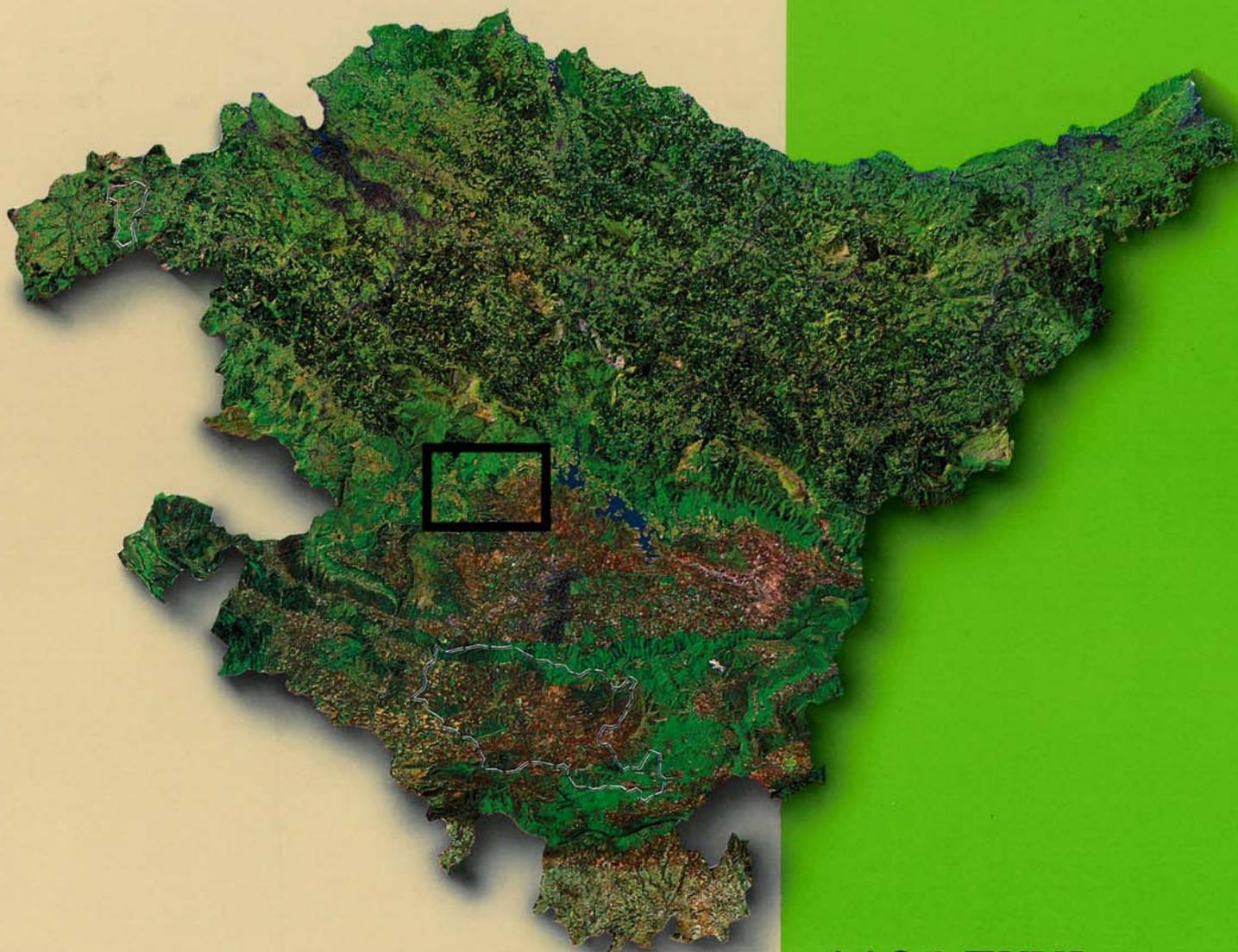




EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



112-I ZUYA

E: 1/25.000



**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

112-I ZUYA

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-1164-92

I.S.B.N.: 84-88302-61-4

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

INGEMISA

- A. Arriola Garrido
- E. Eguiguren Altuna
- I. García Pascual

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1988.

INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. TRIASICO	11
2.2. JURASICO	13
2.3. CRETACICO INFERIOR.....	13
2.3.1. Calizas urgonianas y facies asociadas.....	13
2.3.2. Complejo Supraurgoniano. Formación Valmaseda.....	14
2.4. CRETACICO SUPERIOR.....	16
2.4.1. Alternancias Cenomanienses.....	16
2.4.2. Serie de Orduña.....	18
2.4.2.1. Calizas turonienses.....	19
2.4.2.2. Alternancias senonienses.....	19
2.4.2.3. Calizas de Orduña.....	20
2.4.3. Serie del monte Oro.....	21
2.5. Terciario.....	21
2.6. Cuaternario.....	23
3. SEDIMENTOLOGIA	25
3.1. CICLO ALBOCENOMANIENSE (Supraurgoniano).....	26
3.2. CICLO CRETACICO SUPERIOR (Cenomaniense medio - Campaniense).....	30
3.2.1. Distribución secuencial.....	30
3.2.2. Esquema evolutivo general en el Cretácico superior.....	36
3.3. CICLO NEOGENO (Mio - Plioceno ?).....	36
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	39
5. PETROLOGIA IGNEA	43
BIBLIOGRAFIA	45

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Zuya a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 112 del Mapa Topográfico a escala 1:50.000 (Vitoria).

Se encuentra situado al norte del territorio histórico de Alava. Las características morfológicas son las propias de un país montañoso, especialmente en su zona norte, donde se sitúan las estribaciones de la sierra del Gorbea. La topografía se suaviza hacia el sur, donde se encuentran las zonas alomadas de Murguía.

Las cotas más elevadas se sitúan en las faldas del monte Gorbea, donde se superan los 1.000 metros. Destacan también el monte Oro (895 metros) y los altos de Armikelo (887 metros), La Llana (866 metros) y Txintularre (845 metros). Los cursos de agua más importantes

son los ríos Bayas, Subialde y Osegane, junto con la multitud de arroyos que descienden de la sierra del Gorbea. Los núcleos de población son de tamaño reducido, agrupándose en dos términos municipales: Zuya y Cigoitia.

El cuadrante engloba materiales de edad triásica, jurásica, cretácica y terciaria. Geológicamente se sitúa en la Cordillera Vasco - Cantábrica, y la estructuración presente es concordante con la observada a nivel regional: si bien, en el ámbito exclusivo del cuadrante, se pone de manifiesto un giro de las directrices de oeste a este: N 120, N 50, N 90 y nuevamente N 110. Esta inflexión puede estar originada, entre otras causas, por la interferencia del diapirismo de Murguía.

2. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios paleogeográficos y tectoestratigráficos se han diferenciado, en las zonas más próximas a este cuadrante, varias unidades separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional (figura 2.1). Esta distinción de unidades ha permitido una mayor diferenciación de términos geológicos, y evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un cierto comportamiento tectosedimentario diferencial durante la sedimentación.

En este cuadrante únicamente está representada la Unidad de Gorbea.

Destaca, también en el cuadrante, la presencia de materiales salinos del Trías Keuper, que perforan diapíricamente la sucesión de sedimentos y que se consideran por esta razón al margen de las unidades, junto con los materiales jurásicos asociados al diapiro de Murguía.

A continuación se describirán los materiales aflorantes en el cuadrante, de más antiguo a más moderno.

2.1. TRIASICO (1 y 2)

El Trías aflora en forma diapírica en el sector de Murguía (al suroeste del cuadrante).

El diapiro de Murguía presenta una geología más complicada que el de Orduña, situado en el cuadrante adyacente; son frecuentes las escamas de materiales cretácicos en sus bordes, y en su interior afloran numerosos testigos de materiales profundos, constituidos entre otros por calizas jurásicas. Recubriendo estas facies se conservan aún materiales detríticos neógenos (posiblemente miocenos), así como depósitos cuaternarios.

Las facies salinas son similares en ambos diairos, se trata de **arcillas varioladas y evaporitas** (1). Las arcillas son plásticas, de colores rojizos, verdosos y blancos, que incluyen yesos (así como posiblemente sales no aflorantes). Suelen observarse también cristales bipiramidales de cuarzo.

Dentro de la facies Keuper suele ser común la existencia de masas ofíticas; las **ofitas** (2) aflorantes en el diapiro forman pequeñas colinas redondeadas. Generalmente se encuentran en avanzado estado de alteración. Cuando se observa la roca fresca, ésta presenta colores verdes oscuros con algunos brillos de sulfuros dispersos. Está fuertemente diaclasada, y en las superficies de fractura suelen desarrollarse mineralizaciones de epidota.

En el diapiro de Murguía es muy frecuente encontrar enclaves de materiales del Cretá-

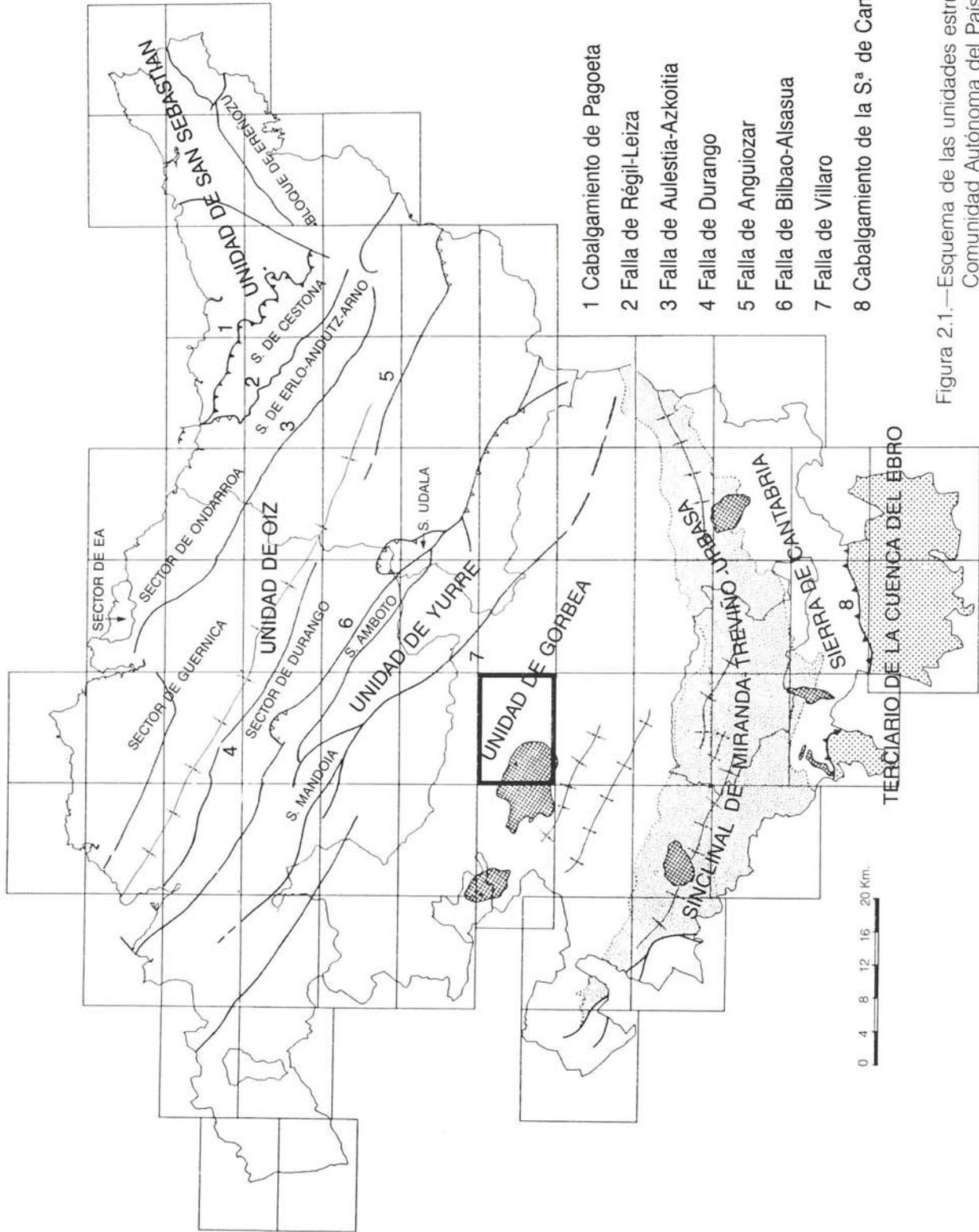


Figura 2.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

cico superior más o menos tectonizados. En algunos puntos, debido a la concentración de pequeños enclaves, el Trías adquiere un aspecto brechoide.

Asociados al diapiro, también son comunes los procesos de silicificación parcial, así como mineralizaciones de Pb - Zn, Fe y asfalto, tanto en los bordes diapíricos como en los enclaves.

2.2. JURASICO (3 y 4)

Dentro de los afloramientos triásicos aparecen diseminados, en mayor o menor medida, cantos y bloques de **calizas y dolomías oquerosas** (3). Por su aspecto pueden corresponder a "carniolas" del Rethiense. Son rocas en un avanzado estado de alteración, al menos en superficie. Comúnmente presentan texturas brechoides, con numerosas cavidades de disolución.

Otro tipo de enclaves de edad jurásica, menos frecuentes, corresponden a **calizas tabeadas y margas** (4). En los puntos donde la tectonización permite observar la roca sana, se presentan como una alternancia en bancos decimétricos bien definidos, de calizas, en parte dolomitizadas, y margas arenosas oscuras.

Estos materiales se observan estratigráficamente a techo de los ya descritos como (3), por lo que se les supone de edad liásica.

2.3. CRETACICO INFERIOR

2.3.1. Calizas urgonianas y facies asociadas (5 a 7)

En este cuadrante afloran tan sólo los niveles terminales del gran litosoma calcáreo de Itxina - Gorbea (cuadrante 87-III, Gorbea). Están

constituidos por calizas arrecifales y paraarrecifales, en diversas facies, e intercalaciones terrígenas englobadas en las mismas. De más antiguo a más moderno, aparecen los siguientes términos:

Calizas estratificadas en bancos decimétricos a métricos, con corales y rudistas

(5). Constituyen el cuerpo principal del sector sureste de las calizas de Gorbea. A medida que se avanza hacia el sureste, las facies calcareníticas van haciéndose mayoritarias sobre las biostrómicadas y/o biohémicas, sin embargo, se mantienen en general las características externas de la estratificación. Las facies no calcareníticas son las clásicas urgonianas para este término; constan de biostromos con textura mayoritariamente fangosoportada y componentes bioclásticos finos (orbitolinas, algas) y gruesos (corales, rudistas, ostréidos, etc.).

