



EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

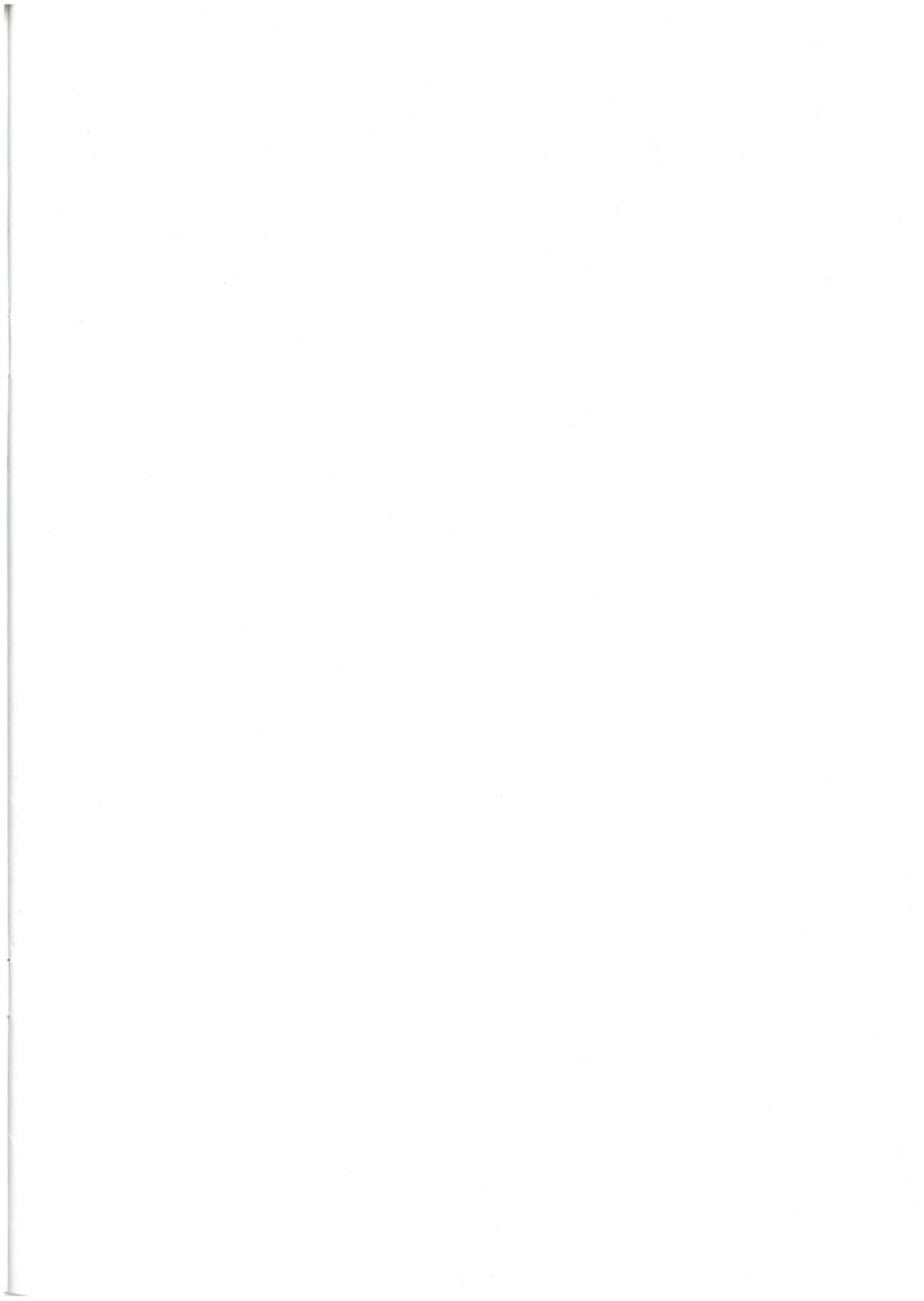
*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



88-IV BEASAIN

E: 1/25.000





**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

88-IV BEASAIN

E:1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

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

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Tel.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-1167-92

I.S.B.N.: 84-88302-36-3

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

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

A. Garrote Ruiz
L. Muñoz Jiménez

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

M. Zapata Sola
A. Cerezo Arasti

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1990.

INDICE

	<i>Pág.</i>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. TRIASICO EN FACIES KEUPER (1).....	11
2.2. FACIES DE IMPLANTACION URGONIANA (2).....	11
2.3. URGONIANO (EN SENTIDO AMPLIO) (3 a 11).....	11
2.4. SUPRAURGONIANO (12 a 19).....	14
2.5. FLYSCH DEL CRETACICO SUPERIOR (20 a 23).....	15
2.6. CUATERNARIO (24).....	16
3. SEDIMENTOLOGIA	17
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	27
5. PETROLOGIA	31
BIBLIOGRAFIA	33

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Beasain a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 88 "Vergara", del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La totalidad del área pertenece al territorio histórico de Gipuzkoa, e incluye como principales núcleos de población a Beasain, Legazpia, Ormaiztegi, Segura, Idiazabal, Gabiria, Zerain y Mutiloa. Las cotas topográficas más elevadas corresponden al Alto de Aizeleku (812 metros), al Sureste de Legazpia, y al cresterío del monte Otaño (784 metros), al Oeste de Mutiloa.

Hidrográficamente la zona pertenece a la Cuenca Norte, y los principales cauces fluviales están constituidos por el río Urola, que atraviesa la zona de Sur a Norte y por el río Oria, con sus afluentes el Estanda y el Urzuaran.

Desde el punto de vista de la geología regional la zona se puede encuadrar en la terminación occidental de los Pirineos, dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica, en la parte meridional del dominio conocido como Arco Vasco, entre el Anticlinorio de Bilbao y el Sinclinorio de Bizkaia.

Exceptuando el Cuaternario, los materiales que afloran en este cuadrante están comprendidos entre el Triásico en facies Keuper (muy escasamente representados) y el Cretácico superior (Turoniense), siendo los del Albien-

se superior-Cenomaniense inferior (Complejo Supraurgoniano) los que ocupan una mayor superficie dentro del cuadrante. Desde un punto de vista estructural la hoja incluye una figura cartográfica muy típica y conocida desde hace tiempo: el "domo de Mutiloa", en cuya parte norte se encuentra el depósito mineral de Mina Troya (cinc - plomo), explotado en la actualidad por EXMINESA.

Respecto a estudios geológicos previos en el área, las primeras referencias corresponden a los trabajos de carácter general de LAMARE, desde 1920 a 1956, destacando su trabajo de 1936. Hay que citar, especialmente, la Tesis Doctoral de P. RAT (1959), que constituye un trabajo fundamental en el ámbito de la geología regional de la Cuenca. Desde el punto de vista estratigráfico hay que citar los trabajos de P. FEUILLEE (1967), y la Tesis Doctoral de RAMIREZ DEL POZO (1971). De ese mismo año 1971, es el "Estudio Geológico de la provincia de Guipúzcoa", editado por el IGME, y que incluye una base geológica a escala 1:50.000. La Tesis Doctoral de J. CAMPOS (1979) es otro de los trabajos fundamentales a mencionar. En 1986 el IGME publica las últimas hojas MAGNA que incluyen esta zona (Tolosa y Alsasua). Por último y en otro orden, se pueden citar además una serie de informes inéditos realizados por organismos oficiales como EVE, DIPUTACION FORAL DE GUIPUZCOA, así como por empresas de exploración minera o de petróleo, como EXMINESA, CIEPSA, ENPENSA, etc....

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. TRIASICO EN FACIES KEUPER (1)

Aunque apenas aflora, es el causante de la estructura dómica tan patente en la cartografía (domo de Mutiloa), constituyendo una cúpula diapírica cuyo techo, proyectado en superficie, rodea los actuales afloramientos de calizas urgonianas, como se pone de manifiesto en campañas de geofísica realizadas por CIEPSA y ENAGAS. Esta cúpula diapírica está cortada en su flanco este por un importante sistema de fallas subverticales que hundan el labio oriental y por las que se inyecta material triásico con morfología de "hoja o lámina diapírica". Únicamente se han localizado dos afloramientos de muy escasa calidad en las laderas norte y sur del cerro Baztarra, al Oeste de Zerain y Mutiloa. Se pueden observar ofitas muy alteradas, con "manchas" abundantes de cloritas (en el afloramiento septentrional existió una explotación de las cloritas-"caolines"-, hacia la década de 1950).

2.2. FACIES DE IMPLANTACION URGONIANA (2)

Aflora únicamente en la zona del núcleo del "domo de Mutiloa", en el labio levantado de una falla radial de esta estructura. Es un término esencialmente detrítico constituido por limolitas arenosas y areniscas micáceas, estratificadas en bancos decimétricos. Son fre-

cuentes los bancos de margas arenosas gris oscuro, con orbitolinas muy abundantes que hacia el techo de éstos pueden llegar a ser el componente mayoritario en la roca. La bioturbación es siempre muy intensa. Entre la macrofauna son especialmente frecuentes los fragmentos de ostreidos.

En los niveles arenosos domina la laminación paralela y, ocasionalmente, las laminaciones cruzadas curvas, de bajo ángulo.

Esta serie detrítica intercala niveles de limolitas negras, de aspecto astilloso, con abundantes pátinas de óxidos de hierro y nódulos sideríticos, así como pirita diseminada.

La edad de este término corresponde al Barremiense y a la parte inferior del Aptiense, y la potencia parcial medida (el muro no llega a aflorar) es de unos 150 metros.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la pista forestal que parte hacia el Oeste, desde el caserío Aizpea.

2.3. URGONIANO (EN SENTIDO AMPLIO) (3 a 11)

Este término engloba el conjunto de car-

bonatos de plataforma de edad Aptiense-Albiense medio, así como sus equivalentes laterales de carácter mixto terrígeno-carbonatado. Desde un enfoque premeditadamente simple se puede decir que a nivel regional el Urganiano se estructura en dos grandes episodios: Urganiano I (hasta el Albiense superior, aproximadamente) y Urganiano II (hasta el Albiense medio-superior). En cada uno de estos episodios existe un desarrollo de carbonatos de plataforma y de terrígenos equivalentes. En este cuadrante aparece un Urganiano I en facies de plataforma carbonatada, así como sus equivalentes laterales en facies de "cuenca relativa" (términos 3, 4, 5, 6 y 7), y tras una ruptura sedimentaria que tiene un carácter regional, un Urganiano II en el que no figuran los carbonatos de plataforma, bien representados sin embargo en la Sierra de Aralar, al Este. En el segundo episodio se pueden incluir los términos 8, 9, 10 y 11, y con reservas el 7. A continuación se describen los términos del **Urganiano I**:

— Calizas con rudistas y corales, masivas o con estratificación difusa **(3)**. Afloran en la parte norte y sur del "domo de Mutiloa", transitando hacia el Sur y hacia el Oeste a facies mixtas. Se trata de calizas bioclásticas ("wackestones") grises, cuya macrofauna dominante consiste en rudistas y, en menor medida, corales. En los primeros son frecuentes las asociaciones en posición de vida que forman "entramados" y "pantallas" ("framestones" y "bafflestones"). Los mejores afloramientos se encuentran al Sur de la carretera de Legazpia-Zerain.

— Calizas bioclásticas grises, estratificadas **(4)**. Litológicamente es un término muy similar al anterior, pero las calizas están estratificadas en bancos métricos a decamétricos e intercalan, sobre todo en el afloramiento más meridional, niveles de lutitas arenosas. Suponen un cambio lateral del término anterior. Los mejores afloramientos se encuentran en el monte Barbarias, en el extremo sur del cuadrante.

— Limolitas micáceas **(5)**. Es un término que aflora muy mal. Está constituido por limolitas micáceas, algo calcáreas, de tonos amarillentos, con bancos en los que las orbitolinas son muy abundantes. Suponen un paso lateral (indentaciones) hacia el Oeste y hacia el Sur de las facies de calizas. Los mejores afloramientos se encuentran en la ladera norte del monte Munain.

— Siderita y calizas sideritizadas **(6)**. En el flanco sur del "domo de Mutiloa" las calizas urgonianas tienen muy poca potencia, estando representadas por barras de 10-30 metros de potencia, intercaladas en una serie terrígena. Sobre todo a techo, la "barra" más alta, de 15-30 metros de potencia, está reemplazada casi totalmente por carbonato de hierro (siderita), acompañada de una silicificación intensa en el contacto con las lutitas superiores. Este nivel fue objeto de explotación en el pasado. Los mejores afloramientos se encuentran junto a las antiguas explotaciones del crestero del monte Munain y en las de cota más baja, a las que se accede desde el caserío Larreondo.

La potencia total de las calizas, más los terrígenos equivalentes, es de unos 180 metros.

— Margas masivas **(7)**. A techo de las calizas, en sus diferentes facies, aparece un tramo de unos 80 - 100 metros de potencia, de margas gris oscuro a negras, azuladas en ocasiones, masivas, con disyunción en pequeños nódulos o con superficies concoides satinadas y con un típico color, de alteración superficial, marrón oscuro. Esporádicamente, y sobre todo a techo, intercala delgados niveles arenosos, centimétricos. Los mejores afloramientos se encuentran en la pista de las canteras de Otaño, en la pista que partiendo del caserío Aizpea va a la cresta del Munain y en la ladera norte de Elustizain.

La edad del conjunto de facies descritas hasta ahora alcanza hasta la parte baja del

Aptiense superior y, por el momento, no se descarta que el término 7 corresponda a equivalentes distales del 8 y que, por lo tanto, pertenezca al Urgoniano II. En cualquier caso, el contacto entre las margas y las calizas es siempre muy neto, lo que apoyaría esta separación.

A continuación, se describirá el denominado **Urgoniano II**, consistente en un conjunto de facies de carácter mixto, terrígeno-carbonatado, que tiene sus equivalentes laterales en áreas próximas (Aralar, Aitzgorri) en potentes sucesiones de calizas de plataforma (en el caso de los términos 9, 10, y 11) o en términos también terrígenos (caso del término 8).

—Alternancia de areniscas silíceas y limolitas **(8)**. Afloran "orlando" la estructura del domo de Mutiloa, y se disponen de forma gradual sobre las margas masivas. Se trata de areniscas silíceas, con estratificación difusa, que forman cuerpos arenosos lenticulares de uno a tres metros de potencia, con desarrollo lateral generalmente escaso (hectométrico) y con frecuentes amalgamaciones internas. Abundan las cicatrices de "slump", las fallas de crecimiento (sinsedimentarias), estratificaciones cruzadas de surco y niveles de cantos blandos. Ocasionalmente, hacia el techo de las barras, aparecen "ripples" de oleaje y niveles de encostramiento ("hard-ground"). En estos niveles aparecen restos de vegetales carbonosos, "flotados". Esta serie areniscosa intercala en proporción variable limolitas micáceas, limolitas calcáreas y margas. Entre la macrofauna dominan los ostreidos, en niveles delgados de condensación de fauna. La potencia oscila entre 100 y 300 metros. Los mejores afloramientos se encuentran en las pistas del monte Otaño.

—Alternancia de margocalizas y margas grises **(9)**. Afloran fundamentalmente al Oeste del sistema de fallas Norte-Sur de "Troya", en el núcleo del anticlinal de S. Prudencio y rodeando la estructura de Mutiloa. Se trata de una alternancia de margocalizas y margas grises,

azuladas en ocasiones, con colores de alteración típicamente claros, blanco-amarillentos, que destacan en el terreno. El aspecto general es masivo, noduloso, con estratificación muy difusa, obliterada por la presencia de superficies de diaclasado muy frecuentes. Son abundantes las juntas estilolíticas con segregaciones ferruginosas (limonita). Esporádicamente aparecen niveles decimétricos de turbiditas calcáreas y niveles de microbrechas calizas, que engloban localmente clastos de calizas urgonianas mayores de 10 centímetros. Entre la macrofauna dominan los belemnites y los braquiópodos.

—Calizas, calizas margosas y margocalizas nodulosas **(10)**. Intercalado en el tramo anterior se ha diferenciado un nivel más competente, que resalta en el terreno, constituido por calizas margosas y margocalizas grises, blanquecinas en superficie, muy nodulosas y diaclasadas, lo que les confiere un aspecto típico irregular y "reticulado". Intercalan niveles de turbiditas calcáreas y son frecuentes los belemnites.

La potencia conjunta de estos dos términos es del orden de 450 metros, disminuyendo a unos 200 metros al Norte de Mina Troya, y pasan lateralmente hacia el Este, en la Sierra de Aralar (cuadrante de Ordizia), a las calizas del Txindoki, por lo que se les atribuye una edad Aptiense superior-Albiense medio. Existen numerosos cortes para observar el tramo, pero se puede citar por su fácil acceso la carretera que va de Legazpia a Zerain.

Por último, en el extremo sureste del cuadrante, aflora un conjunto, equivalente lateral de la parte alta del término 9, que contiene una mayor proporción de material resedimentado. Este término **(11)** consiste en margas y margocalizas grises que intercalan turbiditas calcáreas y brechas calcáreas que flotan en una matriz margosa.

2.4. SUPRAURGONIANO (12 a 19)

Está muy bien representado en el cuadrante, ocupando gran parte de la superficie de éste. Desde el punto de vista de facies, están representadas dos grandes formaciones, relacionadas lateralmente y que gradan entre sí: la "formación Balmaseda" y un equivalente lateral-distal de ésta, a la que se denomina "formación Zufía" o equivalente, de acuerdo con las características definidas para esta formación, más al Sur, en la provincia de Navarra (GARCIA MONDEJAR, 1982). La "formación Balmaseda" está representada al Oeste del sistema de fallas de Troya, y en el ángulo sureste del cuadrante. En el primer caso, el tránsito de una a otra formación parece ser gradual, produciéndose a partir de una franja de unos 1.000 metros de anchura que coincide, donde hay afloramientos, con el "sistema de fallas de Troya". En el segundo caso, en el extremo sureste del cuadrante, la "formación Balmaseda" pasa verticalmente (a techo) y lateralmente, entre Idiazabal y Segura, a la "formación Zufía". Aunque desde el punto de vista de facies existe esta diferenciación, desde el punto de vista estrictamente litológico ambas formaciones están constituidas por una monótona alternancia de lutitas y areniscas, con diferencias litológicas no siempre determinables en los afloramientos, por lo que se ha asignado números comunes a los términos cartográficos. Estos son:

—Areniscas silíceas estratificadas. Paquetes de mayor continuidad lateral **(12)**. Estos paquetes corresponden prácticamente siempre a la "formación Balmaseda". Se trata de areniscas silíceas de grano medio, estratificadas en bancos decimétricos, que muy raramente sobrepasan el metro de potencia. Generalmente son micáceas, con niveles de acumulación de mica blanca. En la base de los bancos más potentes son frecuentes los cantos blandos y es muy corriente asimismo la presencia de restos vegetales carbonizados y flotados. Los niveles areniscosos se agrupan en "paquetes" cartográficos que forman secuencias positivas

(estrato y grano-decrecientes) y negativas (estrato y granocrecientes), siendo estas últimas las más frecuentes. Como estructuras sedimentarias más abundantes aparecen laminaciones paralelas y cruzadas de surco, y a techo de las secuencias negativas, "ripples" de oleaje. Estos paquetes se pueden observar en buenas condiciones de afloramiento en los niveles que "dibujan" el sinclinal de Legazpia, cerca del caserío Iruzola.

—Alternancia de areniscas y lutitas **(13)**. Supone una alternancia, en proporciones similares, de las areniscas descritas anteriormente con lutitas micáceas negras, con pátinas ferruginosas y abundantes nódulos.

—El término que más ampliamente aflora **(14)** sufre una significativa variación de Oeste a Este, incrementando al Este del sistema de fallas de Troya la fracción más fina, que va adquiriendo un carácter más margoso (aumento del carbonato). Así, al Este del sistema de fallas y sobre todo en la zona Segura-Idiazabal-Olaberría-Beasain, la litología dominante está constituida por limolitas calcáreas y margas limosas gris oscuro a negro, azuladas en ocasiones, masivas y con una típica disyunción en pequeños nódulos compactos o en superficies concoides satinadas. Intercalados en esta serie margo-limosa, aparecen niveles delgados de areniscas con cemento calcáreo y con estructuras internas referibles a episodios de tormentas. En determinados niveles son frecuentes las acumulaciones de septarias y nódulos sideritizados, que llegan a constituir un nivel de referencia hacia la base del tramo **(15)**. Estos términos se pueden observar en buenas condiciones de afloramiento detrás de las pistas de tenis del poblado Aristain, en los desmontes de esta siderurgia y en el corte de la carretera N-I, entre Aristain e Idiazabal.

Hacia el Oeste, de forma gradual, las lutitas negras contienen más componentes limosos y arenosos (cuarzo, feldespato y moscovita

principalmente). Normalmente son bastante masivas, aunque también pueden presentar una fina laminación discontinua. Presentan intercalaciones esporádicas de areniscas de grano muy fino, generalmente teñidas por óxidos de hierro (colores amarillentos, marrón-rojizo, etc.). También son frecuentes los nódulos ferruginosos alineados y elongados según la estratificación. Es muy característico de estos materiales un tipo de alteración supergénica denominada "disyunción en capas de cebolla", que puede llegar a "aislar" cuerpos de más de 1 metro de diámetro. Estos términos lutíticos, menos margosos, se pueden observar en la carretera Gabiria-Ormaiztegi, y en la mayor parte de los cortes situados al Oeste del sistema de fallas de Troya.

Esta sucesión lutítica intercala delgados niveles areniscosos que, cuando dominan localmente sobre las lutitas, forman "paquetes" que resaltan en el terreno (16), aunque con menor entidad que el término 12.

Junto al borde sur del cuadrante y hacia la parte alta de la sucesión, la serie intercala una potente megabrecha (Megabrecha de "Sagu-Soro" de FERNANDEZ MENDIOLA, 1987). Consiste en una "masa" de materiales caóticos y "eslumpizados", con una matriz lutítico areniscosa (17), en la que "flotan" grandes bloques de areniscas (dominantes, aunque con tamaños inferiores a un metro), margas masivas y calizas (18) (que corresponden a los bloques de mayor tamaño —hasta 250 x 100 metros,— y que han llegado a ser canteradas). En las calizas dominan los términos de calcarenitas bioclásticas ("grainstones") y en menor medida "floatstones" de corales. En la matriz aparecen intercalados episodios autóctonos de lutitas negras con septarias. La fauna datada en estos episodios autóctonos indica una edad Albiense superior (parte más alta) y, lo que es más importante, las calizas y margas englobadas son de esta misma edad. Esto tiene un importante significado en la interpretación sedimentaria del área, aspecto que se desarrollará en el aparta-

do 3. La potencia máxima medida de la megabrecha (el techo no llega a aflorar) es de unos 400 metros, y el mejor corte se localiza en la subida al caserío Sagu-Soro y en la carretera que parte desde éste hacia el Sur, hacia el barrio de Barbari.

Hacia el techo del Supraurgoniano, al Sur de Gabiria, la serie incluye un "sill" básico (19), cuyas características se describen en el apartado de petrología.

La potencia total del Supraurgoniano resulta muy difícil de precisar, ya que se encuentra fuertemente plegado; no obstante, se estima una potencia máxima de unos 2.500 metros, de acuerdo con los cortes realizados (ver corte II - II').

2.5. FLYSCH DEL CRETACICO SUPERIOR (20 a 23)

Aflora en el ángulo noreste de la hoja, al Norte de la falla de Angiozar-Olaberria, y en una estrecha franja al Noroeste de Ormaiztegi, limitada al Norte por un contacto mecánico.

La litología dominante (20) está constituida por margas grises, algo azuladas en corte fresco, limosas y esquistas. Intercalan escasos niveles de calizas arenosas y margocalizas. En ocasiones disminuye la fracción limosa, adquiriendo la serie un aspecto satinado y brillante. Los niveles de calizas arenosas exhiben secuencias de turbiditas distales.

Al Norte de la localidad de Gabiria la serie margosa intercala frecuentes niveles de calizas arenosas, estratificadas en bancos decimétricos (21) y, por encima de éstos aparece un tramo duro constituido por margocalizas y calizas margosas (22), de tonos grises, típicamente blancas en superficie y, que resaltan en el terreno.

Por último, la serie intercala algunos "sills" básicos **(23)**, cuyas características se exponen en el apartado de petrología.

Dentro de la hoja afloran unos 1.300 metros de serie, cuya edad alcanza hasta el Turoniense, de acuerdo con las dataciones realizadas en la vecina hoja de Zumárraga.

Los mejores puntos de observación se

encuentran en la subida al repetidor del Usurbe, desde Beasain, en la carretera a Arriarán (en la cantera) y Garín, y en la carretera a Matxinbenta.

2.6. CUATERNARIO (24)

Se ha representado únicamente los depósitos aluviales de los ríos Oria, Estanda y Agaunza.

3. SEDIMENTOLOGIA

En este capítulo se intentará explicar de forma muy sucinta y esquemática la historia sedimentaria de este sector de la Cuenca Vasco-Cantábrica en el intervalo de tiempo comprendido entre el Barremiense y el Turoniense, intervalo para el que existe registro sedimentario en el cuadrante.

Sobre los materiales regresivos neocomienses, que no llegan a aflorar en el cuadrante, las condiciones se van haciendo progresivamente más marinas, depositándose en el área los materiales del término 2, cuyas características faciológicas inducen a pensar en un medio marino somero, de plataforma abierta, con fuerte influencia terrígena, que contrasta con los medios restringidos infrayacentes. La subida paulatina del nivel del mar traerá como consecuencia la instalación en el área de plataformas carbonatadas durante el Aptiense.

Actualmente está aceptado de forma generalizada que, lo que en la literatura regional se describe como **Complejo Urgoniano**, está constituido por una serie de plataformas carbonatadas (con desarrollo o no de sistemas arrecifales), compartimentadas por un sistema de fracturas que controlaban la subsidencia diferencial, condicionando la existencia de bancos de carbonatos insulares y/o de "off-shore" y la presencia de facies de talud y cuenca relativa, asociadas a los bordes de estas plataformas. Estos sistemas carbonatados se instalaban

sobre bloques basculantes, limitados por fallas lístricas, en una corteza continental en extensión, en el extremo norte de la Placa Ibérica (aunque este último punto suscita aún controversias, al menos para los sistemas septentrionales).

Durante la sedimentación del Complejo Urgoniano permanecieron activas numerosas fallas normales y desgarres "sin-rift", que hacían súmamente complejo el panorama sedimentario. Testimonio de excepción de estas fracturas sedimentarias es el depósito mineral de cinc-plomo de Troya, al Oeste de Mutiloa, formado en parte por la llegada al fondo marino de salmueras ricas en metales que ascendieron a través de estas fracturas. (FERNANDEZ MARTINEZ, J. 1989).

En este momento el modelo de sedimentación que dominaba era el de rampa carbonatada, con pasos laterales a facies de cuenca relativa muy graduales, no destructivos, como el que se observa en la zona de estudio hacia el Suroeste.

De una manera premeditadamente simple se puede decir que a nivel regional el Urgoniano se estructura en dos grandes episodios (secuencias deposicionales), que se denominan Urgoniano I (hasta el Aptiense superior, aproximadamente) y Urgoniano II (hasta el Albiense medio-superior), limitados a muro y a techo por rupturas sedimentarias de carácter regional.

Para cada uno de estos episodios existen facies de plataforma carbonatada y/o sus terrígenos equivalentes.

En este cuadrante se presenta un Urgoniano I (términos 3, 4, 5, 6 y parcialmente el 7) en facies de plataforma carbonatada, así como sus equivalentes laterales en facies de "cuenca relativa" y, tras una ruptura sedimentaria, un Urgoniano II en el que no están representadas las calizas de plataforma que se desarrollan ampliamente al Sur (Aitzgorri), al Este (Sierra de Aralar) y al Oeste (Duranguesado).

Así, el techo de la secuencia del Urgoniano I supone una interrupción brusca de la sedimentación de calizas de plataforma, que no se regenerarán más en el área de estudio. Esta zona es entonces invadida por terrígenos (término 8) que formaban parte de un delta de pequeñas dimensiones, afectado por las mareas. En este sector concreto aparecen asociaciones de facies referibles a frente deltaico, en el que aparecen frecuentes fenómenos de inestabilidad, dominando las pequeñas fallas de crecimiento. Una subida relativa del nivel del mar trae como consecuencia que estos terrígenos se "retraigan" hacia el continente (hacia el Sur), lo que permitirá que se regenere en áreas vecinas la sedimentación de calizas de plataforma (Aitzgorri, Aralar, Duranguesado). Sin embargo, esta zona permanecerá como un surco relativo con desarrollo de facies margosas y margocalizas nodulosas (9 y 10), a donde, esporádicamente, llegaban turbiditas calcáreas y material resedimentado de las plataformas circundantes (término 11) (figura 3.1).

Como se deduce, tanto el Urgoniano I como el Urgoniano II constituyen secuencias de subida relativa del nivel del mar separadas por una interrupción brusca (bajada relativa del nivel de mar), cuya génesis presenta dificultades (eustática y/o tectónica local por basculamiento de bloques).

Tras el depósito del último episodio urgoniano, tanto en facies de calizas como de lutitas adyacentes, se produce una importante

ruptura sedimentaria causada por una fase de actividad tectónica ("fase Austrica") que rejuveneció los relieves del área fuente, provocando un masivo aporte de terrígenos que inhibió de manera brusca la sedimentación carbonatada, la cual, en adelante, sólo se volvería a manifestar de forma aislada y cuando las características del medio lo permitieran en pequeños umbrales a salvo de la contaminación terrígena. La configuración paleogeográfica cambia totalmente, localizándose de forma simultánea en el tiempo una serie de dominios paleogeográficos y sedimentarios, afectados tanto por la morfología previa dejada por las construcciones arrecifales (OLIVE et al., 1984), como por la acción de fallas de zócalo que controlaban la sedimentación. Estos dominios son los siguientes (ver figura 3.2.):

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

2.—Estos materiales pasan hacia el Noreste hacia una zona de mayor subsidencia, generándose una importante acumulación de material terrígeno (más de 4.000 metros), y formando en conjunto el denominado Delta de Balmaseda. La **formación Balmaseda** (deltaica) pasa de manera gradual hacia el Este y Suroeste a materiales lutíticos de plataforma (**formación Zufía**) y a materiales arrecifales (**Calizas de Eguino**). Los equivalentes distales de la formación Balmaseda llegan hasta, aproximadamente, la alineación Bilbao-Durango, donde una importante falla de zócalo provocó un escarpe hacia el Noreste (talud) y un cambio brusco en la sedimentación. Esta falla antigua ha sido denominada por algunos autores como "Falla de Bilbao". Esto hace que al Suroeste de este talud se encuentren facies someras, mientras que al Noreste son facies de aguas relativamente más profundas. Efectivamente, este cambio somero-profundo se produce aproximadamente al Noreste y Suroeste de la alineación de las calizas del Duranguesado.

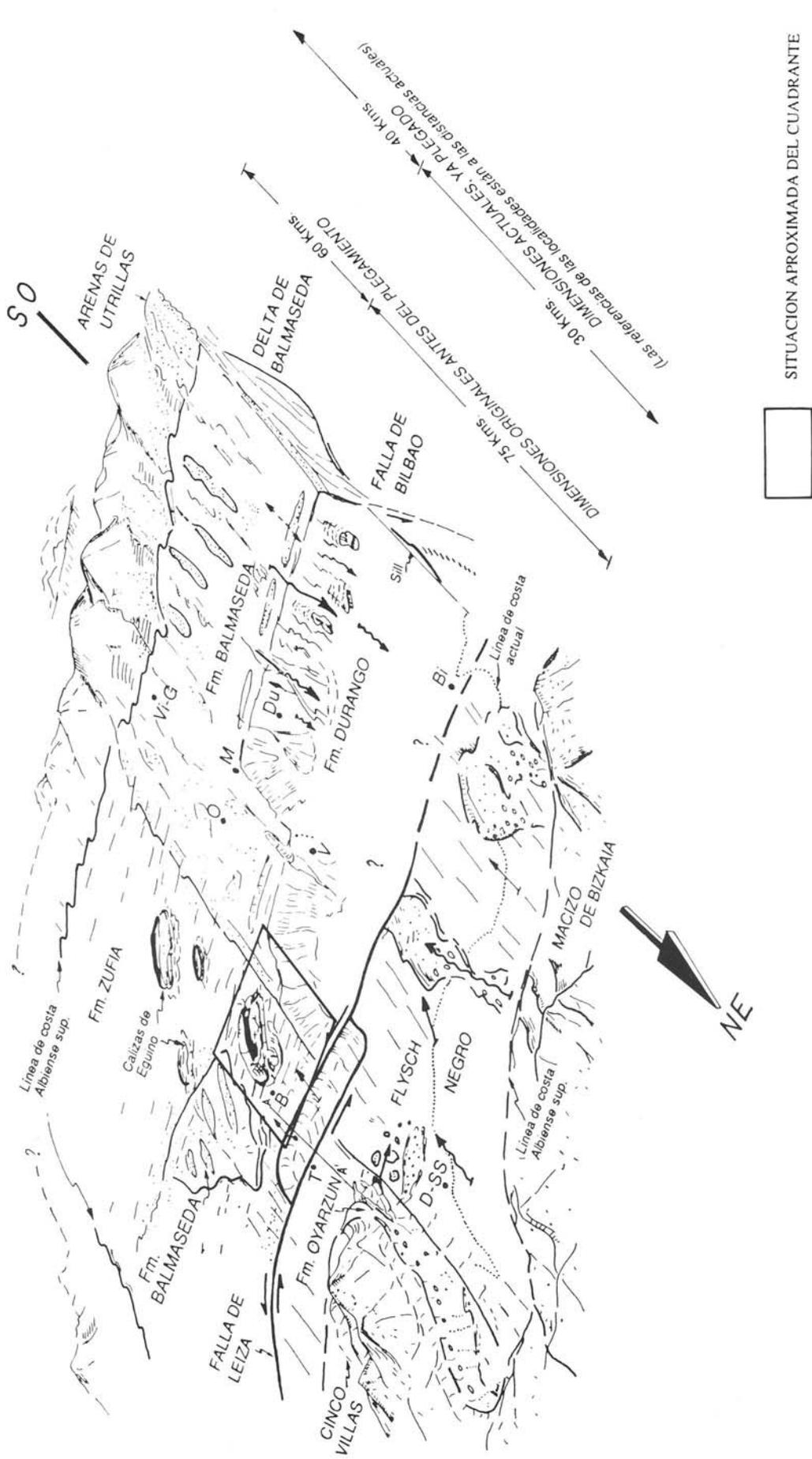


Figura 3.2.—Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior.
 Bi - Bilbao; D-SS - Donostia-San Sebastián; Vi-G - Vitoria-Gasteiz; T - Tolosa; B - Beasain;
 Du - Durango; V - Vergara; M - Mondragón; O - Oñate.
 (Explicación en el texto)

3.—Los materiales distales, de carácter somero, de la formación Balmaseda llegan a una zona de talud deposicional, por el que se producen continuos deslizamientos de grandes masas de material lutítico, "slumpings", y por el que discurren canales que transportan material turbidítico. A favor de estos accidentes de zócalo se produce, además, la intrusión de material subvolcánico a la cuenca ("sills"). Al conjunto de estos materiales de talud se les denomina **formación Durango**.

Todos estos sistemas deposicionales son "meridionales".

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

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

Sólo un comentario más a la vista de la figura. Si bien ésta debió ser cualitativamente la disposición relativa de los cinturones de facies, el esquema corresponde a los materiales ya acortados por la tectónica alpina. Para ver esta cuenca en sus dimensiones originales hay que "desplegar" las distancias que se observan actualmente: del orden de $\times 2,5$ al Norte del accidente de Bilbao; $\times 3$ en la zona del Arco Vasco, donde la tectónica tangencial es muy importante, y $\times 1,5$ al Sur del accidente de Bilbao, donde las series están menos acortadas.

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

Uno de los problemas clásicos que se suscitan actualmente es: ¿Cómo y dónde se realiza la conexión entre los sistemas deposicionales meridionales y los septentrionales?. Este problema no está aún bien resuelto debido a la ausencia generalizada de afloramientos en la teórica zona de unión, ocupada actualmente por el Sinclinatorio de Bizkaia, aparte de otro problema que se plantea aquí: si el sistema transformante Leiza-Régil funcionó durante el Albiense superior ¿dónde se encuentran los equivalentes a uno y otro lado de éste?. Los afloramientos de esta hoja permitirán, en parte, resolver alguna cuestión de las planteadas.

En esta hoja están bien representados dos de estos sistemas deposicionales: la formación

Balmaseda y la formación Zufía (o un equivalente). La formación Balmaseda ocupa los afloramientos situados al Oeste del sistema de fallas de Troya y el ángulo sureste de la hoja, gradando lateralmente hacia el Este (en el primer caso), y hacia el Oeste y el Norte (en el segundo caso), a los materiales de la formación Zufía.

Los materiales de la formación Balmaseda se depositaron en sistemas deltaicos (Delta de Balmaseda como más importante y otros menores) afectados por las mareas. En la zona aparecen secuencias negativas (muy frecuentes) representadas por barras mareales retrabajadas a techo por el oleaje, y secuencias positivas que corresponden a la migración y relleno de canales de marea. Un ejemplo típico de secuencias mareales se puede observar en el cresterío de Arraseta, al Este de Legazpia, y una secuencia positiva, canaliforme, se aprecia al Sur de Legazpia, cerca del cruce con la carretera que va a Zerain.

Este sistema o sistemas deltaicos ocupaban parte de una amplia plataforma detrítica, somera (formación Zufía), representada por lutitas y margas grises con escasas intercalaciones areniscosas. Estos niveles areniscosos exhiben "ripples", láminas curvas lutíticas ("mud flasers"), "ripples" aislados ("lenticular"), laminaciones onduladas lutita/arenisca y laminaciones tipo "hummocky" (estructuras producidas por tormentas). Es decir, la profundidad de esta plataforma se encontraba por encima del nivel de base del oleaje en época de tormenta (varias decenas de metros). Este carácter somero permitió el desarrollo esporádico en áreas próximas, más al Sur, de arrecifes tipo "parche" y "atolón", de pequeño tamaño (algunos autores lo han denominado "Urgoniano residual"); son las calizas de Eguino. En este punto se va a desarrollar un aspecto muy interesante. En el área de estudio existe una figura cartográfica, bien conocida desde hace tiempo: el "domo de Mutiloa", interpretado, correctamente, como el reflejo en superficie de una

cúpula diapírica no perforante. Probablemente, en el Aptiense la sal comenzó a moverse hacia la superficie, sin que esto afectara significativamente a la sedimentación en curso. El proceso ascensional sería discontinuo en el tiempo, con algunas interrupciones seguidas de aceleraciones. Hacia el Albiense superior (parte alta) se produjo una de estas aceleraciones que sí afectó al tipo de sedimentación: en el flanco oriental del "domo" aflora una megabrecha de más de 400 metros de potencia ("Megabrecha de Sagu-Soro"). Es un depósito caótico que incluye bloques de areniscas, margas y calizas en este orden de abundancia, aunque los de mayor tamaño y espectacularidad corresponden a los de calizas, con tamaños de hasta 250 x 100 metros. La megabrecha es multiepisódica. Los intervalos autóctonos arrojan una edad Albiense superior parte alta y, lo que es más importante, las calizas también son de esa edad. A esta misma conclusión se puede llegar sin el uso de las dataciones que, no obstante, suponen una confirmación:

—Las calizas de la megabrecha no son aptienses (Urgoniano I), ya que esto implicaría una exhumación de estas calizas, tras haberse erosionado además las series suprayacentes del Albiense y del Aptiense superior (más de 2.000 metros de serie). Hipótesis descabellada a la vista de la cartografía. En cuanto a facies, además, las calizas son completamente diferentes.

—Las calizas de la megabrecha no son del Albiense medio (Urgoniano II). Las calizas de esta edad no se desarrollaron en este entorno, sino en Aralar, 14 kilómetros al Este; en el Aitzgorri, unos 10 kilómetros al Sur; y en el Duranguesado, 17 kilómetros al Oeste. Evidentemente, es demasiado transporte para estos bloques, sin que haya dejado un "rastros" en las series a su paso.

Si a esto se suma la "peculiaridad" de las facies de calizas y que 500 metros al Norte de

la megabrecha, cerca de Zerain, la serie intercala niveles algales (estromatolitos) centimétricos, se llega a una conclusión:

—“Hacia el Albiense superior, parte alta, el actual domo de Mutiloa constituía ya una intumescencia que provocó una elevación del fondo marino y, consecuentemente, una somerización local de las facies en su entorno (recordar los niveles algales), permitiendo incluso la construcción de un pequeño “parche” o “atolón” arrecifal sobre la cúpula. El acentuamiento del surco perimetral del domo (o “rim syncline”) en su borde oriental, por el sistema de fallas de Troya, generó un fuerte escarpe y la caída al surco de las calizas arrecifales y su cortejo de facies (sobre todo margas). Así, estos bloques habrán tenido un transporte menor, del orden de 1000 - 2000 metros como máximo, lo que explicaría además la relación espacial de la megabrecha con la actual figura cartográfica” (figura 3.3.).

Anteriormente se ha planteado el problema de la “conexión” entre los dominios meridionales y los septentrionales; pues bien, al Noroeste de Ormaiztegi, intercalados en los materiales de plataforma detrítica, ya aquí muy distales, se localizan escasos niveles de turbiditas (litológicamente grauvacas), cuyas paleocorrientes (tan sólo tres medidas en “flutes”) indican procedencia del Norte. Aparentemente es una zona de tránsito muy gradual. La plataforma siliciclástica bajaría en suave rampa hacia el Norte, ganando en distalidad y profundidad,

interdigitándose con las facies más distales del Flysch Negro, con una morfología de sustrato más irregular e inestable (figura 3.4.).

Los materiales suprayacentes (**Flysch del Cretácico superior**) son claramente transgresivos con respecto a los supraurgonianos 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”, que no afloran en esta hoja.

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

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

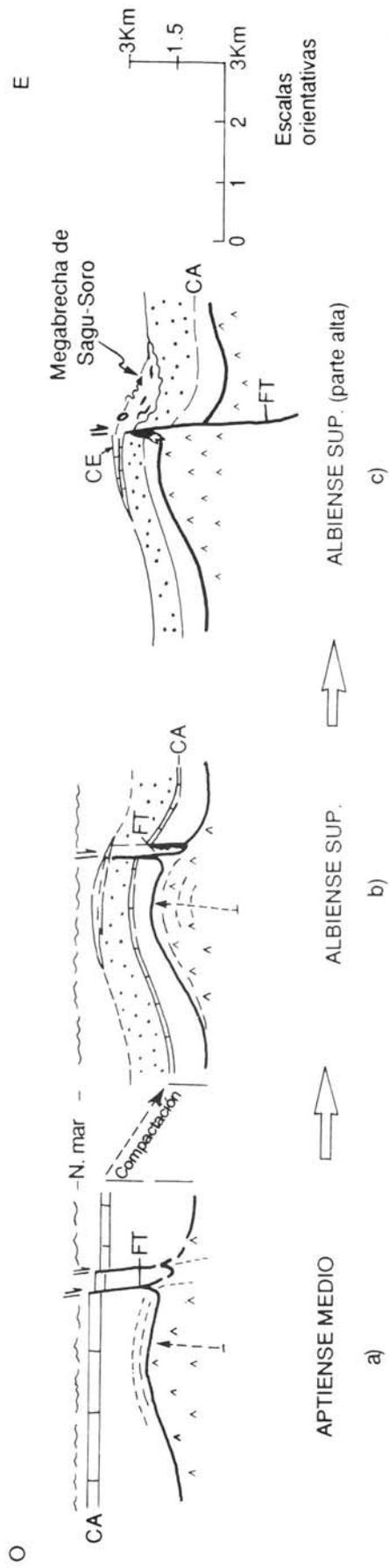
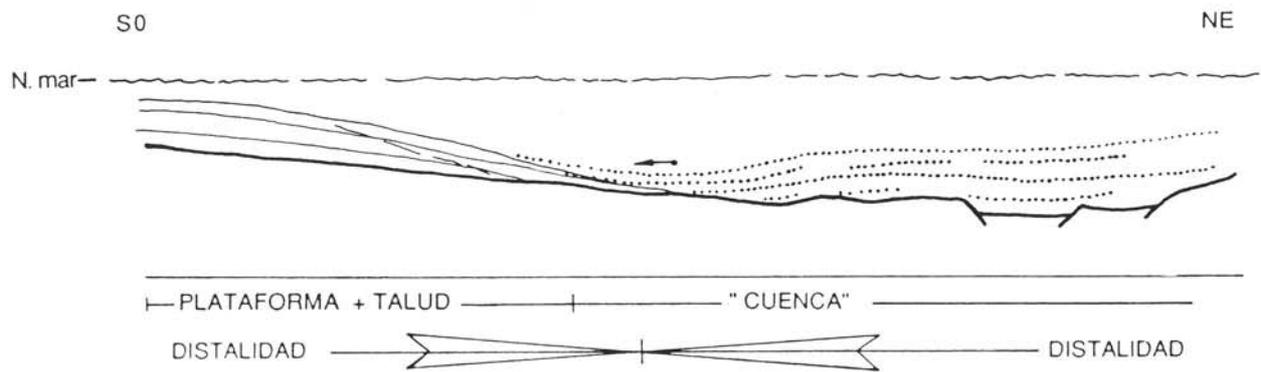


Figura 33.—Génesis de la megabrecha de Sagú-Soro. Esquema evolutivo muy simplificado (explicación en el texto). CA - Calizas aptienses; CE - Calizas tipo "Eguino" (representadas en la megabrecha); FT - Falla Troya.



Longitud del esquema superior a 30 Kms



Fig. 3.4.—“Conexión” entre los sistemas meridionales y septentrionales.
Explicación en el texto.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los materiales del cuadrante de Beasain pertenecen a la denominada Unidad de Oiz, limitada al Sur por la falla de Bilbao - Alsasua, accidente que separa esta unidad de la de Yurre. El límite norte de la Unidad de Oiz lo constituye el cabalgamiento de Pagoeta, accidente mediante el cual esta unidad se superpone a la "autóctona" de S. Sebastián (figura 4.1.).

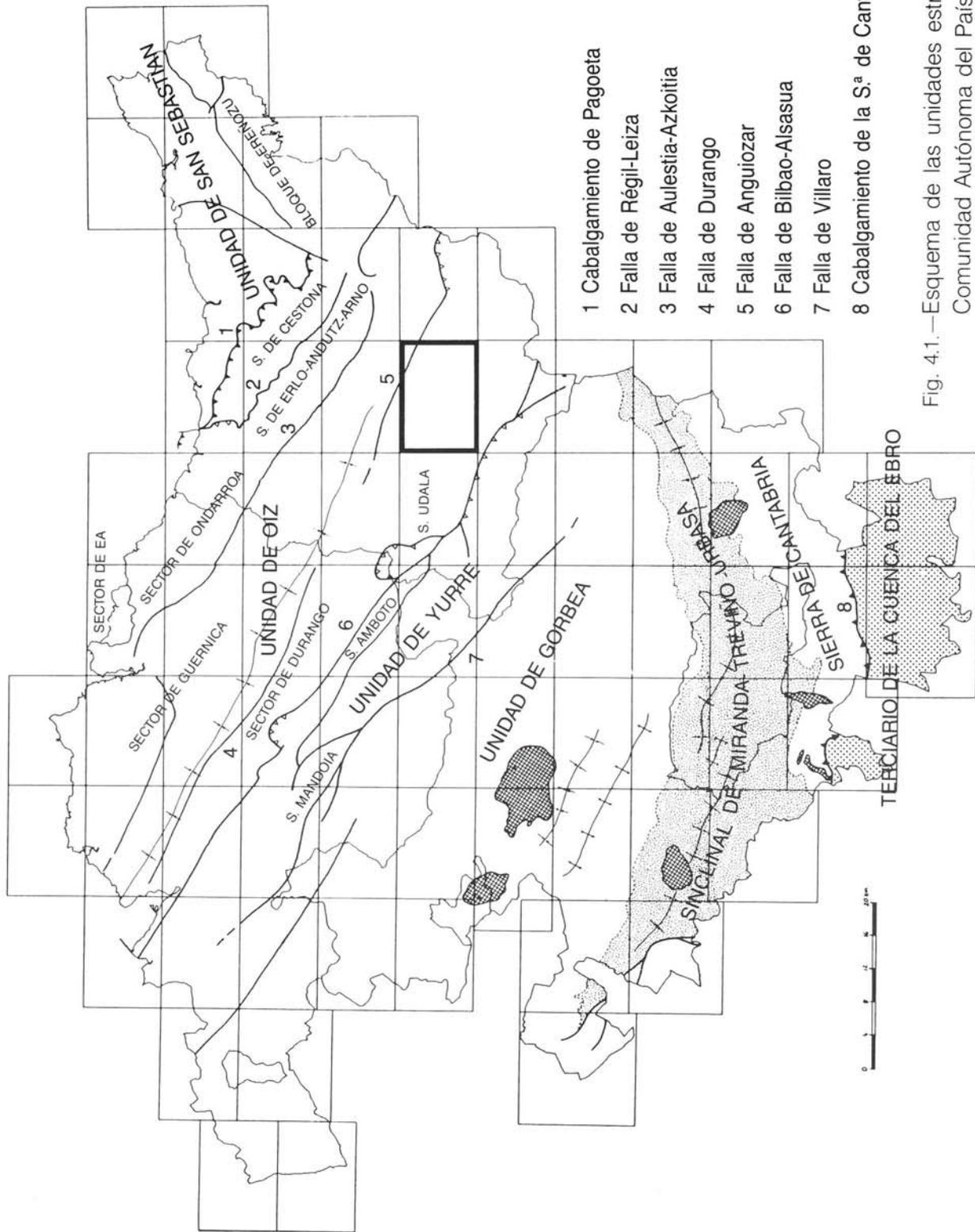
Este capítulo se puede dividir en dos partes: la primera, dedicada a la tectónica sinsedimentaria, y la segunda, dedicada a la fase principal de plegamiento, de edad terciaria (post-eocena).

Los primeros testimonios tectónicos que aparecen en el cuadrante consisten en movimientos halocinéticos de pequeña magnitud durante el Aptiense medio, en la zona del "domo de Mutiloa" (figura 3.3.). Se crea una intumescencia precoz, que prácticamente no tiene reflejo en la sedimentación, exceptuando la formación de pequeñas fallas en el flanco este de la intumescencia (Sistema de Fallas de Troya, en adelante SFT). La intumescencia evolucionará con el tiempo a una mayor asimetría en su flanco oriental, con la formación de un surco perimetral muy pronunciado hacia el Este. En el Albiense medio la intumescencia controlará la potencia de las series (más potentes hacia el Este - surco de Zegama) y modificará el tipo de sedimentación en su entorno hacia el Albiense superior (parte alta), generando un relleno "excepcional" en el surco oriental, ya muy pronunciado (cf. aptdo. de Sedimentología, en lo referente a la "Mega-brecha de Sagu-Soro")

La fase principal de plegamiento heredará todas estas estructuras previas, y aunque no cabe duda de que la intumescencia se ha acentuado en la fase terciaria, tanto el domo, como el SFT, como el sinclinal de Zerain-Mutiloa (figura 4.2.) son estructuras heredadas. El sinclinal de Zerain-Mutiloa fue heredado, lógicamente, del surco previo. Ahora bien, excepto esta "anomalía" local, las directrices y estructuras principales de los materiales son el resultado de una o varias fases principales de plegamiento de edad terciaria (post-eocena).

La fase principal consistirá en un acortamiento generalizado Norte-Sur. Es una tectónica compresiva que configura la cuenca con un dispositivo típico en abanico: tectónica tangencial acusada, con vergencias al Norte, en la zona septentrional; tectónica tangencial acusada, con vergencias al Sur, en la zona meridional, y una amplia zona central con estructuras erguidas y desgarres. Efectivamente, en las hojas situadas al Norte de ésta, como Villabona, Zarautz, Tolosa, se pone de manifiesto una tectónica tangencial muy acusada, que origina grandes pliegues vergentes al Norte, isoclinales en ocasiones, fallas inversas y cabalgamientos, y como resultado: empilamiento de unidades alóctonas. En esta hoja la fase principal de plegamiento origina estructuras por lo general bastante erguidas (1): anticlinal de San Prudencio, sinclinal de Legazpia, anticlinal de Zumárraga (figura 4.2.), con flancos bastante simétricos, y con buzamientos medios de éstos de 45-60°. Las superficies axiales son subverticales o buzando ligeramente al Sur.

(1) Las columnas de sondeos de petróleo realizados al Sur de esta hoja (Sondeos ZEGAMA y AITZGORRI), y un perfil sísmico realizado por ENAGAS, "interpretan para este sector y áreas más meridionales, un empilamiento considerable de unidades alóctonas, de vergencia Norte. Si estas interpretaciones son correctas, las cizallas basales deben estar aquí a gran profundidad, ya que no se manifiestan estructuras asociadas a ellas en la geología de superficie. Estas zonas de cizalla se aproximarían a la superficie hacia la zona de falla de Angiozar-Olaberría, pero se "hundirán" de nuevo por el juego de ésta.



- 1 Cabalgamiento de Pagoeta
- 2 Falla de Régil-Leiza
- 3 Falla de Aulestia-Azkoitia
- 4 Falla de Durango
- 5 Falla de Anguiozar
- 6 Falla de Bilbao-Alsasua
- 7 Falla de Villaro
- 8 Cabalgamiento de la S.ª de Cantabria.

Fig. 4.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

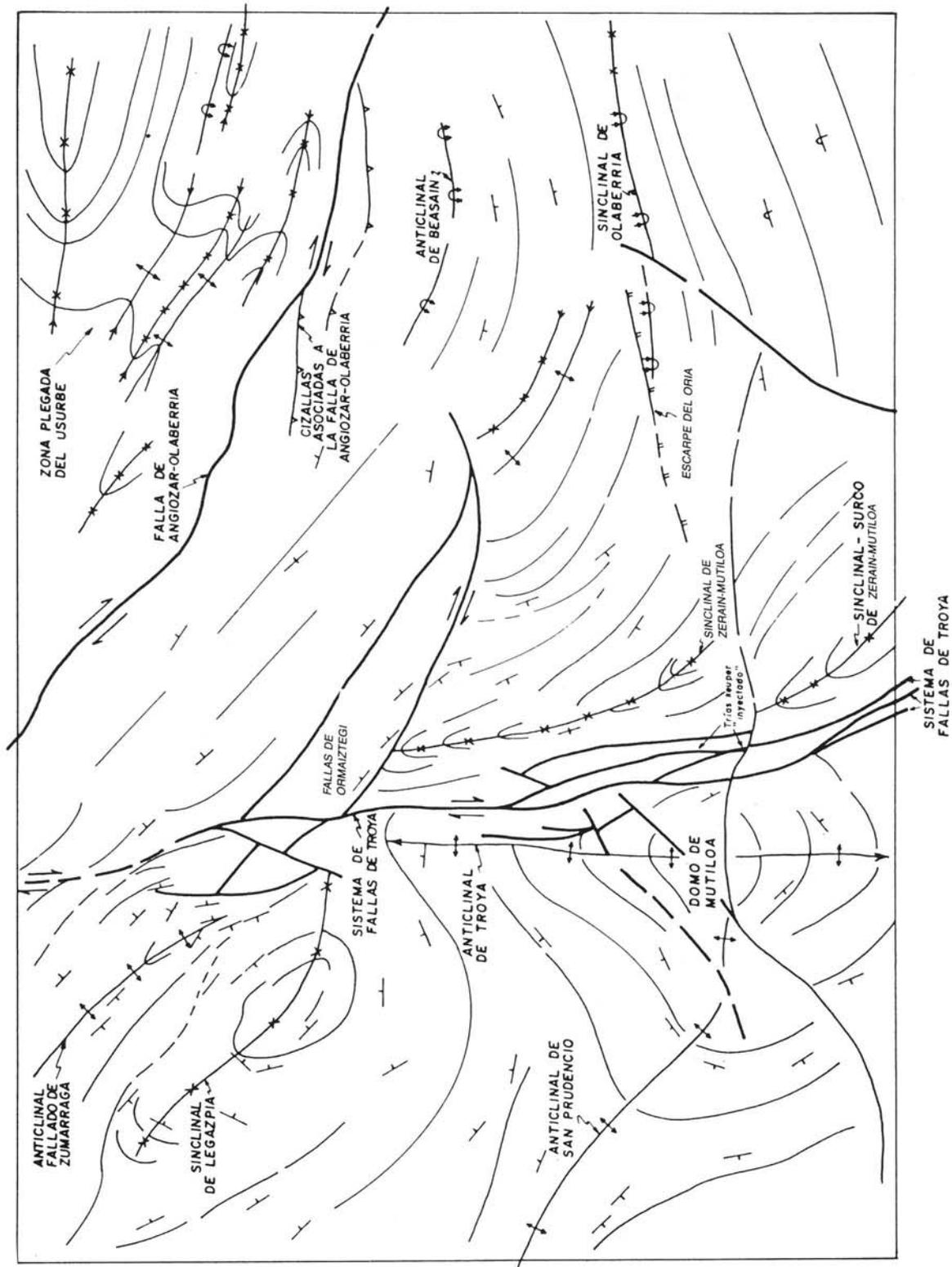


Figura 4.2.—Elementos estructurales del cuadrante de Beasain.

Unicamente hacia la parte más oriental de la hoja se manifiestan estructuras claramente vergentes, que llegan a desarrollar un flanco inverso y una esquistosidad de plano axial, congruente, que buza unos 70 - 80° al Sur. Estas estructuras son el sinclinal de Olaberria y el anticlinal de Beasain.

Al Norte de la falla de Angiozar - Olaberria la deformación de las series es más intensa (figura 4.2. y corte II - II'), con desarrollo de pliegues apretados, de escala hectométrica - kilométrica, de superficies axiales subverticales y con una cierta tendencia a formas o figuras tipo "caja de huevos". Raramente se ha observado en estos pliegues flancos inversos bien desarrollados, excepto en la parte más oriental de la hoja. Estas estructuras pliegan capas deformadas previamente por "buckling", de modo que son algo posteriores (deformación monofásica progresiva).

La esquistosidad (S_1 ó S_p) en la zona plegada del Usurbe es muy intensa y penetrativa, congruente con las estructuras y subvertical o con fuertes buzamientos al Sur. La deformación en esta serie llega a desarrollar "mullions" que evolucionan incluso a "boudinage". En esta serie los pliegues menores asociados son siempre de flanco largo-flanco corto, tipo "Z".

En el extremo noreste de la hoja se ha observado localmente una S_2 , de fractura, subhorizontal, y con un espaciado centimétrico que define "microlitones" con desarrollo local de "kink-bands" de escala decimétrica.

En cuanto a las fracturas (deformación discontinua), se describen las más importantes:

—El "**Sistema de Fallas de Troya**" (SFT) se originó durante el Aptiense medio, en el flanco este del domo (intumescencia entonces) de Mutiloa. Al menos durante todo el Albiense evolucionará hundiendo progresivamente el labio oriental, con la formación de un surco pronunciado. La tectónica terciaria acentuará el carácter

original del SFT, configurándolo tal y como se presenta ahora: un sistema de fallas subverticales, que hundan progresivamente hacia el Este, con un salto en buzamiento total (considerando el sistema), superior a 2.000 metros y con una cierta componente de salto en dirección dextral, del orden de 700 metros como máximo y que disminuye hacia el Norte (obsérvese en la cartografía el desplazamiento del sill básico (19) y más al Sur el desplazamiento del término 9). La apariencia de importante arrastre (kilométrico) que exhiben las capas al Este del SFT está motivada por la disposición original de éstas en el surco perimetral del domo, en su flanco este, subparalelo en origen al SFT, surco que se hereda y que aparece actualmente como un sinclinal.

—La **falla de Angiozar-Olaberria** se manifiesta como un accidente subvertical, que eleva el bloque sur. Provoca una esquistosidad asociada a él, subparalela a la S_p del área, y dos zonas de cizalla vergentes al Norte (fallas inversas). Todas estas estructuras, junto con la zona plegada del Usurbe, son congruentes con una dirección de esfuerzos principales, aproximadamente N 170° E, que confiere a la falla una componente de salto en dirección dextral. La deformación de esta falla se "resuelve" hacia el Este, en el cuadrante de Ataun, en la falla inversa del frente de Aralar.

—Las **fallas de Ormaiztegi** limitan un bloque hundido que permite el afloramiento del techo del Supraurgoniano y la base del Flysch del Cretácico superior (ver corte I - I'). Son cortadas y desplazadas por el SFT (por su último "juego").

Por último, debe mencionarse el "escarpe del Oria" (figura 4.2. y corte II - II'), morfología típica que se puede atribuir al efecto del tectonismo cuaternario (¿actual?), es decir, a neotectónica.

5. PETROLOGIA

En el cuadrante afloran rocas ígneas a tres alturas diferentes en la serie: Trías Keuper, parte alta del Supraurgoniano y base del Cretácico superior.

En el Trías Keuper afloran fragmentos de ofitas, "inyectados" junto con sales triásicas, a favor del sistema de fallas de Troya. Debido al fuerte grado de alteración que tienen resulta muy difícil hacer una descripción detallada de estas rocas.

Las de la parte alta del Supraurgoniano y las del Cretácico superior tienen características petrológicas muy similares, por lo que se describen conjuntamente.

Se trata de rocas intrusivas granudas, de naturaleza básica a ultrabásica (doleritas, picritas, diabasas-leucogabros), que generalmente se disponen paralelas a la estratificación, por lo que pueden clasificarse como "sills". En ocasiones los contactos de los cuerpos con los materiales de caja se encuentran tectonizados, apareciendo filoncillos de cuarzo con diseminaciones de sulfuros (pirita). También pueden presentar pequeñas inclusiones de la roca de caja.

Es frecuente observar en los "sills" una zonación, que se manifiesta por un cambio en el tamaño de grano y en el color. El tamaño de grano aumenta desde los bordes hacia el interior del cuerpo. La zonación por cambio de

color se debe a un cambio composicional, con variación en la proporción leucocratos/melanocratos.

La potencia de estos cuerpos oscila entre 2-20 metros y presentan extensiones laterales del orden de 1.000 o más metros. El situado al Sur de Gabiria alcanza unos 70 metros de potencia, y un desarrollo lateral de 3.000 metros.

En superficie fresca, se presentan como rocas microgranudas de color gris verdoso con abundantes minerales melanocratos (biotita y anfíboles principalmente) y feldespato; sin embargo, es frecuente encontrarlos muy alterados, presentando una disyunción típica en "capas de cebolla", con diaclasas rellenas de óxidos de hierro, calcita, cuarzo con cloritas y epidota, así como pátinas de pirolusita.

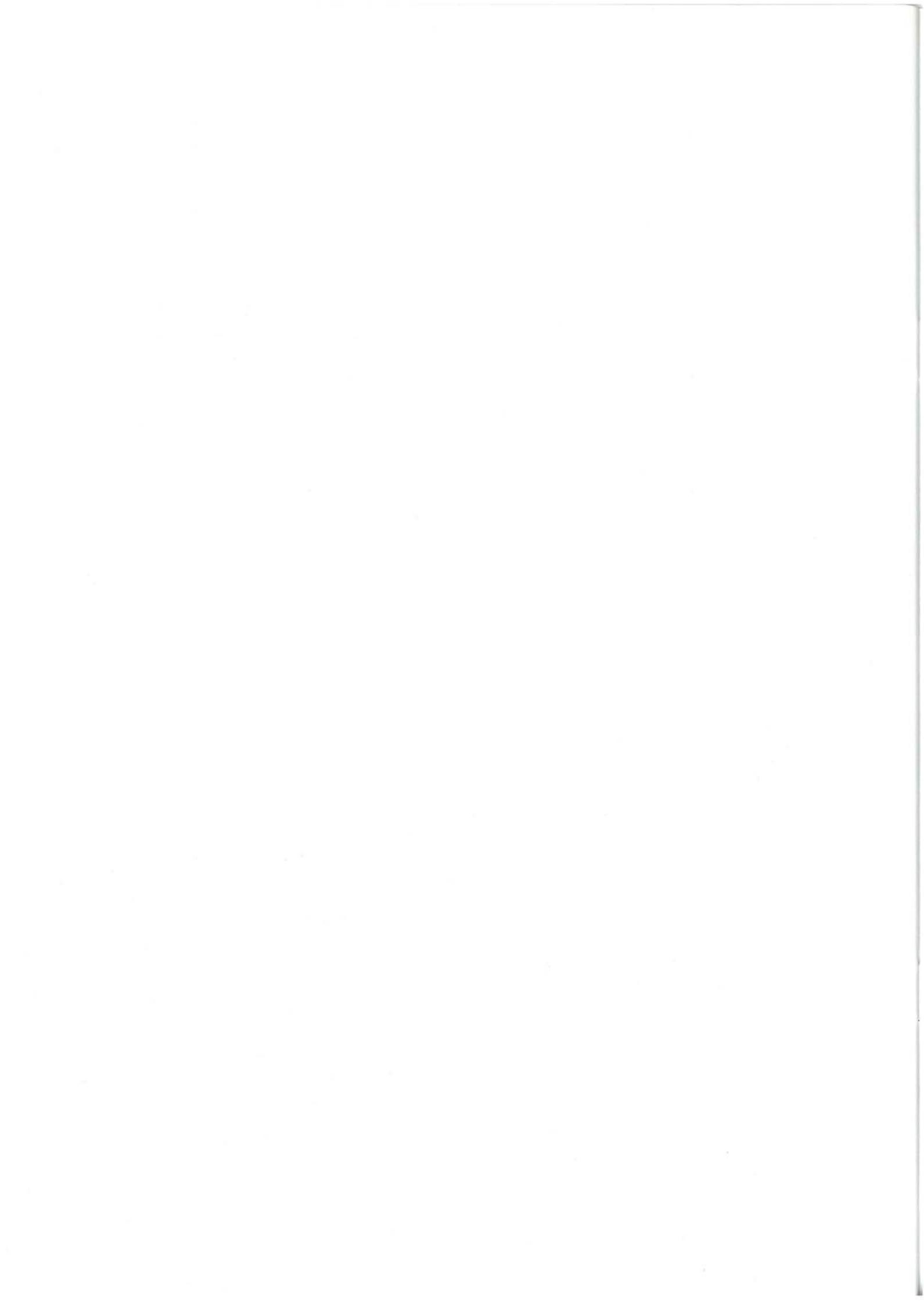
Petrográficamente son diabasas (leucogabros), formadas por plagioclasa y clinopiroxeno como minerales principales, y cuarzo, ortopiroxeno, opacos, apatito, rutilo, etc., como minerales accesorios. Es importante el grado de alteración de la roca, con procesos avanzados de saussuritización de la plagioclasa y una epidotización importante de los melanocratos. Como minerales de alteración aparecen la clorita, epidota, calcita, sericita y biotita.

BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, M.J. (1965).—“Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la cuenca cantábrica”. *Dep. de Pub. del Instituto “Lucas Mallada”*. Vol. XXXI, n.º 1-2, Madrid, 213 pp.
- AGUILAR, M.J. (1971).—“Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la cuenca cantábrica”. *Est. Geol.*, 28, pp. 325 - 334.
- AMIOT, M. (1983).—“Relations entre les trois domaines de sédimentation du Crétacé Supérieur. ” *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, T.9 (vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique. aptdo. 4 d), pp. 169 - 176.
- BOILLOT, G. (1981).—“De la subduction à la collision: l'exemple des pyrénées”. *Bull. BRGM*. I, n.º 2, 1980/1981, pp. 93 - 101, 12 figs.
- BOILLOT, G. y MALOD, J. (1988).—“The North and North-West Spanish Continental Margin: A review”. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, pp. 205 - 316.
- CADEM (1985).—“Estudio hidrogeológico del área de Beasain”. *Euroestudios*. Inédito.
- CAMPOS, J. (1979).—“Estudio geológico del Pirineo Vasco al W del Río Bidasoa”. Tesis Doctoral. *Munibe. Soc. Cienc. Aranzadi* n.º 1-2, 1979, pp. 3 - 139.
- CIEPSA.—“Síntesis de la Cuenca Cantábrica”. Inédito.
- DEREGNAUCOURT, D. y BOILLOT, G. (1982).—“Structure géologique du Golfe de Gascogne”. *Bull. du B.R.G.M.*, 2, 1, 3, pp. 149 - 178.
- DUVERNOIS, C.; FLOQUET, M.; HUMBEL, B. (1972).—“La Sierra d'Aralar. Pyrénées Basques Espagnoles. Stratigraphie. Structure”. *Thèse Inst. Sc. de la Terre. Univ. Dijon*, pp. 1 - 292.
- ECORS - PYRENEES PROFIL TEAM (1988).—“The Ecors deep reflection seismic survey across the Pyrenees”. *Nature*, 333, pp. 508 - 510.
- EGUILUZ, L.; MARTINEZ - TORRES, L.M.; RAMON - LLUCH, R. y ZUAZO, J.A. (1988).—“Deformación y estructuras asociadas en el área de Tolosa (Cuenca vasca)”. *Bol. Geol. y Min.*, XCIX - I, pp. 59 - 64.
- EVE (1987).—“Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas a E/1: 50.000 de Bergara (cuadrante NO y SO) y San Sebastián (cuadrante NO y SO)”. Inédito.
- EVE (1988).—“Investigación geológico-minera a escala 1: 25.000 de las zonas de Irún, San Sebastián y Vera de Bidasoa”. Inédito.

- EXMINESA - MINA TROYA (1989).—“Cartografía geológica del área comprendida entre Mina Troya, Mina de Legorreta y Minas de Aralar”. Informe privado EXMINESA.
- FERNANDEZ MARTINEZ, J. (1989).—“Criterios sedimentológicos en la definición de un área de interés metalogenético en torno a Mina Troya (Guipúzcoa)”. *XII Congreso Español de Sedimentología*. 1989. Simposios, pp. 319 - 329 pp.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. (1986).—“El complejo urgoniano en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao”. Tesis Doctoral, *Univ. País Vasco*, 421 pp.
- FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies pyrénéo - cantabriques”. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Ed. Technip., 48 pp.
- FEUILLEE, P.; PASCAL, A. y RAT, P. (1983).—“Le système deltaïque de Valmaseda (Albien supérieur-Cénomanién inférieur)”. En: *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, tomo 9 “Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique”, pp. 117 - 122. En aptdo. 4: Le Crétacé Supérieur de la zone des flyschs aux plates-formes. Aptdo 4b: Le domaine navarro-cantabrique.
- 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*.
- IGME (1971).—“Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa”, Mem. del IGME, Tomo 79. Madrid, 130 pp.
- IGME (1975).—“Mapa geológico de España E/1: 50.000 (MAGNA). Hoja 88 (VERGARA)”. Mapa y memoria explicativa.
- IGME (1987).—“Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España”. Ed. I.G.M.E., 465 pp.
- ITGE (1989).—“Mapa geológico de España a escala 1: 200.000. Hoja n.º 12 (BILBAO)”. Mapa y memoria explicativa.
- INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE, ED (1983).—“Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique. “*Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, Vol. 9 DIJON, 191 pp.
- LAMOLDA, M.; MATHEY, B.; ROSSY, M. y SIGAL, J. (1983).—“La edad del volcanismo en Vizcaya y Guipúzcoa”. *Est. Geol.*, 39, pp. 151 - 155.
- MATHEY, B. (1983).—“Le système des flyschs calcaires”. En “Vue sur le Crétacé basco-cantabrique...” *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 9 pp. 83 - 96.
- MATHEY, B. (1983).—“Le système des flyschs gréseux”. En “Vue sur le Crétacé basco-cantabrique...” *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 9 pp. 97 - 106.
- MATHEY, B. (1986).—“Les Flyschs Crétacé supérieur des Pyrénées Basques”. Tesis Doctoral. Univ. de Bourgogne, 403 pp.
- OLIVE, A.; AGUILAR TOMAS, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; RAMIREZ MERINO, J.I. (1984).—“Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la C. Cantábrica. *I Congreso Español de Geología*. Tomo I, pp. 53 - 65.

- PLAZIAT, J.C. (1981).—“Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe” *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36, pp. 363 - 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”. *6th Eur. Reg. Meet. of Sedimentology I.A.S. Lleida*.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)”. Tesis Doctoral. Ed CIEPSA, Madrid, 2 tomos.
- RAT, P. (1959).—“Les Pays Crétacés Basque-Cantabriques (Espagne)”. *Thèse Fac. Sc. Publ. Univ. Dijon*, XVIII, 525 pp.
- RIAZA MOLINA, C. (1984).—“De la importancia de las fallas N20 en la creación del Golfo de Vizcaya”. Estudio de detalle del Arco Santanderino. *I Congreso Español de Geología*. Tomo III, pp. 265 - 278.
- ROBLES, S.; PUJALTE, V. y GARCIA MONDEJAR, J. (1988).—“Evolución de los sistemas sedimentarios del margen continental cantábrico durante el Albiense y Cenomaniense, en la transversal del litoral vizcaino”. *Rev. Soc. Geol. de España*, 1, 3-4, pp. 409 - 441.
- VOORT, H.B. (1964).—“Zun Flysch problem im den west pyrenäen”. *Geol. Rundsch*, 53, pp. 220 - 233.



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA