) condicionando el paso de plataforma carbonatada (complejo arrecifal del Andutz) a materiales de cuenca. Posteriormente, durante la orogenia alpina, la fractura se reactivó funcionando como un desgarre.

La traza cartográfica del accidente lleva dirección N-S, excepto en su mitad meridional que se torna N 30°E (aunque no es descartable que un ramal continúe más o menos NS, hasta la falla de Aulestia-Azkoitia, ver fig. 11). En cualquier caso, el desgarre de Itxaspe merece un comentario adicional, puesto que su funcionamiento ha originado las anomalías, en las directrices estructurales, que se observan en el mapa geológico en las proximidades de este accidente. En efecto, las directrices se arquean y adoptan una orientación N-S aproximadamente. Se ha interpretado esta posición estructuralmente anómala, como debida al arrastre producido por el desplazamiento relativo del bloque Este hacia el Sur, durante la última etapa de funcionamiento del desgarre del Andutz.

Sin embargo, parece claro, que este accidente ha tenido un juego anterior con un movimiento relativo de los bloques contrario al descrito (ver fig. 12); es decir, el bloque Oeste experimentó un desplazamiento relativo hacia el Sur, originando la flexión por arrastre del contacto Supraurgoniano-margas de Itziar; en el bloque Este, probablemente coetánea con esta etapa 1 del desgarre de Itxaspe, se originó la falla inversa del Andutz.

### **Falla inversa del Andutz**

Su traza cartográfica dentro del cuadrante 63-II lleva dirección N-S y pone en contacto los materiales urgonianos del macizo del Andutz con otros más recientes (urgonianos y supraurgonianos). Hacia el

Sur, dentro de la hoja 63-IV "Azkoitia", la prolongación de este accidente debe corresponder con toda probabilidad a la falla inversa del Erlo; sin embargo se ha mantenido una denominación distinta puesto que en una zona reducida, no se ha identificado la traza cartográfica de la falla, lo que impide su total conexión. Por el Norte, la falla inversa del Andutz va aumentando su salto relativo, hasta que termina bruscamente contra el desgarre de Itxaspe.

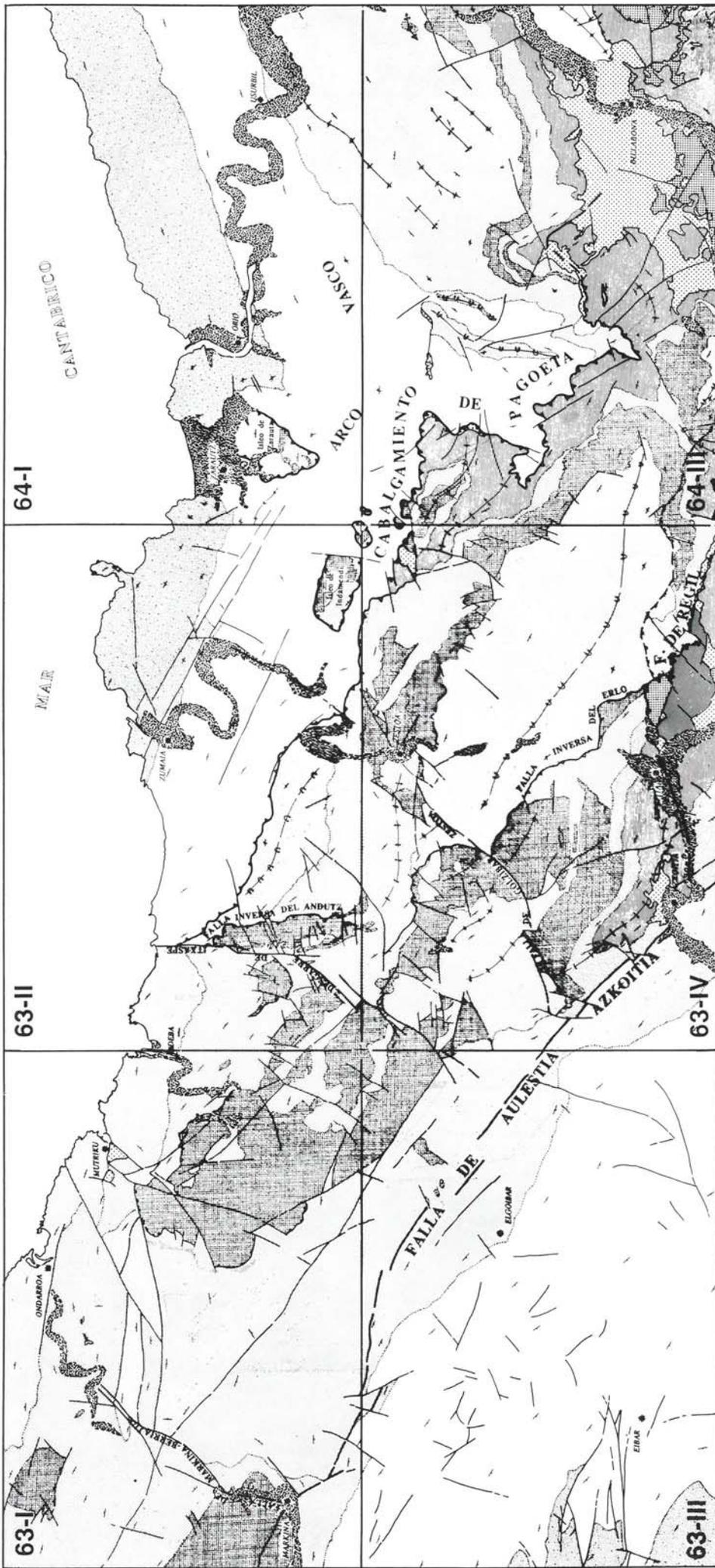
En cuanto al estilo de plegamiento, la hoja puede dividirse en dos zonas: SW y NE. Los pliegues situados hacia el SW suelen presentar planos axiales muy tendidos, mientras que los situados al NE (p.e en materiales terciarios) son de plano axial más erguido.