La biofacies está compuesta principalmente por rudistas (requiénidos, radiolítidos y monopléuridos); corales ramosos y masivos; ostréidos, orbitolinas, algas, equinodermos, braquiópodos, gasterópodos, lamelibranquios, espongiarios, miliólidos y otros foraminíferos.

Intercalados a techo del cuerpo calizo principal, aparecen niveles métricos de **areniscas y/o lutitas** (6).

Litológicamente están constituidos por areniscas de grano fino a medio, de características texturales variables según su posición en la serie. Lo mismo ocurre con las lutitas englobadas en este término. Como norma general, puede decirse que las areniscas predominan en el noroeste (dentro del cuadrante de Gorbea) y las lutitas en el sureste.

Toda la serie caliza, con sus intercalaciones, acabaría siendo, después de restituir la tectónica, equivalente lateral del techo de la serie de Pagomakurre y del muro del Complejo Supraurgoniano (formación Valmaseda).

Las **calizas impuras** (7) responden litológicamente a caracteres similares a las del término (5), si bien, a la textura calcarenítica se añaden elementos terrígenos (margo-arenosos) que determinan su impureza. Están situadas en el tránsito entre las calizas (5) y la base de la formación Valmaseda, representada en su contacto por un término alternante de areniscas y lutitas.

2.3.2. Complejo Supraurgoniano. Formación Valmaseda

Sobre los materiales urgonianos y posiblemente en paso lateral con parte de los mismos, se dispone un conjunto detrítico formado por alternancias de areniscas y lutitas en mayor o menor proporción, que aflora en todo el tercio norte del cuadrante.

Se trata de materiales depositados por la progradación de un abanico deltaico de gran magnitud. En los cuadrantes de Llodio, Amurrio y Gorbea las potencias de la formación oscilan entre 4.000 y más de 5.000 metros. Es en estos cuadrantes donde se aprecia con claridad la discordancia, por solapamiento, de los términos basales de la formación, sobre el relieve que formaba el techo de las calizas de Itxina - Gorbea.

Dentro de este conjunto detrítico se han diferenciado en cartografía los siguientes términos:

Areniscas y lutitas (8). Es un término que se ha definido para aquellos tramos en los que las areniscas y las lutitas aparecen en proporciones similares sin un dominio claro de ninguna de las dos litologías. En general se presentan como intercalaciones decamétricas a hectométricas en la serie.

Las areniscas están compuestas por granos de cuarzo de tamaño arena fina a media o incluso gruesa, con algo de feldespa-

to (más blanquecino); mica blanca relativamente abundante, y materia orgánica (tallos y restos vegetales parcialmente transformados en carbón). Los granos están cementados por sílice y ocasionalmente por carbonato. Se encuentran bien estratificadas en bancos polifásicos del orden de 1 metro, con laminación paralela y cruzada debida a "ripples". Los niveles más gruesos presentan tonalidades más claras, entre grises y pardo-amarillentas.

Las lutitas están compuestas por materiales detríticos de tamaño de grano fino (limo o arcilla). En corte fresco ofrecen coloraciones oscuras, muy características, debido generalmente a la abundancia de materia orgánica o derivados de la misma. Esta puede hallarse dispersa en la roca, o formar niveles milimétricos-centimétricos (ocasionalmente decimétricos). Gran parte de ella se encuentra en avanzado estado de transformación, apreciándose a simple vista las zonas carbonosas (generalmente en forma de vitrinita). También se aprecian sulfuros dispersos o concentrados en pequeños nódulos que al meteorizarse, y debido a los procesos de oxidación, confieren a la roca tonalidades rojizas, muy peculiares.

La característica diferenciadora del término es la alternancia de litologías en bancos polifásicos de potencias cercanas al metro, y no sólo en estratos más finos (centi a decimétricos), como es la norma en cuadrantes situados al norte o noroeste (Amurrio, Llodio, Gorbea, etc.).

Areniscas y areniscas conglomeráticas (9). Se definen así aquellos tramos en los cuales se observa un claro dominio de esta litología sobre los detríticos de grano fino. Son cuerpos plano-paralelos de espesor hectométrico en la base de la formación (areniscas de Gorbea y Oketa). En la parte alta, intercalados en los términos lutíticos, aparecen niveles de potencias métricas (a veces exagerados en cartografía), que pueden desaparecer lateralmente.

Las areniscas que forman estos términos están compuestas por granos de cuarzo de tamaño arena fina a media (llegando localmente a ser microconglomerados), con algo de feldespatos (más blanquecino), mica blanca y materia orgánica (tallos y restos de vegetales parcialmente transformados en carbón). Los granos son redondeados a subredondeados, y están cementados por cemento silíceo y ocasionalmente carbonatado. En muestra no alterada presentan coloraciones grises a blancas. La oxidación de las menas dispersas tiñe la roca con tonalidades rojizas y amarillentas.

Las estructuras sedimentarias son más o menos frecuentes según las zonas, estando concentradas en los estratos de los niveles basales de la serie. Los estratos más potentes y de grano más grueso son generalmente masivos.

Están bien estratificadas y forman barras con potencia métrica a partir de varios estratos, a veces anastomosados, de gran continuidad lateral. Las intercalaciones lutíticas son frecuentes aunque minoritarias dentro del conjunto.

Dentro de estos términos son frecuentes las intercalaciones de niveles conglomeráticos en bancos decimétricos, formados por cantos subredondeados de cuarcita inmersos en una matriz arenosa.

Conglomerados (10). Dentro de los términos más arenosos (9) de la formación Valmaseda han sido diferenciados algunos de los niveles conglomeráticos en base a su potencia o entidad cartográfica. Son niveles de ortoconglomerados de potencias centimétricas-decimétricas, con poca continuidad lateral, interestratificados en tramos métricos de areniscas. Están formados por cantos subredondeados de cuarcita, de tamaño centimétrico, inmersos en una matriz arenosa.

Argilitas y/o limolitas (11). Se definen así aquellos términos con un claro predominio

de las granulometrías finas. Se sitúan sobre todo a techo de la serie (correspondiente al Cenomaniense inferior), donde presenta potencia hectométrica.

En estos materiales, el componente argilítico es escaso respecto al limolítico. El tamaño de grano llega ocasionalmente, en algunos puntos, incluso a arena muy fina, siendo su proporción variable. Muestran colores oscuros y tienen abundante mica blanca detrítica dispersa por la roca, así como sulfuros (pirita) y materia orgánica.

Estas lutitas están mal clasificadas, presentando una laminación grosera. La estratificación está marcada por los nivelillos minoritarios de arenisca o por la alineación de septarias o de nódulos carbonatados característicos de estos tramos. Estos nódulos con frecuencia tienen su núcleo ferruginizado.

En estos términos se han detectado (sobre todo a techo) intercalaciones calcáreas de potencia métrica, algunas de las cuales son cartografiables. Estas **calizas arrecifales y/o calizas arenosas (niveles de abandono)** (12), que pueden llegar a tener potencia métrica, presentan con frecuencia abundante fauna de corales, rudistas, orbitolinas y pequeños bivalvos, así como frecuentes texturas calcareníticas. Litológicamente pueden variar desde una calcarenita bioclástica hasta una caliza muy arenosa. La organización litológica que presentan es muy variable, pudiendo aparecer como simples bancos de caliza masiva o estratificada, o bien como cuerpos calcáreos en los que se intercalan estratos más o menos potentes de caliza arenosa o arenisca. Se encuentran así mismo, niveles silicificados o intensamente dolomitizados.

En los alrededores del diapiro de Murguía se encuentran los niveles de calcarenitas intercalados en una serie lutítico-areniscosa.

2.4. CRETACICO SUPERIOR

Con este nombre (RAT, 1.959) se denomina el complejo de materiales de plataforma carbonatada comprendidos entre las diversas formaciones terrígenas del Complejo Supraurgoniano (en este caso la formación Valmaseda) cuyo techo se sitúa en el tránsito entre Cenomaniense inferior y medio, y la base de los tramos calizos paleocenos o, en su caso, de los conglomerados terciarios.

Está formado por rocas carbonatadas que constituyen un conjunto alternante a pequeña y gran escala. Ocupa prácticamente el tercio suroriental del cuadrante.

Dentro del área del cuadrante, los materiales del Cretácico superior pueden dividirse en dos grupos (figura 2.2):

I.— “Alternancias cenomanienses” (Cenomaniense superior); potencia oscilante, alrededor de los 150 metros.

II.— “Serie de Orduña”, que abarca materiales desde el Turoniense inferior hasta, como mínimo, el tránsito Santoniense-Campaniense. El límite superior puede resultar más alto al completarse el esquema cronoestratigráfico con los cuadrantes adyacentes.

Dentro de la serie de Orduña se definen tres elementos: calizas turonienses (Turoniense inferior y medio), calizas de Orduña o de Subijana (Coniaciense inferior-medio), que quedan perfectamente definidas en los cuadrantes contiguos de Orduña y Foronda; y un conjunto de alternancias entre margas, margocalizas, calizas margosas, micritas y calcarenitas. A este conjunto estratigráfico se le denominará alternancias senonienses, ya que

abarca al menos dos pisos de dicho período, así como el Turoniense superior (en otras áreas abarca el lapso Coniaciense - Campaniense medio). Las potencias mínimas (no aflora el límite superior) oscilan alrededor de 450 metros en el área sur del cuadrante.

Las calizas de Orduña han evolucionado lateralmente hacia el este, siendo sustituidas en este cuadrante por sus equivalentes de la parte media de las alternancias.

La porción de serie situada bajo las calizas arrecifales del monte Oro puede constituir la parte superior de las alternancias, ya que ha sido datada como Campaniense y está coronada por calizas del Campaniense alto y por areniscas maastrichtienses. Sin embargo, al estar aislada por afloramientos triásicos del resto de la sucesión, y faltar el tránsito lateral y vertical entre ambos elementos, se describirá aparte.

2.4.1. Alternancias Cenomanienses

Se corresponden con el denominado “flysch de bolas” (CIRY y MENDIZABAL, 1.949), de edad Cenomaniense superior - Turoniense basal, y con la parte alta de la formación Arceniega de AMIOT (1.982). Afloran en la carretera Murguía - Zárata y en los resaltes topográficos situados al sureste de Etxaguen.

La combinación litológica mayoritaria en este conjunto puede describirse como una alternancia irregular de margocalizas o calizas nodulosas y margas o limolitas (15). Dentro de esta facies general, la abundancia relativa de sus componentes varía considerablemente, según la localización, vertical u horizontalmente. Esto lleva a definir, además de la facies general, otros cinco términos que se han diferenciado en cartografía y que se

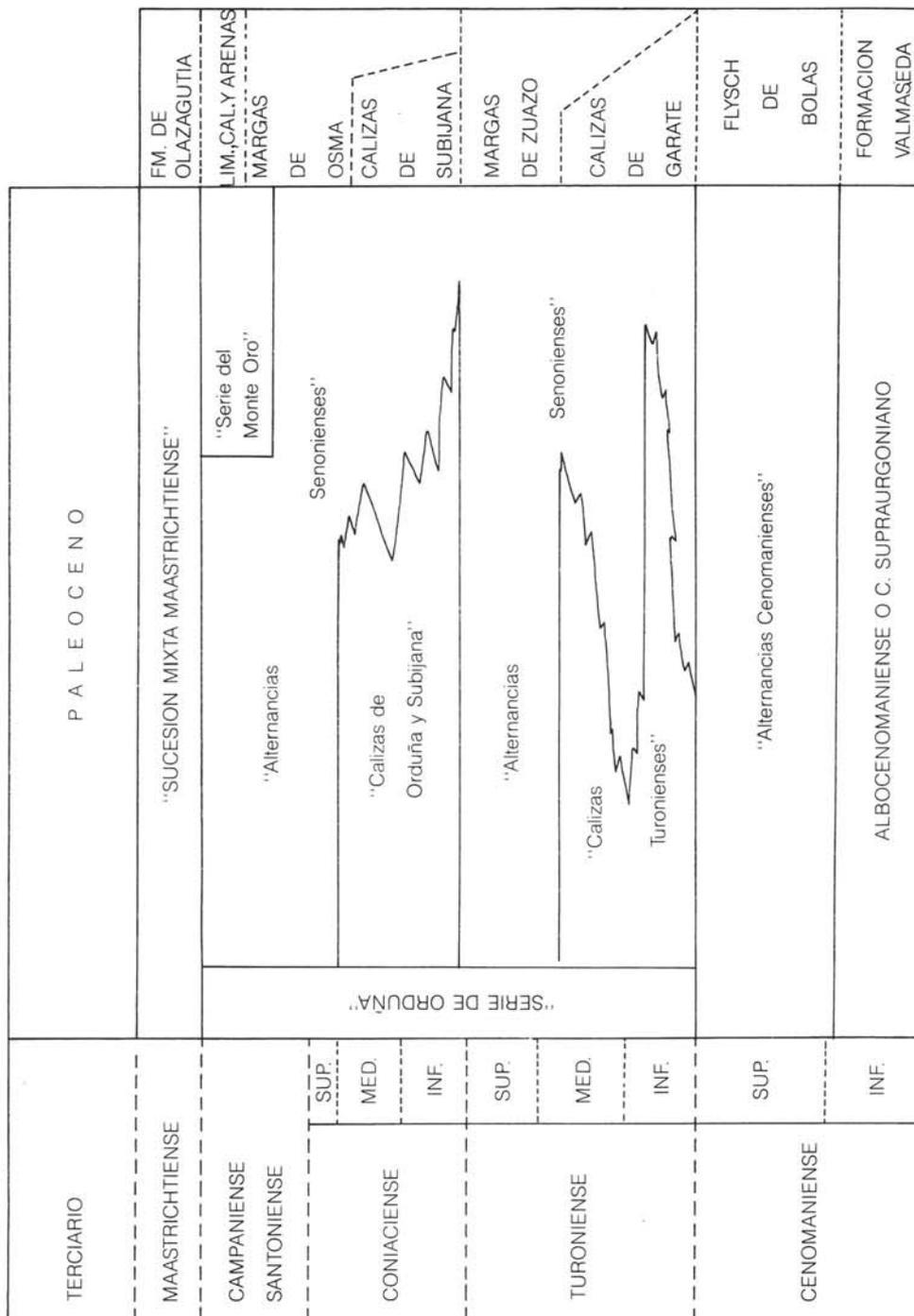


Figura 2.2.—Distribución de los elementos estratigráficos descritos en el texto, para el Cretácico superior.

describen a continuación según la sucesión que aparece en el cuadrante.

Limolitas carbonatadas y calcarenitas

(13). Alternancia irregular de limolitas calcáreas arenosas oscuras y lentejones centimétricos o decimétricos y discontinuos de calcarenitas y calcirruditas arenosas y micáceas. Los bancos limolíticos pueden alcanzar varios metros de potencia.

