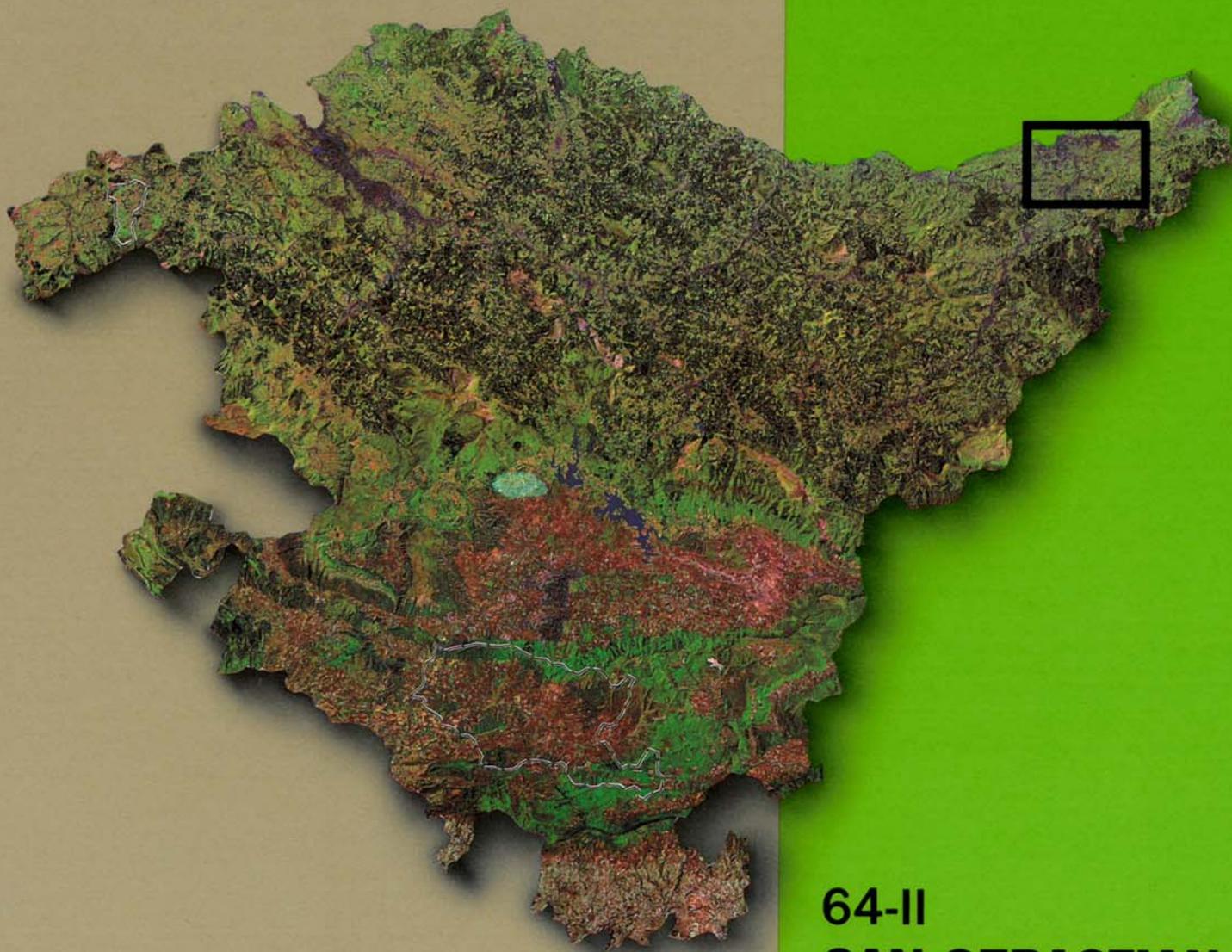




EVE

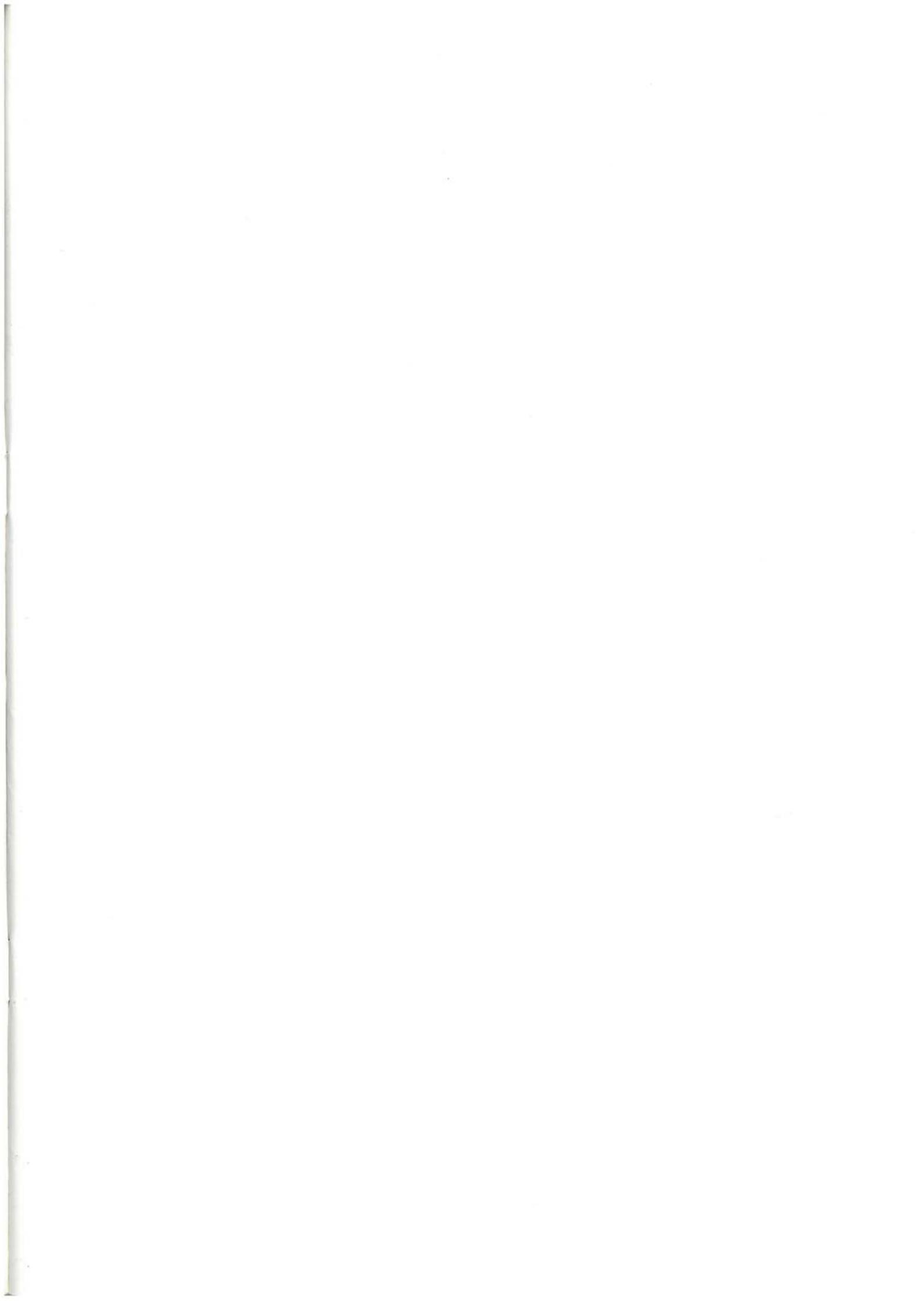
Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



64-II
SAN SEBASTIAN

E: 1/25.000



**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

64-II

SAN SEBASTIAN

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-27729-1990

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

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

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

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

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

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1.988.

INDICE

	<i>Pág</i>
INTRODUCCION	9
1.- ESTRATIGRAFIA	11
1.1. UNIDAD DE SAN SEBASTIAN	11
1.1.1. TRIASICO EN FACIES KEUPER	11
1.1.2. JURASICO	12
1.1.2.1. Infralías-Lías calizo dolomítico	12
1.1.2.2. Lías margoso	13
1.1.2.3. Dogger	13
1.1.2.4. Malm I	14
1.1.3. JURASICO TERMINAL-NEOCOMIENSE	14
1.1.4. URGONIANO "SENSU LATO"	14
1.1.5. SUPRAURGONIANO	15
1.1.5.1. Flysch Negro	15
1.1.5.2. Fm. Oyarzun	16
1.1.6. FLYSCH DEL CRETACICO SUPERIOR (CENOMANIENSE SUPERIOR-CAMPANIENSE)	17
1.1.6.1. Flysch calcáreo	17
1.1.6.2. Flysch detrítico-calcáreo (Flysch Campaniense-Maastrichtiense) ..	18
1.1.7. MAASTRICHTIENSE	19
1.1.8. DANES	19
1.1.9. PALEOCENO SUPERIOR-EOCENO INFERIOR	20
1.1.10. FLYSCH TERCIARIO (EOCENO INFERIOR, YPRESIENSE)	20
1.2. UNIDAD DE SAN SEBASTIAN. BLOQUE EREÑOZU	21
1.2.1. PALEOZOICO SUPERIOR INDIFERENCIADO	21
1.2.2. TRIASICO EN FACIES BUNTSANDSTEIN	22
1.2.3. ALBIENSE SUPERIOR	22
1.3. CUATERNARIO	23
2.- SEDIMENTOLOGIA	25
3.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL	43
BIBLIOGRAFIA	51

INTRODUCCION

El cuadrante a escala 1:25.000 de S. Sebastián forma parte de la hoja nº 64 (24-5) "San Sebastián" del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La totalidad del área pertenece al territorio histórico de Gipuzkoa, e incluye núcleos de población muy importantes, como S. Sebastián, Rentería, Hernani, Lasarte y Pasaia. Morfológicamente la zona está caracterizada por la existencia de una cadena costera, donde se localizan cotas topográficas elevadas y al Sur de ésta un paraje de lomas y pequeños montes (Choritoquieta, Santiagomendi, etc.).

El principal cauce fluvial lo constituye el río Urumea, que atraviesa toda la zona de Sur a Norte, para desembocar en San Sebastián. El río Oria discurre muy próximo

al borde occidental del cuadrante. Otro cauce fluvial relevante es el río Oyarzun, que desemboca en la ría de Pasaia.

Desde el punto de vista de la geología regional, la zona se encuentra en la terminación occidental de los Pirineos, dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica y, más concretamente, en la zona denominada como Arco Vasco, incluyendo parte del macizo paleozoico de Cinco Villas.

Los materiales que afloran en esta zona están comprendidos (si exceptuamos el Cuaternario) entre el Paleozoico y el Eoceno inferior, afectados fundamentalmente por varias fases de plegamiento de edad terciaria (post-Eoceno), es decir, por la Orogenia Alpina.

1. ESTRATIGRAFIA

En el cuadrante de San Sebastián afloran materiales con edades comprendidas entre el Paleozoico superior (indiferenciado) y el Eoceno inferior. La disposición estructural de los mismos ha llevado a dividirlos en dos conjuntos de carácter estructural: La Unidad de San Sebastián, que ocupa la mayor parte del cuadrante, y que constituye el autóctono relativo, y el Bloque de Ereñozu que aún formando parte de esta unidad en cuadrantes próximos, constituye aquí un conjunto de materiales de zócalo (Paleozoico y Permotrias) que se superponen a los de la Unidad de San Sebastián. Este bloque, en el frente de falla, llega a "pinzar" materiales mesozoicos.

1.1 UNIDAD DE SAN SEBASTIAN

Ocupa casi la totalidad de la zona, exceptuando el extremo SE de la misma. Comprende materiales cuyas edades oscilan entre el Triásico y el Eoceno.

1.1.1 Triásico en facies Keuper (2, 3)

Afloran en tres sectores bien definidos:

- 1.- La importante zona de fractura del Orio-Urumea, en las proximidades de Hernani.
- 2.- La zona de fractura de Choritoqueita.
- 3.- El núcleo fracturado de la antiformal (intumescencia) de Oyarzun.

Se han diferenciado dos términos cartográficos, por un lado la típica facies de arcillas abigarradas, con escasas intercalaciones yesíferas (2) y, por otro, las masas de ofitas (3) englobadas en las arcillas. En realidad, la facies arcillosa casi nunca llega a aflorar ya que suelen encontrarse formando fondos planos de pequeños valles y arroyos, con un recubrimiento más o menos importante. No obstante, se pueden observar en el corte fresco de algunos taludes de la zona industrial de Arriberacho, unos 2 Km al N de Astigarraga y en algunos caminos en las inmediaciones de la casa Petrelegui, al Sur de los anteriormente citados.

Las arcillas engloban importantes masas de rocas ofíticas que, originalmente, se debieron disponer en forma de lacolitos. Generalmente se encuentran muy alteradas. En corte fresco aparecen como ofitas de grano fino, de aspecto masivo y con una fracturación muy importante. Son frecuentes las fracturas rellenas de epidota. Según

CAMPOS (1979): "Las ofitas muestreadas son granudas, de grano fino, con textura holocristalina hipidiomorfa. Son abundantes los cristales de piroxeno augítico, de hasta 3-4 mm de tamaño, con inclusiones de plagioclasa de hasta 0,5 mm, rodeados por pequeños cristales tabulares de plagioclasa, mena metálica y productos de alteración. La plagioclasa es del tipo labradorita y entre los minerales accesorios son especialmente abundantes los opacos, probablemente magnetita y, en menor proporción, apatito y circón. La alteración ha progresado uralitizando los piroxenos, que pasan a ser anfíboles del tipo actinolita, que se transforman en cloritas".

Estas rocas se pueden observar en corte fresco en los desmontes de la planta depuradora de aguas de Añarbe, en construcción actualmente (año 1988), en Astigarraga y en la cantera de Alcibar y Carrica, en el borde oriental del cuadrante.

Es importante señalar que todos los afloramientos de Triás están en zonas diapíricas o de fracturas importantes, y que nunca llega a aflorar en su posición original. Abundando en esto, se han diferenciado, siempre que ha sido posible, una brecha tectónica (0), cuya matriz está constituida por las arcillas del Keuper, y que engloba numerosos clastos poligénicos, angulosos, aunque dominan fragmentos de lutitas verdosas, limolitas rojizas y ofitas. Esta brecha se puede observar en las intermediaciones de Venta Perurena.

1.1.2. Jurásico (4, 5, 6, 7, 8, 9, 10)

Bajo este epígrafe se incluye únicamente el JURASICO MARINO, de acuerdo con las ideas de SOLER y JOSE, 1972. Está escasamente representado en el cuadrante, y aflora en las siguientes zonas:

- 1.- En el sector de Hernani, siempre limitado por fracturas.
- 2.- En la escama tectónica de Santiagomendi.
- 3.- En el núcleo fracturado de la antiforma de Amara.
- 4.- En el núcleo de la antiforma de Oyarzun.

Se han diferenciado cuatro conjuntos cartográficos: Infralías-lías calizo dolomítico, Lías margoso, Dogger y Malm I.

1.1.2.1 *Infralías-Lías calizo dolomítico* (4, 5, 6)

Aflora de forma discontinua. Los mejores afloramientos se encuentran en la base de la escama tectónica de Santiagomendi, que puede servir de corte tipo, y en donde se observan los siguientes términos litológicos:

- Carniolas (4).- Este término incluye carniolas pulverulentas de tonos grises y rosados, con huecos centimétricos "migdaloides", debido a la disolución de yeso; brechas calcáreas y brechas intraformacionales, con fragmentos de formas irregulares de arcillas verdosas. La base de este término nunca llega a aflorar. Se le atribuye una edad Hettangiense inferior, comparándolo con cortes próximos (EVE, 1987).
- Calizas grises, calizas margosas y pasadas de carniolas (5).- Se trata de un término mixto, constituido por calizas gris oscuro, algo dolomíticas, calizas margosas y finas pasadas tanto de carniolas como de dolomías

laminadas.

- Calizas dolomíticas y calizas grises, estratificadas (6).- Se trata de calizas grises, calizas dolomíticas y dolomías blancas laminadas (calizas *rubannées*), estratificadas en bancos decimétricos.

La potencia máxima, para todo el conjunto es de unos 80-90 m.

En las inmediaciones del caserío Otzazuflora aflora un delgado nivel (2 m) de rocas volcanoclásticas (1), ligadas a la base del Lías calizo-dolomítico. Estos materiales fueron descritos por vez primera en el vecino cuadrante de Villabona (EVE, 1987). Se trata de microbrechas y conglomerados volcánicos. Los cantos son fundamentalmente fragmentos de rocas volcánicas (lavas afaníticas). La matriz es ferruginosa, motivo por el cual existe una pequeña labor minera ya abandonada.

1.1.2.2. *Lías margoso (7, 8)*

Se trata de margas grises-azuladas (7), que alternan con bancos decimétricos de calizas margosas, calizas limosas grises y margocalizas. En ocasiones dominan los términos calizos y margocalizos sobre los margosos, dando pequeños relieves (8). Estos materiales de encuentran frecuentemente alterados, presentando entonces un aspecto arcilloso, con tonalidades pardo-amarillentas. En los bancos duros son frecuentes los belemnites, ammonites, lamelibranchios y braquiópodos.

Los niveles calcáreos se clasifican como biomicritas y, en parte, biolititas. Al microscopio presentan fragmentos abundantes de crinoides, microfilamentos, espículas, braquiópodos, briozoos y esponjas.

Según CAMPOS (1979) en la cima de Santiagomendi, junto a la ermita (nº 8 en la cartografía) se identificaron diversos fragmentos de ammonites: *Arietoceras sp*, *Fuciniceras sp.*, *Arietoceras alvogianum* OPPEL in FUCINI, *Arietoceras sp*, grupo A. cotti MONESTI, que datan al Domeriense medio-superior.

El mismo autor (op.cit) data perfectamente el Domeriense y el Toarciense en numerosos afloramientos del sector de Oyarzun. En este sector existe un hiato sedimentario importantísimo (erosión y/o no depósito) de modo que, sobre los términos del Lías superior llegan a apoyarse materiales del Cretácico superior (ver cartografía). A este término se le atribuye, por tanto, una edad Sinemuriense-Toarciense superior.

La potencia, muy difícil de estimar con exactitud, se cifra en unos 150 m como máximo.

El medio de depósito deducido para estos materiales es el de una plataforma marina, abierta y de escasa energía.

Los mejores puntos de observación se encuentran en el sector de Oyarzun:

- Carretera de Astigarraga a Oyarzun y polígono industrial.
- Camino de subida al caserío Ugarte-Berri al Sur del arroyo Sarobe.
- Afloramientos al Sur de Oyarzun.

1.1.2.3. *Dogger (9)*

Muy escasamente representado en el cuadrante, el "Dogger calizo" está constituido por calizas bioclásticas grises, gene-

ralmente bien estratificadas, con fragmentos de crinoides, lamelibranquios, esponjas y corales. Son frecuentes los nódulos de sílex.

A este término se le atribuye una edad Calloviense.

La potencia máxima medida es del orden de 40 m y supone un episodio de somerización con respecto al término anterior.

Los mejores puntos de observación se encuentran en el arroyo Sarobe, al Sur de Oyarzun y en los alrededores de Casa Mallabí, 1 km al N de Hernani.

1.1.2.4. *Malm I (10)*

Constituye el techo del Jurásico marino en este cuadrante, y sólo aflora en el sector de Hernani, ya que en el sector de Oyarzun existe un importantísimo hiato sedimentario (cf. 1.1.2.2.). La litología dominante está constituida por limolitas calcáreas grises, margas arenosas gris oscuro a negras, micáceas, masivas, y pasadas de calizas arenosas. Estos materiales generalmente se encuentran alterados/descalcificados, dando tonos pardo-amarillentos, de aspecto arcilloso. En ocasiones encontramos pasadas pizarrosas negras, con piritita diseminada. Existen huellas escasas de belemnites y ammonites.

En términos equivalentes, en el vecino cuadrante de Villabona se clasificó *Lenticulina aff. munsteri* (EVE, 1987).

La potencia máxima medida es del orden de 150m.

1.1.3. **Jurásico terminal-Neocomiense (11)**

Muy escasamente representado en la

zona, se trata de calizas gris oscuro, y a veces negras, con ocasionales laminaciones algales. Aparecen estratificadas en bancos de 20-70 cm. La fauna más característica y abundante está constituida por serpúlidos de pequeño tamaño ("calizas de Sérpulas"), así como por algunos lamelibranquios. Estos materiales que se sitúan por encima del ciclo marino del Jurásico, tienen una clara tendencia "regresiva" y preceden a las denominadas "facies de implantación urgoniana", que ya marcan el comienzo de una transgresión generalizada.

Se pueden observar en dos puntos muy concretos: en el talud de la carretera entre el frontón Galarreta y Hernani (unos pocos metros, mal expuestos) y en la zona industrial de Arriberacho, donde están perfectamente expuestas.

1.1.4. **Urgoniano "sensu lato" (12, 13, 14, 15)**

En este epígrafe se van a incluir tanto las facies terrígenas pre-carbonatos (facies de implantación urgoniana) como las calizas urgonianas (Urgoniano s.str.), pero únicamente en el sector de Hernani (ángulo SW de la hoja). El resto de las masas urgonianas que afloran (Martutene y Choritoquieta), aunque con facies similares, están intercaladas en las series detríticas del Supraurgoniano y corresponden a una etapa posterior (secuencia deposicional diferente).

Se han diferenciado las siguientes litologías:

La base del conjunto (12) la constituye una serie de grauvacas gris oscuro a negras, mal estratificadas, en las que son frecuentes las costras de limonita y goethita. A menudo estos materiales se presentan alterados dando tonos pardo-rojizos. Son

frecuentes las intercalaciones de limolitas, argilitas gris oscuro y lutitas arcillosas vermiculares, así como niveles decimétricos de calizas arenosas oscuras con abundantes orbitolinas. En las inmediaciones de Hernani esta serie intercala delgados niveles de arcillas carbonosas y lignitos (15), que antiguamente fueron objeto de explotación. Debido a causas tectónicas la potencia resulta muy difícil de estimar.

La edad de este conjunto es Barremiense-Aptiense inferior.

Por encima de este conjunto detrítico precarbonatos aparecen, de forma discontinua, calizas margosas gris oscuro, nodulosas (13), con frecuentes orbitolinas que dejan paso, paulatinamente, a una "barra" de unos 100 m de potencia que aflora entre Urnieta y Hernani, constituida por calcarenitas y calcirruditas bioclásticas, grises, mal estratificadas (14). Contienen fragmentos abundantes de corales, lamelibranquios, placas y radiolas de equínidos, orbitolinas y algas rojas. Esporádicamente se pueden observar estructuras de carácter fenestral.

Muestras tomadas en esta "barra" en el vecino cuadrante de Villabona (EVE, 1987) se han clasificado como biomicritas (ruditas); bio (intra) micritas; esparita (rudita) y bio (gravel) micrita (rudita). Al microscopio se observan pequeños fragmentos de moluscos, rudistas, equinodermos, orbitolinas, algas, corales y crinoides.

RAMIREZ DEL POZO, 1971 (en CAMPOS, 1979) cita para la parte alta de este paquete asociaciones referentes al tránsito Aptiense-Albiense, tales como:

Simplorbitolina conulus SCHROEDER,
Mesorbitolina texana texana (ROEMER),
Lythophyllum amphiroaeforme (ROTHPL),

Mesophyllum sp, *Archaeolithothammium sp*, y *Haplophragmoides sp*.. Según esto, la parte terminal de este paquete calizo pertenece ya al Albiense inferior.

1.1.5. Supraurgoniano (16, 17, 18, 19, 20, 21, 22)

El denominado "Complejo Supraurgoniano" está constituido en este cuadrante por dos grandes formaciones: Fm. Oyarzun y Fm. Deba ó Flysch Negro, relacionadas mediante cambio lateral de facies que tiene lugar, aproximadamente, a la altura del meridiano de Hernani. La Fm. Oyarzun ocupa la, "orla del paleomacizo de Cinco Villas"; mientras que el Flysch Negro ocupa posiciones más distales con respecto a este paleomacizo.

El conjunto es fuertemente diacrónico (tanto más cuanto más hacia el Este) existiendo, además, importantes hiatos. Esto hace que en el sector de Oyarzun el Supraurgoniano llegue a reposar discordantemente sobre materiales del Lías superior.

Como se ha indicado, estos materiales presentan un fuerte diacronismo. Si bien parece claro que el Flysch Negro tiene una edad Albiense superior-Cenomaniense inferior, la Fm. Oyarzun pudo comenzar a depositarse antes; ¿cuándo?, no se sabe con certeza, habida cuenta la escasez de fauna, pero no parece descabellado pensar que durante el Aptiense estos materiales orlaban ya al paleomacizo (o paleoalto estructural). Aunque con algunas reservas, el límite superior parece bastante isocrono y viene marcado por el nivel-guía de las margas del Cenomaniense.

1.1.5.1. Flysch Negro (16, 17)

Únicamente está representado en el extremo SW del cuadrante. La litología do-

minante (16) está constituida por limolitas (en ocasiones ligeramente calcáreas) negras, de aspecto generalmente masivo o con estratificación difusa. El color de alteración varía de gris a beige, apreciándose abundantes micas. Los niveles de areniscas (grauvacas) son minoritarios. No son infrecuentes los niveles de nódulos de siderita, paralelos a la estratificación. En numerosos puntos se observa (en los tramos más masivos) la típica disyunción en bolas o en "capas de cebolla".

Al Sur del barrio Loidibarren, de Lasarte, esta serie lutítica (16) intercala un nivel de unos 5 m de potencia de depósitos caóticos, megaturbiditas (17), con una serie de bloques areniscosos de hasta 2 m de diámetro "flotando" en una matriz lutítica. Desconocemos si este evento "catastrófico" es el mismo que hizo llegar a la cuenca grandes fragmentos de calizas urgonianas, como los que han sido cartografiados con el número 22 en otros puntos.

Los mejores afloramientos de esta formación se encuentran en los taludes de la CN-I en las proximidades de Lasarte.

1.1.5.2. *Fm. Oyarzun (18, 19, 20, 21, 22)*

Como se ha citado anteriormente, esta formación alcanza su desarrollo al Este de, aproximadamente, el meridiano de Hernani. Se trata de una serie eminentemente terrígena, tanto más grosera cuanto más hacia el Este y el Sur-Este, que intercala en la parte central del cuadrante algunos "parches" y "lentejones" de calizas, últimos testimonios de las plataformas carbonatadas que tuvieron su máximo desarrollo durante el Aptiense y que han persistido aquí de forma muy precaria, a pesar de la gran contaminación terrígena adyacente.

La litología dominante (18) está constituida por areniscas de grano generalmente fino, estratificadas en bancos poco potentes. El tamaño de grano y la composición media de esta serie detrítica varía de forma significativa de Este a Oeste de manera que, en los afloramientos situados al Oeste de la línea de falla Otzazulueta-Choritoquieta dominan de forma clara las areniscas silíceas (ortocuarzitas-arenitas cuarzosas) de grano fino ($200 \mu - 600 \mu$), mientras que, en los afloramientos más orientales intercalan paquetes de composición grauváquica. En la matriz de las areniscas dominan las micas y en superficie suelen dominar los tonos amarillentos. Esta serie terrígena intercala niveles generalmente lenticulares de conglomerados y microconglomerados de cantos silíceos (19). Los cantos, con un tamaño que oscila entre 1 y 10 cm, son predominantemente de cuarcitas, muy bien redondeados. Otros cantos, minoritarios, son de areniscas silíceas. En la matriz abundan las micas blancas y son frecuentes las hiladas y delgados lechos de arcillas carbonosas. En ocasiones, los fragmentos de materia orgánica "flotada" (restos de troncos y arbustos de pequeño tamaño), así como sulfuros diseminados, son abundantes, por lo que estas zonas se han diferenciado con una trama (corte de la autopista Bilbao-Behobia).

Al Oeste de la línea de falla Otzazulueta-Choritoquieta, la serie, terrígena de la Fm. Oyarzun intercala niveles carbonatados, bastante discontinuos. Generalmente calizas bioclásticas (packstones-rudstones), con fragmentos abundantes de corales ramosos, rudistas (escasos), crinoides, lamelibranquios, etc. (20). En ocasiones las calizas presentan una tinción rojiza, bastante irregular, que se ha diferenciado en la cartografía con el n° 21. El límite de la trama es la "envolvente" de la tinción rojiza, ya que en el interior restan numerosas zo-

nas grises. En las calizas son frecuentes los granos de cuarzo, generalmente de tamaño limo-arena fina, que está en una proporción cercana al 10%. La glauconita es frecuente. La forma, tamaño y disposición de alguno de los afloramientos de calizas ha llevado a considerarlos como fragmentos rotos, transportados a la cuenca (olistones) y no como crecimientos "in situ" (sin entrar aquí en la magnitud del desplazamiento). Estos fragmentos llevan el nº 22 en la cartografía.

En algunos puntos, el techo de las calizas marca un importante hiato sedimentario (erosión y/o no depósito), de manera que las margas del Cenomaniense llegan a reposar de forma discordante sobre estas. En estos puntos se observa con frecuencia una mayor proporción de glauconita, superficies erosivas, hard-grounds y superficies rubefactadas.

La potencia máxima medida en la Fm. Oyarzun en el sector de Choritoquieta, es cercana a los 1.000 m para disminuir de forma considerable hacia el Este y Sur-Este, en las proximidades del macizo de Cinco Villas.

Los mejores afloramientos de esta formación se encuentran en las numerosas pistas del monte Choritoquieta, y en el camino asfaltado que sube al monte Urcabe, inmediatamente al N de Oyarzun, excelente punto de observación de las facies de conglomerados. En la autopista Bilbao-Behobia, a la altura del km 10,750 se pueden observar en excelentes condiciones de afloramiento las facies de conglomerados ricos en sulfuros y materia orgánica, con un típico color pardo-oscuro en superficie. Por último, en la carretera de Astigarraga a Oyarzun, al Sur de la casa Gurdinaturri se pueden observar las facies de limolitas y grauvacas oscuras estratificadas.

Resumiendo, se puede decir que la Fm. Oyarzun está constituida por una serie relativamente poco potente de depósitos siliciclásticos groseros (areniscas y conglomerados), depositados en medios someros (fan-deltas) próximos al antiguo macizo de Cinco Villas del que proceden los aportes que nutren esta formación. Estos materiales presentan un fuerte diacronismo y una dilatada actividad a lo largo del tiempo, de modo que llegan a constituir equivalentes laterales Flysch Negro, de las facies de carbonatos "urgonianos" e incluso de la denominado "Serie Negra de Zizurkil" (EVE, 1987). Esta formación llega a reposar de forma discordante sobre términos del Lías superior.

1.1.6. Flysch del Cratácico superior (Cenomaniense superior-Campaniense) (23, 24, 25, 26, 27, 28, 29)

Aflora ampliamente en el cuadrante, constituyendo la mayor parte de la superficie del mismo. A grandes rasgos se pueden diferenciar dos tramos: uno inferior al que hemos denominado "Flysch calcáreo" (denominación que es inexacta, ya que no se trata de materiales flyschoides, pero que se usa a menudo para denominar a este tramo), y otro superior de carácter turbidítico, que responde al denominado "Flysch detrítico-calcáreo".

1.1.6.1. Flysch calcáreo (23, 24, 25, 26)

Constituye un paquete de características bastante homogéneas, que se sigue a lo largo de una franja continua, en los vecinos cuadrantes de Zarautz, Villabona (EVE, 1987) y Zumaia (EVE, 1985).

La litología dominante (23) consiste en margas y margocalizas gris oscuro a negras, generalmente masivas, esquistosas que intercalan bancos de calizas arcillosas

más o menos potentes, que son los que marcan la estratificación. En superficie dominan los tonos gris claro y blancos, lo que hace que sea un buen nivel guía en el terreno. Petrográficamente son biomicritas y biomicritas arcillosas con abundante microfaua, a menudo arrastrada. En determinadas zonas, este paquete margoso presenta (sobre todo a techo) tinciones rojas o rosadas, que se han señalado en la cartografía mediante una trama (nº 26).

El depósito de este tramo, con un carácter neto y claramente transgresivo, marca un hito importante en la historia sedimentaria de la Cuenca, de manera que su base viene señalada por un nivel continuo de depósitos caóticos (EVE 1985, 1986, 1987). Bajo esta denominación amplia de depósitos caóticos incluimos tanto megaturbiditas s.str. (24), olistones (25), como otros depósitos gravitacionales no diferenciados.

Como se aprecia de forma clara en la cartografía, estos materiales se llegan a apoyar de forma discordante sobre el Lías superior, en el sector de Oyarzun.

La edad de estos materiales, aunque no se descarta la existencia de hiatos importantes, incluye desde el Cenomaniense sup. hasta el Santiense (CAMPOS, 1979 y este trabajo).

La potencia, aunque variable, es de unos 200 m como media, adelgazándose considerablemente en puntos del sector de Oyarzun ("paleoaltos" en los que se apoya sobre materiales del Jurásico).

Los mejores puntos de observación son:

- El corte del ferrocarril a su paso por Añorga. Se observan las tinciones ro-

jas.

- La cantera de cementos Rezola en Añorga.
- Los taludes de la autopista Bilbao-Behobia, entre el km 20,000 y el 20,500 donde se pueden ver también las tinciones rojizas y depósitos caóticos.
- La cantera "Mendi-Txiki" (Choritoquieta), donde se puede observar como se apoyan sobre calizas recifales mediante una clara discordancia erosiva.
- Km 15,200 de la autopista Bilbao-Behobia.
- Pista que sube desde venta Perurena al monte Aldura.
- Carretera de Astigarraga a Oyarzun, unos 2 km antes de Ugaldecho, donde se aprecian, en muy buenas condiciones de afloramiento, las características de las megaturbiditas.
- Autopista Bilbao-Behobia, entre los km 9,500 y 11,500.

1.1.6.2. *Flysch detrítico-calcáreo (Flysch Campaniense-Maastrichtiense) (27, 28, 29)*

A techo del conjunto margoso anterior se sitúa otro, potente, que denominamos "Flysch detrítico-calcáreo". Constituye el tramo realmente más importante dentro del cuadrante. Se trata de una alternancia de calizas arenosas, margas y areniscas estratificadas en bancos centimétricos a decimétricos (27). Se han diferenciado dos términos en función de la proporción calizas arenosas/margas (términos nº 27 y 29).

Las areniscas y calizas arenosas son, por lo general, de grano fino a muy fino. Los bancos detríticos presentan numerosas estructuras sedimentarias, aunque son especialmente abundantes las debidas a escapes de agua (laminación convoluta, deformaciones hidroplásticas, estructuras "plato", diques y volcanes de arena, estructuras en forma de "llama", etc... Presentan una ichnofacies muy variada (*zoophycus*, *paleodyction*, *chondrites*, *helmintoides*, *thalassinoides*, *granularia*, etc.).

Sobre todo en la parte oriental del cuadrante, esta serie turbidítica intercala algunos episodios "catastróficos" (megaturbiditas), algunos de los cuales se han diferenciado en la cartografía debido a su desarrollo y continuidad lateral, así como a su gran potencia y al tamaño de los bloques (que llegan a alcanzar más de 5 m de diámetro). Merece la pena destacar el nivel que se ha cartografiado entre el Sur de Rentería y el alto de Gainchurisquieta. Este nivel guía, aparte de señalar la disposición estructural de los materiales, constituye una línea-tiempo (una isocrona), lo que permite precisar algunos hechos de la "anatomía" interna de la cuenca sedimentaria (potencias, secuencias, etc...).

La potencia del conjunto es muy variable, y se puede apreciar (como por otra parte cabría esperar), una notable disminución de potencias de Oeste a Este, pasando de 1.200 m en el sector de S. Sebastián; 500 m en el sector de Pasaia-Rentería, a 250 m e incluso menos, en el borde oriental del cuadrante.

La edad de este conjunto está comprendida entre la parte alta del Santoniense y el Campaniense. No obstante, junto al borde oriental del cuadrante, en las zonas de gran reducción de potencias, es previsible la existencia de numerosos hiatos.

Son muy numerosos los afloramientos de estos materiales, de modo que sería excesivamente extensa su enumeración.

Desde el punto de vista de facies sedimentaria corresponden generalmente a turbiditas distales (secuencias de bouma T_{c,d,e}, generalmente) y constituyen depósitos de orla de lóbulo y llanura submarina. Las paleocorrientes medidas muestran una procedencia dominante del NE.

1.1.7. Maastrichtiense (30, 31, 32)

Aflora en una estrecha banda, continua a lo largo de todo el cuadrante. Estos materiales, o sus equivalentes, se siguen perfectamente en los cuadrantes vecinos de Zarautz (EVE, 1987) y Zumaia (EVE, 1985).

A techo del potente tramo flyschoides se rompe la monotonía y encontramos intercalaciones cada vez más frecuentes de margas y margocalizas gris claro en superficie, oscuro en corte fresco(30), muy similares litológicamente a las facies del Flysch calcáreo (23).

Por encima aparece un conjunto margoso y margocalizo en el que se han diferenciado dos términos. El n° 31 está constituido por margas generalmente masivas, con fractura concoide, y que presentan tonalidades rojo vino o salmón. En ocasiones estas margas alternan con bancos decimétricos de margocalizas grises, produciendo un bandeado rosa-blanco muy característico (término n° 32).

1.1.8. Danés (33, 34)

Constituido por un nivel poco potente (80 m como máximo) y continuo de calizas micríticas y margocalizas rojas, bien estratificadas en bancos poco potentes (33) que

que alternan en ocasiones con margocalizas grises (34).

Los términos calizos se clasifican como biomicritas y biomicritas arcillosas, con una proporción muy variable de carbonato cálcico.

La potencia máxima del conjunto Maastrichtiense más Danés se estima en unos 250 m que disminuye junto al borde oriental del cuadrante.

Estos materiales presentan abundante microfauna, que data el Daniense y abarca la cronozona de *P. pusilla* (PUJALTE et al. 1988, 1989).

Los mejores puntos de observación, tanto para el Maastrichtiense como para el Danés, son:

- La punta Miramar, junto al túnel, en el límite entre las playas de la Concha y Ondarreta.
- La entrada a la autopista, desde Pasaia.
- La carretera que sube desde Pasaia al barrio de Alza.
- La carretera de Rentería a Pasaia-Donibane y la zona industrial de Lezo.
- La salida a Inchaurreondo desde la autopista.

1.1.9. Paleoceno superior-Eoceno inferior (35, 36, 37)

Constituye un tramo "blando", bastante continuo, que se sigue a lo largo de toda la hoja y se continúa hasta la playa de Hondarribia, en el vecino cuadrante de Irún.

El término inferior (n° 35) únicamente aflora junto al borde occidental del cuadrante y está constituido por un tramo de lutitas y calizas arenosas, que van desapareciendo hacia el Este. Por encima aparece un delgado nivel de calizas micríticas (n° 37) de tonos grises, que se continúan en el cuadrante de Zarautz (EVE, 1987). El término mejor representado (n° 36) aflora en una banda continua en todo el cuadrante.

Se trata de un término dominante margoso (hemipelagítico) que intercala esporádicos niveles de margocalizas y, en menor grado, calizas arenosas. En corte fresco presentan un color gris verdoso, aunque generalmente se encuentran descalcificadas.

1.1.10. Flysch Terciario (Eoceno inferior, Ypresiense) (38, 39, 40)

Constituye los afloramientos septentrionales del cuadrante, formando los resaltes y montes de la cadena costera: Igueldo, Urgull, Uliá, Jaizkibel, etc...

Por encima del tramo margoso anterior aparece un nivel (únicamente en el sector de la ría de Pasaia) que se acuña muy rápidamente, constituido por calcarenitas y calcirruditas bioclásticas, grises en corte fresco (38), solapadas por un nivel arenoso que se acuña igualmente (39).

A techo de estos niveles encontramos ya una sucesión terrígena potente, muy característica (Fm. Jaizkibel) en la que se han diferenciado dos litologías. La primera está constituida por areniscas estratificadas en bancos potentes (39), que dan lugar a los relieves y resaltes topográficos que conforman un relieve típico de "chevron". Estas areniscas se agrupan en paquetes estrato y grano crecientes (el techo suele ser de arena gruesa, microconglomerados). Por lo

general son areniscas silíceas (75-95% de cuarzo), de color de alteración típico amarillo, y con cemento calcáreo. Los granos de cuarzo, bien redondeados, forman un entramado denso, en el que entran en escasa proporción, feldespato, fragmentos de rocas y algunos opacos (< 2%).

Las zonas relativamente deprimidas, situadas entre los paquetes anteriormente descritos y con una proporción de lutitas que nunca llega al 20%, constituyen el segundo término litológico diferenciado (40). Estas zonas, no obstante, incluyen también numerosos paquetes areniscosos, delgados, no cartografiados.

Los materiales terciarios de la cadena costera han sido objeto de numerosos estudios estratigráficos, sedimentológicos y de microfauna, por lo que existen numerosos datos al respecto. Algunos de estos son bastante recientes (POSTUMA, 1971; KAPPELLOS, 1974; KRUIT et al. 1985; VAN VLIET, 1982; MATHEY, 1983; etc.). A partir de los estudios sobre Nannoplancton, VAN VLIET, 1982 atribuye una edad Eoceno inferior (Ypresiense) para esta área.

La potencia mínima del Flysch terciario se estima en 1.300 m. El techo no llega a aflorar.

Desde el punto de vista sedimentológico estos materiales son depósitos turbidíticos en los que se encuentra una gran variedad de subambientes (desde abanico medio a llanura submarina). La distribución, morfología y tamaño de estos abanicos se discutirá en el apartado de Sedimentología.

Generalmente estos materiales están muy bien expuestos, y no existe problema alguno para localizar buenos cortes y afloramientos. No obstante, se citan algunos:

- Playa de Gros
- Corte de Pasaia
- Carretera de Pasaia a Hondarribia.

1.2. UNIDAD DE SAN SEBASTIAN. BLOQUE EREÑOZU

Ocupa el ángulo SE del cuadrante, constituyendo parte de un bloque "rígido" (macizo de Cinco Villas) que se superpone a la Unidad de San Sebastián. Este bloque está formado en su mayor parte por materiales paleozoicos y del Permotrias, aunque en su frente llega a "pinzar" materiales mesozoicos.

1.2.1 Paleozoico superior indiferenciado (41, 42, 43)

Estos materiales, que fueron descritos por CAMPOS (1979) como la "sucesión esquistosa de Cinco Villas", están constituidos por una serie bastante monótona y homogénea que hace difícil la diferenciación de niveles cartográficos. No obstante, en este cuadrante se han diferenciado tres términos: el dominante está constituido por una alternancia de pizarras y grauvacas, dominando las primeras (41). Las pizarras, de grano fino a muy fino, alternan con delgados niveles centimétricos de grauvacas. Muestran tonalidades gris oscuro a negras, con superficies satinadas. A menudo se observa un bandeo compositivo, alternando niveles con mayor o menor abundancia en cuarzo, micas y materia carbonosa.

Petrográficamente se pueden clasificar estos materiales como lutitas cuarzosas y lutitas micáceas, con un grado de metamorfismo muy bajo. El cuarzo (generalmente limo de cuarzo) se presenta elongado según la S principal. Además del cuarzo,

son frecuentes los feldespatos (plagioclasas) y las micas. Menos frecuentes son el circón, turmalinas y menas metálicas.

Junto al borde sur del cuadrante se ha diferenciado una zona donde las pizarras son muy dominantes (42). Se trata de lutitas esquistosas, con tonalidades rojizas a nacaradas cuando se presentan alteradas, y gris oscuro a negras en corte fresco.

Cerca del límite oriental del cuadrante aflora muy escasamente, un paquete de calizas y margocalizas arenosas, grises-azuladas y negras, tableadas (43), que intercalan delgados niveles de pizarras. Composicionalmente están formadas por calcita, cuarzo, moscovita, pirita y materia orgánica carbonosa. En afloramiento aparecen muy fracturadas, con un vetado de calcita blanca.

De manera muy ocasional esta serie intercala delgados niveles de conglomerados, sin entidad suficiente para cartografiarlos a escala del presente trabajo.

Desconocemos la potencia del conjunto, debido a la intensa tectonización y a la ausencia de niveles-guía.

La ausencia de fauna hace difícil la datación de estos materiales. CAMPOS, 1979, les atribuye una edad carbonífera, sin excluir la presencia al menos en parte, del Devónico.

1.2.2. Triásico en facies Buntsandstein (44)

Está escasamente representado y forma un "crestón" muy característico, de dirección N 45° E al SW de la central hidroeléctrica de Lezonerrota. Se trata de una serie poco potente (200-250 m) de areniscas cuarzo-feldespáticas rojizas con micas

muy abundantes (44). Los bancos suelen ser potentes, e intercalan niveles de conglomerados. Alternando con las areniscas (sobre todo en el extremo SW del afloramiento) aparecen niveles delgados de limolitas y arcillas rojizas. Como estructuras sedimentarias aparecen laminaciones paralelas.

Petrográficamente se clasifican como areniscas silíceas, areniscas cuarzo-feldespáticas y areniscas silíceo-arcillosas (grauvacas). La matriz es de sericita y son abundantes las láminas de moscovita. Dominan los fragmentos de rocas silíceas (sílex y cuarcitas finas). Como accesorios frecuentes están el circón y las turmalinas.

1.2.3. Albiense superior (45, 46, 47, 48)

Estos materiales mesozoicos quedan "pinzados" en el frente de la falla de Ereñozu, aflorando en una banda de unos 2 km de longitud por 500 m de anchura máxima.

El término inferior está constituido por lutias rojo vino y arcillas versicolores generalmente masivas (45). Son muy típicas las superficies satinadas arcillosas. Estas lutitas intercalan pequeños lentejones de calizas bioclásticas grises (46), que constituyen también los términos más altos de la serie. Generalmente presentan escasa fauna, excepto en los afloramientos más suroccidentales, donde se observan fragmentos de rudistas y escasos corales. Hacia la base, estas calizas llegan a intercalar niveles más margosos (47), de aspecto noduloso. En algunos puntos las calizas intercalan niveles métricos de "encrinitas", con abundantes *Pentacrinus*.

Son frecuentes las zonas, más o menos amplias, con tinciones rojizas (48), de intensidad muy variable (variando de rosa a rojo fuerte).

La potencia máxima medida es del orden de los 250 metros.

Al conjunto se le atribuye una edad Albiense superior, comparándolo con materiales similares datados en el cuadrante vecino de Andoain.

Los mejores afloramientos se encuentran en el corte de la pista forestal del monte Aldura, y en el vértice 332, situado al Sur de la casa Iturralde.

1.3. CUATERNARIO (49, 50)

Tiene una cierta relevancia en el cuadrante. Se han diferenciado por un lado los depósitos fluviales más importantes (nº 49), correspondientes a los ríos Oria (junto al borde occidental), Urumea (que abarca casi todo el núcleo urbano de San Sebastián) y Oyarzun, mucho menos importante, y que desemboca en la ría de Pasaia. También se han diferenciado los depósitos de playa (nº 50) constituidos por arenas amarillas (La Concha, Ondarreta y Gros).

2.- SEDIMENTOLOGIA

Este apartado trata de ofrecer una visión resumida de la historia y medio sedimentario de este sector de la Cuenca para un largo intervalo de tiempo: del Paleozoico al Eoceno inferior, en consonancia con los materiales representados en la cartografía.

Los materiales más antiguos representados corresponden al PALEOZOICO SUPERIOR. Las malas condiciones de afloramiento y la tectonización de las series hace muy difícil la reconstrucción sedimentaria de los materiales del Paleozoico de Cinco Villas. No obstante, en algunos niveles de grauvacas se pueden observar secuencias características de los materiales turbidíticos. En consecuencia, se deduce que se trata de las series flyschoides representativas de las facies "Culm" del Paleozoico superior. La existencia de brechas intraformacionales en la carretera del Castillo del Inglés en el vecino cuadrante de Irún-Ventas apoya esta idea de una cuenca "turbidítica" durante el Paleozoico.

Sobre los materiales paleozoicos reposan en clara discordancia las series detríticas del Buntsandstein, que suelen comenzar con un conglomerado basal (probablemente el Pérmico no está representado). De las observaciones realizadas se supone

para estos materiales un medio sedimentario de transición marino-continental, con desarrollo de abanicos aluviales costeros y más o menos influencia fluvial.

Sobre estos materiales del Bunt, más distales cuanto más a techo, se depositan las arcillas del Keuper, a las que se les atribuye un medio sedimentario típico de mares epicontinentales (formados en una etapa de distensión generalizada), con abundantes sebkhas litorales y un clima global bastante árido, que permitió la formación de evaporitas. Hasta el final de este episodio debieron permanecer abiertas numerosas fracturas en el fondo marino, con emisiones de material volcánico y subvolcánico. A este respecto hay que introducir aquí como novedad la aparición de un delgado nivel de rocas vulcanoclásticas, descritas por vez primera en el vecino cuadrante de Villabona (EVE, 1987) que nos hacen pensar en que parte del material ígneo alcanzó el fondo marino, redepositándose posteriormente ligado también a importantes fracturas. Aunque algunos autores, como BIXEL 1987, citan cinco episodios volcánicos entre el Estefaniense y el Pérmico en los Pirineos nosotros le suponemos a este episodio una edad Rethiense por posición estratigráfica (aunque con muchas reservas).

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

Estos materiales se han dividido (de acuerdo con las ideas de SOLER y JOSE, 1972) en cinco términos con un significado litológico y de facies sedimentaria. Estos son, de muro a techo:

1. INFRALIAS-LIAS CALIZO DOLOMITICO. Cuyo depósito corresponde a un medio intersupramareal (carniolas generadas por disolución de evaporitas, laminaciones algales frecuentes, lechos de tormenta, brechas de cantos planos, etc.). Son frecuentes las secuencias de somerización.

2. LIAS MARGOSO. Netamente transgresivo con respecto al anterior, depositado en condiciones de plataforma marina abierta (ammonites, belemnites y escasa fauna bentónica).

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

En el sector de Oyarzun estos materiales constituyen los términos más altos del Jurásico, debido al barrido erosivo sucesivo de la Fm. Oyarzun y del Flysch calcáreo.

3. DOGGER. Corresponde al primer episodio de somerización en el Jurásico. De hecho, hacia el final de este término se ha encontrado un "horizonte" con oolitos y corales (fauna recifal en general).

4. MALM I. Regresivo con respecto al anterior. Algunos autores sitúan una importante ruptura sedimentaria entre estos dos términos. Corresponde a ambientes someros, euxínicos, con bastante influencia detrítica. Efectivamente, esta ruptura sedimentaria, que pasa desapercibida (como cabe esperar) en las zonas de surcos o cubetas, se pone de manifiesto en los paleoaltos, como es el caso de los jurásicos de orla del macizo en el vecino cuadrante de Andoain (EVE, 1988).

5. MALM II. Corresponde al techo del ciclo del Jurásico, con facies bioclásticas y oolíticas de alta energía ("Encrinitas"), encontrándose facies arrecifales y pararrecifales. Este término no está representado en la hoja.

En resumen, el Jurásico inferior y medio (términos 1 y 2) se caracteriza por una escasa o nula actividad orogénica y débil subsidencia, desarrollándose amplias plataformas con facies muy homogéneas. A partir del Dogger comienza un megaritmo regresivo que culminará al final del Jurásico con la emersión en sectores durante el Kimmeridgiense. Los últimos términos marinos considerados son los del Malm II.

Estos términos descritos se han diferenciado, dentro de lo posible, en la cartografía, con objeto de poder ver de manera clara su evolución lateral.

Como ya se ha indicado, a partir del Dogger se inicia un megaritmo regresivo. Es en esta época cuando se configura un dispositivo paleogeográfico estructurado en altos fondos y cubetas, controlado por accidentes de zócalo. Las cubetas, más o menos interconectadas, contienen las se-

ries más completas y no aparecen interrupciones en la sedimentación. En los altos fondos o umbrales aparecen series más reducidas y superficies de condensación. Cerca de los paleoaltos más importantes (Cinco Villas) aparecen, además, series "anómalas" con una fuerte influencia terrígena.

Como ya se ha citado anteriormente, durante el Jurásico se pueden diferenciar dos grandes megarritmos, uno inferior transgresivo (hasta el Dogger) y otro superior de tendencia básicamente regresiva. Este megarritmo culmina con la emersión en sectores durante el Kimmeridgiense (movimientos de gran radio neo-kimmericos). A partir de este momento se suceden un grupo de facies mixto marino-costero, con frecuentes indentaciones. Las antiguas morfologías (cubetas y altos fondos) se acentúan durante este período llegando a producirse emersiones en los umbrales más acentuados.

Las denominadas facies de "calizas de Sérpulas" son las de mayor extensión regional. Estas reposan, dependiendo de los cortes, sobre el Malm II (alto de Larre, Belaunza), o sobre el Malm I faltando las "encrinitas" del Malm II por barrido erosivo, como ocurre en las inmediaciones de Hernani.

En el vecino cuadrante de Villabona (EVE, 1987) por encima de las calizas de Sérpulas se encuentra una delgada serie detrítica versicolor con cierta afinidad continental ("Wealdense"). Esta serie detrítica versicolor marca el final del ciclo regresivo, iniciándose de nuevo un cambio de tendencia.

Donde se han podido observar, las calizas de Sérpulas muestran asociaciones de facies inter-submareales (laminaciones

algales/estromatolitos, lumaquelas de lamelibranquios, superficies de condensación-rubefacción, etc...), y son frecuentes las secuencias de somerización de escala decimétrica.

La distribución areal de las "calizas de Sérpulas" viene condicionada también por la morfología previa de surcos y umbrales, de manera que, en algunos puntos no llegan a depositarse, como en el sector de Zizurkil (EVE, 1987), en el que se haya un hiato sedimentario

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

Con la denominación de "Urgoniano", se incluye el conjunto de materiales comprendidos entre los "regresivos" neocomienses (para no utilizar, a propósito, el término "Weald") y los materiales supraurgonianos. Incluye, por tanto, facies de carbonatos de plataforma, sus equivalentes laterales y la facies terrígenas previas, que se suelen denominar "facies de implantación urgoniana".

Actualmente está aceptado de forma generalizada que, lo que en la literatura regional se describe como Complejo Urgoniano de la Cuenca Vasco-Cantábrica, está constituido por una serie de plataformas carbonatadas (con desarrollo o no de sistemas arrecifales) compartimentadas por un sistema de fracturas que controlaban la

subsistencia diferencial, condicionando la presencia de bancos de carbonatos insulares o de "off-shore" y la presencia de facies de talud y "cuenca" asociadas a los bordes de estas plataformas. Estos "sistemas carbonatados" se instalaban sobre bloques basculantes, limitados por fallas lístricas, en una corteza continental en extensión, en el extremo norte de la Placa Ibérica (aunque este último extremo suscita aún controversias, al menos para los sistemas septentrionales). Durante la sedimentación del Complejo Urgoniano permanecieron activas numerosas fallas normales y desgarras sin-rift, que hacían sumamente complejo el "panorama sedimentario".

La subida continua y paulatina del nivel del mar (subida relativa, claro) durante el Aptiense, trae como consecuencia que el mar urgoniano gane terreno a los macizos, probablemente emergidos, situados al Este y Sur-Este, retrasando cada vez más los aportes detríticos procedentes de estos y permitiendo el desarrollo cada vez más generalizado de carbonatos de plataforma (figura nº 1). Las facies de calizas son por lo tanto más modernas cuanto más hacia el Este y Sur-Este. En una estrecha franja paralela a la costa pudieron llegar a desarrollarse facies carbonosas, que previamente se desarrollaron en el actual sector de Hernani. Las áreas más orientales de esta plataforma carbonatada muestran evidencias de una relativamente alta energía, como sucede con las calizas de la alineación Zárate-Buruntza y las del sector de Hernani.

En definitiva, y como resultado final de la transgresión generalizada durante el Aptiense y parte del Albiense, el área es ocupada por amplias y a veces potentes plataformas carbonatadas (calizas del monte Ernio y del monte Gatzume, en el vecino cuadrante de Villabona, alineación Zárate-Buruntza-Hernani, que "onlapan" perfecta-

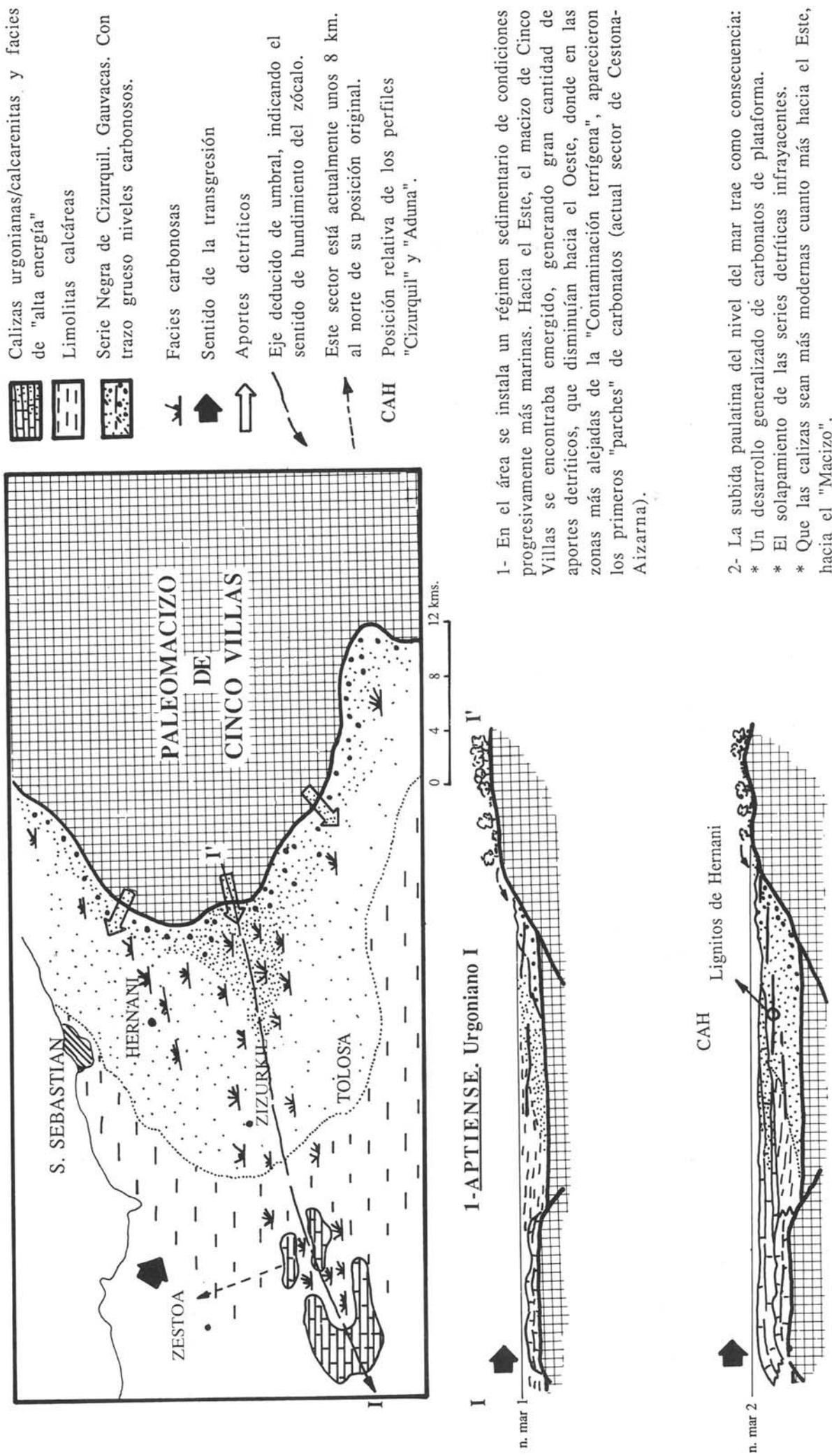
mente las series, generalmente detríticas, infrayacentes. La sucesión que se encuentra actualmente en los alrededores de Zizurkil, Aduna y Hernani) es la consecuencia de este solapamiento.

Aunque no existen afloramientos para afirmarlo de manera concluyente, se supone que al Este de la falla de Orio-Urumea no existen ya carbonatos urgonianos de edad Aptiense, siendo reemplazados por una serie detrítica de orla del macizo, fuertemente diacrónica y que corresponde a medios más someros.

En otros sectores de la cuenca (ver EVE, 1985; IGME, 1986; EVE, 1986 y EVE, 1987) se ha puesto de manifiesto la existencia de una discordancia intra-Aptiense, consecuencia de una brusca caída del nivel del mar (Aptiense medio-superior), dentro del proceso generalizado de subida relativa de éste. En el área de estudio esto no se ha podido constatar, debido fundamentalmente a la escasa calidad de los afloramientos para esta edad.

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

FIGURA 1.- RECONSTRUCCION DEL BORDE OCCIDENTAL DEL MACIZO DE CINCO VILLAS, DURANTE EL APTIENSE Y EL ALBIENSE INFERIOR. (EVE, 1987).



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 Cestona-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.
 * Que las calizas sean más modernas cuanto más hacia el Este, hacia el "Macizo".

1984) como por la acción de fallas de zócalo que controlaban la sedimentación. Estos dominios son los siguientes (figura nº 2):

- 1.- En el SW de la cuenca se deposita la Fm. arenas de Utrillas, de carácter fluvial y fluvio-deltaico, en una zona de escasa subsidencia.
- 2.- Estos materiales pasan hacia el NE hacia una zona de mayor subsidencia, formándose una importante acumulación de material terrígeno (más de 4.000 m). Estos materiales forman en conjunto el denominado delta de Balmaseda. La Formación Balmaseda (deltaica) pasa de manera gradual hacia el Este y Sureste a materiales lutíticos de plataforma (Fm. Zufía) y a materiales arrecifales (calizas de Eguino). Los equivalentes distales de la Fm. Balmaseda llegan hasta, aproximadamente, la alineación Bilbao-Durango, donde una importante falla de zócalo provocó un escarpe hacia el NE (talud) y un cambio brusco en la sedimentación. Esta falla antigua ha sido denominada por algunos autores como "falla de Bilbao". Esto hace que al SW de este talud se encuentran facies someras, mientras que al NE sean facies de aguas relativamente más profundas. Efectivamente, este cambio somero-profundo se produce aproximadamente al NE y SW de la alineación de las calizas del Duranguesado.
- 3.- Los materiales distales, de carácter somero, de la Fm. Balmaseda llegan a una zona de talud deposicional, por el que se producen continuos deslizamientos de grandes masas de material lutítico, slumplings, por el que discurren canales

que transportan material turbidítico. A favor de estos accidentes del zócalo se produce, además, la entrada de material volcánico a la cuenca. Al conjunto de estos materiales de talud se le denomina Fm. Durango.

- 4.- El cinturón de facies más septentrional lo constituyen materiales turbidíticos (en sentido amplio) con un carácter más profundo. Es la denominada Fm. Deba-"Flysch Negro".

Como se pueden observar en el esquema paleogeográfico de la figura 2, en el área de estudio están representados dos sistemas deposicionales: Flysch Negro y Fm. Oyarzun. El Flysch Negro presenta una serie de características peculiares, que vamos a desarrollar a continuación:

. Actualmente desconocemos las relaciones laterales exactas entre la Fm. Durango y la Fm. Deba, ya que existe una amplia zona sin afloramientos entre ambas (Sinclinorio de Bizkaia).

. El análisis (secuencias y paleocorrientes) de las facies groseras del Flysch Negro indica sin lugar a dudas una activa y cercana fuente de aporte situada al Norte de la costa actual, por lo que esta formación no forma parte del cinturón de sistemas deposicionales meridional. Este área fuente fue mencionada en primer lugar por VOORT, 1964, quien la denominó "macizo de Bizkaia". Este macizo paleozoico (emergido o no) pudo estar conectado, según algunos autores, con Cinco Villas. Fallas de zócalo muy activas debieron crear grandes escarpes en estos macizos por los que se canalizaba material grosero procedente del desmantelamiento de los relieves. El material llegaba a la cuenca en forma de abanicos submarinos profundos de "baja eficacia de

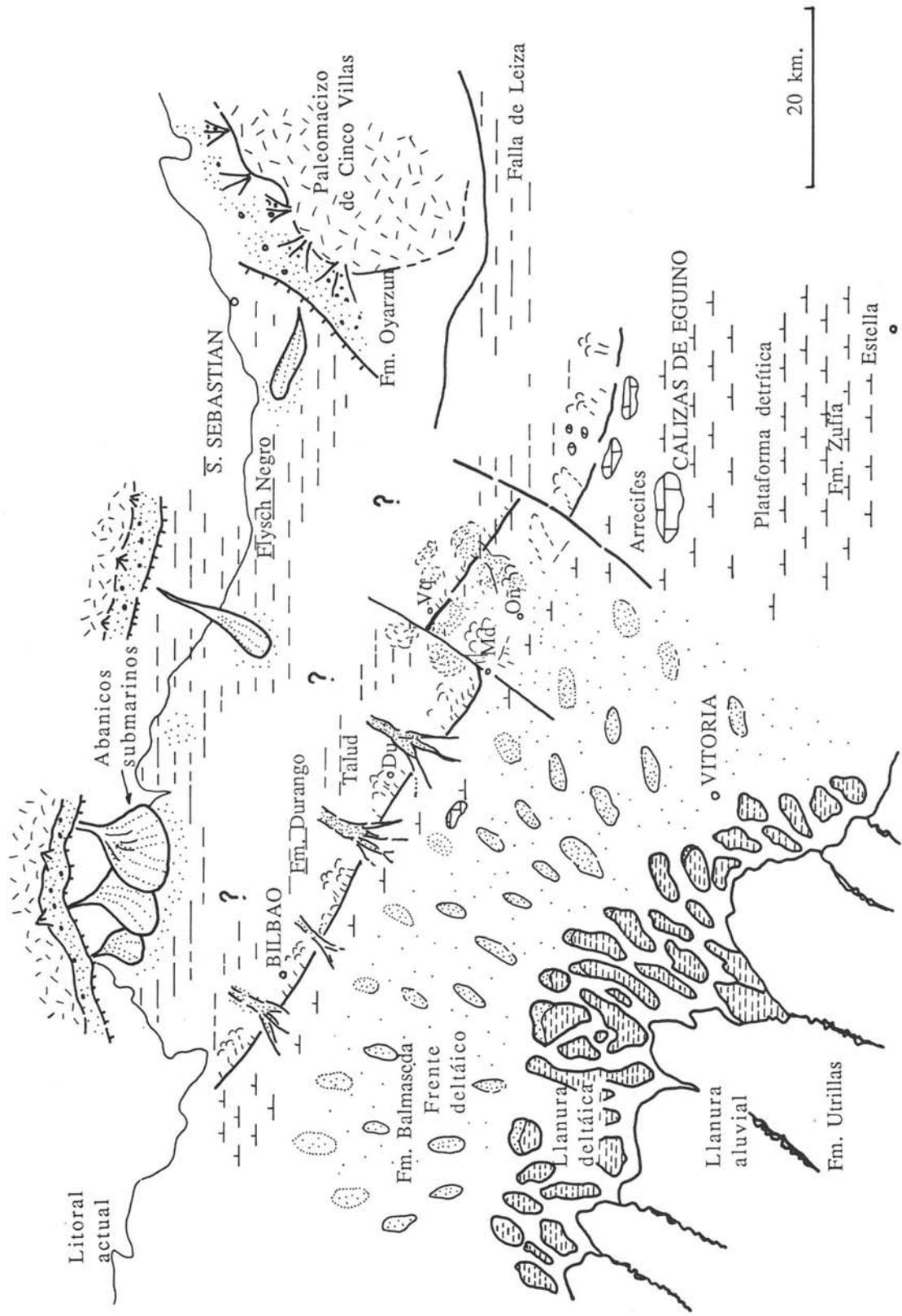


FIG. 2.- ESQUEMA PALEOGEOGRAFICO (MUY GENERALIZADO) PARA EL ALBIENSE SUPERIOR - CENOMANIENSE INFERIOR ("SUPRAURGONIANO"). EXPLICACION EN EL TEXTO. Según PUJALTE, 1985.

transporte" es decir, gran parte del material se quedaba retenido en los propios canales. Estos materiales están actualmente representados cerca del litoral actual (Armin-tza, Saturrarán, monte Andatza-Irisasi). Dentro del área de estudio esta facies de abanicos submarinos profundos no está representada, ya que hay únicamente facies de lutitas negras (algo carbonatadas), masivas, con escasa influencia terrígena, que se interpretan como pertenecientes a la "llanura submarina". No obstante, algunos de estos abanicos submarinos "llegaron" a las inmediaciones, como el del monte Irisasi, en los vecinos cuadrantes de Zarautz y Villabona, en los que los ejes de algunos de los canales indican una procedencia E-W. Parece, sin duda, más probable un área fuente en el Este o Nor-Este (Cinco Villas).

Solo un comentario más a la vista de la figura 2. Si bien esta debió ser cualitativamente la disposición relativa de los cinturones de facies, el esquema corresponde a los materiales ya acortados por la tectónica alpina. Para ver esta cuenca en sus dimensiones originales habría que "desplegar" el esquema.

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

El otro sistema deposicional representado en el área de estudio lo constituye la Fm. Oyarzun, restringido geográficamente a la orla del macizo (y paleomacizo) de Cinco Villas. Esta formación representa un sistema deposicional aluvial/fluviol, con alguna influencia marina hacia la parte alta (retrabajamiento por el oleaje). En el tránsito hacia facies más profundas de la Fm.

Oyarzun, en zonas relativamente libres de la contaminación terrígena sobrevivieron de forma aislada parches arrecifales, cuyas condiciones debieron ser muy precarias. Testigo de estos parches son los pequeños cuerpos de carbonatos del monte Chorito-quieta. Esta formación llega a reposar en clara discordancia sobre los materiales del Paleozoico de Cinco Villas, que debió constituir durante el Albiense superior-Ceomaniense inferior un relieve emergido y sometido a erosión activa.

Según PUJALTE, (1985) estos relieves paleozoicos interconectados no debieron ser muy escarpados, como lo demuestra el grosero calibre de los sedimentos derivados de ellos, y debieron estar orlados por una zona somera relativamente estrecha, donde se acumularon series detríticas groseras, bien constituyendo plataformas terrígenas o fan-deltas. A su vez, el límite externo de estas zonas someras debió ser brusco, probablemente escarpado, permitiendo que sedimentos muy groseros fueran vertidos al mar profundo, acumulándose en abanicos submarinos más o menos grandes. Todo ello sugiere que estos relieves estuvieron tallados en bloques limitados por fallas activas de gran salto.

En el techo de la Fm. Oyarzun existe un importante hiato sedimentario que viene marcado por un hard-ground ferro-fosfatado de 1 m de potencia. Este nivel debió constituir el "suelo" marino durante un dilatado espacio de tiempo.

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

Aquí se incluye tanto el denominado "Flysch calcáreo", que no tiene un carácter

turbidítico, como las series turbidíticas del Flysch detrítico calcáreo.

A grandes rasgos, se puede decir que en el área de estudio el intervalo Cenomaniense superior-Maastrichtiense se caracteriza por la acumulación de grandes cantidades de material turbidítico depositados en un surco subparalelo a las directrices actuales. El relleno de este surco seguramente tenía una procedencia dominante del Pirineo, como lo demuestra el patrón de paleocorrientes. No obstante, algunos aportes esporádicos pudieron proceder de plataformas meridionales.

La potencia del conjunto disminuye de forma muy patente de Oeste a Este, pasando de 1.700 m en el cuadrante de Zarautz (EVE, 1987) a menos de 250 m en los de Irún e Irún-Ventas (EVE, 1988), es decir, en unos 30 km de distancia. Estos materiales se apoyan sobre términos más antiguos cuanto más hacia el Este, llegando a reposar directamente sobre el Paleozoico.

En el ambiente del área de estudio y los cuadrantes próximos (Zarautz, Zumaia, etc.) se puede afirmar que la disposición de las paleocorrientes muestra muy poca dispersión, y se muestra en todo momento paralela a las directrices del Arco Vasco; es decir, N 250° E para la rama oriental y N 310° E para la occidental. Estos materiales están muy bien representados en el vecino cuadrante de Zumaia, donde las excelentes condiciones de afloramiento en la ensenada de Aitzuri permitieron diferenciar en una sucesión completa de unos 1.700 m un total de seis asociaciones de facies que suponemos son representativas asimismo para el área de estudio. En cualquier caso, las asociaciones de facies encontradas corresponden siempre a turbiditas distales.

En definitiva, con estos datos se ve

que se trata de una amplia cuenca, cuyo tipo de depósito viene condicionado por la posición relativa del nivel del mar en cada momento. A lo largo de su evolución las áreas de aporte han debido ser sustancialmente las mismas (dominantemente áreas fuente-plataformas "pirenaicas") y un sistema de plataforma y talud meridional.

Por otra parte, la cuenca de sedimentación del flysch del Cretácico superior se desarrolla en un contexto de inestabilidad. A lo largo de su historia se producen una serie de eventos (pulsos tectónicos, etc.) que generan "megacapas" o "megaturbiditas". Estas tienen un importante valor como elementos de correlación en estas series monótonas, puesto que definen isocronas. En el área de estudio se han podido localizar varios de estos depósitos de carácter excepcional: en la base del denominado flysch calcáreo (cerca de Oyarzun, con 50 m de potencia); en la parte media de este tramo (en el cuadrante de Irún, cerca de la frontera), y varios episodios más en el flysch detrítico-calcáreo, destacando especialmente uno de ellos. A estos episodios se les denomina MEGACAPA 1, MEGACAPA 2 y MEGACAPA 3.

- **LA MEGACAPA 1** constituye una megaturbidita "clásica", muy completa, con todos los intervalos de la secuencia de Bouma bien desarrollados. La potencia total es de 50 metros.
- **La MEGACAPA 2** no se ha identificado con claridad en este cuadrante, quedando bien definida en el vecino de Irún. Constituye la continuación en esta parte de la frontera de lo que algunos autores franceses denominan la "Gran Barra Calcárea" (GBC) de la cuenca de Mauleón. Esta capa, que se sigue durante más de 100 km

al Norte de los Pirineos, y con potencias superiores a los 60 m, se interpreta como una megaturbidita carbonatada que representa un episodio excepcional, instantáneo a la escala geológica. Esta megaturbidita calcárea se pudo formar por flujos gravitacionales, transversales, no "canalizantes" a partir de plataformas carbonatadas contemporáneas que pudieron existir adyacentes el "surco flysch". BOURROUILH et al. (1984) calculan para esta megacapa un volumen sedimentario de más de 50 km³.

Este nivel es el testimonio de un episodio de inestabilidad durante el Coniaciense, que "desestabiliza" las áreas plataforma.

- **La MEGACAPA 3** (término nº 28 en la cartografía) constituye otro de estos eventos excepcionales. Con una potencia de más de 30 m (los bloques llegan a alcanzar un diámetro superior a los 10 m) y una gran continuidad supone un excelente nivel guía en el terreno, siguiéndose durante más de 7 km. Sin embargo, debido a la posición, características de los clastos, etc., suponemos que se trata del mismo nivel cartografiado en la hoja de Zarautz (EVE, 1987) con lo que su extensión superaría los 20-25 km. La secuencia que presenta no es la de una megaturbidita en sentido clásico.

Dentro de lo posible, las megacapas se han señalado en la cartografía, ya que estos eventos isocronos se identifican bien en las interpretaciones sísmicas y las secuencias implicadas constituyen a veces cuerpos sedimentarios de gran importancia para la geología del petróleo.

Por otra parte, y mediante el análisis secuencial en el corte de la ensenada de Aitzuri (CADEM, 1985) se puso de manifiesto una brusca caída relativa del nivel del mar durante el Turoniense. Conviene retener, por tanto, estos importantes elementos de correlación para precisar la "anatomía" de la cuenca sedimentaria.

De momento, estas megacapas permiten correlacionar cartográficamente los materiales en el área de estudio con sus equivalentes en el Flysch Norpirenaico lo que supone un avance significativo en la geología regional.

Hacia finales del Cretácico las condiciones geodinámicas del margen continental septentrional español cambiaron progresivamente de distensivas a compresivas. La Placa Ibérica se desplazó hacia el Norte unos 150 km con respecto a la Placa Europea, desde el final del Cretácico hasta el Eoceno superior (BOILLOT and MALLOD, 1988) lo que determinó la subducción parcial del Golfo de Bizkaia bajo Iberia. En consecuencia, el estudio, de las relaciones tectónica/sedimentación y análisis secuencial para este intervalo de tiempo es fundamental para fijar los hitos de la evolución tectonoestratigráfica del orógeno. A pesar de su importancia, estos estudios no se han acometido en la Cuenca Vasca hasta fechas muy recientes: ROSELL et al. (1985); PUJALTE et al. (1988 y 1989). Los datos que se exponen a continuación constituyen una síntesis de estos dos últimos trabajos, que incluyen las ideas más recientes.

El importante cambio en las condiciones geodinámicas va a traer efectos sedimentarios y paleogeográficos de primera magnitud, que resumimos a continuación:

- 1.- Hacia el techo del Flysch detrítico-

calcáreo (Maastrichtiense) se produce una compleja progradación de taludes fangosos de baja energía, que sustituyen progresivamente a los sistemas turbidíticos axiales del Cretácico superior. El proceso de progradación termina con la instalación durante el Danés de una extensa plataforma caliza eminentemente pelágica, en asociación con un nivel del mar alto y relativamente estacionario. Este episodio constituye la macrosecuencia A (Maastrichtiense superior-Danés inferior) de PUJALTE et al. (1985).

2.- Hacia el final de este período, un episodio de actividad tectónica "intracuenca" favoreció la destrucción parcial de las plataformas del Danés. Se generaron cañones submarinos que se rellenaron durante el Thanetiense, manteniéndose unas zonas relativamente estables de carácter hemipelagítico. Los fenómenos erosivos basales estarían favorecidos por un descenso relativo del nivel marino (quizás no eustático, sino por causas tectónicas locales). Estas facies de relleno de cañón están muy bien representadas en el vecino cuadrante de Zaurutz, en las proximidades de Orio (EVE, 1987). Este episodio se corresponde con la Macrosecuencia B (Danés superior-Thanetiense) de PUJALTE et al. (1989), los cuales señalan que: "Las facies sedimentadas aparecen rellenando surcos estructurales o cañones submarinos excavados en la macrosecuencia A, que en algunos casos ha sido totalmente eliminada. Las facies autóctonas representan depósitos de altos relativos o zonas intercañones, y se disponen en apa-

rente continuidad sedimentaria sobre la macrosecuencia A. La potencia de la macrosecuencia B es generalmente mayor en el primer caso (100-250 m) que en segundo (20-50 m, aunque en Zumaia las facies autóctonas alcanzan excepcionalmente 160 m)." Las facies resedimentadas incluyen tanto brechas calcáreas ("Brechas de Orio") como sedimentos siliciclásticos groseros (estos últimos coinciden con la "Secuencia Sarikola" de ROSSELL et al. 1985).

3.- En el Ypresiense tienen lugar una serie de cambios muy significativos. Se produce una homogeneización de la sedimentación en la Cuenca, con el desarrollo generalizado y potente de las series flyschoides de la cadena costera, y la generalización de los sistemas turbidíticos, época que coincide con la Macrosecuencia C (Ypresiense), de PUJALTE et al. (1989), que concluyen: "El paso de la macrosecuencia B a la C está marcado por importantes cambios sedimentológicos, que son reflejo a su vez de variaciones significativas en el tectonismo de la Cuenca. En efecto, los sistemas sedimentarios de la macrosecuencia C tienen carácter expansivo y suavemente discordante sobre los depósitos infrayacentes (figura nº 3). Se trata de sistemas de grandes dimensiones, de los cuales actualmente sólo se han preservado sus partes más distales (orlas de abanico y llanuras submarinas). Ello implica, por un lado, el cese, o al menos una marcada desactivación de la tectónica (transpresiva?) dominante durante el depósito de la macrosecuencia B; y,

SECCION CRONOESTRATIGRAFICA DE LAS SECUENCIAS DEPOSITACIONALES

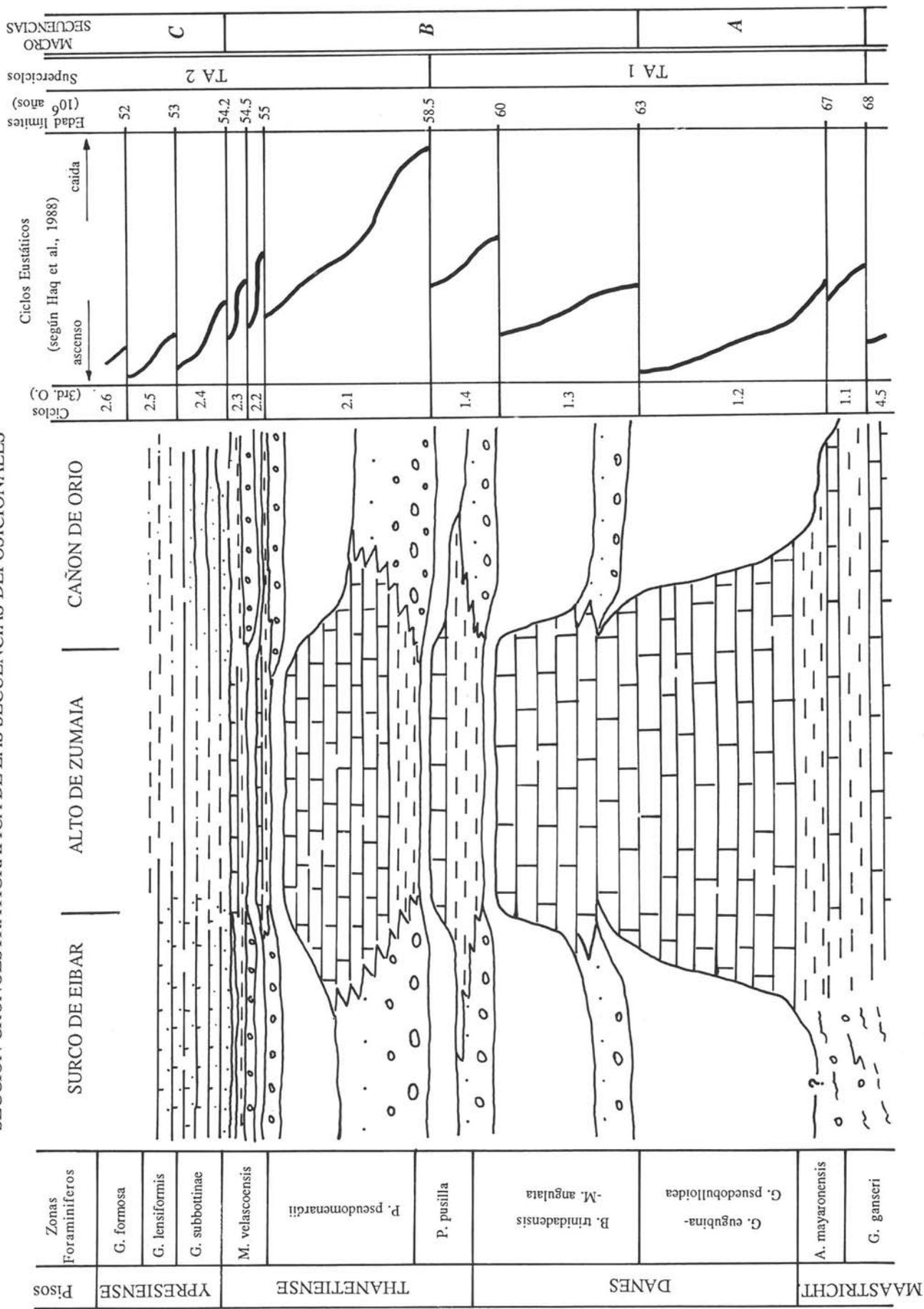


FIG.3.- CUADRO-RESUMEN DE LA CRONOESTRATIGRAFIA Y FACIES DE LAS SECUENCIAS DEPOSITACIONALES DISCUTIDAS EN EL TEXTO, REALIZADO A PARTIR DE LOS DATOS DE LOS PERFILES 10 (Eibar), 11 (Zumaia) y 13 (Orío). Según Pujalte et al 1989.

por otro, una subsidencia fuerte y generalizada que condujo a la profundización de la Cuenca.

Además, justamente a partir del depósito de la macrosecuencia C empiezan a detectarse diferencias sedimentológicas claras entre las sucesiones del monoclinial de Gipuzkoa y del Sinclinorio de Bizkaia. En Gipuzkoa domina una sedimentación siliciclástica, mientras en Bizkaia es predominantemente carbonatada“.

En este punto se cree que merece la pena desarrollar brevemente algunos aspectos del marco geoclimático de este sector de la cuenca para el intervalo de edad Maastrichtiense superior-Ypresiense. Para comprenderlo, se tiene que “retroceder” en el tiempo, hasta el Valanginiense, momento en el que el Atlántico comienza a abrirse y aparece entre Francia y la Península una dirección transformante que, según RIAZA (1984), da lugar a una red de fallas N90°-N120° E, interconectadas en escalera por un sistema oblicuo N10°-N20° E. Estas últimas funcionan como fallas normales, condicionando la existencia de cubetas. Estos accidentes han influido notablemente en la sedimentación a lo largo del Mesozoico (figura nº 4). Hasta el Daniense (macrosecuencia A), prevalecen las condiciones de calma tectónica relativa, siendo los cambios del nivel del mar el factor externo más importante en la sedimentación. El inicio de condiciones compresivas, el comienzo del cierre parcial del golfo de Bizkaia trae consigo un acortamiento generalizado aproximadamente N-S lo que provoca necesariamente que estas fracturas jueguen como desgarres sinistres (ver figura nº 5) y que, ligadas a ellas, se formen pliegues en “echelon” de dirección aproximada N255°E, dirección que coincide

exactamente con las paleocorrientes medidas en el cañón de Orió. El control tectónico de la macrosecuencia B está ya reflejado en PUJALTE et al. (1989) (figura nº 6): “Es evidente, sin embargo, la existencia de un importante tectonismo contemporáneo a la macrosecuencia B. Por un lado, la importancia de los fenómenos de resedimentación no puede justificarse únicamente por movimientos de nivel del mar, puesto que la magnitud de la oscilación eustática no fue mayor entonces que durante el depósito de la macrosecuencia A. Y, además, la facies resedimentadas fueron canalizadas hacia la cuenca por cañones y depresiones submarinas (estas últimas, probablemente pliegues), cuya permanencia espacial y temporal requiere sin duda un control tectónico“.

En cuanto a la edad de los movimientos compresivos que causan el plegamiento generalizado de las series, probablemente se iniciaron con el depósito de la macrosecuencia C. Sin embargo, en el sector de Eibar se ha podido comprobar la existencia de grandes bloques (decamétricos) de calizas arrecifales (urganianas?), íntimamente deformados, afectados por una esquistosidad muy penetrativa, englobados en la macrosecuencia B (zona de *P. ansilla*). Este dato, acción muy local, permite apoyar la hipótesis de una emersión precoz de algunos mantos para esta edad concreta.

Los últimos materiales del Eoceno inferior constituyen el denominado Flysch terciario que ha sido objeto de numerosos estudios entre los que cabe citar a: VON HILLEBRANDT (1965); HANISCH (1972, 1974, 1978); KAPPELLOS (1974); HANISCH Y PFLUG (1974); CRIMES (1976); KRUIT et al. (1975); V. VLIET (1978, 1982) y ROSELL et al. (1984). Entre estos creemos son especialmente interesantes los trabajos de V.

ACCIDENTES QUE HAN EJERCIDO UN CONTROL MAYOR EN LA SEDIMENTACION. HEREDADOS DE LA FASE DE "RIFTING".

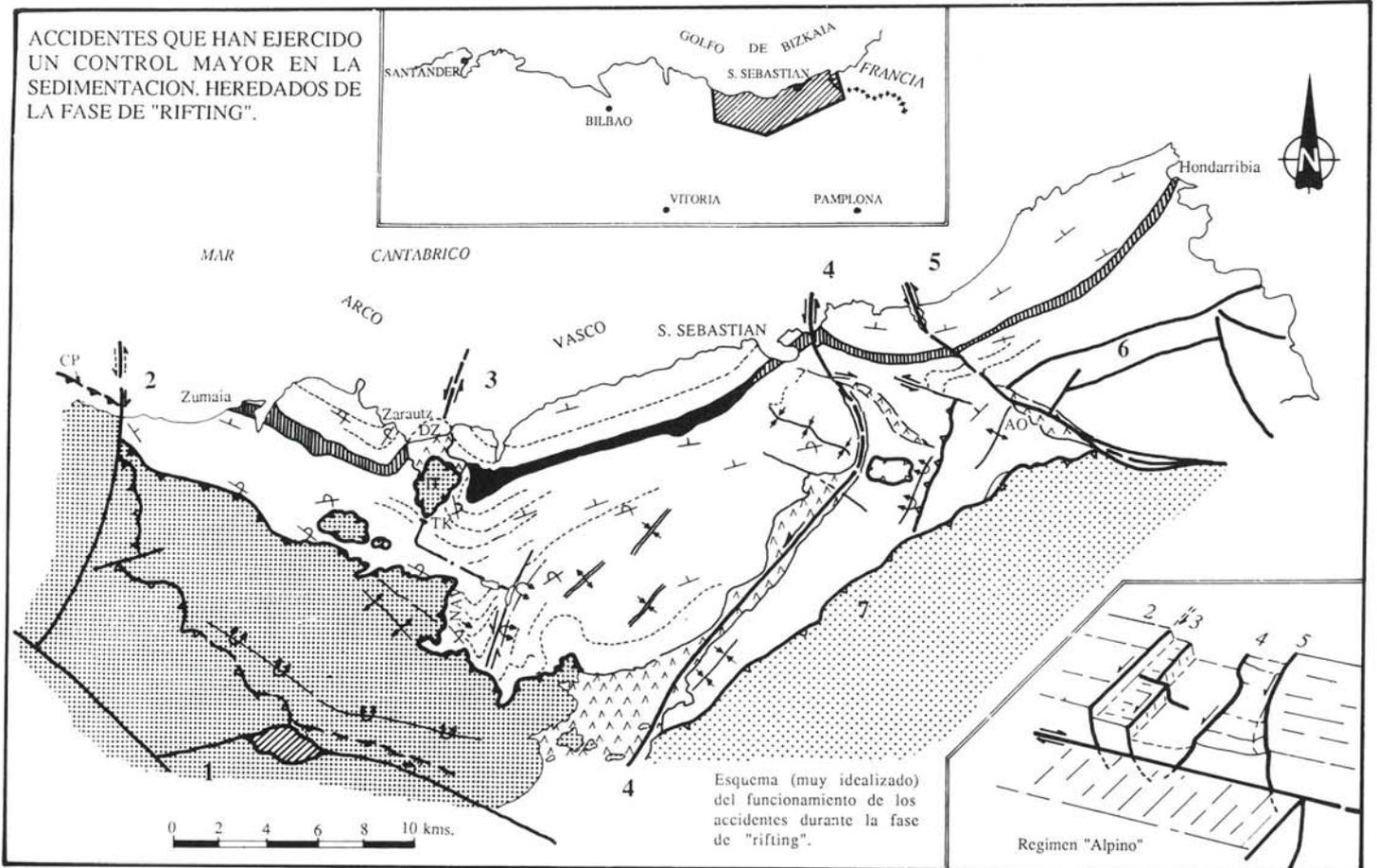


FIG. Nº 4 ESQUEMA TECTONICO MUY SIMPLIFICADO DEL ARCO VASCO. "HERENCIA" DE UNA TECTONICA PREVIA.

LEYENDA EXPANDIDA DE LA FIGURA 4

- | | | |
|--|--|--------------------------|
| 1 - <u>FALLA DE REGIL-LEIZA</u> . Activa, al menos desde el Dogger. | | } ASOCIADOS AL ACCIDENTE |
| | | |
| | | |
| 2 - <u>FALLA DEL ANDUTZ</u> . Régimen dextral tardío. Provoca importantes brechas de talud durante el Albiense. | | |
| 3 - <u>FALLA DE ZARAUTZ</u> . (deducida). Límite occidental de las facies de relleno de cañón. Entre esta y la del Orio-Urumea quedan limitados los conglomerados del Andatz. | | |
| 4 - <u>FALLA DEL ORIO-URUMEA</u> . Límite oriental de las facies de relleno de cañón, cambio en la potencia del flysch cretácico superior. Límite occidental de la Fm. Oyarzun. Límite occidental de los "Jurásicos de Orla". Limitó un bloque elevado al E. y un bloque hundido al W. | | |
| 5 - <u>FALLA DE ARITXULEGUI</u> . Parcialmente fosilizada por el Terciario. Disminución rápida de la potencia del Flysch del Cretácico superior. | | |
| 6 - <u>FALLAS DE ELATZETA Y ARISTIBURU</u> . Controlaron Horst y Graben durante el Cretácico Superior. | | |
| 7 - <u>FALLA DE EREÑOZU</u> . Control sobre la sedimentación no evidente, aunque hay indicios de ello. | | |

AO- Antiforma de Oyarzun (preformada). CP- Cabalgamiento de Pagoeta. DZ- Diapiro de Zarautz. IT- Isleo tectónico de Zarautz.

cabalgamiento falla inversa ejes estructurales mayores pliegues tardíos

FACIES PELAGICAS FACIES DE RELLENO DE CAÑON

UNIDAD DE OIZ (ALOCTONA) UNIDAD DE S. SEBASTIAN (Autóctona o parautóctona)

BE - Bloque de Ereñozu

TRIAS KEUPER, ASOCIADO GENERALMENTE A FRACTURAS "PROFUNDAS"

VLIET (1982) y de ROSELL et al. (1984), este último por lo que tiene de novedad al introducir por primera vez el análisis secuencial de estos materiales. Debido a esto, vamos a hacer solamente un breve esbozo sobre estos materiales.

Los materiales del Eoceno inferior del área de estudio fueron depositados en una cuenca turbidítica, mayoritariamente en forma de grandes conos (abanicos y lóbulos) submarinos, principalmente de procedencia septentrional (ver figura nº 7). Los materiales actualmente expuestos en la cadena costera son, a grandes rasgos, de dos tipos: barras areniscosas más o menos potentes y zonas alternantes lutitas/ 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 o megaciclos superpuestos, en los que pudo variar sustancialmente el área fuente. La superposición estratigráfica de abanicos de diferente procedencia sugiere que la cuenca turbidítica eocena debía ser bastante estrecha (unas pocas decenas de km).

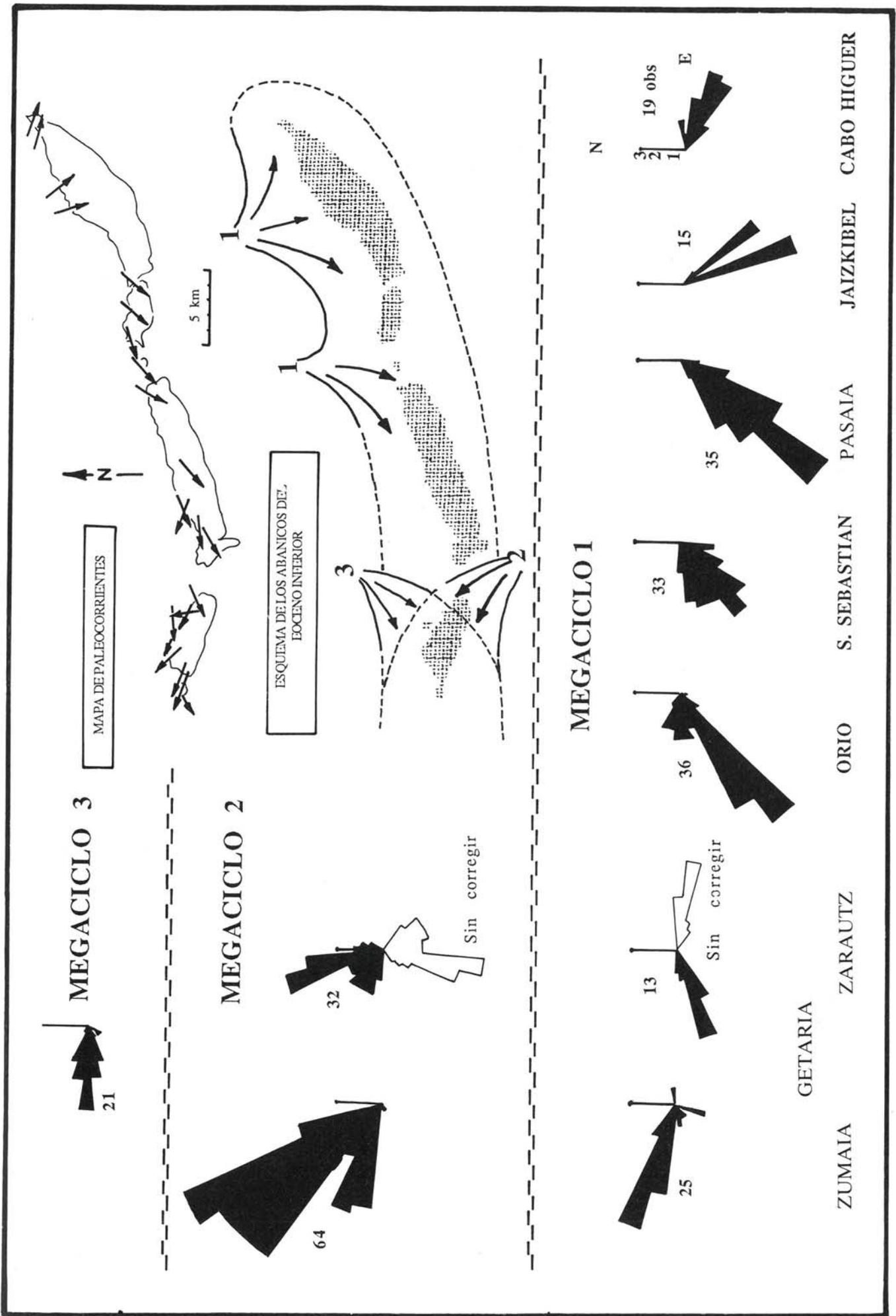
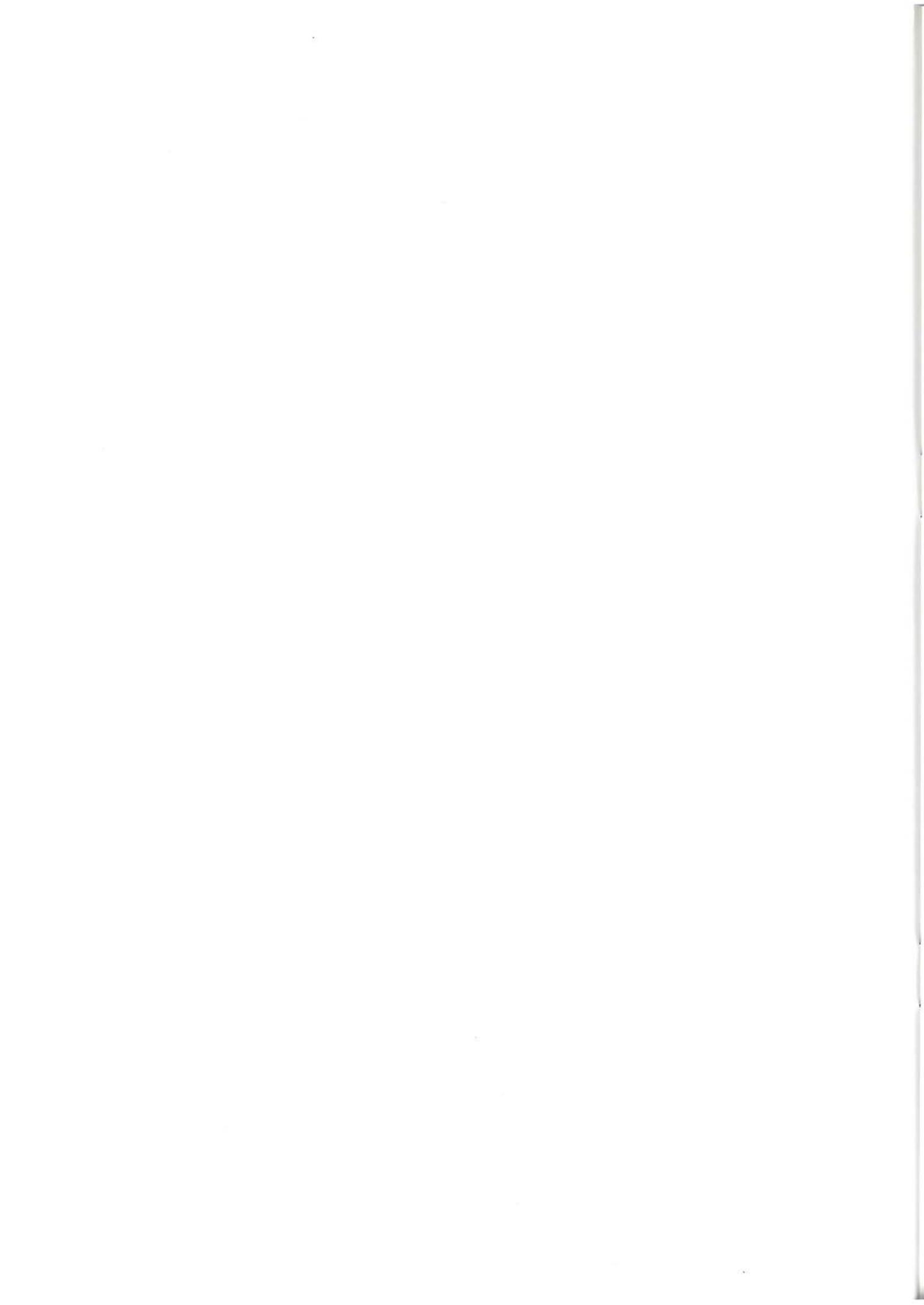


FIG.7- RESUMEN DE LOS DATOS DE PALEOCORRIENTES. (Según V. Vliet, 1982).



3.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Al igual que ocurre en los cuadrantes próximos (Zarautz, Villabona, Andoain, etc.), este cuadrante presenta una serie de problemas tectónicos variados y complejos, teniendo todos ellos en común una característica: encontrarse en, o en las proximidades, del cambio regional de estructuras, conocido como ARCO VASCO.

Como nota previa hay que decir que algunas de las fases de la Orogenia Alpina tuvieron una actuación muy temprana. En primer lugar durante el tránsito Jurásico-Cretácico (fase neokimmérica), y más tarde durante el Albiense superior (fase austriaca). Estos movimientos condicionan, sobre todo, el tipo y el depósito de los sedimentos de la cuenca; pero, además, son los causantes directa o indirectamente de la creación de numerosos hiatos, superficies erosivas, etc. Estas discontinuidades están muy presentes en este cuadrante (el Cenomaniense llega a apoyarse sobre las Lías superior, numerosos hiatos en el Albiense, etc.) y no responden únicamente a motivos eustáticos. Sin embargo, las directrices más evidentes y la disposición actual de los materiales son el resultado de una o varias fases principales de plegamiento de edad terciaria (post-eocena).

La principal deformación origina plie-

gues de superficie axial subhorizontal y de acusada vergencia Norte. Asociados a esta fase de plegamiento se originan, asimismo, fallas inversas y cabalgamientos. El resultado de esta fase compresiva es el empilamiento de unidades alóctonas, muy evidente en los vecinos cuadrantes de Zarautz y Villabona (EVE, 1987) en los que se deducía la total o parcial aloctonía de la Unidad de San Sebastián (existencia de un cabalgamiento "basal", cuya superficie aflorará en el off-shore cantábrico). Ahora bien, en este cuadrante esta tectónica tangencial tan importante no es muy evidente, si exceptuamos la parte occidental (ver corte I-I'), y esto es debido, en parte, al "enmascaramiento" de los pliegues de la 1ª fase por otros más tardíos, laxos, que pliegan la superficie axial de los primeros (hechos que se observan en los cortes estructurales de detalle realizados en el campo). Por otra parte, desconocemos si esta estructura se encuentra en todo el cuadrante, ya que el desplazamiento podría amortiguarse hacia el Este.

Una simple ojeada a la cartografía muestra, sin embargo, una gran complejidad y aparente "desorden" en las directrices estructurales, mostrando una gran variedad de elementos estructurales, que se resumen en la figura nº 9.

Nada más lejos de la realidad, ya que todos ellos están estrechamente relacionados, y responden a una o varias causas comunes como se ve más adelante. Sin embargo, para facilitar la lectura se hace en primer lugar una descripción, no exhaustiva, de los PRINCIPALES ELEMENTOS ESTRUCTURALES DE LA HOJA DE SAN SEBASTIAN.

1.- Las antiformas de Martutene y Oyarzun (figura nº8)

Estas dos estructuras, cuya última actividad ha sido sin duda tardía (como lo demuestra el giro de la esquistosidad en la antiforma de Oyarzun y los repliegues de superficies axiales en la de Martutene), debieron constituir desde muy antiguo (probablemente desde el Jurásico terminal, y con toda seguridad desde el Albiense) antiformas o umbrales previos, como lo demuestran las relaciones sedimentarias, que evidencian paleoaltos muy acusados. No es por tanto una casualidad que en la antiforma de Martutene las margas del Cenomaniense se apoyen de forma discordante sobre calizas de la Fm. Oyarzun, y que en la antiforma de Oyarzun estas mismas margas reposen sobre el Lías superior (ver corte IV-IV' y figura nº 8). Lo que no estamos en condiciones de asegurar es cual fue la causa de estos umbrales previos: pliegues laxos "tempranos"; actividad diapírica (intumescencias) o fallas de zócalo, o bien si fue la conjunción de algunas de estas posibles causas. En cualquier caso, los materiales del Trías han llegado a "extruir" en el núcleo de ambas.

2.- Las grandes zonas de falla: Orio-Urumea, Aritxulegi y Otxazulueta-Choritoquieta.

Los dos primeros accidentes son sin duda viejas fallas de zócalo, con un funcio-

namiento dilatado a lo largo del tiempo, ya que se pueden observar grandes diferencias sedimentarias a uno y otro lado de estos accidentes. Veamos:

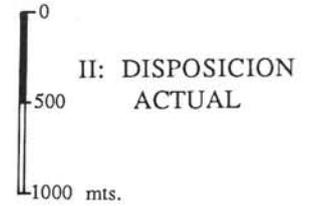
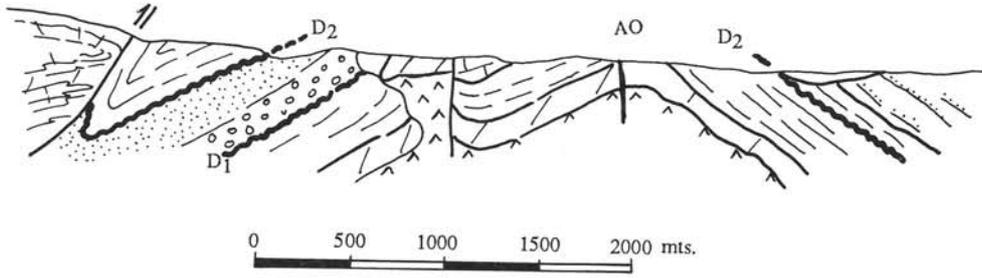
La ZONA DE FALLA DEL ORIO-URUMEA, que se continúa en los vecinos cuadrantes de Andoain (EVE, 1988) y Villabona (EVE, 1987), es una falla de zócalo que continúa activa en la actualidad, como lo demuestra la alineación de sismos detectados en esta alineación: 14.12.1885; 24.12.1885; 29.1.1928 y 9.5.1935 (este último con una intensidad III), según el catálogo del IGN (1983). Esta falla, con un salto que llega a ser en la parte Sur de la hoja de más de 2.000 m (disminuye hacia el Norte), siendo el labio Oeste el levantado, tiene una componente de desgarre sinistral, como lo demuestran los arrastres de la cadena costera cerca de San Sebastián. En las inmediaciones de Hernani el Trías Keuper forma una estructura diapírica, en la zona de intersección de la falla de Hernani con la de Orio-Urumea, que ha permitido la extrusión del material arcilloso-salino. Todas estas características no hacen sino confirmar los movimientos últimos de esta falla. Sin embargo, el cambio brusco de potencias del Flysch del Cretácico superior a ambos lados de la falla (1.200 m al Oeste y 500 m al Este), la discordancia erosiva del Flysch calcáreo sobre calizas "urgonianas" y el límite occidental de la Fm. Oyarzun coincidiendo con esta alineación, hablan de forma inequívoca de un funcionamiento, al menos intermitente, desde el Albiense, limitando un paleoalto al Este y un surco hacia el Oeste.

La ZONA DE FALLA DE ARITXULEGI constituye una alineación muy importante que, desde la ría de Pasaia se extiende hacia el SE a lo largo de varias decenas de km. Al igual que ocurría con la falla de Orio-Urumea, se trata de una falla de zóca-

CORTE IV - IV'

SE

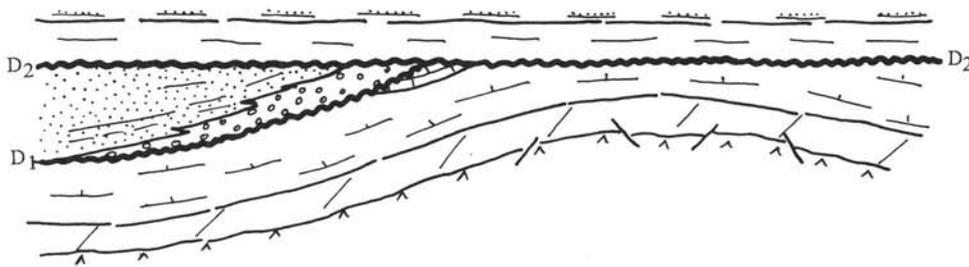
NO



SE

AO

NO



LEYENDA

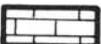
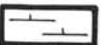
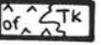
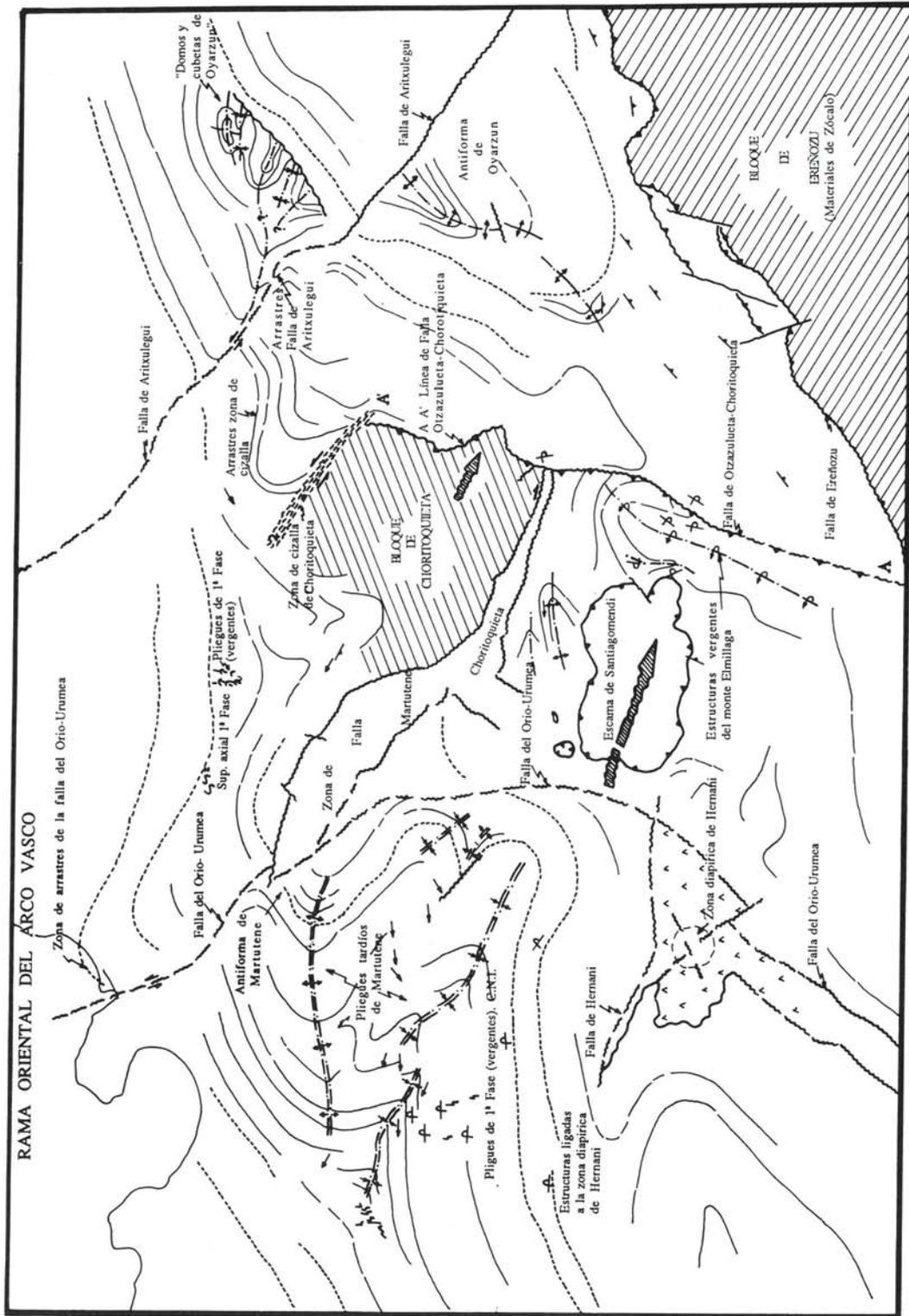
-  Flysch detrítico calcáreo
-  Flysch calcáreo
-  Supraurgoniano. Fm. Oyarzun a-conglomerados, b-areniscas
-  Dogger
-  Lías margoso
-  Lías calizo-dolomítico
-  Trías keuper. Tk-arcillas yesíferas, of-ofitas
-  Paleozoico indiferenciado
-  D_2 Discontinuidad 2 - Cenomaniense (?)
-  D_1 Discontinuidad 1 - Albiense superior
-  AO Antiforma de Oyarzun

FIGURA 8.- EJEMPLO DE UNA ESTRUCTURA HEREDADA: LA ANTIFORMA DE OYARZUN



ESCALA 1:50.000

FIGURA 9. PRINCIPALES ELEMENTOS ESTRUCTURALES DE LA HOJA DE SAN SEBASTIAN.

LEYENDA

- Fallas
- Líneas estructurales
- Vergencias SE (Imbricaciones)
- Límites estratigráficos importantes
- Ejes de pliegues menores
- So. Capas invertidas
- S1

lo con una actividad dilatada (sismo detectado en la ría de Pasaia el 19.3.1854 de intensidad V, catálogo del IGN, 1983), en la que actualmente observamos una cierta componente sinistral (ver en la cartografía el desplazamiento del término nº 28, así como los arrastres en las inmediaciones). Sin embargo, al igual que ocurría con la falla del Orio-Urumea se encuentran cambios significativos en las series a uno y otro lado de la falla, como es la reducción de potencias del Flysch del Cretácico superior: 500 m al SW y 250 m -e incluso menos- al NE. No obstante, una característica llama poderosamente la atención: afecta más intensamente a los materiales cuanto más antiguos son éstos (aunque con algunos matices). Esto provoca una disminución visible de desplazamientos de SE a NW de manera que, en los materiales paleozoicos del cuadrante de Irún-Ventas (EVE, 1988) el salto parece máximo, mientras que, como se puede observar perfectamente en la cartografía, del desplazamiento en los materiales más modernos (Eoceno inferior) de la cadena costera es casi nulo. Dos pueden ser las interpretaciones más evidentes:

- a) Se trata de una falla antigua (¿Hercínic?) que ha ido perdiendo actividad con el tiempo, quedando amortiguada y fosilizada de una manera continua y progresiva.
- b) El salto se "resuelve" mediante el desplazamiento hacia el NW del bloque de Ereñozu en un momento determinado. Este hecho vendría confirmado por la desaparición de la falla de Ereñozu contra la falla de Arizulegi en el cuadrante vecino de Irún-Ventas (EVE, 1988).

La ZONA DE FALLA DE OTZAZULUETA-CHORITOQUIETA será descrita conjuntamente con otros elementos estructurales

más adelante.

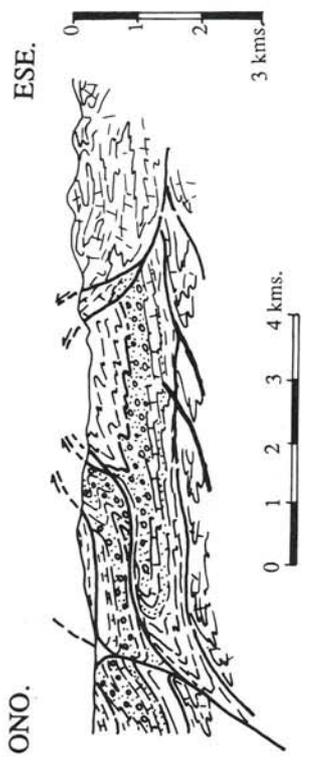
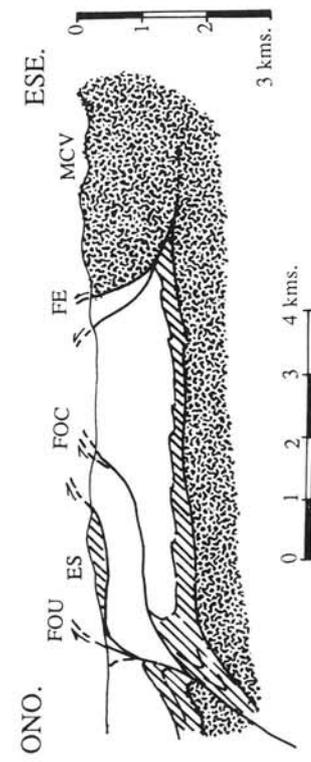
- 3.- Relación entre los diferentes elementos estructurales: un claro ejemplo de tectónica de zócalo y cobertera. (Figura 10).

Lo que se va a desarrollar a continuación se comprende perfectamente a la vista de la figura nº 10. Es decir, de que manera están estrechamente interrelacionados los siguientes elementos estructurales:

- Falla del Orio-Urumea
- Escama de Santiagomendi
- Estructuras plegadas del monte Elmillaga
- Bloque de Choritoquieta
- Zona de falla Martutene-Choritoquieta
- Zona de cizalla de Choritoquieta
- Falla de Otzazulueta-Choritoquieta
- Falla y bloque de Ereñozu.

Todos ellos responden a una causa común: el "empuje" del zócalo de Cinco Villas hacia el NW. El choque de este zócalo con el del bloque levantado al W de la falla del Orio-Urumea (el zócalo estaría aquí unos 2.000 m más alto) provoca imbricaciones de la cobertera hacia el propio macizo, creando estructuras ciertamente retrovergentes, como la escama de Santiagomendi, los pliegues de vergencia SE del monte Elmillaga, la falla de Otzazulueta, etc....

En la fase de formación de las imbricaciones y de adaptación de la cobertera a los empujes, una parte de los materiales de ésta, más rígidos (como son las areniscas, conglomerados y calizas de Choritoquieta), se mueven de forma "solidaria" y de forma claramente disarmónica con el entorno flyschoides, más dúctil, y forman el bloque ("semirígido") de Choritoquieta, que se



-  Paleozoico y Permotrias - ZOCALO
 -  Jurásico
 -  Cretácico
- } COBERTERA MESOZOICA

- FOU: FALLA DE ORIO-URUMEA
- ES: ESCAMA DE SANTIAGOMENDI
- FOC: FALLA DE OTZAZULUETA-CHORITOQUIETA
- FE: FALLA DE EREÑOZU
- MCV: MACIZO DE CINCO VILLAS
- BE: BLOQUE DE EREÑOZU

-  Flysch del Cretácico Superior
-  Flysch calcáreo
-  Supraurgoniano a-Flysch Negro, b-Fm. Oyarzun, c-Calizas
-  Urganiano
-  Neocomiense + Facies de implantación urgoniana
-  Jurásico Marino
-  Triás Keuper
-  Paleozoico indiferenciado

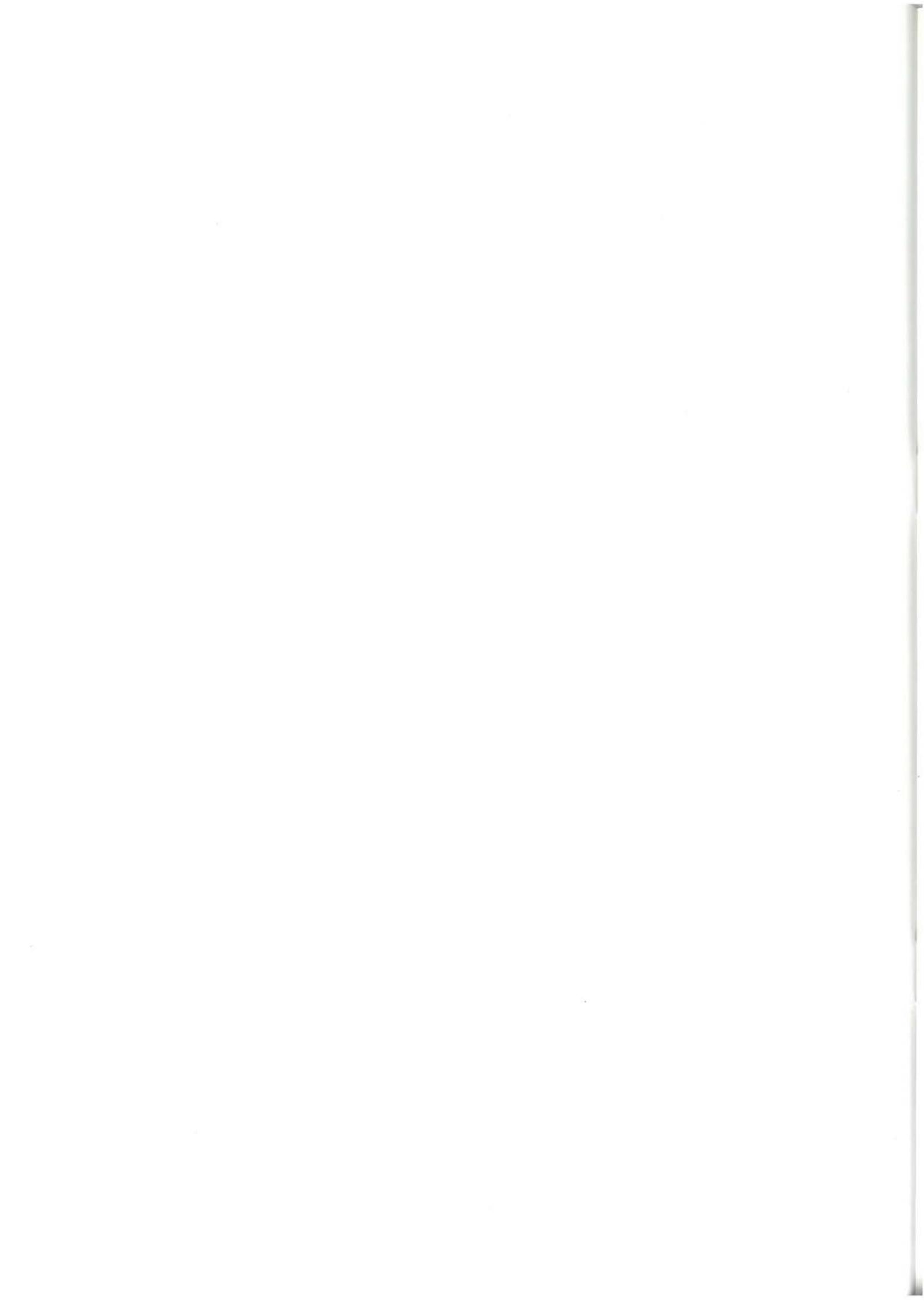
FIG. 10 - RELACION ENTRE LOS DIFERENTES ELEMENTOS ESTRUCTURALES:
UN CLARO EJEMPLO DE TECTONICA ENTRE ZOCALO Y COBERTERA

desplaza hacia el SE, limitado por una falla inversa frontal: la de Otzazulueta-Choritoquieta y por dos zonas tectonizadas laterales, la zona de falla de Martutene-Choritoquieta por el SW, y la zona de cizalla (dúctil-frágil) de Choritoquieta por el NE. Esta zona de cizalla (dominantemente dúctil) es la causante de una banda de esquistosidad paralela a ella y de importantes arrastres, muy visibles en la cartografía, y que "denuncian" el tipo de movimiento relativo de la zona de cizalla (sinistral).

El bloque de Ereñozu es el resultado "directo" de la compresión hacia el NW del zócalo que, mediante una zona de debilidad (falla de Ereñozu), se ha desplazado hacia el NW una distancia máxima que es-

timamos en unos 2 km.

En fin, y a modo de conclusión, se puede afirmar que la compresión de los complejos problemas estructurales que afectan a este sector de la Cuenca Cantábrica viene condicionada a la integración de todos los datos en un contexto mucho más amplio en el tiempo y en el espacio. Por un lado, el proceso de apertura y cierre parcial del Golfo de Bizkaia y su relación con accidentes profundos (de zócalo); y por otro lado, la certeza de que este sector corresponde a un "margen plegado", situada en la zona de colisión y/o subducción - cuya importancia absoluta no discutimos aquí- de la Placa Europea y la Placa Ibérica.



BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, M.J. (1965).- "Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la cuenca cantábrica". *Dep. de Publ. del Instituto "Lucas Mallada"*. T. XXXI, n° 1-2. Madrid 213 pp.
- BIXEL, F. (1987).- "Le volcanisme stephanopermien des Pyrénées". *Petrographie, mineralogi, Géochimie. Cuad. Geol. Ib. T. II* pp. 41-55.
- BOILLOT, G. (1981).- "De la subduction à la collision: L' exemple des Pyrénées". *Bull. BRGM. I*, n° 2 1980/1981 pp. 93-101.12 figs.
- BOILLOT, G. y MALOD, J. (1988).- "The North and North-West Spanish Continental Margin: A review". *Rev. Soc. Geol. España*, T. 1, pp. 295-316.
- BOURROUILH, R; COUMES, F; OFFROY, B (1984).- "Mecanismes séquentiels et événements exceptionnels du flysch nord-pyrénéen: corrélations pour les dépôts gravitaires profonds". *Bull. Soc. Géol. France*. T. XXVI, n° 6, pp. 1223-1234.
- CAMPOS, J. (1979).- "Estudio geológico del Pirineo vasco al W del Río Bidasoa". *Tes. Doc. Munitibe. Soc. Cienc. Aranzadi* n° 1-2 1979. pp. 3-139.
- CRIMES, T. P. (1973).- "From limestones to distal turbidites. A facies and trace fossil analysis in the Zumaya flysch (Paleoceno-Eoceno), 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". *Paleoclim; Paleoecol.* T. 19, pp. 1-15.
- EVE (1985).- "Estudio geológico-minero del área comprendida en las hojas a E/1:50.000 de Eibar, Lequeitio y el cuadrante sur-oriental de la de Durango". Inéd.
- EVE (1986).- "Estudio geológico-minero del área comprendida en las hojas a E/ 1:50.000 de Elorrio (cuadrantes NE y SE) y Landaco (cuadrantes NW y SW)".
- EVE (1987).- "Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas 1:50.00 de Vergara (cuadrantes NW y SW), San Sebastián (cuadrantes NW y SW)."
- EVE (1988).- "Investigación geológico minera a escala 1:25.000 en las zonas de Irún, San Sebastián y Vera de Bidasoa".
- FEUILLEE, P. y MATHEY, B. (1972).- "Le matériel des brèches du Crétacé Supérieur Basque (Pyrénées Basques occidentales). Intéret Paléogéographique". *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. CCLXCIV serie D (274), pp. 2419-2444.

- FEUILLEE, P y MATHEY, B. (1976).- "The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the northern Basque Pyrenees; submarine outflow of diapiric mass some coments". *Sed. Geology* T. 16, pp. 85-87.
- GARCIA MONDEJAR, J, y PUJALTE, V. (1982).- "Región Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general". *En el Cretácico de España. Univ. Complutense*. Madrid, pp. 145-160.
- HAQ. B.U. (1989).- "Sequence stratigraphy and sea level changes: A global model". *XII Congreso Español de Sedimentología*, Bilbao. Volumen de Conferencias y Simposios.
- HANISCH, J. (1974).- "Der Tiefsee-diapir von Zarautz (N Spanien) im spiegel von sedimentation und tektonik des Kreide/Tertiär-flysches". *Geol. Jb.*, B-11, 101-142.
- HANISCH, J. y PFLUG, R. (1974).- "The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous Flysch of the Northern Basque Pyrenees: Submarine outflow of diapiric mass". *Sedimentari Gology*, T. 12, pp. 287-196.
- HERM, D. (1965).- "Micropaläohtologisch-stratigraphisch untersuchungen im Kreideflysch zwischen Deva un Zumaya (prov. Guipuzcoa, Nordspanien)". *Z. dt. Geol. Ges.*, T. 115, pp. 277-348.
- IGME (1973).- "Mapa geológico de España. 1:50.000. n° 64/24-5". SAN SEBASTIAN.
- (1974).- Mapa geológico de España. 1:50.000. n° 40/24-4". JAIZQUIBEL.
- IGME (1986).- "Investigación lignífera en Murguía y Hernani (País Vasco)".
- INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE (1983).- "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique". *Mémoires Géologiques de L'Université de Dijon*. T. 9 Dijon. 191 pp.
- JEREZ MIR, L. (1968).- "Nueva interpretación tectónica de la zona septentrional de la provincia de Guipúzcoa". *Bol. Geol. y Min.* T-XLLIX-II, pp 16-21.
- JEREZ, L; ESNAOLA, J.M. y RUBIO, V. (1971).- "Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". *Mem. IGME* n° 79,130 pp.
- KAPELLOS, C. (1974).- "Ueber das Nannoplankton im Alttertiär des Profils von Zumaya-Guetaria (Provinz Guipúzcoa, Nordspanien". *Eclogae, Geologicae, Helvetiae*, T. 67, pp. 435-444.
- KRUIT, C., BROUWER, J., KNOX. G., SCHOLLINBERGER, W. y VAN VLIET, A. (1975).- "An excursion to the Tertiary deep-water fan deposits near San Sebastián (province of Guipuzcoa, Spain". *9° International Congress of Sedimentology*, pp. 1-80.
- LOSANTOS, M; BERASTEGUI, X; MUÑOZ, J.A. y PUIGDEFABREGAS, C. (1988).- "Corte geológico cortical del Pirineo Central (Perfil ECORS): Evolución geodinámica de la Cordillera Pirenaica". *II Congreso Mundial Vasco*.
- MARTINEZ TORRES, L.M.; EGUILUZ, L.; RAMON LLUCH, R.; LLANOS ACEBO, H. (1984).- "Geometría del Pirineo occidental y Arco Vasco". *I Congreso Español de Geología*. Tomo II, págs. 207-217.
- MATHEY, B. (1986).- "Les Flysch Crétacé supérieur des Pyrénées Basques". *Thèse Doctoral. Univ. de Bourgogne*, 403 pp.
- MOUNT, J. y WARD, P.D. (1986).- "Origin of limestone-marl alternations in the Upper Maastrichtian of Zumaya, Spain". *Journal of Sedimentology, Petrology*, T. 56, pp. 228-236.
- OLIVE, A.; AGUILAR TOMAS, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; RAMIREZ MERINO, J. I. (1984).- "Influencia de las formaciones urgonia-

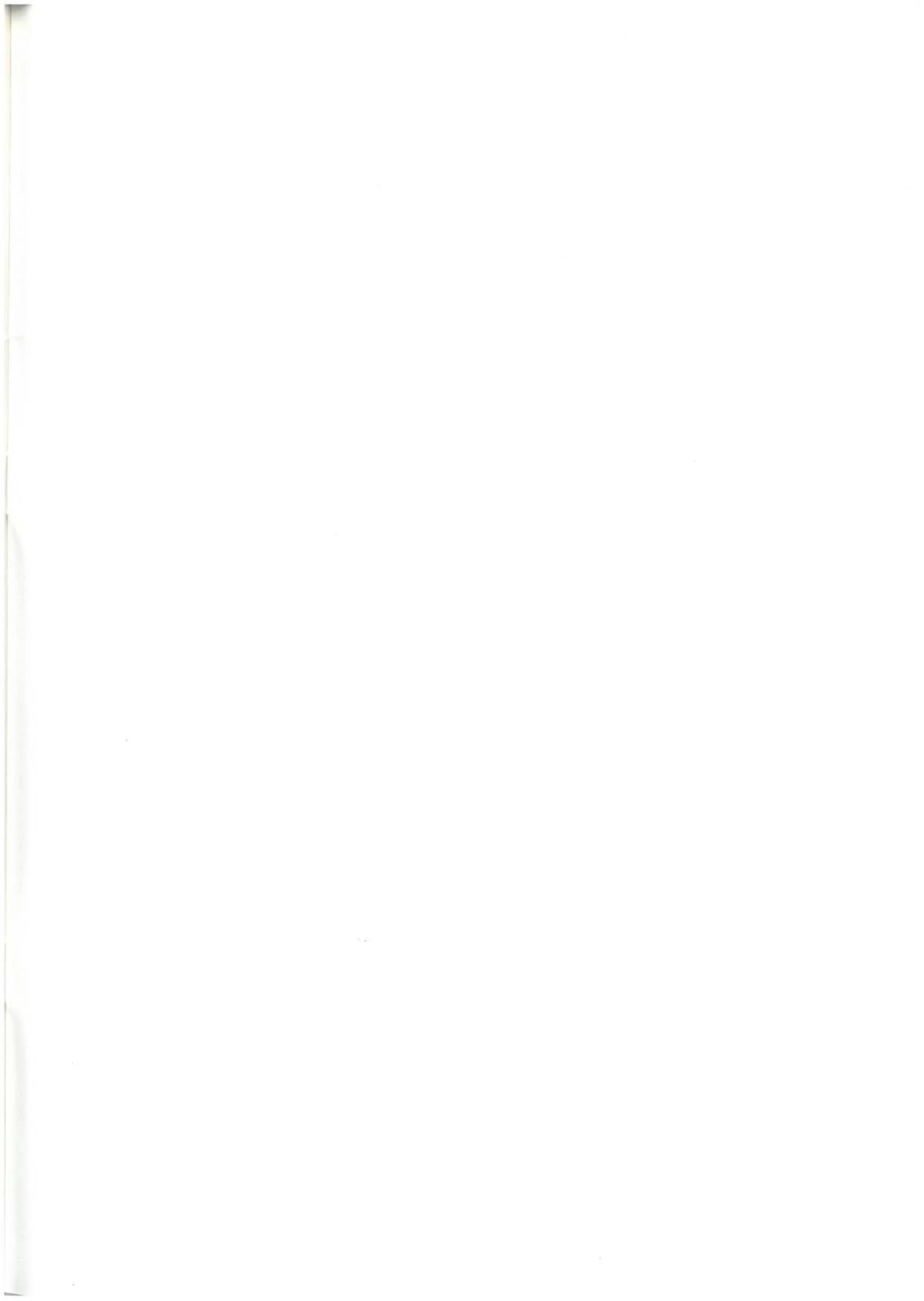
- nas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la C. Cantábrica". *I Congreso Español de Geología*. Tomo I, págs. 53-65.
- PLAZIAT, J.C. (1975).- "Signification paléogéographique des "calcaires conglomères" des brèches et des niveaux a Thodophycees dans la sédimentation carbonatée du bassin Basco-Béarnais a la base du Tertiary (Espagne, France)". *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, T. XVII, pp. 239-258.
- PLAZIAT, J.C. (1981).- "Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, pp. 263-320.
- PUJALTE, V.; MONGE, C. (1985).- "A tide dominated delta system in a rapidly subsiding basin: The middle Albian-Lower Cenomanian Valmaseda Fm. of the Basque-Cantabrian Region, Northern Spain". *6 th Eur. Reg. Meet. of Sedimentology* I.A.S. Lleida.
- PUJALTE, V., ROBLES, S., ORUE-ETXEBARRIA, X. y ZAPATA, M. (1988).- "Secuencias deposicionales del tránsito Cretácico-Terciario del surco flysch de la Cuenca Vasco-Cantábrica: Relaciones con la tectónica y los cambios del nivel marino". Simposio sobre: Nuevas Tendencias en el Análisis de Cuencas, S.G.E., pp. 251-259.
- PUJALTE, V., ROBLES, S., ORUE-ETXEBARRIA, X., ZAPATA, M. y PORTERO, J. (1989).- "Influencia del eustatismo y la tectónica en la génesis de secuencias y macrosecuencias deposicionales del Maastrichtiense superior-Eoceno inferior de la Cuenca Vasca". *XII Congreso Español de Sedimentología*. Simposios.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- "Biostratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". *Tesis doctoral*, ed. CIEPSA. Madrid. 2 tomos.
- RAT, P. (1959).- "Les Pays Crétacés Basque-Cantabriques (Espagne)". *Thèse Fac. Sc. Publ. Univ. Dijon*, T. XVIII, 525 pp.
- 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. y GABALDON, V. (1985).- "Estratigrafía de la cuenca turbidítica terciaria de Guipúzcoa. Comparación con la cuenca turbidítica prepirenaica central". *Bol. Geol. y Min.*, T. XCVI, pp. 471-482.
- SOLER Y JOSE, R. (1972).- "Estudio geológico de la Sierra de Aralar (cuenca cantábrica oriental)". *Bol. Geol. Min.* T. 82, pp. 406-428.
- (1981).- "El Jurásico marino de la Sierra de Aralar (Cuenca cantábrica oriental)". *Cuad. Geol. Ibérica*. nº 2, pp. 509-532.
- (1972).- "El Jurásico y Cretácico inferior de Leiza y Tolosa (cuenca cantábrica oriental)". *Bol. Geol. y Min.* T-LXXXIII-IV. Año 1972, pp. 582-594.
- VAN VLIET, A. (1982).- "Submarine fans associated deposits in the Lower Tertiary of Guipuzcoa (Northern Spain)". *Tesis, Univ. Utrecht*, 45 pp.
- VON HILLEBRANDT, A. (1965).- "Foraminiferen-Stratigraphie in Alttertiär von Zumaya (provinz Guipuzcoa, NW Spanien) und ein Vergleich mit anderen Tethys-Gebieten". *Bayer. Akad. Wis. Math-Naturv. Kl. Abh. N.F.* 123, 66 pp.
- VOORT, H.B. (1964).- "Zun Flysch problem in den West pyrenäen". *Geol. Rundsch*, T. 53, pp. 220-233.
- WARD, P.D. (1988).- "Maastrichtian Ammonite

and Inoceramid ranges from Bay of Biscay Cretaceous Tertiary Boundary sections". *Rev. Esp. de Micropaleontología*, N° Extraordinario, pp. 119-126.

WIEDMANN, J. (1988).- "The Basque Coastal sections of the K/T Boundary. A key to understanding "Mass Extinction" in the fossil record".

Rev. Esp. de Micropaleontología. N° Extraordinario, pp. 127-140.

ZUAZO OSINAGA, J.A. (1986).- "Geología del sector central del Arco Vasco, entre los meridianos de Tolosa y Berástegui". *Tesis de Licenciatura U.P.V.-E.M.U. Inéd.*







Gobierno Vasco
Eusko Jaurlaritza



**Departamento de Industria
y Comercio**

DISTRIBUCION DE LOS CUADRANTES DEL MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO A ESCALA 1:25000