Con posterioridad a esta fase principal de plegamiento se produce otra, de compresión hacia el Sur (retrovergente), que trae como consecuencia la deformación de los pliegues preexistentes y, en algunos casos, la formación de fallas inversas retrovergentes que normalmente se forman a favor de una superficie previamente tectonizada.

Por último aparecen en la hoja, aunque no muy bien representados, pliegues tardíos (al menos posteriores a la primera fase) N 20°E-N 40°E que se pueden observar en el flysch terciario y, posiblemente, en la superficie plegada del isleo del Indamendi.

Las áreas afectadas de esquistosidad están muy poco representadas en la hoja. A pesar de esto se pueden diferenciar dos zonas:

En el extremo SW de la hoja aflora parte de la banda afectada de esquistosidad que se extiende desde el extremo SE de la



0 1 2 kms.



ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA COMPRENDIDA EN LOS CUADRANTES DE ONDARROA, ZUMAIA, EIBAR, AZKOITIA, ZARAUZ Y VILLABONA. SITUACION DE LOS ACCIDENTES TECTONICOS MAS IMPORTANTES.

**LEYENDA**

- CUATERNARIO
- TERCARIO
- CRETACICO SUPERIOR
- COMPLEJO SUPRAURGONIANO ("FLYSCH NEGRO")
- URGONIANO DETRITICO
- CALIZAS URGONIANAS
- COMPLEJO WEALDENSE
- JURASICO
- TRIAS KEUPER
- TRIAS BUNTSANDSTEIN
- PALEOZOICO

BRECHA TECTONICA ASOCIADA A LA FALLA DE REGIL:  
GRANITOS CATACLASTICOS, ORITAS, ETC.

— LIMITE DEL METAMORFISMO ASOCIADO A LA FALLA DE REGIL

**SIGNOS CONVENCIONALES**

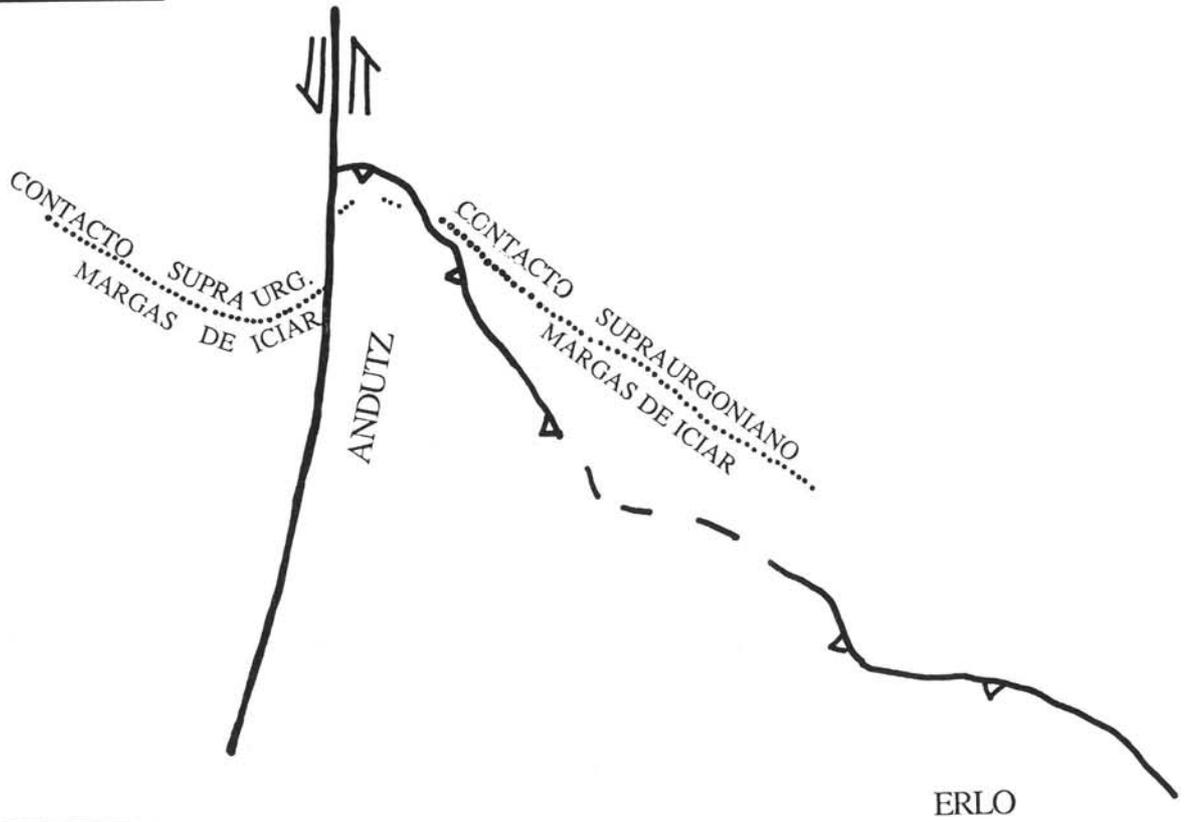
- CONTACTO NORMAL
- CONTACTO DISCORDANTE
- FALLA. CONTACTO MECANICO
- FALLA INVERSA
- CABALGAMIENTO
- ANTICLINAL
- SINCLINAL
- ANTICLINAL VOLCADO
- SINCLINAL VOLCADO

FIGURA 11.-

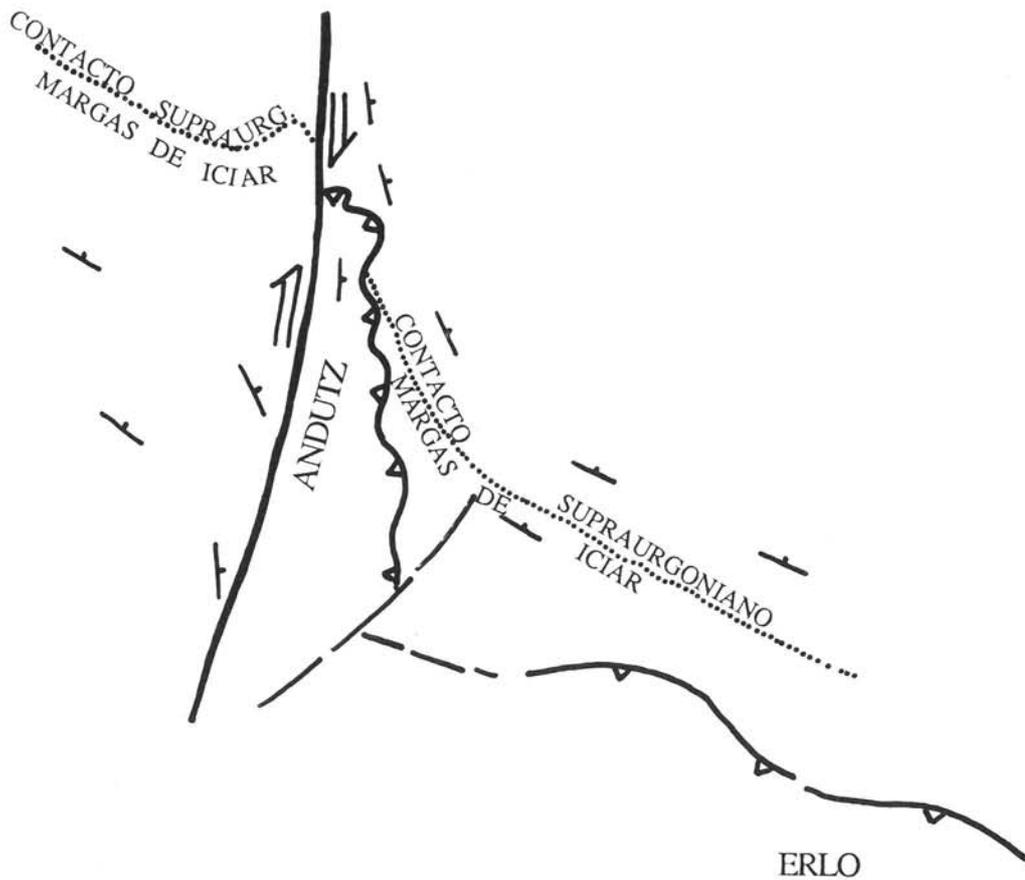
**FIGURA 12**

**FUNCIONAMIENTO DEL DESGARRE DE ITXASPE**

**ETAPA 1**



**ETAPA 2**



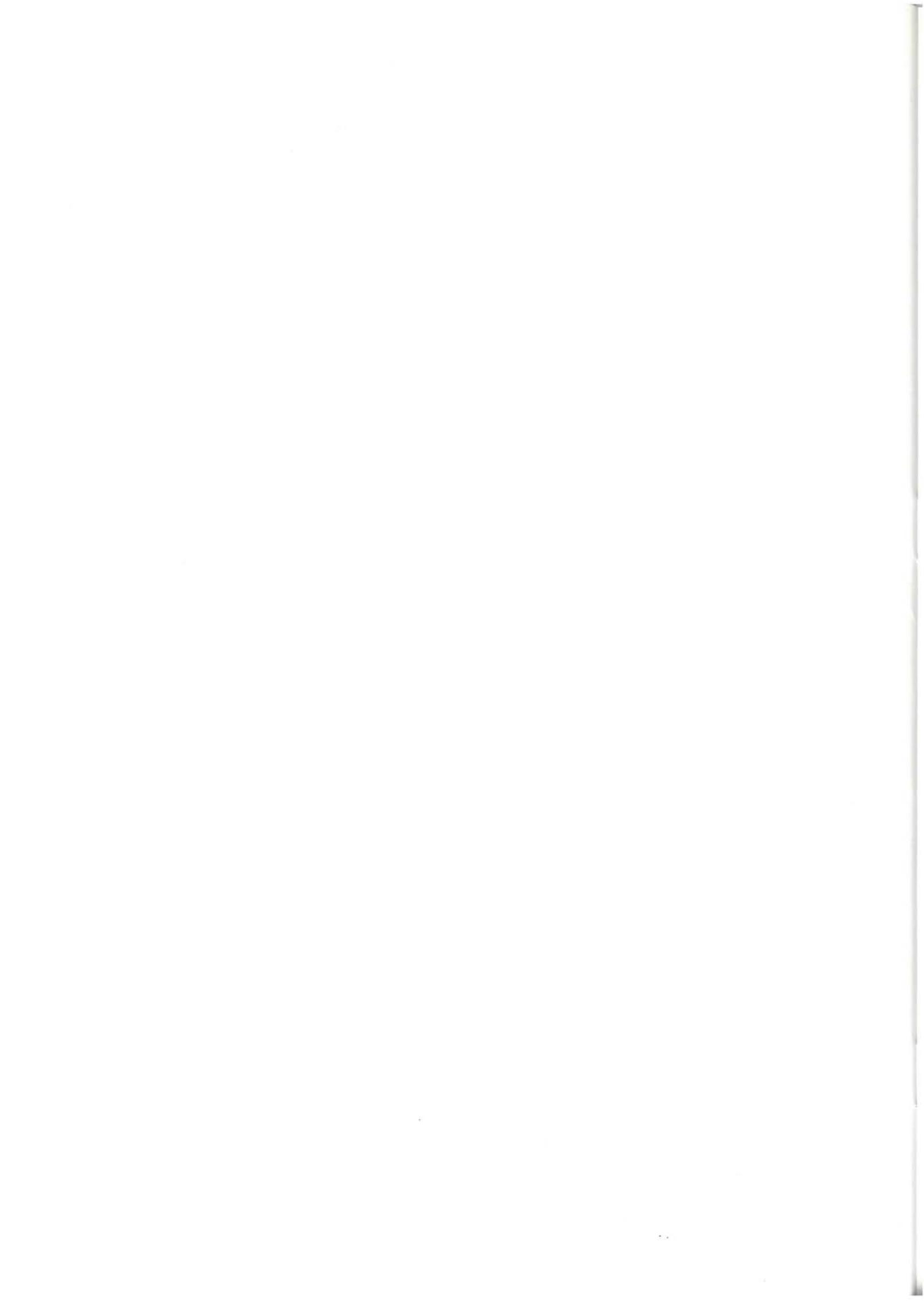
hoja de Azkoitia hasta Astigarribia, ya en la hoja de Ondárroa.

En la zona de Aizarnazabal afloran de nuevo materiales afectados de esquistosidad, pero en este caso tienen un carácter mucho más local, ya que están relacionados con el frente de cabalgamiento de la unidad de Oiz (cabalgamiento de Pagoeta).

No existen indicios de actividad diapírica en la hoja.

A modo de resumen puede decirse que en el ámbito de la hoja de Zumaia hay

testimonio de dos fases de deformación. En la primera se producen pliegues muy vegetes al NE, fallas inversas, desgarres y, en ocasiones, cabalgamientos asociados. Una segunda fase (de mucha menor intensidad), produce interferencias en los pliegues preexistentes, fallas retrovergentes y pliegues N 20° y 40°E. En el esquema de la figura se han representado, sobre una zona más amplia que la abarcada en el cuadrante, las principales estructuras descritas en el presente capítulo así como su funcionamiento en cada una de las dos fases de deformación mencionadas.



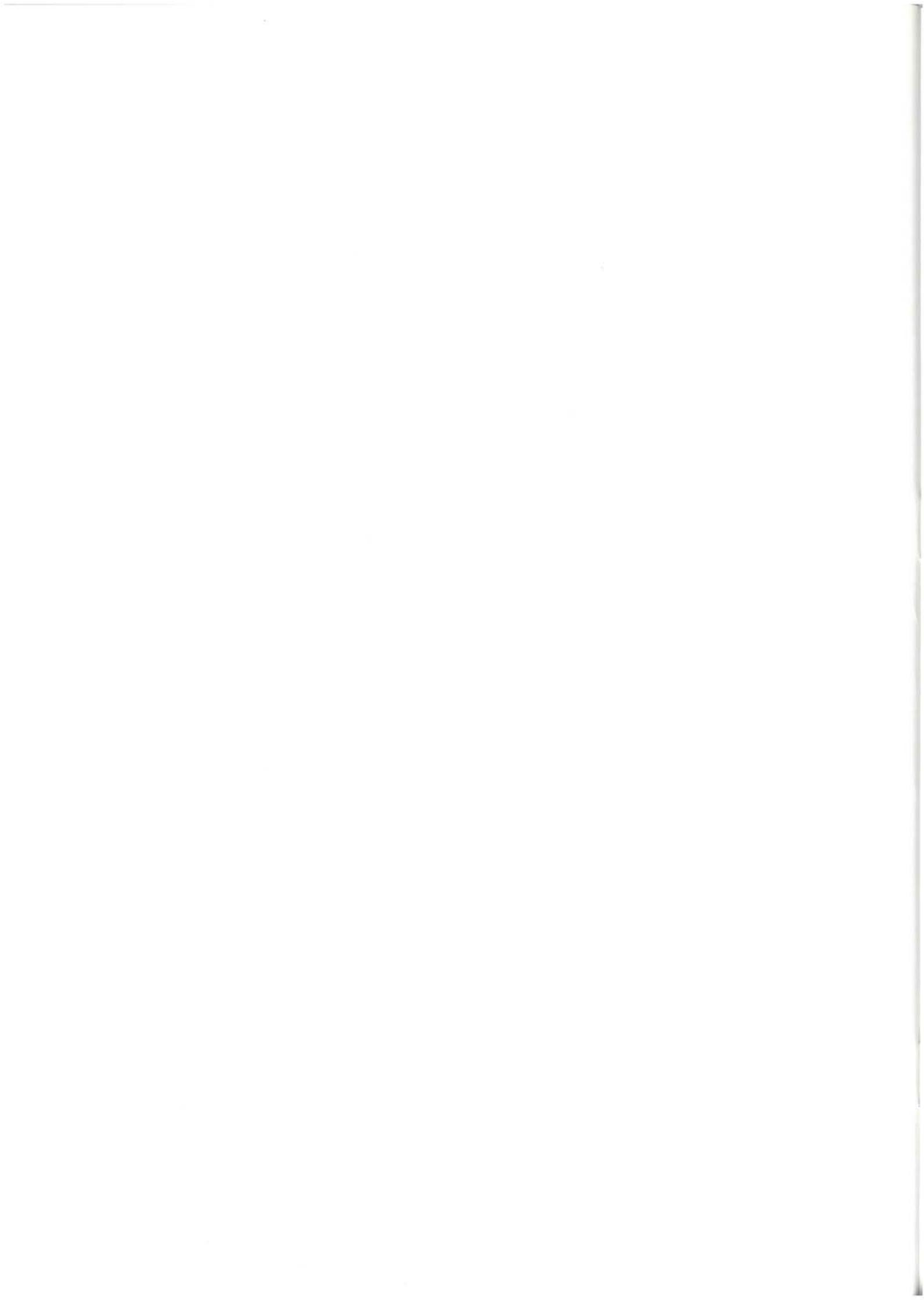
## 4.- PETROLOGIA

En el sector occidental del cuadrante se han localizado unos pequeños afloramientos de rocas silíceas de origen hidrotermal, ligadas fundamentalmente al techo de las calizas ugonianas.

Es característica común en los afloramientos observados la brechificación interna de los cuerpos, lo que confiere a la roca un aspecto ruiniforme.

La mineralogía está constituida casi ex-

clusivamente por cuarzo, que se presenta en granos monocristalinos de unas  $50\mu$ . La textura predominante es la "afieltrada", donde los microlitos se disponen en un entramado sin orientación preferente. La roca suele estar atravesada por venas de espesor milimétrico y forma irregular, que en ocasiones acaban con ensanchamiento o en geodas, el relleno de estas venas suele ser de cuarzo exclusivamente.



## BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, M.J. (1975).- "Sedimentología y paleogeografía del Albense de la Cuenca Cantábrica". *Dp. de Pub. del Instituto "Lucas Mallada"*. Vol. XXVI, nº1-2, Madrid, 213 pp.
- AMIOT, 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, Apto 4 d) pp. 160-176.
- BOILLOT, G. (1981).- "De la subduction à la collision: l'exemple des Pyrénées". *Bull. B.R.G.M. I*, nº2. 1980/1981 pp. 93-101. 12 figs.
- BOURROUILL, R, ; COUMES, F; OFFROY, B. (1984).- "Mécanismes séquentiels et événements exceptionnels du flysch nord-pyrénéen: correlations par les dépôts gravitaires profonds". *Bull Soc. Geol. France*. T. XXVI, n °6, pp. 1223-1234.
- CAMPOS J. (1979).- "Estudio geológico del Pirineo Vasco al W del río Bidasoa". *Tes. Doc. Muni. Soc. Cienc. Aranzadi* nº 1-2, 1975. pp. 3-139.
- CRIMES, T.P. (1973).- "From limestones to distal turbidites, a facies and trace fossil analysis in the Zumaya flysch (Paleocene-Eocene), North Spain": *Sedimentology* T. 20. pp. 105-131.
- (1976).- "Sand fans, turbidites, slumps and the origin of the Bay of Biscay, a facies analysis of the Guipuzcoan flysch": *Paleog., Paleoclim., Paleoecol.* T. 19. pp. 1-15.
- DURAND-DELGA, M. (1982).- "Evolution recente des idees sur la structure Alpine des Pyrénées". Inéd.
- EVE (1985).- "Estudio geológico minero del área comprendida en las Hojas E/1:50.000 de Eibar, Lekeitio y el Cuadrante Sur-Oriental de la de Durango". Inéd.
- EVE (1986).- "Estudio geológico-minero del área comprendida en las Hojas E/1:50.000 de Elorrio (Cuadrantes NE y SE) y Landako (Cuadrantes NW y SW)". Inéd.
- FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).- "Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques". *En Histoire structurale du golfe de Gascogne*. Tomo 2, V.I-1 a V.I-48.
- 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.
- GOMEZ de LLARENA (1954-56).- "Observaciones geológicas en el flysch cretácico-nummulítico de Guipúzcoa". *Monogr. Inst. Lucas Mallada*

- da *Inv. Geol.* nºs 13-15, 98 pp., 77 pl.
- HANISCH, J. (1974).- "Der Tiefsee-Diapir von Zarauz (N-Spanien) in spiegel von sedimentation und tektonik des kreide-Tertiär flysches". *Geol. Jahrb.* T. 113, pp. 101-142
- , (1987).- "A sigsbee knoll in early Tertiary Bay of Biscay and associated turbidity currents". *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* T. 62, nº 11, pp. 2232-2242.
- HANISCH, J. y PFLUG, R. (1974).- "The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the Northern Basques Pyrenees: Submarine out-flow of diapiric mass". *Sed. Geology*, T. 12, pp. 287-296.
- I.G.M.E. (1971).- "Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". *Mem. del IGME*, Tomo 79. Madrid, 130 pp.
- IGME-EVE (1986).- "Cartografía 1:10.000 del Sector de Cestona (Guipúzcoa)".
- INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE, GD (1983).- "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique". *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon.* T. 9 Dijon. 191 pp.
- JEREZ, L; ESNAOLA, J.M. y RUBIO, V. (1971).- "Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". *Mem. IGME* nº 29, 120 pp.
- KAPELLOS, C. (1974).- "Veber das Nannoplankton im alt Tertiär des profils von Zumaya-Guetaria (prov. Guipúzcoa, Nord Spanien)". *Ecl. Geol. Helv.* T. 67 pp. 435-444.
- KRUIT, C.; BROUWER, J.; KNOW, G., SCHOLLNBERGER, W.; VAN VLIET, A. (1975).- "An excursion to the Tertiary deep-water fan deposits near S. Sebastian (province of Guipuzcoa, Spain). In Field guide to excursion Z-23:" *qth Internat. Cong. Sedimentology, Nice.* 75 pp.
- MATHEY, B.(1983).- "Le Crétacé Supérieur de la zone des flysch ante plates-formes". *Mém. Géol. de l'Université de Dijon, nº9. Inst. des Sc. de la Terre.* pp 77-116.
- MUTTI, E. (1985).- "Turbidite facies and sea level variations on the Eocene group, South Central Pyrenees, Spain". *5 th European regional meeting of Sementology.*
- 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.
- POSTUMA (1971).- "Manual of planktonic foraminifera". *El servies. publ. Cy, Amsterdam, London, N. York.*
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- "Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". *CIEPSA.* Madrid. 2 Tomos.
- RAT, P. (1959). (Tesis Doctoral).- "Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques". *Publications de l'Université de Dijon.* T. XVIII, pp. 525, 68 figs. 8 plas., 1 carte au 1/200.000.
- RIAZA MOLINA, C. (1984).- "De la importancia de las fallas N20 en la creación del Golfo de Vizcaya. Estudio de detalle del Arco Santanderino". *I Congreso Español de Geología.* Tomo III, págs. 265-278.
- ROSELL, J.; REMACHA, E.; ZAMORANO, M.; GABALDON, V. (1985).- "Estratigrafía de la cuenca turbidítica terciaria de Guipúzcoa. Comparación con la cuenca turbidítica prepirenaica central". *Boletín IGME.* T.XCVI-V, pp. 471-482.
- VAN VLIET (1982).- "Submarine fans and associated deposits in the Lower Tertiary of Guipuz-

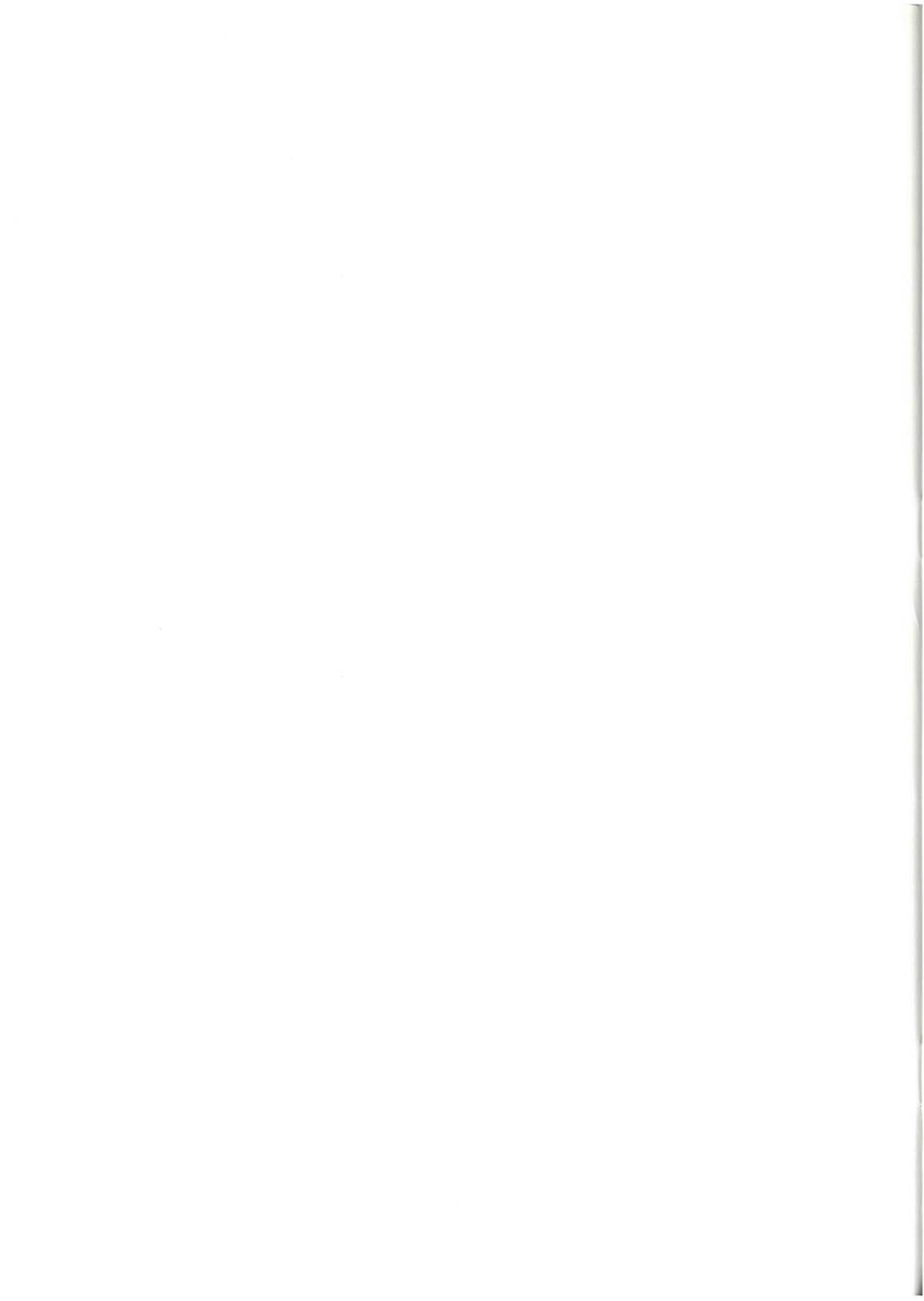
coa (Northern Spain)". *Tesis Dotoral Univ. Utrecht*.

VON HILLEBRANDT, A. (1965).- "Foraminife-

ren-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (prov. Guipuzcoa, NW Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten: Bayer-Akad. Wiss. math-Naturw. Kl, Abh.T. 123, 62 pp.









Gobierno Vasco  
Eusko Jaurlaritza



**Departamento de Industria  
y Comercio**