Este término presenta una continuidad lateral limitada: hacia el oeste desaparece por falla, mientras que por el este pasa lateralmente al término que se describe a continuación.

Limolitas carbonatadas. Ocasionalmente niveles calcáreos (14). Término esencialmente limolítico en el que se intercalan irregularmente finos estratos centimétricos de caliza o margocaliza nodulosa.

Su potencia va aumentando progresivamente hacia el este hasta constituir la facies mayoritaria en las alternancias.

Alternancia irregular de margocalizas o calizas nodulosas y margas o limolitas (facies indiferenciada) (15). Se trata de la facies general y mayoritaria dentro de las alternancias, compuesta por la combinación irregular de las litologías citadas. En cuanto al contenido faunístico se puede destacar: *Rotalipora appenninica* O. RENZ, *R. cushmani* MORROW, *R. deecke* FRANKE, *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI, *Dicarinella difformis* GANDOLFI.

Areniscas calcáreas y limolitas (16). Término predominantemente arenoso formado por estratos centi a decimétricos de areniscas calcáreas, laminadas, micáceas, de granulometría variable hasta microconglomerado, entre los que se intercalan niveles limolíticos. Se observa estratificación cruzada de bajo ángulo, y ocasionales fragmentos de bivalvos. En el área de la ermita de San Bartolomé de

Manurga, las areniscas pierden su carácter carbonatado en la base de la sucesión, transformándose en arenisca silíceas. La decalcificación confiere a la roca localmente tonos rojizos.

Es destacable su escasa potencia (máximo 25-30 metros) frente a su extensión lateral, superior a los 8 kilómetros dentro del cuadrante.

Alternancia regular de calizas y margas en bancos centimétricos (17). Se trata de una alternancia regular de estratos netos, escasamente nodulosos, de potencias centimétricas y predominio calcarenítico. Los bancos duros aparecen en porcentajes inferiores al 30%.

Calizas, calizas brechoides y margas (18). En paso lateral con las facies más calizas de las alternancias cenomanienses y sobre todo a techo de este conjunto, pueden individualizarse en algunos puntos (sureste de Manurga) unos tramos caracterizados por la potencia decimétrica - métrica de sus estratos calizos (calcarenitas), alguno de los cuales puede presentar características brechoides. En estos tramos se intercalan niveles decimétricos de margas o incluso limolitas calcáreas.

En el borde sureste del diapiro de Murguía se sitúan, a esta altura de la serie, varios niveles de calizas y calizas brechoides. Se trata de calcarenitas y brechas sinsedimentarias de cantos de calcarenita con formas de adaptación entre sí (lo que implica un depósito en condiciones anteriores a la litificación), inmersos a su vez en una matriz también calcarenítica. Los bancos brechoides presentan potencia métrica, y están separados por tramos margosos y margocalizos de espesor similar.

2.4.2. Serie de Orduña

Abarca las formaciones del Valle de Mena, tránsito lateral de Ribera Alta y Las Losas de AMIOT (1.982).

2.4.2.1. Calizas turonienses

Sobre el conjunto anterior se deposita otro cuya característica general es la de formar una **alternancia regular de calizas laminadas, margocalizas y margas en bancos decimétricos a métricos** (19), denominada habitualmente "calizas turonienses".

La apariencia de la serie es la de estar fraccionada en bancos alternantes (en ocasiones hasta métricos) de caliza masiva y marga o margocaliza menos resaltante. El examen en detalle de los bancos duros pone de relieve su división en estratos más finos, decimétricos, con contactos netos en general.

La característica principal de este tramo es su desaparición gradual hacia el este, donde está representado sólo localmente por un nivel discontinuo de potencia métrica, mientras que en el cuadrante contiguo de Orduña alcanza entre 80 y 130 metros.

Los afloramientos principales se encuentran en el margen sureste del diapiro de Murguía y en los alrededores de Cestafe y del monte Eribe. En cuanto al contenido faunístico se puede citar: *Rotalipora appenninica* O. RENZ, *R. cushmani* MORROW, *R. deecke* FRANKE, *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI, *Dicarinella difformis* GANDOLFI.

2.4.2.2. Alternancias senonienses

Esta sucesión se desarrolla con su máximo intervalo cronoestratigráfico en la transversal de Gopegi.

Es una serie que en el oeste (cuadrante de Orduña) queda comprendida entre los resaltes principales, quedando solamente algunos afloramientos residuales sobre las calizas de Orduña. Estos resaltes de referencia desaparecen progresivamente hacia el este,

dentro del presente cuadrante. En consecuencia, el límite superior de las alternancias se eleva hasta por encima de los equivalentes laterales de las calizas de Orduña, situando su techo (dentro de la zona de estudio) al menos en el Santoniense superior.

La sucesión constituye un conjunto de alternancias entre margas, margocalizas, calizas margosas, micritas y calcarenitas. Estas litologías se combinan de forma que originan, en el ámbito del Cretácico superior de toda la zona de trabajo, hasta seis facies de contenido carbonatado creciente, diferenciables en cartografía. Dichas facies se intercalan entre sí con frecuentes pasos laterales, originando series diferentes en las transversales de Zaitegi-Letona o Cestafe-Buruaga. A continuación se describen los términos de la sucesión en el orden cronológico en que van apareciendo en la sucesión estratigráfica compuesta.

Alternancia de margocalizas y calizas

(20). Es la facies volumétricamente más representativa en la base de la sucesión, donde se sitúa directamente sobre el techo de las alternancias cenomanienses. Hacia el este su techo alcanza horizontes cronoestratigráficos sucesivamente más altos, englobando un reducido nivel calcáreo, único testimonio de las calizas turonienses. Este término gana componente carbonatado hacia el oeste, al tiempo que aumenta la potencia de los niveles duros. Litológicamente es una margocaliza rítmicamente enriquecida en carbonato, con abundantes niveles calcareníticos.

La potencia máxima del término puede superar los 250 metros. Como afloramiento representativo, puede citarse el de la autovía de Vitoria-Gasteiz entre Murguía y Letona. El contenido micropaleontológico más significativo es el siguiente: *Marginotruncana cf. pseudolinneiana* PESSAGNO, *M. cf. coronata* BOLLI, *M. cf. schneegansi* SIGAL, *M. cf. sigali* REICHEL, *M. cf. renzi* GANDOLFI, *M. cf. tafadyensis* LEHMANN, *Dicarinella cf. imbricata* MORNOD,

Dicarinella sp. Esta asociación data un rango de edad que va desde el Turoniense superior al Coniaciense medio.

En el "Estudio geológico de la provincia de Alava", IGME (1.972) se dice que se trata de biomicritas del Coniaciense que contienen: *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *P. sphaerica* (KAUFMANN), *Rugoglobigerina* sp., *Cytherella ovata* (ROEMER), *Cythereis* sp., *Pterigocythereis* sp., *Globotruncana lapparenti* BOLLI, *G. lapparenti coronata* BOLLI, *G. lapparenti tricarinata* QUEREAU, *G. sigali* REICHEL y pequeños rotálidos.

Alternancia de calizas laminadas y margocalizas compactas (21). Es una facies litológicamente similar al término (20), aunque con mayor presencia de carbonato. Se sitúa como tránsito vertical y parcialmente lateral a las facies calcáreas del Coniaciense superior o como intercalaciones dentro de ellas. Los espesores son muy variables, pudiéndose hablar en general de potencias situadas entre pocas decenas y la centena de metros.

La nitidez de la estratificación depende en gran medida de las condiciones de afloramiento y de la meteorización que afecte a estas alternancias.

Como corte tipo, se puede señalar también el de Murgía-Letona.

Margocalizas (masivas y estratificadas) (23). Término exclusivamente margocalizo, que se encuentra representado en el mismo corte que el anterior. Litológicamente consta de una alternancia aparente de estratos duros y blandos, si bien la naturaleza de ambos es muy similar, siendo la cantidad de carbonato una diferenciación de origen diagenético. Localmente, esta diferenciación entre estratos es mínima, adquiriendo la roca un aspecto masivo.

El contenido micropaleontológico más significativo es el siguiente: *Marginotruncana*

pseudolinneiana PESSAGNO, *M. renzi* GANDOLFI, *M. paraconcavata* PORTHAULT, *M. cf. sigali* REICHEL, *M. sinuosa* PORTHAULT, *Dicarinella imbricata* MORNOD, *Hedbergella gr. simplex* MORROW, *H. flandrini* PORTHAULT, Esta asociación faunística da una edad Turoniense superior - Coniaciense inferior.

2.4.2.3. Calizas de Orduña

Equivalen a la formación Ribera Alta de AMIOT (1.982).

En los cuadrantes adyacentes son un elemento de diferenciación geomorfológica de primer orden, debido al resalte que originan en los alrededores de Orduña y en el área de Subijana.

La combinación de características geomorfológicas y litológicas permite distinguir el término en los cuadrantes suroccidentales; sin embargo, hacia el este, va perdiendo su carácter distintivo, y acaba transformándose en los términos (20, 21 y 23), pertenecientes a las alternancias senonienses.

Pueden definirse como **calizas y calizas margosas en bancos decimétricos a métricos** (22).

Como característica general del término, en comparación con el cuadrante de Orduña, es de destacar la menor potencia de los bancos calcáreos, su mayor contenido margocalizo y la aparición más frecuente de intercalaciones margosas en la serie. Todos estos datos confirman la figura cartográfica que define un tránsito lateral muy gradual hacia el este de la potente serie calcárea, tan característica en Orduña.

El contenido micropaleontológico más significativo es el siguiente: *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO, *M. coronata* BOLLI,

M. cf. schneegansi SIGAL, *M. cf. sigali* REICHEL, *M. cf. tarfadyaensis* LEHMANN, *M. sinuosa* PORTHAULT, *M. undulata* LEHMANN, *Hedbergella flandrini* PORTHAULT. La asociación da una edad Coniaciense.

2.4.3. Serie del monte Oro

Aislados por el diapiro, sin relación visible con los materiales del Cretácico superior descritos hasta ahora, afloran dos bloques principales formados por rocas carbonatadas de edades comprendidas entre el Campaniense inferior y el Maastrichtiense inferior, en los que se distinguen tres términos que se describen a continuación:

Margas, margocalizas y calizas (24).

Se trata de una serie muy monótona formada fundamentalmente por margas y margocalizas, en las que se intercalan a diversas alturas calizas nodulosas o laminadas en niveles de potencias decimétricas e incluso métricas.

Esta serie está bien representada en las cotas más bajas de la sierra de Peña del Oro.

La potencia no ha podido ser estimada debido a que no aflora el muro de la serie, existiendo además una fuerte tectonización en aquellas zonas donde puede observarse el contacto con los términos superiores:

Calizas arrecifales, brechas calcáreas y calcarenitas (25).

A techo del tramo anterior, se sitúa un conjunto de distintas facies calcáreas con relaciones laterales y verticales entre sí. Son calizas masivas con estratificación difusa (probables montículos arrecifales, brechas calcáreas y calizas estratificadas (calcarenitas y calcirruditas) que presentan coloraciones blanco-amarillentas y rosadas muy características. La macrofauna observada es de rudistas (monopleuridos y/o radiolítidos), corales, bivalvos, ostréidos, y equinodermos.

En los afloramientos del Santuario de Oro, puede observarse esta serie completa, así como las relaciones laterales entre las distintas facies. Es previsible que presenten una potencia irregular; en el área del monte Oro se estima cercana a los 200 metros.

Areniscas calcáreas, areniscas conglomeráticas, calcarenitas y limolitas (26).

Estos materiales se sitúan a techo del tramo anteriormente descrito, en probable contacto discordante.

Predominan las areniscas calcáreas y areniscas conglomeráticas sobre el resto de las litologías. Están formadas por cantos subredondos de cuarcita de tamaño variable, desde milimétrico hasta centimétrico, numerosos y grandes bioclastos de bivalvos, ostréidos y corales, y abundante mica, en una matriz arenosa. El cemento es carbonatado. Estas características las hacen fácilmente reconocibles en el campo.

Se disponen en bancos de potencia decimétrica junto con el resto de las litologías citadas. En algunos puntos la serie presenta carácter alternante.

La potencia no ha podido ser estimada debido a que en todos los casos falta el techo del término.

La serie está mal representada y no da buenos afloramientos. Sólo es posible observarla en algunos puntos de la carretera que conduce al Santuario de Oro y en el arroyo que desciende desde este punto hacia el noroeste. No obstante, y a pesar de estar mal aflorada, es fácil de reconocer en base a los característicos suelos amarillentos con cantos de cuarcita que produce.

2.5. TERCIARIO

Los afloramientos de rocas terciarias, en el cuadrante de Zuya, están restringidos

exclusivamente al área del diapiro y son de edad Neógeno.

Esta circunstancia, y la ausencia de otros afloramientos terciarios similares en zonas cercanas, demuestran que el diapiro de Murguía, una vez emplazado, actuó como una minicuenca de sedimentación durante el Neógeno.

Los materiales terciarios allí formados son muy proximales, y proceden en su mayor parte del desmantelamiento parcial de los bordes de la minicuenca, constituidos por rocas triásicas, rocas carbonatadas del Cretácico superior y rocas detríticas del Cretácico inferior. También aparecen facies arenosas y margosas, quizá de origen lacustre. Es preciso recalcar el carácter aparentemente marino de las microfacies en cuanto a matriz y cemento. Así mismo, los cantos de microconglomerados presentan contactos de mútua adaptación, lo que apunta a un origen intraformacional en un medio acuoso distinto de un abanico aluvial.

La serie terciaria se dispone en contacto discordante sobre rocas carbonatadas del Cretácico superior, o bien sobre materiales triásicos (ofitas y arcillas) y sus enclaves. Comienza con **conglomerados calcáreos y calcosilíceos y arcillas rojas; ocasionales calizas, brechas calcáreas y margas** (27). Se trata de una formación basal, fundamentalmente conglomerática, en la que se intercalan a distintas alturas algunos niveles de arcillas rojas y rocas carbonatadas. Presenta importantes variaciones tanto laterales como verticales. Las litologías que predominan son los conglomerados, compuestos por cantos subredondeados de tamaño generalmente centimétrico (algunos incluso decimétricos), de naturaleza variada. Los más frecuentes son los cantos de rocas carbonatadas (calizas y margas) procedentes del Cretácico superior, también son frecuentes algunos cantos de areniscas procedentes de la formación Valmaseda, e incluso de ofitas y arcillas triásicas o calizas oquerosas jurásicas. La abundancia relativa de estos cantos está

en función de la naturaleza litológica de las áreas-fuente cercanas.

La matriz está formada frecuentemente por arcillas rojas características. En la mayoría de los casos son ortoconglomerados con poca matriz, aunque también se observan paraconglomerados. En otros casos la ausencia de cantos da paso a niveles de potencia variable de arcillas rojas y/o grises con numerosos y finos horizontes calizos discontinuos.

En el conjunto de materiales descritos, ocasionalmente se intercalan algunos estratos de rocas carbonatadas tales como margas, calizas y brechas calcáreas. En caso de presentar una potencia o extensión superficial suficiente se han diferenciado en cartografía como **margas y calizas** (28).

Menos frecuentes son algunas intercalaciones observadas de areniscas y limolitas en finos y discontinuos estratos. La potencia de este conjunto es muy variable debido en parte a la morfología original de la cuenca de deposición con potencias mínimas difíciles de determinar (quizá de unos pocos metros) en los márgenes y máximas, cercanas a los 200 metros, en el depocentro.

Estos materiales aparecen pobremente representados en algunos puntos de la carretera de acceso a Guillerna y ladera sur del monte San Fausto, así como al sureste de Vitoriano, tanto en la carretera de acceso al monte Oro como en el lecho del río Ugalde.

A techo de los materiales descritos (o incluso directamente encima de materiales triásicos y cretácicos) se dispone un conjunto definido como **limolitas grises; localmente finas intercalaciones de calizas, areniscas y conglomerados calcáreos** (29).

La litología dominante son limolitas grises y areniscas de grano fino bien estratificadas en estratos centi-decimétricos, con laminación paralela o cruzada de "ripples". Son algo

calcáreas, con abundante materia orgánica dispersa o formando pequeñas acumulaciones en lechos. En algunas zonas, como en Vitoriano, se dan acumulaciones de lignito en lechos potentes que fueron objeto de explotación.

Interestratificados con estos materiales se observan muchos niveles discontinuos de potencias centimétricas, de calizas arenosas finamente laminadas.

Con menos frecuencia y más localmente, se intercalan en la serie niveles aislados de potencia decimétrica de caliza arenosa y conglomerados calcáreos, así como de areniscas, sobre todo en los tramos más altos observados. Este hecho, unido a una probable irregularidad de la cuenca de depósito, hace difíciles de estimar las potencias. No obstante podría acercarse, en algunas zonas de máximo acúmulo, a los 80 metros.

Esta serie está bien representada en el tramo comprendido entre el peaje de Altube y el barrio de Amezaga.

2.6. CUATERNARIO

Han sido cartografiados distintos tipos de depósitos cuaternarios considerados de interés, bien por su composición, potencia o extensión lateral.

Se distinguen depósitos aluvio-coluviales antiguos, terrazas, aluviales, aluvio-coluviales recientes, coluviales y, finalmente, depósitos antropogénicos.

Depósitos aluvio-coluviales arenosos antiguos (30). Son depósitos restringidos al área del diapiro de Murguía. Están formados por cantos subredondeados y bloques de areniscas y conglomerados en matriz arenosa; presumiblemente, proceden de la serie supraurgoniana situada al norte del cuadrante. Sus afloramientos pueden observarse con

dificultad en las cimas de los altos de San Fausto y Bakubitxi (ya en el cuadrante de Orduña).

Son materiales con escasa cohesión; debido a ello han sido en gran parte desmantelados provocando nuevos depósitos coluviales de escasa potencia pero de una gran extensión lateral. Por ello, la situación de los contactos entre estas formaciones antiguas y modernas se hace muy difícil de precisar por su similitud litológica.

Terrazas (31). Estos depósitos están constituidos por acumulaciones de materiales de diferente granulometría con alta variabilidad espacial tanto en vertical como en horizontal. Normalmente se trata de gravas silíceas redondeadas (procedentes de los relieves supraurgonianos), englobadas en una matriz areno-limosa. El espesor es variable, alcanzando localmente los dos metros de potencia.

Depósitos aluviales (32). Presentan unas características muy similares a los depósitos de terrazas, si bien el espesor es mayor y más regular. Conviene resaltar las grandes alteraciones que presentan estos depósitos por las obras realizadas, encaminadas a encauzar y dragar los cursos de agua. Es de destacar la extensión lateral del conjunto aluvial + terraza en el norte de la cuenca diapírica de Murguía.

Depósitos aluvio-coluviales y coluviales (33). Los depósitos de ladera están constituidos en este cuadrante por gravas, arenas silíceas y arcillas procedentes de la erosión de materiales supraurgonianos y cuaternarios más antiguos. En algunas zonas como en el borde occidental del cuadrante llegan a fundirse con los depósitos aluviales.

Depósitos antropogénicos (34). Los depósitos de origen antropogénico son acumulaciones de materiales muy heterogéneos, en cuanto a origen y tamaños. Normalmente son escombreras y vertederos, aunque también se incluyen rellenos para obras civiles.

3. SEDIMENTOLOGIA

El presente capítulo es un intento de establecer en el ámbito del cuadrante los parámetros sedimentológicos en una triple vertiente: geométrico-estratigráfica, referida a las dimensiones horizontales y verticales de los cuerpos rocosos y a su relación mutua; secuencial, es decir, relativa a la sucesión de ambientes en el transcurso del tiempo; y paleogeográfica, relativa a la coexistencia de diferentes ambientes sedimentarios en un período determinado.

En el área de trabajo aparecen, además de términos triásicos y jurásicos, asociados al diapiro de Murguía, otros materiales pertenecientes a las potentes series del Cretácico inferior y superior, con edades comprendidas entre Albiense superior y Maastrichtiense. También se encuentra representado el Terciario, en la cubeta neógena de Murguía, donde se localizan materiales continentales.

De acuerdo con los materiales aflorantes y según su organización, se han distinguido los siguientes ciclos sedimentarios mayores:

- Ciclo Urgoniano (fase terminal) y Ciclo Albocenomaniense o Supraurgoniano (Albiense medio-Cenomaniense inferior), representado en el cuadrante por la formación Valmaseda.
- Ciclo Cretácico superior (Cenomaniense medio - Santoniense inferior-medio y

Campaniense inferior-medio - Maastrichtiense inferior?).

- Ciclo Neógeno (Mioceno-Plioceno?).

Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios está compuesto por parejas o grupos de elementos estratigráficos que pueden asimilarse al concepto de "secuencia deposicional" de MITCHUM *et al.* (1.977): casi todas ellas comienzan o están separadas por una superficie de discontinuidad que varía desde un simple cambio litológico, más o menos brusco, hasta una discordancia angular con importante pérdida de registro sedimentario por erosión o no-deposición. Algunas de estas secuencias constituyen macrosecuencias de profundización o somerización en el sentido de JAMES (1.979).

Los materiales triásicos, depositados en un medio continental árido, no permiten un estudio sedimentológico, debido al proceso halocínético que han sufrido, el cual dificulta sobremanera el reconocimiento de secuencias verticales, y mucho más el de posibles evoluciones en la horizontal.

Por su parte, los enclaves jurásicos corresponden a carniolas en medios inter-supramareales de tipo "sabkha", o a calizas tableadas y margas neríticas.

3.1. CICLO ALBOCENOMANIENSE (Supraurgoniano)

Se trata del episodio terrígeno que cierra el ciclo marino somero arrecifal y lo separa de la sedimentación carbonatada extensiva en las grandes plataformas del Cretácico superior.

Al terminar la época de máximo desarrollo arrecifal, cuyos últimos niveles aparecen en el borde norte del cuadrante, un sistema terrígeno deltaico progradante desde el sureste chocaba contra la barrera calcárea de Gorbea. Finalmente, hacia el Albiense medio-superior, el avance de los terrígenos superó el obstáculo y comenzó a invadir la cuenca carbonatada de Orozko en el ámbito de los cuadrantes de Llodio, Gorbea, etc., hacia el oeste.

En su encuadre regional, los materiales de la formación Valmaseda presentan caracteres deltaicos, estando situados entre las facies fluviales de la formación Utrillas al sur y las formaciones de Zufía y Eguino (plataformas terrígeno-carbonatadas) y Durango (talud terrígeno) al norte. En una posición más septentrional se sitúa la formación Deva, atribuible a un ambiente de surco flysch. La distribución paleogeográfica regional está representada en la figura 3.1.

En base a las asociaciones litológicas, la formación Valmaseda se puede dividir verticalmente, en su perfil de máximo desarrollo (cuadrantes de Llodio y Amurrio), en cuatro tramos (figura 3.2), de los cuales sólo el techo del III y el IV están representados en el cuadrante. Los tres primeros tramos son los más areniscosos, suman más de 3.500 metros y corresponden al Albiense superior, período con la máxima velocidad de sedimentación. El tramo final, de unos 1.000 metros, es lutítico y corresponde al Cenomaniense inferior, período con una sedimentación más lenta.

Los primeros estadios del ciclo deltaico comienzan antes de la destrucción final de la

vida en las barreras de arrecifes urgonianos. Sin embargo, son las areniscas gruesas y conglomerados del tramo II las que sepultan definitivamente los arrecifes albienses. A partir de este momento comienza ya el retroceso o retrogradación deltaica, que durará hasta el Cenomaniense medio, y cuyas facies están bien representadas en el cuadrante. A lo largo de este estadio y coincidiendo con los momentos de abandono cíclico de lóbulos deltaicos, se produjeron localmente condiciones de ausencia de aportes terrígenos, que permitieron un aumento de la influencia marina y la consiguiente instauración de incipientes crecimientos arrecifales. Estos son de muy diferente entidad, desde finos niveles de abandono calcareníticos y arenosos, techo de secuencias negativas de progradación de abanico, hasta biostromos de potencia decamétrica con rudistas, corales, orbitolinas y algas. Un caso particularmente interesante son las barras calizas visibles en el área de Altube (corte de la autopista A-68, cuadrante de Orduña). La intumescencia originada por el ascenso del diapiro, en el tránsito Albiense - Cenomaniense, creó condiciones locales para la instauración de arrecifes a salvo de la contaminación terrígena del delta de la formación Valmaseda.

Finalmente, en la época de decadencia del delta, coincidente con la máxima retrogradación de las facies deltaicas, el sistema comienza a sufrir una creciente influencia marina, que acaba desembocando en el inicio de la transgresión cenomaniense que da paso al Cretácico superior. Desde el punto de vista geométrico, el enorme acúmulo de sedimentos que representa la formación Valmaseda uniformiza los relieves propios del sistema urgoniano, de forma que pueden establecerse los amplios elementos paleogeográficos característicos del Cretácico superior (ver figura 3.3).

La transgresión generalizada tiene excepciones locales en las áreas de paleoalto, originadas por una intumescencia, probablemente halocinética, combinada con tectónica de

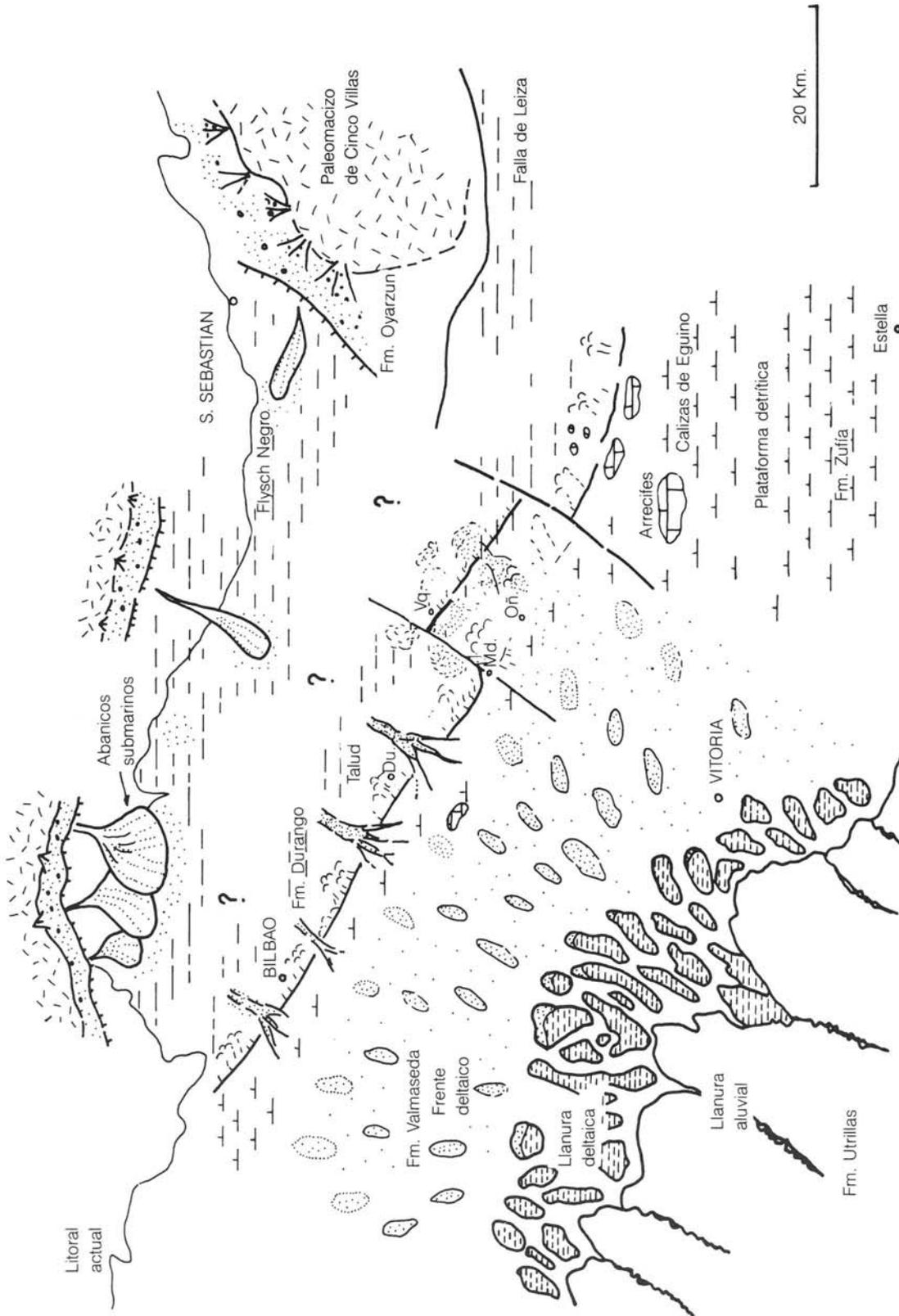


Figura 3.1.—Esquema paleogeográfico (muy generalizado) del área estudiada para el Albiense superior-Cenomaniense inferior ("Supraurgoniano") (PUJALTE, 1986).

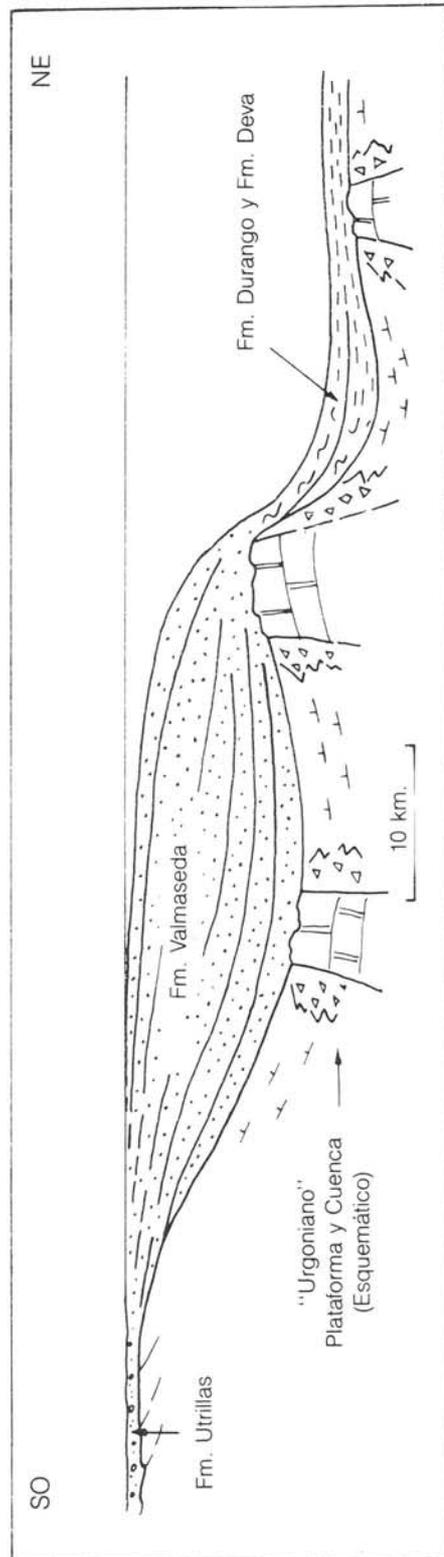


Figura 3.3.—Corte interpretativo, según PUJALTE y MONGE, 1985.

bloques; así ocurre en diapiros extruidos como el de Murguía o no aflorantes como el paleoalto complejo de Maturana (cuadrantes de Legutiano, Vitoria-Gasteiz y Salvatierra), en el entorno próximo del cuadrante.

3.2. CICLO CRETACICO SUPERIOR

(Cenomaniense medio-Campaniense)

3.2.1. Distribución secuencial

La transgresión cenomaniense, que comienza en este ciclo, viene acompañada por un basculamiento hacia el sur que dio lugar al levantamiento del Anticlinorio de Bilbao, a un aumento de la subsidencia en el Surco Alavés (donde se produce el depósito de potentes series margosas; figura 3.4), y a un desplazamiento del eje de subsidencia hacia el sur hasta el Santoniense (RAMIREZ DEL POZO, 1971).

En el Surco Alavés, donde se definen con mayor claridad, el ciclo consta de hasta seis secuencias deposicionales. De ellas sólo las tres inferiores y una terminal afloran en el cuadrante (figura 3.5). Durante la **primera secuencia** (S6) (Cenomaniense medio - Turoniense basal), la transgresión (profundización) lenta y continua era contrarrestada por el desarrollo de altos fondos locales (somerización), de características casi oolíticas.

Estas intercalaciones de altos fondos calcareníticos desaparecen al este del diapiro de Murguía, siendo sustituidas por litologías más uniformes y de batimetría quizá constante. La presencia localizada, en la misma vertical, de cuerpos areniscosos y de calizas con signos de inestabilidad sinsedimentaria avalan la instauración de un surco local en Manurga (figura 3.6), estructura que comenzó a actuar posiblemente en el Cenomaniense inferior (techo de la formación Valmaseda).

Más hacia el este, en el embalse de Urrúnaga (límite con el cuadrante de Legutiano)

aumenta considerablemente la potencia de las "alternancias cenomanienses" (de 150 metros en Manurga a unos 600 metros), la cual se mantiene aproximadamente hasta la altura de Salvatierra, donde vuelve a reducirse hasta una media aproximada de 250 metros en el cuadrante de Asparrena.

Se pone así de manifiesto un surco mayor con su depocentro aparente en la zona de los embalses de Ullibarri y Urrúnaga (cuadrante de Legutiano). El aumento de potencia en las alternancias margocalcáreas pudo deberse a un desdoblamiento múltiple de cada secuencia banco-interbanco, como ocurre en cuencas estables con gran continuidad (kilométrica) de estratos (FERRY y MONIER, 1987). Sin embargo, la inestabilidad acusada que se viene manifestando en estos medios de plataforma externa abierta, hace pensar en la intervención de truncaciones erosivas, hiatos deposicionales, etc., como factores que contribuyen a controlar las variaciones de potencia en un medio de subsidencia diferencial.

El episodio transgresivo que había tomado cuerpo en el Cenomaniense final, se ve truncado cuando todo el sistema de alternancias cenomanienses a gran escala (flysch margoso, flysch calizo y calcarenítico y limolitas), es cortado en discordancia, al este del diapiro de Murguía y en el vecino cuadrante de Orduña, por la instauración de una plataforma calcárea extensiva justo en la base del Turoniense. La inestabilidad asociada a este episodio se refleja en los numerosos niveles de brechas sinsedimentarias a techo de las alternancias cenomanienses.

Por otro lado, se observa con claridad al noroeste del cuadrante, que todas las intercalaciones calcáreas, limolíticas o calcareníticas incluidas en la serie sufren algún tipo de interrupción o variación lateral en las proximidades del eje Orduña-Amurrio (ver cuadrantes de Orduña, Amurrio y Ayala). Esto, unido al efecto de intumescencia ya descrito del diapiro de Murguía,

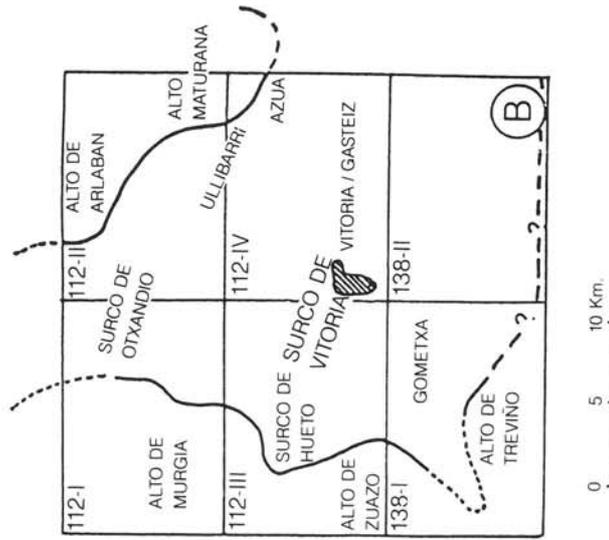
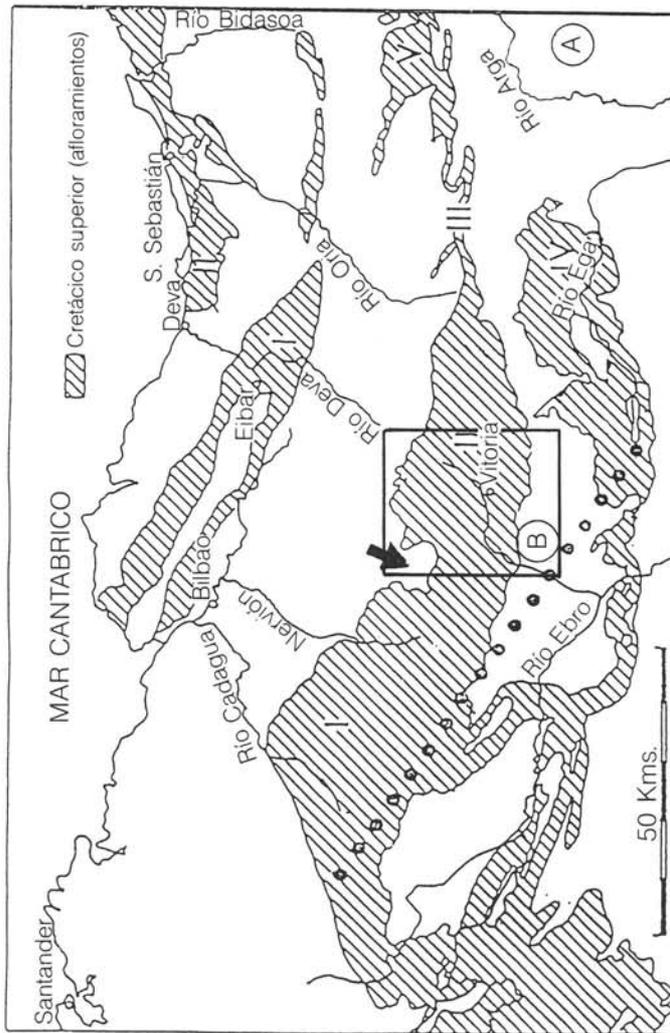


Figura 3.4.—

- (A) Situación regional del surco de Vitoria. Con respecto a los afloramientos del Cretácico superior en la Cuenca Cantábrica oriental. La línea de puntos gruesos indica el límite septentrional del área costera o de transición.
- (B) Localización y geometría del surco y de los altos umbrales paleogeográficos que lo rodean y que funcionaron en el Cretácico superior, dentro del área de referencia del estudio.

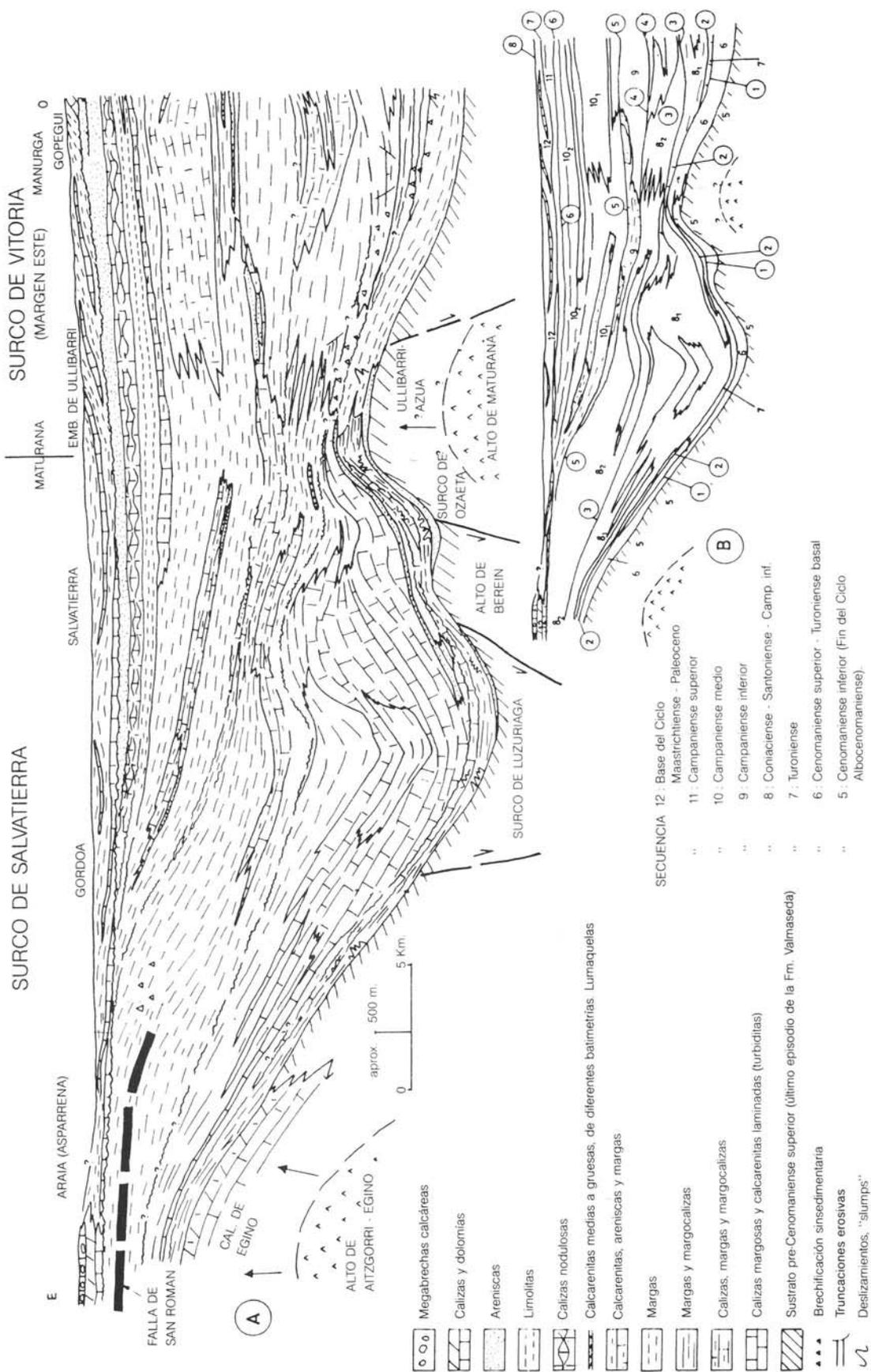


Figura 3.5.— (A) Esquema estratigráfico general del surco de Salvatierra y su enlace con el surco de Vitoria a través del umbral o alto de Maturana. (B) Distribución de discontinuidades (números rodeados con un círculo) y secuencias deposicionales, tal como se describen en el texto.

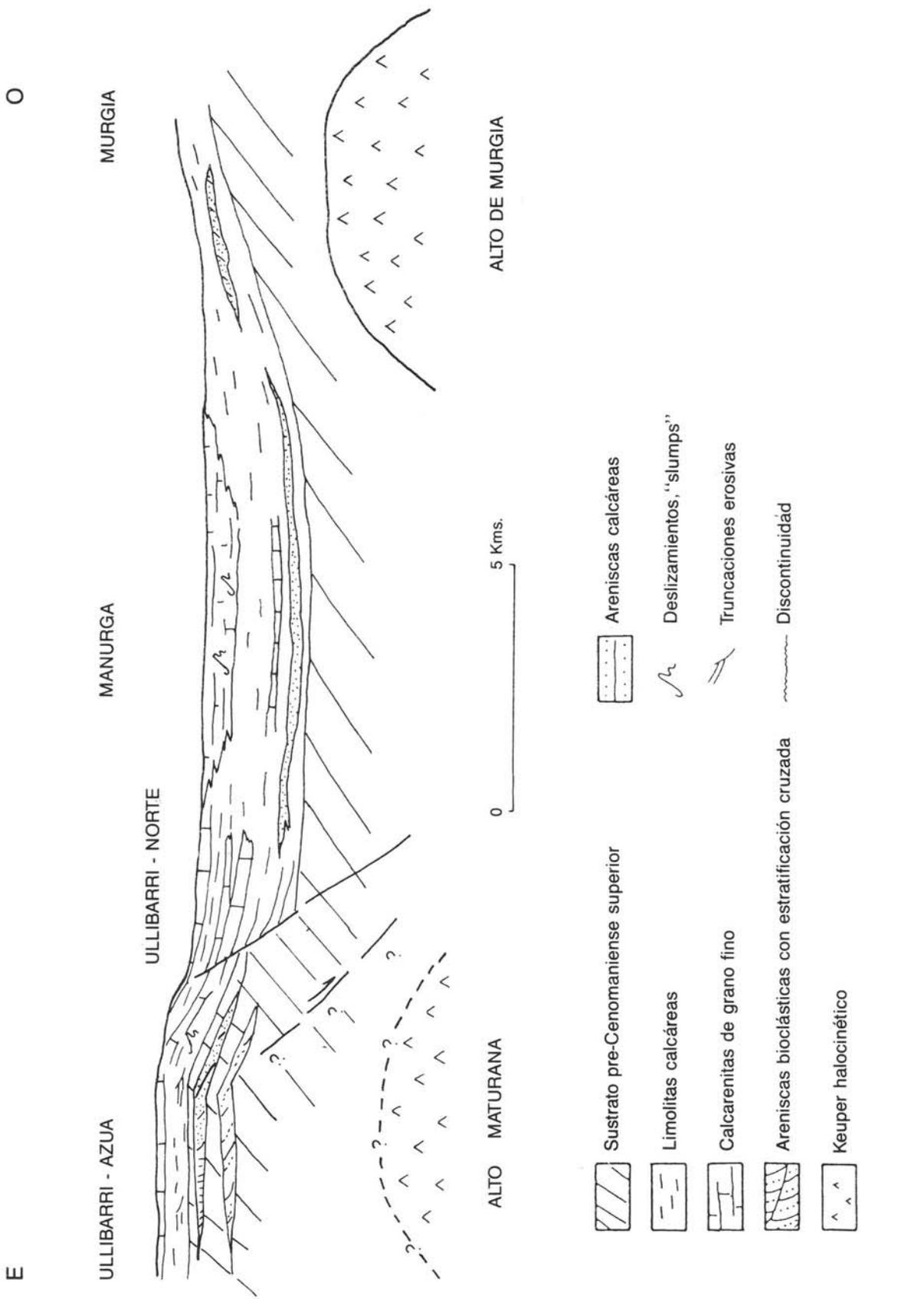


Figura 3.6.—Representación esquemática de la geometría cenomaniense en el surco de Vitoria (Secuencia 6).

pone de manifiesto la existencia de un bloque con funcionamiento sinsedimentario independiente, limitado por dos accidentes de dirección aproximada N 30° - 35° E.

Por su parte, el diapiro de Murguía se alinea en esa dirección aproximada con la terminación este de las calizas de Gorbea (cuadrante del mismo nombre) y Eskubaratz (cuadrantes de Igorre y Elorrio).

Sobre la discontinuidad basal de la **segunda secuencia** (S7) (Turoniense) se sitúan al sureste del diapiro de Murguía unas decenas de metros de calizas turonienses (calizas de Gárate). A tenor de las facies observadas y de los datos microfaunísticos, debe tratarse de depósitos de plataforma externa abierta, de cierta batimetría. Estos materiales faltan hacia el este, originando un hiato representado probablemente por algún tipo de paraconformidad entre los materiales infra y suprayacentes (figura 3.7). No se descarta que se produzca simultáneamente un paso lateral rápido de calizas a materiales alternantes margocalcáreos.

La parte superior de la secuencia está compuesta por diversas facies de alternancias margo-calcáreas que van desapareciendo de igual forma hacia el este entre las discontinuidades mencionadas.

El Turoniense datable en el área de Legutiano (al este del cuadrante) se reduce a 2 - 3 metros de materiales perturbados cubiertos en paraconformidad por sedimentos coniacienses bien estratificados (como adelantaba AMIOT, 1982). En efecto, en ese cuadrante puede observarse un nivel irregular, métrico-decamétrico, de materiales deslizados y brechificados que corresponde a la secuencia turoniense. Este nivel se encuentra, seguramente, limitado a muro y techo por las dos discontinuidades que se dan como supuestas en Manurga, y que son sólo parcialmente visibles en el área de los embalses cuando el nivel de las aguas es excepcionalmente bajo.

La discontinuidad de techo de la secuencia turoniense es también claramente definible en cuadrantes como Legutiano, Vitoria-Gasteiz y Salvatierra, y en menor medida en Asparrena. Entre el techo de las calizas turonienses de Gárate y la base progradante hacia el norte de las calizas coniacienses de Subijana debe existir algún tipo de paraconformidad, enmascarada por la monotonía de las series, que sea equivalente de la discontinuidad que se localiza hacia el sureste.

La **tercera secuencia** (Coniaciense) del Ciclo Cretácico superior (subsecuencia S8₁) está formada por la macrosecuencia de base negativa que forman el techo de las margas de Zuazo y las calizas progradantes de Subijana.

Estas calizas van subiendo en el tiempo desde la zona asturiana (Turoniense superior; AMIOT, 1982) hasta el entorno del cuadrante (Coniaciense inferior; LAMOLDA, 1982). En determinadas zonas, al este del cuadrante, se sitúan en discordancia sobre la serie infrayacente. En otras, por el contrario, sólo se advierte una superficie ferruginizada o incluso una concordancia aparente, posiblemente una paraconformidad, como se mencionaba anteriormente.

Las calizas de Subijana (200 metros de potencia en Orduña) pasan lateralmente hacia el este a facies menos calcáreas y de mayor potencia (aproximadamente 500 metros) y batimetría (ver cuadrantes de Legutiano, Salvatierra...) con lo cual se confirma la persistencia del bloque paleoalto de Zuazo - Murguía durante el Coniaciense.

Así pues, se ha visto que la secuencia se puede subdividir en dos partes: una inicial en la que predomina la somerización y acúmulo vertical de calizas (regresión local en los altos diapíricos de Murguía y Zuazo), y otra final netamente transgresiva.

La presencia del mayor acúmulo de calizas en el umbral del alto de Zuazo (figuras 3.8

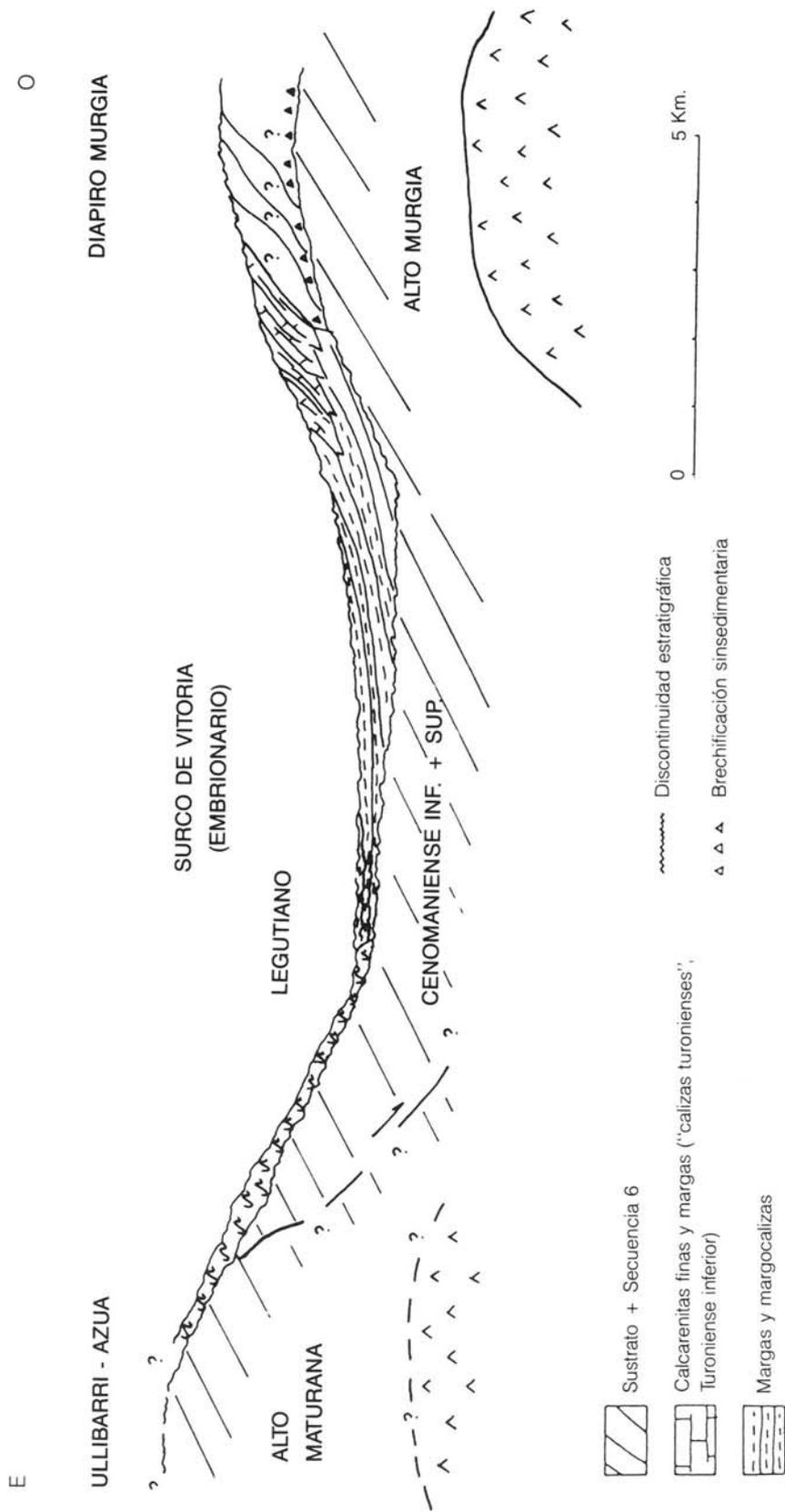


Figura 3.7.—Representación esquemática de la geometría del Turoniense en el surco de Vitoria (secuencia 7). La progradación de las calcarenitas está muy exagerada.

y 3.9) indica la situación de las zonas más someras, donde la producción de carbonato fue más intensa. Así, en Trespuentes y Nanclares (cuadrante de Foronda; ver figura 3.9 B) pueden encontrarse barras métricas de calcarenitas bioclásticas gruesas con estratificación cruzada de bajo ángulo, con abundantes bioclastos de fauna arrecifal. La aparición de facies brechoides y deslizadas apunta a la creación de un talud incipiente en dicha zona.

Desconectadas del resto de la serie, y aisladas sobre el Keuper de Murgía se localizan unas calizas arrecifales de hipurítidos en el monte Oro, donde también pueden apreciarse morfologías monticulares y megabrechas de talud arrecifal.

Estos rasgos indican el mantenimiento de un paleoalto en el área del diapiro desde quizá el Albiense terminal, y la muy posible implantación de las alternancias infrayacentes al complejo arrecifal sobre un sustrato de Keuper en extrusión.

3.2.2. Esquema evolutivo general en el Cretácico superior

Desde el punto de vista tectosedimentario, la transgresión inicial del Cretácico superior fue acompañada por un basculamiento hacia el sur que dio lugar al levantamiento del Anticlinorio de Bilbao, a un aumento de la subsidencia en el Surco Alavés y a un desplazamiento del eje de subsidencia hacia el sur hasta el Santoniense (RAMIREZ DEL POZO, 1971). Durante este tiempo se observan, en el entorno del área estudiada, los efectos de los movimientos del diapiro de Murgía y el alto de Arlabán-Maturana (cuadrante de Legutiano) que dan lugar a locales adelgazamientos de series, cambios de facies, inestabilidad y perturbación

sinsedimentaria y truncaciones erosivas. En la figura 3.5 se observa la distribución actual de las intumescencias diapíricas en el entorno occidental del surco de Vitoria.

Durante el Cenomaniense y Turoniense tiene lugar una transgresión sobre un sustrato moderadamente estable, en el que comenzaban ya a dibujarse umbrales incipientes.

En el Turoniense inferior estos umbrales adquieren pleno desarrollo, favoreciendo la implantación de facies someras arrecifales y pararrecifales (Murgía, ver figuras 3.8 y 3.9).

El Coniaciense, que es de carácter calizo medio-proximal en los altos diapíricos (cuadrantes de Zuya, Foronda, Cuartango...), pasa lateralmente a alternancias calcomargosas de mayor batimetría hacia el este.

3.3. CICLO NEOGENO (Mio-Plioceno?)

En la cubeta neógena de Murgía se depositan materiales conglomeráticos en los bordes de una cuenca lacustre margosa, con abundancia de restos de plantas y lignito (área de Vitoriano). En las partes más profundas del lago se acumularon sedimentos variados y areniscas de grano muy fino, mientras que en los márgenes primero, y hacia el centro después, se desarrollaron concreciones calcáreas del tipo de caliches, sin llegar a formar costras de exudación.

Siguiendo el denominador común de las facies neógenas del entorno, se localizan, diversos aportes conglomeráticos a cuencas cerradas que se colmatan con sedimentos fluviolacustres y con evidencias de pedogénesis o exposición subaérea.

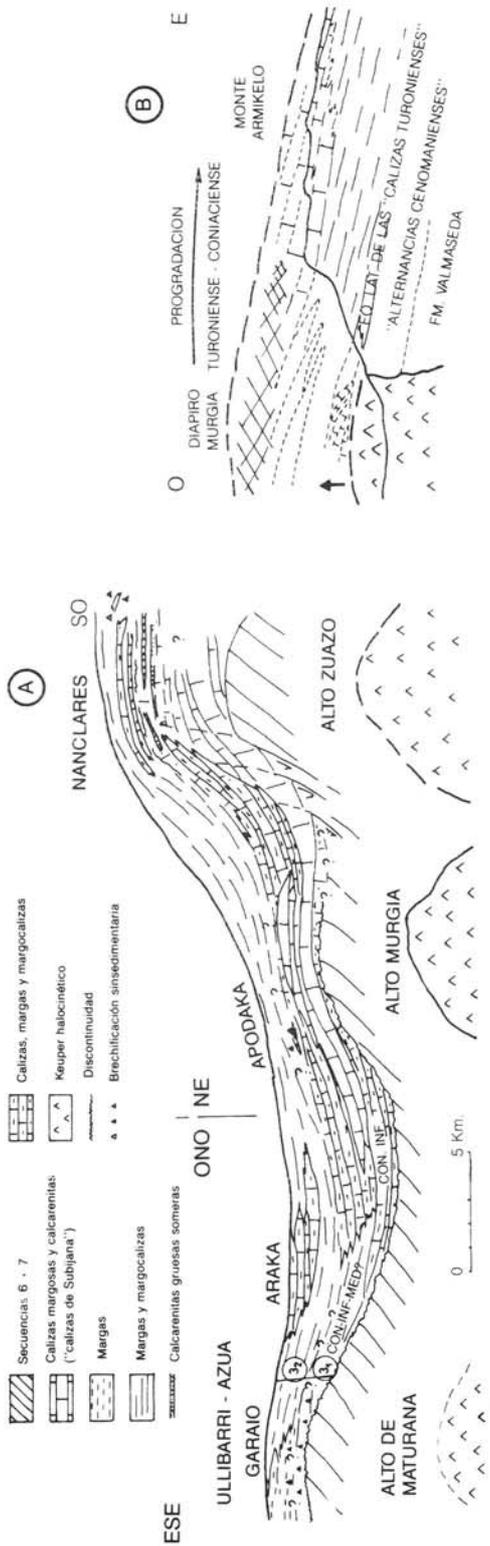
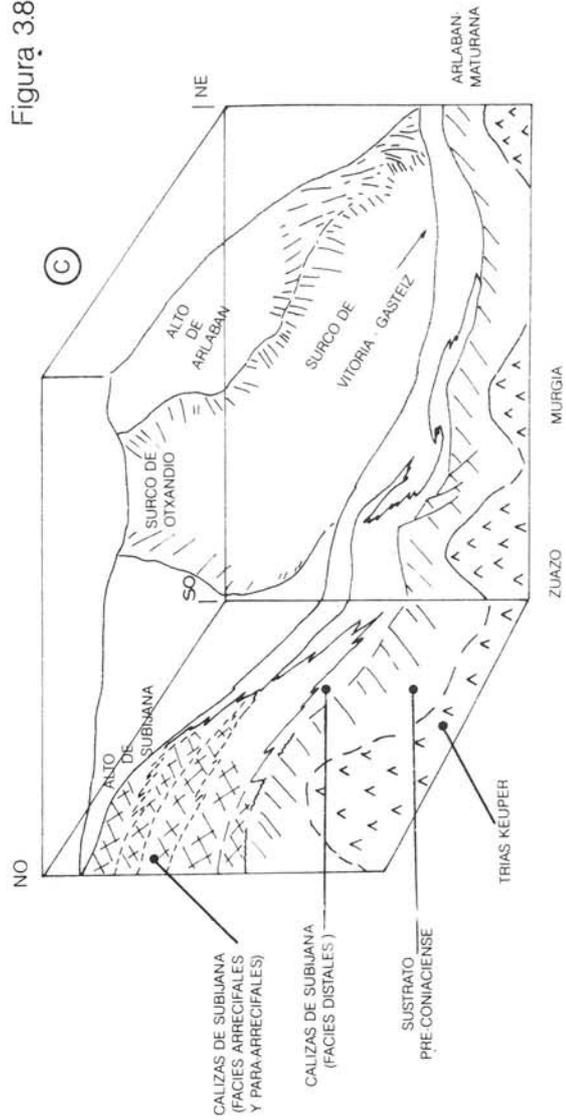


Figura 38.—Estratigrafía de la tercera secuencia (Coniacense) en el surco de Vitoria - Gasteiz.

- (A) Esquema estratigráfico en la transversal de los afloramientos.
- (B) Esquema de progradación hacia cuenca en la intumescencia diapírica de Murgia.
- (C) Bloque-diagrama mostrando la evolución del alto de Zuazo hacia el noroeste. Zona nuclear del arrecife de Subijana.



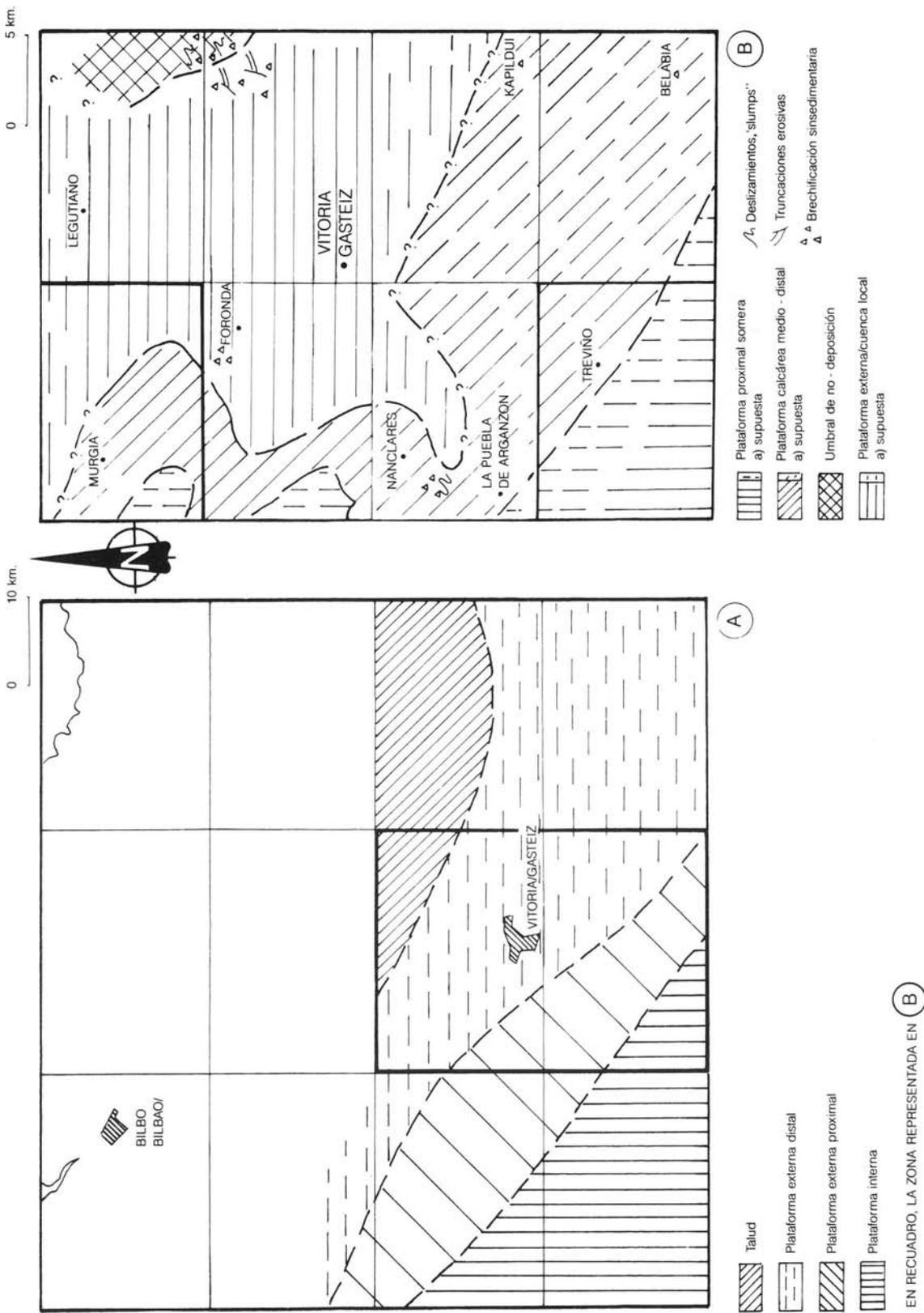


Figura 3.9.— **(A)** Distribución de facies para el Coniaciense inferior. Tomado de ITGE-EVE, 1991.
(B) Esquema paleogeográfico del surco de Vitoria - Gasteiz durante la 3.^a secuencia del Cretácico superior (1.^a parte: Coniaciense inf. y medio).

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los materiales aflorantes en este cuadrante pertenecen a la Unidad de Gorbea. A escala regional esta unidad se caracteriza por constituir una serie monoclinal buzante al sur, que representa el flanco meridional del gran Anticlinorio de Bilbao cuyo núcleo se localiza sobre el corredor de Yurre.

En el cuadrante de Zuya esta serie monoclinal está formada por rocas del Cretácico inferior y Cretácico superior.

El rasgo estructural más importante que se reconoce es el diapiro de Murguía (figura 4.1). Esta estructura aflora en el borde oeste del cuadrante; sus bordes están constituidos por rocas del Cretácico inferior y Cretácico superior.

El contorno presenta una forma circular, y está afectado por numerosas estructuras asociadas al diapirismo, tales como; fallas radiales, fallas anulares, inversiones de la serie (zona de Aperregi), y tectonización general decreciente en intensidad a medida que aumenta la distancia al borde. Son comunes los enclaves de rocas desenraizadas de series profundas no aflorantes, transportadas por la masa salina durante su ascenso.

El diapiro de Murguía tiene una historia compleja y dilatada. Las primeras fases del movimiento se inician en el Albiense,

influyendo a partir de entonces en la sedimentación de los materiales cretácicos.

Es en el Campaniense cuando culmina el ascenso del diapiro, rompiendo los materiales suprayacentes y llegando a aflorar. En el centro del diapiro quedaron flotando dos bloques del Cretácico superior hundidos en los materiales salinos del Keuper y quedando preservados de la erosión. En estos bloques se reconocen pliegues de amplio radio (bloque del monte Oro), y fallas y pliegues tumbados asociados (bloque noreste). Estas estructuras podrían estar provocadas por el empuje de la masa salina.

Los materiales que constituyen el Neógeno se depositarán ya sobre un conjunto intensamente erosionado que constituye una cuenca local.

Con posterioridad al Neógeno, se producen aún movimientos en el diapiro (quizá reajustes debidos a karstificación y colapso) que provocan cierto basculamiento y alabeamiento de los materiales terciarios.

El diapiro de Murguía ha sido objeto de atención por varios autores, principalmente RIOS (1952) quien cartografió su contorno y, posteriormente, por STACKELBERG (1960) que estudia la tectónica del contorno, proponiendo

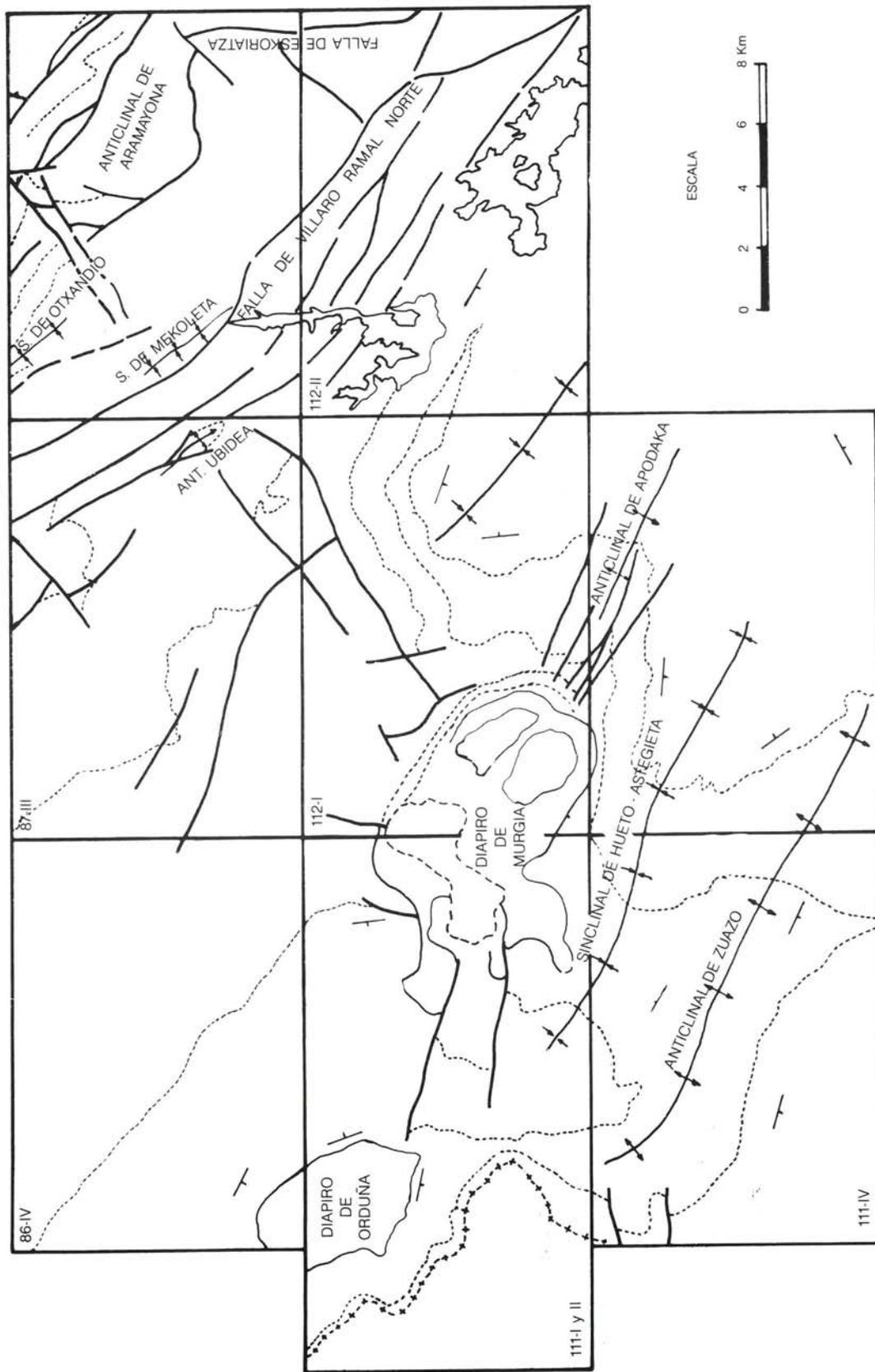


Figura 4.1.—Diagrama estructural del cuadrante de Zuya y sus adyacentes

un diapiro con forma de ancho cilindro y elevación de tipo lacolito.

Al este del diapiro, y ocupando gran parte de la mitad oriental del cuadrante, se reconoce el cierre periclinal correspondiente a una gran estructura sinclinal laxa de amplio radio. Este sinclinal se encuentra asociado a las estructuras descritas en el cuadrante de Foronda como: anticlinal de Apodaka, sinclinal de Hueto-Astegieta y anticlinal de Zuazo (figura 4.1). Son pliegues suaves cuyos ejes, de dirección N 100° - 130° E, buzan suavemente hacia el sureste.

A juzgar por sus geometrías y en base a datos regionales se puede considerar que estas estructuras no corresponden a esfuerzos compresivos, sino más bien podrían estar originadas por movimientos ascendentes de masas salinas diapíricas aflorantes (diapiro de Murguía) y no aflorantes. SERRANO *et al.* (1988) citan una intumescencia diapírica no aflorante en la zona del anticlinal de Zuazo. En este cuadrante por tanto, se debe hablar no ya de una tectónica compresiva, sino, más bien, de una tectónica sinsedimentaria. Estas estructuras originadas por causa de movimientos halocinéticos (que se inician en el diapiro de Murguía al menos en el Albiense), comenzarían a preformarse constituyendo altos (anticlinal

de Zuazo y anticlinal de Apodaka) y surcos (sinclinal de Hueto-Astegieta) que tuvieron una notable influencia en la sedimentación del Cretácico superior. La densa red de fracturas N 130° E que afectan sobre todo al flanco norte del anticlinal de Zuazo y anticlinal de Apodaka podrían responder a un sistema de "semigraben" sinsedimentario que se desarrollaría simultáneamente, también por causa de los empujes diapíricos, favoreciendo y acentuando la formación de altos y surcos.

Este sistema de fallas se puede observar en el borde sureste del diapiro de Murguía si bien sufren una amortiguación importante hacia el este, desapareciendo en el cuadrante de Foronda.

Otro accidente llamativo dentro del cuadrante de Zuya puede ser la falla de trazado curvo cuya dirección varía desde N 50° E (barrio de Zárate), hasta casi N 90° E en el ángulo noreste del cuadrante.

El análisis de las estructuras permite observar cierta evolución en cuanto a la deformación de las mismas. Cuando los pliegues y fallas afectan a materiales del Cretácico inferior presentan geometrías complejas, mientras que se suavizan y amortiguan a medida que van afectando a materiales más altos en la serie.

5. PETROLOGIA IGNEA

Las únicas rocas ígneas aflorantes en el cuadrante de Zuya son las ofitas del Trías.

Los afloramientos de ofitas provocan una morfología típica de colinas que resaltan sobre los valles o zonas deprimidas ocupadas por las arcillas triásicas. Afloran principalmente en la mitad occidental del diapiro de Murguía sobre todo en el área de Aperregi y las estribaciones noroccidentales de la sierra del monte Oro. Dichos afloramientos están restringidos a los frentes de explotación de antiguas canteras, en donde se reconoce una roca homométrica de grano fino a medio, de colores oscuros verdosos en corte fresco, de gran dureza y compacidad, afectada por una intensa fracturación y diaclasado.

Están compuestas por un entramado de cristales prismáticos de plagioclasas y melanocratos.

Como minerales principales se han diferenciado plagioclasa cálcica y piroxeno casi totalmente uralitizado. Como accesorios se encuentran: feldespato potásico, menas metálicas, rutilo y esfena. Los minerales secundarios proceden casi todos ellos de la transformación de los principales, y son: hornblenda (marrón

y verde), actinolita, clorita, micas blancas (moscovita y sericita), biotita, menas y óxidos y, en algunas muestras, serpentina por alteración de olivino. Como producto de alteración es muy frecuente la epidota.

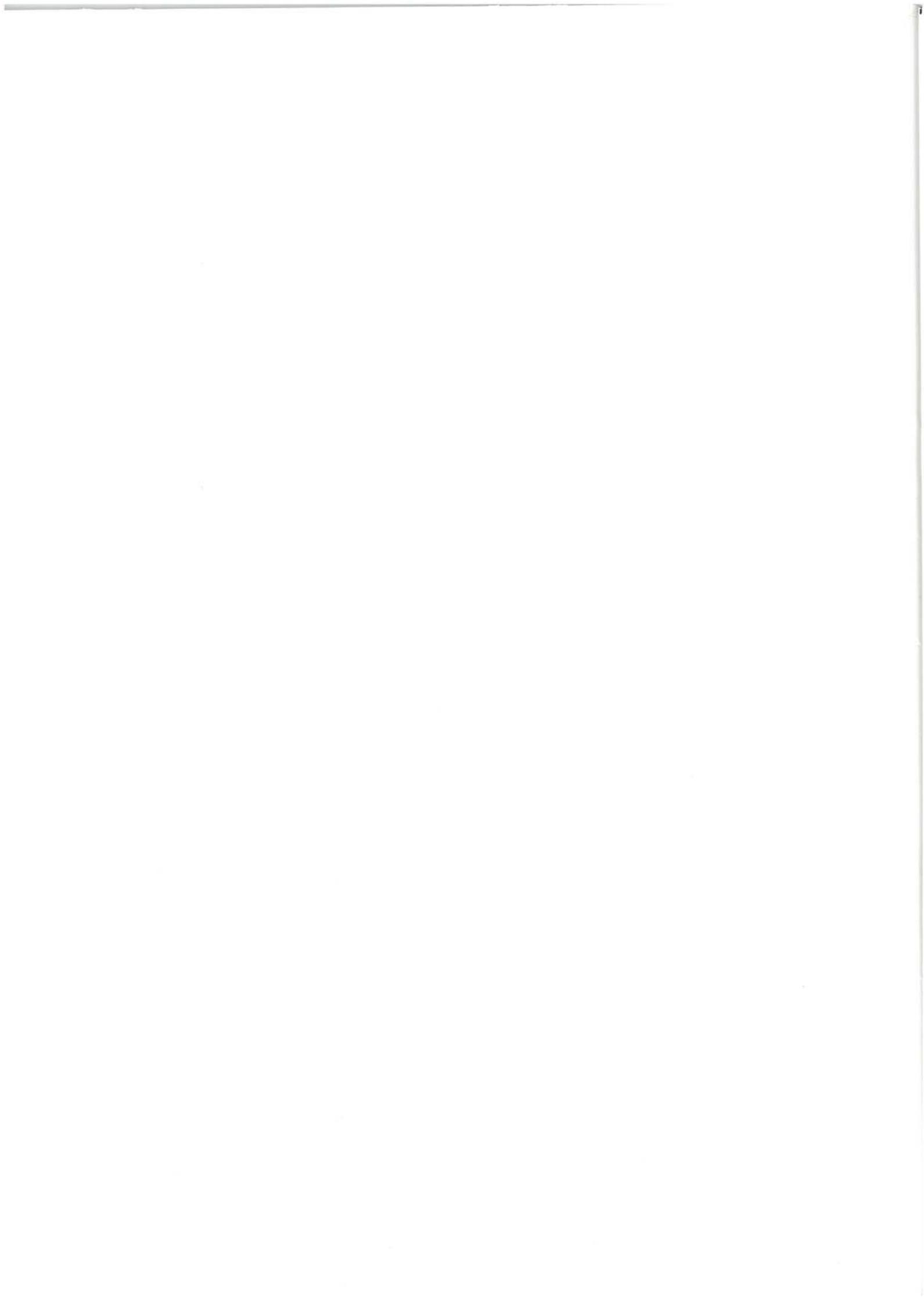
Las rocas tienen textura ofítica microgranuda, holocristalina, homométrica de grano fino.

La mayoría de la hornblenda tiene origen uralítico, no quedando del piroxeno original más que algunos relictos.

La hornblenda marrón ha sufrido una transformación en hornblenda verde que la pseudomorfiza en forma de agregados cristalinos; también se transforma en actinolita, biotita, mica blanca y clorita. Debido a estas transformaciones es corriente encontrar, en los planos de exfoliación, menas y epidota como subproducto.

La esfena sufre una transformación (probablemente por oxidación) a menas metálicas.

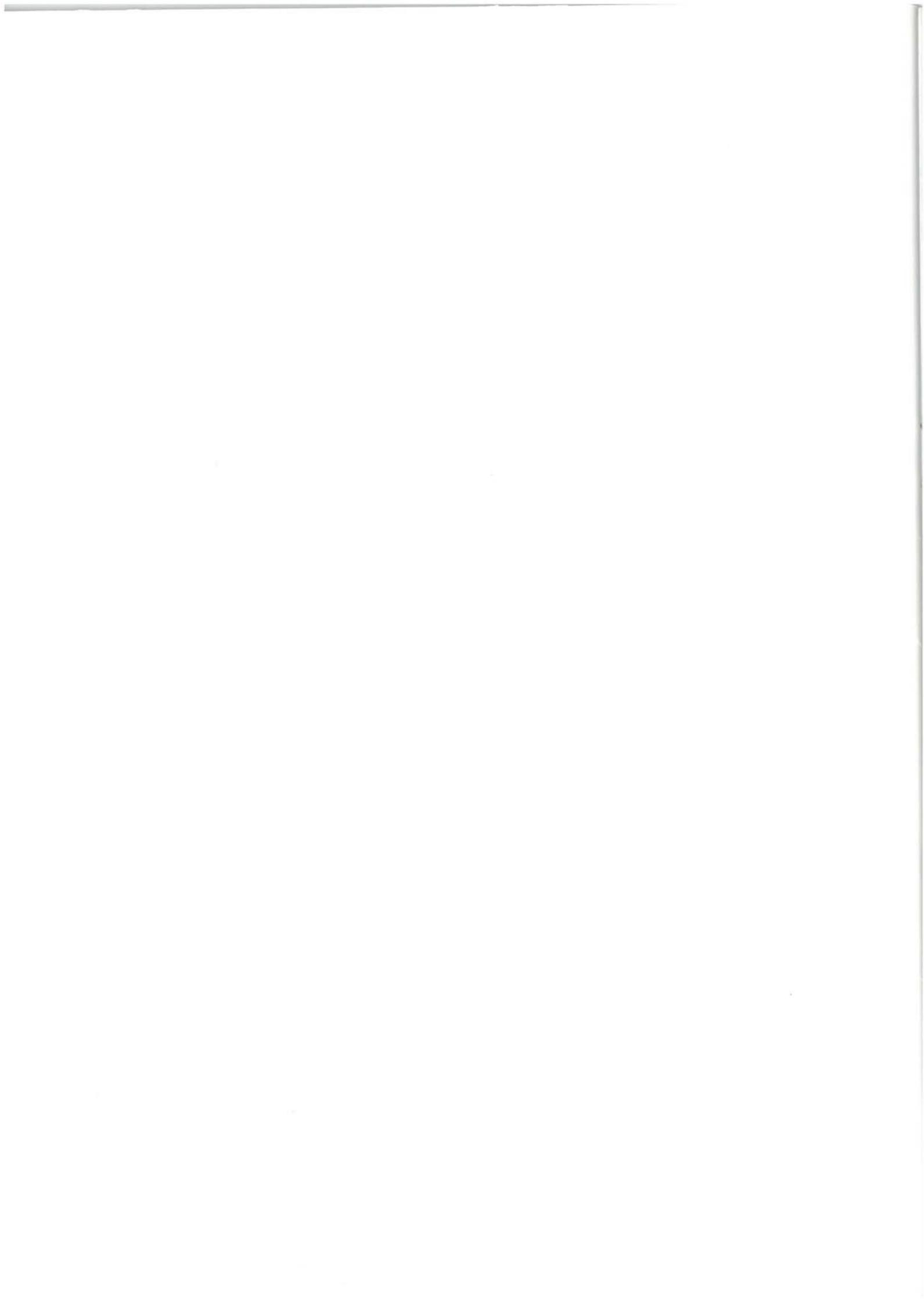
Por último y debido a una fase de alteración hidrotermal, se desarrolla un crecimiento intenso de epidota que tapiza toda la roca.



BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, J. M. (1975).—“Sedimentología y Paleogeografía del Albiense en la Cuenca Cantábrica”. Tesis Doctoral. *Estudios Geológicos*, Vol. XXXI, pp. 1-213. Instituto “Lucas Mallada”. C. S. I. C. (España).
- AMIOT, M. (1982).—Notas en “Domaine Navarro-Cantabre”. En: “Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique”. *Mémoire géologique de l'Université de Dijon*, Tomo 9, pp. 97-106.
- CIRY y MENDIZABAL (1949).—“Contribution à l'étude du Cénomaniens et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava, et de la Navarre occidentale”. *Annales Hébert et Haug*. T. VII. *Livre Jubilaire Charles Jacob*. Lab. Géol. Fac. Scien. Université de Paris.
- FEUILLÉE, P.; PASCAL, A. y RAT, P. (1983).—“Le système deltaïque de Valmaseda (Albien Supérieur-Cénomaniens Inférieur)”. En “Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique”. pp. 117-122.
- IGME (1972).—“Estudio geológico de la provincia de Alava”. *Memoria del IGME*. T. 83, Vol. 1, 198 pp. 54 fotos.
- ITGE-EVE (1991).—“Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:200.000”.
- JAMES, N. P. (1979).—“Shallowing-Upward sequences in carbonates”. En: “*Facies Models*”. Walker (1979) (ed.) pp. 109-121.
- LAMOLDA, M. (1982).—“Le Turonien Basco-Cantabrique et ses faunes caractéristiques”. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, serie C, Vol. XLIX, pp. 101-112.
- MITCHUM, R. M. *et al.* (1977).—“The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis”. In PAYTON, CH.E. 1977; “Seismic stratigraphy applications to the hydrocarbon exploration”: (Oklahoma). *Am. Ass. Petrol. Geol.* pp. 53-62.
- OLIVE, A. *et al.* (1984).—“Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la Cuenca Cantábrica”. *I Congreso Español de Geología*. Segovia 9-14 Abril 1984. Tomo I; pp. 53-65.
- PUJALTE, V. (1986).—“Análisis comparativo de las facies, sistemas deposicionales y contexto estratigráfico de la macrosecuencia Oxfordiense-Kimmeridgiense en el sector de Aguilar de Campóo y de la macrose-

- secuencia Albocenomaniense en la transversal de Bilbao'.
- PUJALTE, V. y MONGE, S. (1985).—“A tide-dominated delta system in a rapidly subsiding basin: the middle Albian-lower Cenomanian, Valmaseda Formation of the Basque-Cantabrian Region”. *6th Europ. Teg. Mtg. Sedim. I. A. S. Lleida*. Abst. pp. 381-384.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico en el Norte de España (Región Cantábrica)”. *Memoria IGME, T. 73*, pp. 1-357.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1973).—“Síntesis geológica de la provincia de Alava”. *Ob. Cult. C. A. M. de Vitoria*. 66 pp., 20 figs., 34 láms.
- RAT, P. (1959).—“Les pays Crétacés Basco-Cantabriques” *Publications de l'Université de Dijon*. Tesis Doctoral.
- RIOS, J. M. (1952).—“El diapiro de Murguía (Alava) y comentarios al flysch de bolas cenomaniense de la misma región”. *Not. y Com. IGME n.º 28*, pp. 50-87, 10 figs. 1 carte 1/50.000.
- SCHOLLE *et al.* (1983).—“Carbonate depositional environments”. American Association of Petroleum Geologist. Tulsa. Oklahoma, 74101 USA.
- STACKELBERG, U. V. (1960).—“Der diapir von Murguia (Nordspanien)”. *Beih. Geol. Jb.* 66, pp. 63-94. Hannover. Tesis Doctoral. Universidad de Bonn.
- VOORT, H. B. (1963).—“Zum Flysch problem im den West Pyrenäen”. *Geologische Rundschau* 53, pp. 220-233.



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA