



EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



112-III FORONDA

E: 1/25.000

**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

112-III FORONDA

E:1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

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

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Telf.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-1174-92

I.S.B.N.: 84-88302-29-0

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 1989.

INDICE

	<u>Pág.</u>
INTRODUCCION	9
1. ESTRATIGRAFIA	11
1.1. TRIAS.....	11
1.2. JURASICO.....	11
1.3. COMPLEJO SUPRAURGONIANO.....	12
1.4. CRETACICO SUPERIOR.....	12
1.5. CUATERNARIO.....	16
2. SEDIMENTOLOGIA	17
2.1. INTRODUCCION Y ENCUADRE REGIONAL DE LA ZONA.....	17
2.1.1. Generalidades sobre sedimentación regional.....	17
2.2. DISTRIBUCION CICLICA Y SECUENCIAL EN EL CUADRANTE.....	22
2.2.1. Secuencias 1 y 2 (Cenomaniense medio - Turoniense superior).....	24
2.2.2. Secuencia 3 (Coniaciense inferior - Santoniense superior).....	24
2.2.3. Secuencia 4 (Campaniense inferior).....	29
2.3. ESQUEMA EVOLUTIVO GENERAL EN EL CRETACICO SUPERIOR.....	29
3. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	33
4. PETROLOGIA IGNEA	37
BIBLIOGRAFIA	39

INTRODUCCION

Este cuadrante pertenece a la hoja n.º 112 "VITORIA" de la cartografía a escala 1:50.000.

Se sitúa al O de la ciudad de Vitoria y prácticamente toda su extensión pertenece a este municipio.

El cuadrante de Foronda está caracterizado morfológicamente por una alineación montañosa conocida como sierra de Badaia que ocupa los bordes O y N del cuadrante. Las cotas más altas se encuentran en el monte Lorritxo (1.023 m), Cruz de Garalto (897 m), alto de Olazar (886 m) y cerro de la Carrasca (873 m).

Las abruptas estribaciones al N de la sierra, dan paso al semicerrado valle de Murgia. En las estribaciones S y E se sitúan pequeñas poblaciones tales como Foronda, Legarda, Mandojana, Hueto Arriba, Trespuentes y Villodas, que constituyen la cabecera de un extenso valle en forma de «V» que se abre cada vez más hacia el SE dando paso a una amplia llanada, donde se localiza la ciudad de Vitoria-Gasteiz. Los numerosos arroyos procedentes de la sierra de Badaia afluyen al río Zaña que cruza el cuadrante desde el NE al SO. Este río, confluye a su vez con el Zadorra en las cercanías de la localidad de Tres Puentes.

1. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos, se han diferenciado en un área más extensa que el propio cuadrante, varias unidades separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional. En ocasiones, dentro de las unidades ha sido preciso individualizar sectores que, aunque en algunas áreas pudieran considerarse subunidades diferentes, pasan lateralmente a formar parte de una única unidad debido a que el accidente que les separa se amortigua.

Esta separación en unidades y sectores permite una mayor diferenciación de términos litológicos, que da lugar a una cartografía geológica más detallada. Así mismo evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un funcionamiento individual, más o menos diferenciado, durante la sedimentación.

Los afloramientos de este cuadrante, a excepción de los formados por materiales del Trías que, dado su carácter alóctono, no se han incluido en ninguna unidad, pertenecen a la Unidad de Gorbea.

La mayor parte del cuadrante está ocupado por rocas de edad Cretácico superior. No obstante en el ángulo NO se reconoce un conjunto de arcillas varioladas y ofitas del Trías, así como de rocas jurásicas, que constituyen la continuación del borde sur del diapiro de Murgía. Relacionadas con dicho borde, afloran rocas del

Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano.

1.1. TRIAS (1, 2)

Aflora escasamente en el ángulo NO del cuadrante.

Está constituido por:

Arcillas varioladas (1). Se trata de arcillas plásticas, de colores rojizos, verdosos y blancos, yesos y posiblemente sales no aflorantes.

Ofitas (2). Dentro de la facies Keuper suele ser común la existencia de masas ofíticas. En este cuadrante se reconoce parte de una de estas masas que, geomorfológicamente, forma una pequeña colina. La roca fresca presenta colores verdosos oscuros y tamaño de grano variable, de fino a medio, con texturas desde microcristalinas a microgranudas.

1.2. JURASICO (3)

Las rocas de esta edad afloran como bloques desenraizados dentro de los afloramientos triásicos, o en los bordes de la estructura diapírica.

Fundamentalmente son **calizas y dolomías oquerosas** (3) que corresponden, por su aspecto, a «carniolas» del Rhetiense. Presentan

comúnmente texturas brechoideas, con numerosas cavidades de disolución y un avanzado estado de recristalización y alteración.

1.3. COMPLEJO SUPRAURGONIANO (4, 5)

Los bordes tectonizados del diapiro de Murgia están constituidos por rocas del Albiense superior-Cenomaniense inferior, pertenecientes a los tramos más altos de la Formación Balmaseda (Complejo Supraurgoniano).

En este conjunto se reconocen:

Argilitas y/o limolitas (4). Se trata de un término mayoritario formado esencialmente por lutitas negras, con claro predominio de las granulometrías finas, sobre los escasos niveles de arenisca.

Las lutitas están mal clasificadas, presentando una laminación grosera. La estratificación viene marcada por los nivelillos minoritarios de arenisca, o por la alineación de septarias o de nódulos carbonatados o ferruginosos, característicos de estos tramos.

Calizas (niveles de abandono) (5). Interstratificados en el término anterior, se reconocen varios niveles calcáreos de potencia variable (desde centimétrica a métrica), con 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 lutita, caliza arenosa o arenisca.

En general, el conjunto no presenta buenos afloramientos debido a la alteración y consiguiente recubrimiento por vegetación; únicamente se reconocen afloramientos puntuales

de lutitas en el fondo de algunos arroyos o en las cunetas de pistas y caminos. Los niveles calizos afloran en mejores condiciones, produciendo pequeños escarpes. La potencia de la serie no puede ser estimada; debido a su posición en zona de borde de diapiro, este conjunto ha sufrido una fuerte tectonización que nos impide reconocer tanto el muro como el techo.

1.4. CRETACICO SUPERIOR (6 a 14)

Con este nombre (RAT, 1959) se denomina el conjunto de materiales de plataforma carbonatada comprendidos entre las diversas formaciones terrígenas del Complejo Supraurgoniano (en este caso la Formación Balmaseda, 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 neógenos. Está formado por rocas carbonatadas que constituyen un conjunto alternante a pequeña y gran escala, y ocupa, prácticamente, toda la extensión del cuadrante:

La base de este complejo está constituida siempre por lo que denominaremos "alternancias cenomanienses", que corresponden con el impropriamente denominado «Flysch de bolas» (CIRY Y MENDIZABAL, 1949) de edad Cenomaniense superior - Turoniense basal.

Bajo esta denominación de "alternancias cenomanienses" se han definido en otros cuadrantes distintas facies o combinaciones litológicas. En este cuadrante, concretamente, la combinación litológica mayoritaria en el entorno puede describirse como **alternancia irregular de margocalizas o calizas nodulosas y margas o limolitas (6)**. Aflora escasamente en las inmediaciones del diapiro de Murgia, formando una cuña tectónica que limita, por contacto mecánico, con materiales lutíticos de la formación terrígena infrayacente (Formación Balmaseda) y con las rocas carbonatadas supra-yacentes del Cretácico superior.

Se trata de un conjunto en el que alternan, en distintas proporciones, niveles «duros» de margocaliza o caliza nodulosa en bancos generalmente de potencia centimétrica, y bancos «blandos» constituidos por margas, más o menos arenosas, o limolitas calcáreas. La potencia de este término no se puede estimar debido a que aflora en forma de cuña tectónica faltando el muro y el techo.

Por encima de este término descrito se sitúa una potente serie de rocas carbonatadas de edad comprendida entre el Turoniense medio y el Campaniense inferior, en la que se han definido distintas facies en función de criterios litológicos, como abundancia relativa de las diferentes litologías carbonatadas y organización de los estratos.

Las distintas facies establecidas de esta manera en el cuadrante son, de muro a techo, las siguientes:

Alternancia regular de calizas lamina-das, margocalizas y margas en bancos decimétricos a métricos (7). Este término coincide con el habitualmente denominado «calizas del Turoniense» o «calizas de Gárate».

Se reconocen dos afloramientos, aislados entre sí en la cabecera del barranco de Oca. El situado más al O se encuentra muy verticalizado y en contacto mecánico con el término infrayacente, anteriormente descrito, por lo que únicamente puede observarse el techo. En el afloramiento E, igualmente, se reconoce el techo, quedando el muro en el cuadrante contiguo de Zuya (112-I). RAMIREZ DEL POZO cita en la hoja Magna de VITORIA: *Hedbergella cf. paradubia* (SIGAL), *Globotruncana sp.*, *Heterohelix sp.*, *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Lenticulina sp.*, *Pseudoclavulina sp.* y *Marssonella sp.*

En base a que el muro y techo de este término pueden reconocerse en el cuadrante de Zuya, podría extrapolarse una potencia cercana a 40 metros.

La apariencia de la serie es la de estar dispuesta en bancos alternantes (en ocasiones hasta métricos) de calcarenitas y margas o margocalizas, menos resaltantes. El examen en detalle de los bancos duros pone de relieve su división en estratos más finos, decimétricos, con contactos netos en general. Progresivamente hacia el techo, los estratos de calcarenita se hacen menos frecuentes, pasando así mediante un contacto gradual hacia el término suprayacente, cuantitativamente menos carbonatado.

Alternancia centimétrica de margas, margocalizas y calizas; «margas de Zuazo»

(8). Este término, situado a techo del anterior, se encuentra bien representado en la vertiente N de la sierra de Badaia. Se trata de un término de unos 200 metros de potencia constituido por una alternancia de estratos «duros» y «blandos» de potencia centimétrica; siendo los estratos duros, de caliza o margocaliza y los blandos, margosos. Comúnmente las separaciones entre bancos no son netas sino más bien difusas y graduales. Estas facies en corte fresco se muestran no como una alternancia sino como algo más homogéneo. En un examen más detallado, sin embargo, se observa que se trata litológicamente de una margocaliza rítmicamente enriquecida en carbonato, con algunos niveles calcareníticos. En estos 200 metros de serie de edad Turoniense medio - superior, queda representada fielmente esta facies que es muy común y extendida al menos hasta el Campaniense inferior. Como ya veremos más adelante, otros términos situados por encima (margas de Osma), o sus equivalentes laterales, responden también a este tipo de facies.

El contenido micropaleontológico que se cita en la hoja Magna de VITORIA es el siguiente: *Globotruncana helvetica* BOLLI, *G. sigali* REICHEL, *G. schneegansi* MORNOD, *G. marianosi* LOEBL., *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *Heterohelix cf. globulosa* EHRENB.

Alternancia de margocalizas, calizas y margas (9). En la vertiente N de la sierra de

Badaia, a techo del término anterior, se reconocen 60 metros de serie de edad Coniaciense inferior. Corresponden a una facies litológicamente constituida (al igual que la facies anterior) por calizas, margocalizas y margas, aunque con una mayor presencia de carbonato. Esto se traduce en una mayor potencia y abundancia relativas de los bancos de margocaliza y caliza, y un aspecto general de mayor compacidad en los bancos «blandos». Al igual que ocurría con la facies anteriormente descrita, se reconocen (aunque con menor desarrollo) al menos hasta el Campaniense inferior, términos que corresponden a esta facies.

El contenido faunístico más representativo según RAMIREZ DEL POZO es: *Globo truncana sigali* REICHEL, *G. schneegansi* SIGAL, *G. angusticarinata* GANDOLFI, *G. imbricata* MORNOD, *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Verneuilina limbata* CUSHMAN, *Marssonella trochus* D'ORB, *Spiroplectammia baudoviana* D'ORB, *Dentalina* sp. y *Allomorphina* cf. *allomorphinoides* (HOFKER).

Calizas bioclásticas grises estratificadas en bancos métricos, localmente intercalaciones de calizas margosas; «Calizas de Subijana» (10). Habitualmente se conocen como calizas de Subijana o calizas de Orduña. Son de edad Coniaciense medio y se sitúan a techo del término anteriormente descrito mediante un contacto gradual definido por un aumento de carbonato. El conjunto está formado por calcarenitas y calizas margosas.

La asociación de microfauna reconocida por RAMIREZ DEL POZO y que se cita en la hoja de Vitoria es la siguiente: *Globo truncana sigali* REICHEL, *G. coronata* BOLLI, *G. angusticarinata* GANDOLFI, *G. schneegansi* SIGAL, *G. renzi* GANDOLFI, *G. imbricata* MORNOD, *Lenticulina* sp., *Marssonella trochus* D'ORB, *Amobaculites* sp., *Spiroplectammia* cf. *baudoviana* D'ORB y *Verneuilina limbata* CUSHM.

Asimismo, es de destacar la presencia de *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *P. ovalis* (KAUFMANN) y espículas.

Son un elemento de diferenciación geomorfológica de primer orden, debido a los resaltes que originan. Todo el conjunto presenta una evolución clara hacia el NE, con un progresivo cambio lateral a partir de la transversal de la Cruz de Garalto, pasando de facies más calcáreas que ocupan casi todo el borde O del cuadrante, a facies con menor contenido en carbonato, mediante una disminución de la frecuencia y potencia de los bancos calizos y un aumento de las intercalaciones margosas. Coincidiendo con esta evolución lateral, la potencia del tramo parece ir disminuyendo hacia el NE; en el borde O es donde tiene un mayor desarrollo. Debido a que no se observa el muro es imposible calcular la potencia. En la zona de la Cruz de Garalto se ha estimado una potencia cercana a los 300 metros. Más hacia el E, en la zona del barranco de Oca, el tramo está representado por dos o tres litosomos calizos superpuestos con una potencia global cercana a los 150 metros.

Esta evolución hacia facies cada vez menos carbonatadas continúa hacia el NE más allá de la zona, en el cuadrante de Zuya.

Hacia el techo, las calizas de Subijana se hacen más arcillosas y comienzan a intercalar niveles margosos, dando paso a un término de facies similar al descrito anteriormente como (9). En la zona de Trespuentes, este término de techo, intercala varios bancos de calizas y calizas arcillosas de potencia métrica y con entidad cartográfica que, por su similitud litológica, se asocian a las calizas de Subijana (10); estas intercalaciones calizas desaparecen hacia el N. Únicamente se preserva un banco de calizas arcillosas de unos 5 metros de potencia, a techo de todo el conjunto, pero finalmente desaparece al E de Hueto de Arriba, correspondiéndose lateralmente con los términos sobre los que se dispone. La potencia de

todo el conjunto varía muy poco, siendo cercana a los 400 metros en la zona de Trespuentes y de 500 metros al E de Hueto de Arriba. La edad corresponde al Coniaciense superior.

Se puede observar cómo, a causa del cambio lateral de las calizas de Subijana (10) hacia el NE, las facies de término (9) situadas a techo y a muro de dichas calizas llegan a constituir un mismo conjunto. Este hecho es bien visible en el cuadrante de Zuya coincidiendo con la casi desaparición de las calizas.

Toda la serie descrita hasta ahora presenta una buena exposición en todo el cuadrante, siendo especialmente representativos los cortes que se efectúan en el barranco de Oca, valle de Ziarre (Hueto de Arriba) y Trespuentes.

Sobre los materiales descritos anteriormente y como respuesta a una disminución en el contenido de carbonato, se dispone en contacto gradual una potente serie que presenta una facies similar a la descrita para el término n.º 8 (margas de Osma). Esta serie de edad Santiense se caracteriza por una llamativa variación de la potencia. En la transversal Foronda-Vitoria se estiman alrededor de 750 metros; hacia el SO y en la transversal de Hueto de Arriba-Astegieta se observa la potencia máxima (alrededor de 1.300 metros); y en la transversal Villodas-Ariñez la potencia se reduce bruscamente (cerca de 500 metros). RAMIREZ DEL POZO en la hoja Magna de Vitoria cita: *Globotruncana concavata* (BROTZ), *G. lapparenti lapparenti* BOLLI, *G. fornicata* PLUMM, *G. lapparenti tricarinata* QUEREAU, *Clavulinoides aspera* CUSHM, *Gaudryina rugosa* D'ORB, *Marginulina trilobata* D'ORB, *Tritaxia tricarinata* REUSS, *Verneuilina limbata* CUSHM, *Frondicularia cf. archiaciana* D'ORB. También aparecen *Globotruncana carinata* D'ALBIEZ, *G. cf. marginata* REUSS y *Heterohelix sp.* Dentro de este extenso conjunto, de facies similares a las del término (8) es posible encontrar zonas con facies ligeramente diferentes; se trata tanto de zonas en las que predominan los tramos

margosos sobre las alternancias, como zonas en las que abundan las litologías calizas. Algunos de estos tramos con suficiente entidad cartográfica se han diferenciado. En la base de este conjunto, al E de Ullibarri Ibiña (ángulo NE), se ha reconocido un tramo de unos 25 metros de potencia formado por margas fundamentalmente, con algunas intercalaciones finas de margocaliza. Ha sido definido como **margas** (11).

Localmente se han reconocido (al N de Mendiguren) unos niveles definidos como **brechas calcáreas intraformacionales y margas** (12).

Son niveles discontinuos de brechas intraformacionales formados por calizas pseudobrechoides y margas procedentes de la slumpización y resedimentación de las diferentes litologías que componen los términos infrayacentes. La potencia del tramo no sobrepasa los 5 metros.

Finalmente, intercalados casi a techo de esta potente serie, se reconocen en la zona industrial del N de Vitoria-Gasteiz y alrededores de Estarraona algunos tramos más carbonatados que el resto de la serie, y que presentan una facies asimilable a las definidas anteriormente para el término (9). La potencia de estos tramos oscila alrededor de 30 metros.

A techo de todo el conjunto anterior, y conformando una estrecha banda, se dispone en contacto gradual un paquete de **“Margas y margocalizas”** (13). Este término disminuye progresivamente de potencia hacia el Suroeste llegando a desaparecer en las proximidades del borde sur del cuadrante. Su potencia, a la altura de Krispijana, puede estimarse en unos 30 - 40 metros.

Por encima y en contacto gradual se ha definido un potente término, muy similar al anterior, denominado **“Margas y margocalizas pseudonodulosas”** (14). Se trata, como el (13), de una alternancia más o menos regular de margas y margocalizas en bancos centimétricos, presentando éstas últimas un aspecto noduloso o pseudonoduloso. Este término, que en esta hoja alcanza una potencia de más de

500 metros, presenta una notable variación de espesor, de forma que éste decrece rápidamente hacia el Suroeste acuñándose y desapareciendo en el vecino cuadrante de Nanclares.

Por último, más a techo y aflorando muy parcialmente en el vértice sureste, se dispone otro conjunto definido como “**Margas; tramos de margas y margocalizas alternantes**” (15). Se trata de una facies muy similar a la anterior, si bien los estratos “duros” de margocalizas son menos abundantes, predominando las margas. Además, los niveles de margocalizas no presentan el aspecto noduloso característico del término (14).

En materiales margosos asimilables a los dos últimos términos se cita, en el MAGNA 112 (Vitoria), la siguiente fauna: *Micraster vulgaris* (BREINUS) (macrofauna), *Grobo truncana elevata* (BROTZ.), *G. ventricosa* (BROTZ.), *G. lapparenti lapparenti* (BOLLI) (microfauna planctónica), *Lituola irregularis* (ROEM.), *Gaudryina rugosa* (D'ORB.), *Tritaxia tricarinata* (REUSS), *Marginulina trilobata* (D'ORB.), *Cibicides excavata* (BROTZ.) y *Goupillaudina lecointrei* (MARIE) (microfauna bentónica).

1.5. CUATERNARIO (16 a 18)

Han sido cartografiados distintos tipos de depósitos cuaternarios, diferenciándose: depósitos aluvio-coluviales antiguos (terrazas) (16), depósitos aluviales, aluvio-coluviales (17) y depósitos antropogénicos (18).

Depósitos aluvio-coluviales antiguos (terrazas) (16). Estos depósitos están consti-

tuidos por acumulaciones de materiales de diferente granulometría y con alta variabilidad espacial, tanto en vertical como en horizontal. Normalmente se trata de gravas calcáreas englobadas en una matriz areno-limosa con niveles de potencia decimétrica de arenas y limos.

Se reconocen tres afloramientos principales: Uno se dispone al E de Hueto de Abajo; otro se sitúa entre la localidad de Arangiz y el aeropuerto de Foronda, ocupando una gran extensión; el tercero, con poco desarrollo lateral, se encuentra al SE de Krispijana y tiene la particularidad de haber sido explotado para gravas.

Depósitos aluviales, aluvio-coluviales (17). Este tipo de depósitos están bien desarrollados en toda la mitad oriental del cuadrante, ocupando la mayor parte del valle por donde discurren los ríos principales (Zaia y Zadorra).

La potencia es difícil de estimar, ya que no se observa el sustrato rocoso en los cauces, pero al menos en algunos puntos es mayor de 4 metros. Puntualmente estos depósitos se han beneficiado mediante pequeñas explotaciones (SE de Astegieta).

Depósitos antropogénicos (18). Los depósitos de origen antropogénico son acumulaciones de materiales muy heterogéneos, en cuanto a origen y tamaños. Destacan por su extensión los rellenos para la construcción del aeropuerto y edificios en la ciudad de Vitoria-Gasteiz. En las cercanías de la ciudad se reconocen además, pequeñas escombreras y vertederos procedentes de la industria y de la construcción.

2. SEDIMENTOLOGIA

El presente capítulo es un intento de establecer los parámetros sedimentológicos y paleogeográficos en una triple vertiente: secuencial, geométrico-estratigráfica y paleogeográfica.

2.1. INTRODUCCION Y ENCUADRE REGIONAL DE LA ZONA

Dentro del cuadrante son mayoritarios los materiales del Cretácico superior (Cenomanien-se medio a Campaniense inferior), con importantes extensiones de depósitos cuaternarios. También aparecen arcillas triásicas alóctonas y rocas jurásicas arrastradas por el ascenso halocinético de aquéllas.

El Cretácico superior del Dominio Navarro-Cántabro aflora en dos bandas paralelas en los flancos del cinturón de sinclinales terciarios de Miranda - Treviño - Urbasa (Fig. 2.1.).

2.1.1. Generalidades sobre sedimentación regional

Tras el desarrollo de importantes relieves diferenciales en el fondo marino durante el megaciclo urgoniano, la llegada del enorme acúmulo de sedimentos que representa la Formación Balmaseda uniformiza el sustrato, de forma que pueden establecerse los amplios elementos paleogeográficos característicos del Cretácico superior, salvo en las áreas de intu-

mescencia halocinética: diapiros aflorantes como el de Murgia, o no aflorantes como el de Aitzgorri-Egino (cuadrante de Asparrena), Zua-zo, paleoalto de Arlabán - Maturana, etc., todos ellos en el entorno próximo del cuadrante.

Durante el Cretácico superior se formó, en el área Vasco-Cantábrica, un gran surco (Surco Alavés de RAMIREZ DEL POZO, 1971), con más de 4.500 m. de espesor total de sedimentos margosos y calizo-arcillosos en facies neríticas y pelágicas. Esta depresión elongada se sigue desde las proximidades de la alineación diapírica occidental de Salinas de Rosio - Valle de Mena, hasta que se va haciendo más angosta en La Barranca y Alsasua (Figs. 2.1, 2.2, 2.3). El Surco de Vitoria-Gasteiz en cuya parte N se encuadra el presente cuadrante (Figs. 2.1, 2.3), es uno de los surcos subsidiarios, rodeado por umbrales paleogeográficos (S, O, NO, N y NE), en su mayoría de origen diapírico (ver Fig. 2.4).

Hacia el S y el O del Surco Alavés existió una plataforma poco subsidente (entre 500 y 1.000 m. de Cretácico superior), con sedimentos carbonatados de facies someras.

La evolución paleogeográfica a nivel regional fue la siguiente, según se desprende del presente estudio, completado con datos extraídos de la memoria de la Hoja 1:200.000 de Bilbao (IGME, 1988).

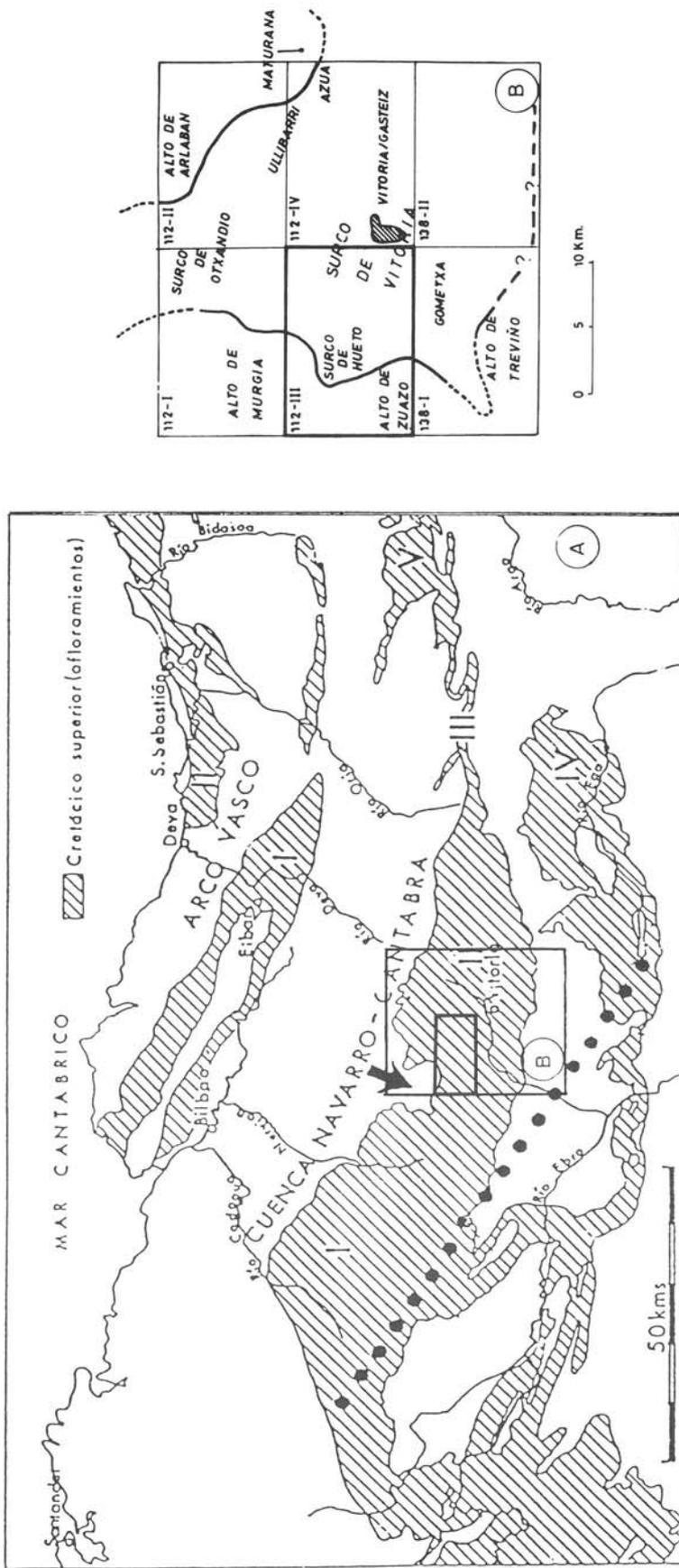


Figura 2.1.

- Ⓐ 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.
- Ⓑ 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. Se incluye toponimia que se cita en el texto.



Figura 2.2.
Mapa regional de isopacas del Cretácico Superior (intervalo Turoniense - Campaniense Medio, aproximadamente).
Datos tomados de Mapas Geológicos 1:200.000 y columnas estratigráficas.

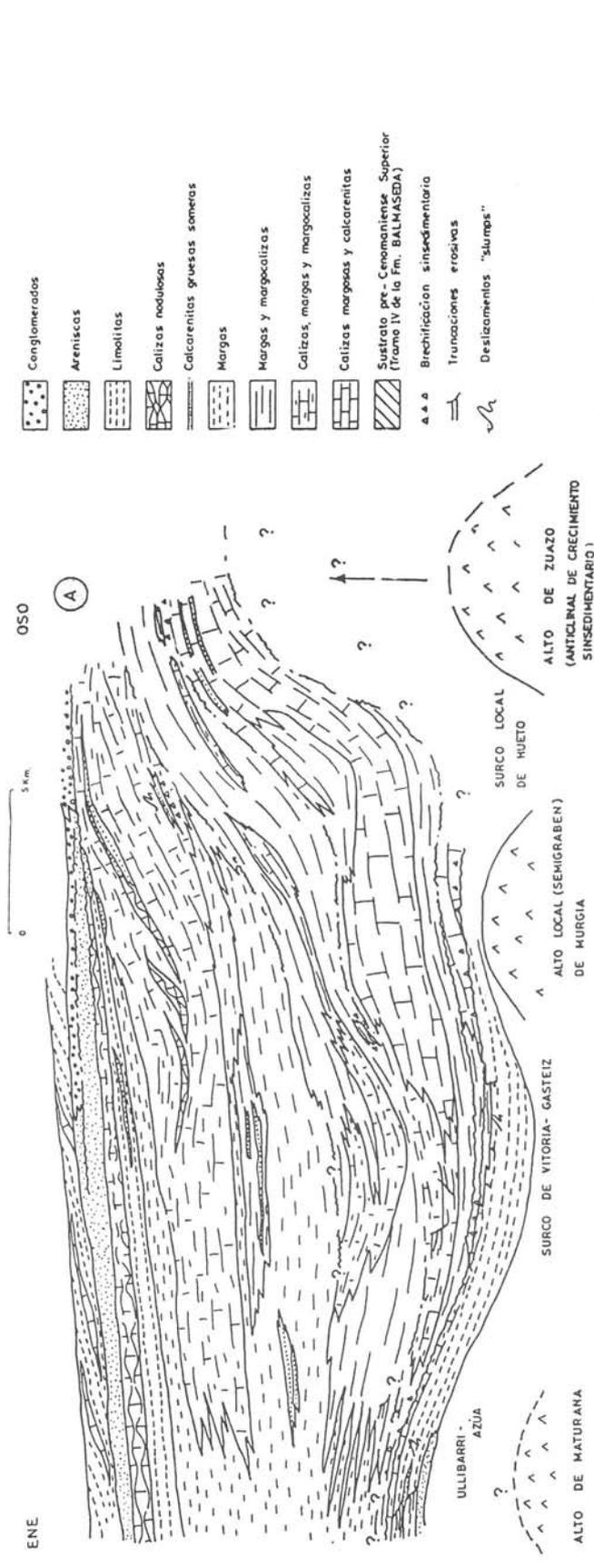
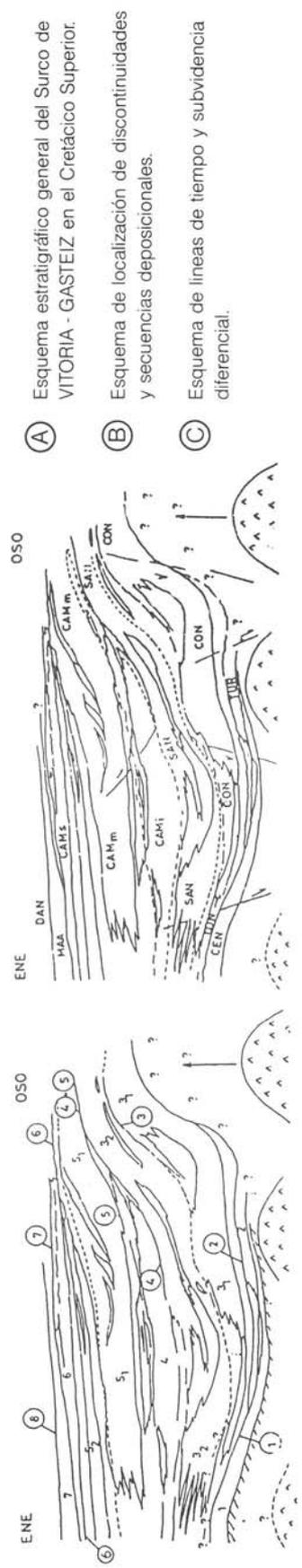
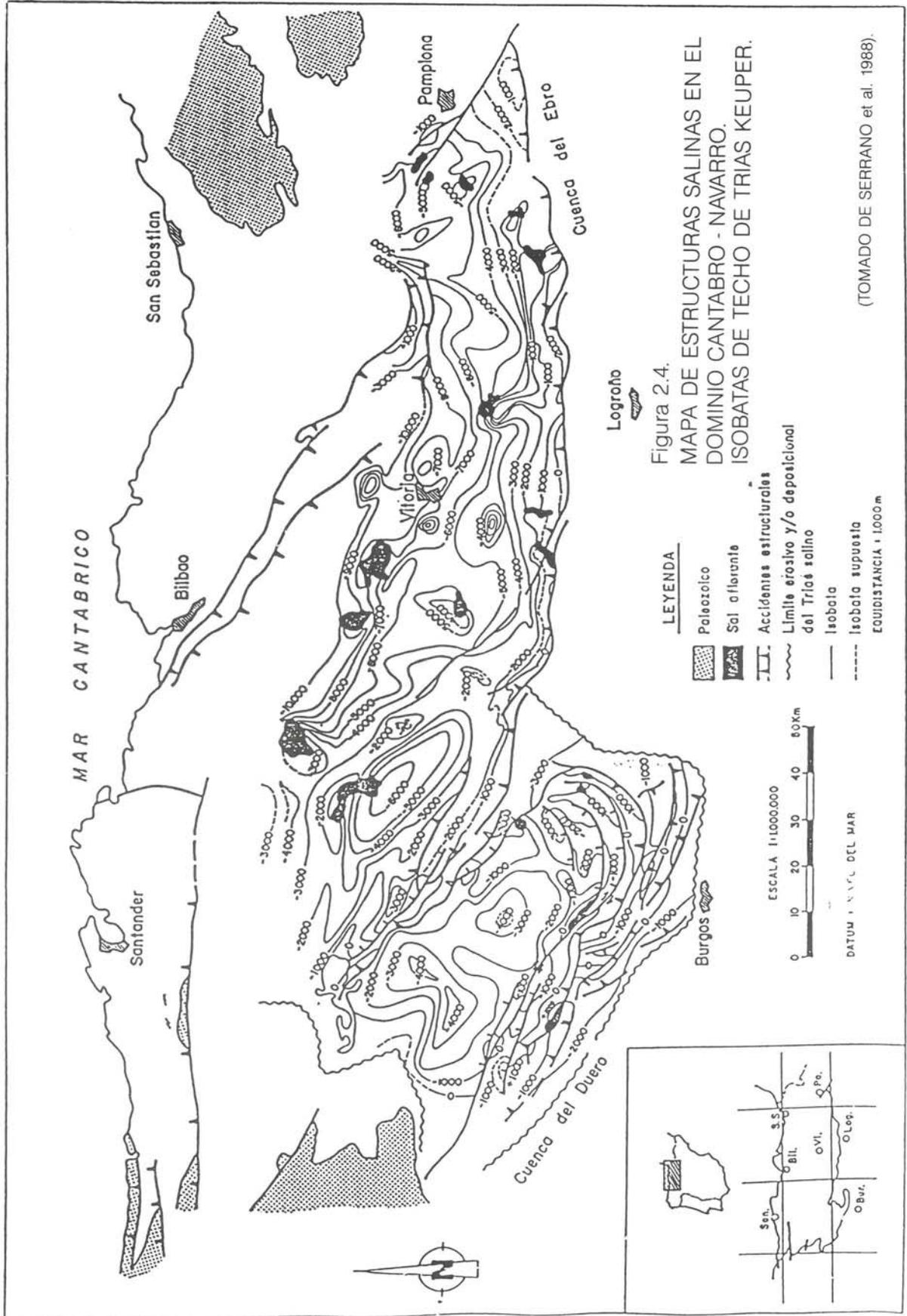


Figura 2.3.



- (A) Esquema estratigráfico general del Surco de VITORIA - GASTEIZ en el Cretácico Superior.
 - (B) Esquema de localización de discontinuidades y secuencias deposicionales.
 - (C) Esquema de líneas de tiempo y subsidencia diferencial.
- (B) Los números representan las secuencias y sus partes, tal como se describen en el texto. Los números rodeados por un círculo representan las discontinuidades.
- (C) Las líneas de tiempo son continuas si coinciden con rupturas sedimentarias netas y discontinuas si coinciden con paraconformidades o con discontinuidades deducidas. Las líneas subverticales indican áreas de subsidencia diferencial y/o planos de fallas sinsedimentarias.



(TOMADO DE SERRANO et al. 1988).

Las facies más someras, de plataforma interna, se sitúan en el S y SO (Montes Obarenes, zona norte del Ebro) ya desde el Cenomaniense, constituidas generalmente por sedimentos de rasgos proximales: bajíos calcareníticos, bancos de rudistas y ostréidos presencia masiva de macroforaminíferos bentónicos (Lacazinas y otros), etc.

En los primeros tiempos del Cretácico superior, la invasión marina es, como ya hemos dicho, manifiesta. Sin embargo, ya en el Coniaciense comienzan a tener lugar los primeros movimientos del fondo marino tendentes a contrarrestar la subsidencia: en el SO, la progradación de la plataforma interna a costa de facies más distales es muy evidente, llegando a darse, incluso, la emersión prolongada de grandes zonas y la subsecuente pérdida de registro sedimentario.

Alrededor del Santoniense medio se sitúa el siguiente máximo transgresivo propiciado por un nuevo basculamiento y hundimiento de la plataforma sudoccidental. El sistema sedimentario del Santoniense superior contrarresta el hundimiento con una nueva progradación coronada por bajíos calcareníticos. Al mismo tiempo, las continuas elevaciones que vienen sufriendo los continentes de la Meseta Castellana y del Ebro, hacen llegar en esta época un importante flujo terrígeno que invade la plataforma de manera pulsante, destruyendo las bioconstrucciones, inhibiendo progresivamente la formación de carbonato y consolidando el dominio de las facies continentales sobre las marinas.

Las facies distales correspondientes a la plataforma que hemos descrito, se sitúan principalmente en el surco de Vitoria-Gasteiz (en el que se enclava el presente cuadrante) y en la cuenca de Estella. En el surco, la tendencia transgresiva general, iniciada en el Cenomaniense, se ve contrarrestada por la aparición de áreas someras situadas sobre intumescencias diapíricas que elevaban localmente el fondo

marino (ver Figs. 2.3, 2.4, 2.6, 2.7, 2.8 y 2.10) produciendo numerosas interrupciones en la sedimentación. Ligados a las intumescencias aparecen solapamientos estratigráficos, que terminan en máximos transgresivos como los del Coniaciense medio (surco de Ullibarri, cuadrante de Legutiano) o Santoniense superior-Campaniense inferior (margas de Vitoria). Por el contrario, si la combinación de batimetría y subsidencia produce unas condiciones idóneas en el umbral diapírico, se desarrollan facies arrecifales y paraarrecifales (Coniaciense de Zuazo y Murgia; Campaniense del monte Oro—cuadrante de Zuya— y quizá del monte Zaldiran), cuyo crecimiento vertical crea una dinámica regresiva local.

El flujo terrígeno que alcanzó la plataforma proximal en el Santoniense continúa su progradación hacia el Norte, de forma que en el Campaniense superior invade el margen meridional del surco, abortando la transgresión pulsante que tenía lugar en ese momento.

La gran diferencia de profundidad entre la plataforma proximal y el surco desaparece, hacia el Campaniense, merced al relleno progresivo de la depresión a cargo de materiales margosos distales. El depósito del Campaniense arenoso y la progradación de barras calizas en el Maastrichtiense terminan de uniformizar el relieve submarino, dando paso a la creación de los amplios espacios paleogeográficos (extensas plataformas someras), característicos del Paleógeno en esta zona.

2.2. DISTRIBUCION CICLICA Y SECUENCIAL EN EL CUADRANTE

Los diferentes materiales de edad cretácica y terciaria comprendidos en el surco de Vitoria-Gasteiz pueden estructurarse en diferentes «secuencias deposicionales» en el sentido de MITCHUM et al. (1977): unidades o grupos de unidades sedimentarias separadas a techo y a muro por algún tipo de discontinuidad sedimentaria, desde discordancias angulares con

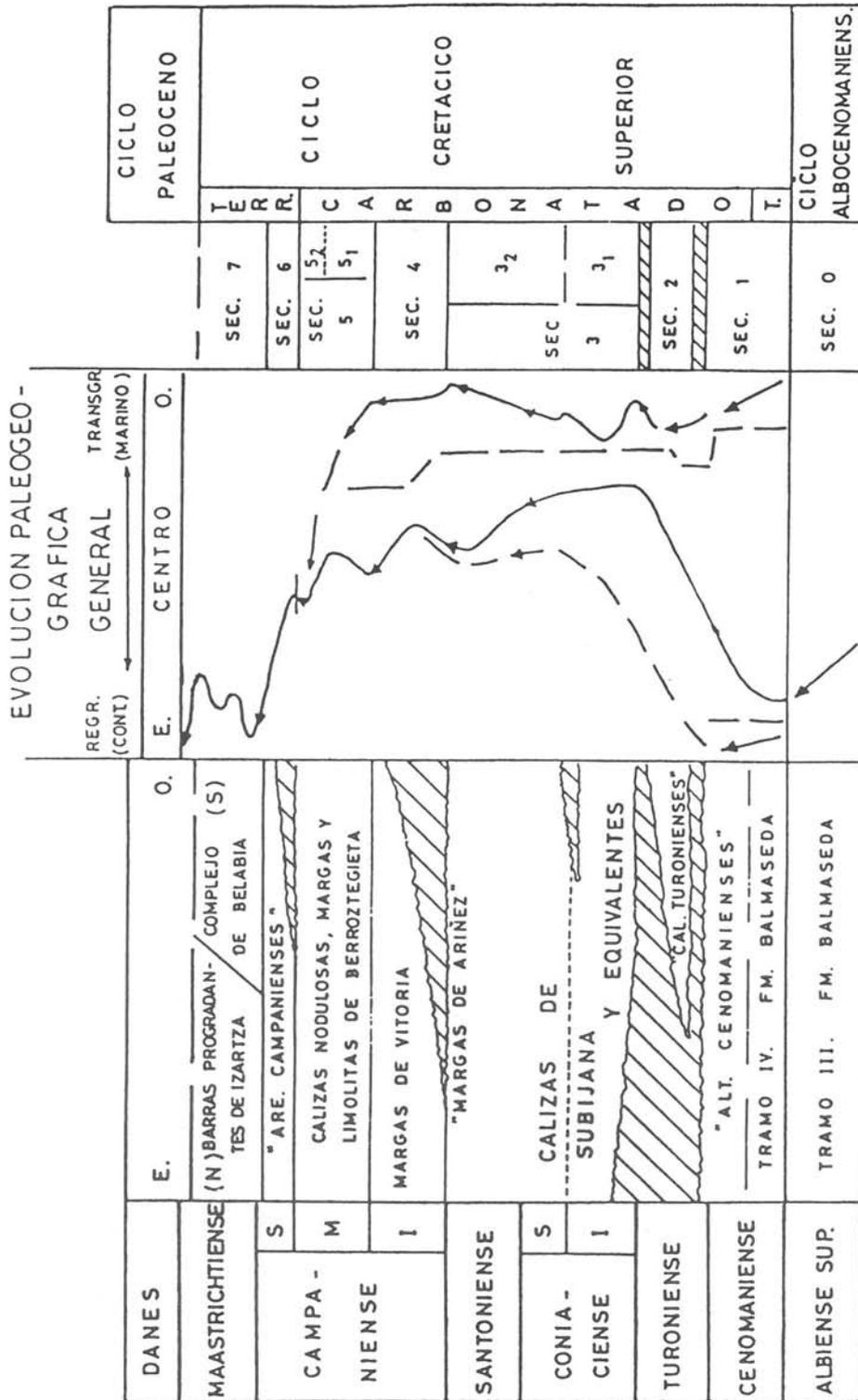


Figura 2.5.

Esquema cronoestratigráfico de ciclos y secuencias y su relación con transgresiones y regresiones locales y generales. Inicialmente las dinámicas eran diferentes por sectores. A lo largo del Campaniense se uniformizan las distintas tendencias.

importante pérdida de registro, hasta simples cambios litológicos, más o menos bruscos. En el caso del Cretácico superior, en el que el contenido terrígeno es bastante uniforme y de grano fino, las asociaciones sedimentarias que forman las secuencias pueden ser de tipo «carbonato alóctono-carbonato autóctono» (p. ej. calcarenitas progradantes y margas; secuencias positivas) o bien por secuencias de somerización definibles como parejas «carbonato más profundo-carbonato más somero» (secuencias negativas).

Las siete «secuencias deposicionales» que hemos diferenciado en el Cretácico superior del surco de Vitoria-Gasteiz (Fig. 2.5), están separadas por discontinuidades, que se hacen más evidentes en las áreas con menor subsidencia diferencial, ya que esto es debido a una menor velocidad de sedimentación y a una tectónica sinsedimentaria que propicia interrupciones en el proceso deposicional, así como deslizamientos y desplomes, factores todos ellos que conducen a la formación de diversos tipos de discontinuidades.

En este cuadrante se localiza una discontinuidad (la tercera en la Fig. 2.3), más o menos claramente visible en cartografía, en la zona de Hueto-Trespuentes. Correspondería al suave «onlap» del Santoniense superior sobre las calizas de Subijana. Este solapamiento de facies distales sobre el cierre preformado del anticlinal de Zuazo se desarrolla en un ámbito más amplio que el propio cuadrante y tiene lugar de ENE a OSO, a través de diversos surcos y altos locales, siendo especialmente patente en el cuadrante y zona próxima a Nanclares.

Dado el grado de tectonización de los materiales cenomanienses y turonienses en los alrededores del diapiro de Murgia, es imposible distinguir las dos primeras discontinuidades presentes en el surco de Vitoria-Gasteiz, ya que ambas se encuentran mecanizadas.

Dentro del ámbito del cuadrante sólo aparecen las secuencias 1 a 4, que describimos a continuación.

2.2.1. **Secuencias 1 y 2 (Cenomaniense medio - Turoniense superior)**

(Figs. 2.6, 2.7)

Están representadas por materiales carbonatados muy tectonizados, que, pese a estar incompletos, dibujan una secuencia de somerización, partiendo de limolitas de prodelta (?) y finalizando con calcarenitas arcillosas paraarrecifales («calizas turonienses»).

2.2.2. **Secuencia 3 (Coniaciense inferior - Santoniense superior)**

La secuencia puede subdividirse (ver Fig. 2.3, 2.8) en dos partes: una inicial en la que predomina la somerización y el acúmulo vertical de calizas (regresión local en los altos diapíricos de Murgia y Zuazo), y otra final netamente transgresiva.

La localización del mayor acúmulo de calizas en el umbral de Zuazo, indica la situación de las zonas más someras, donde la producción de carbonato fue más intensa. Así en Trespuentes y Nanclares (al sur de este cuadrante) pueden encontrarse barras métricas de calcarenitas bioclásticas gruesas con estratificación cruzada de bajo ángulo, con abundantes bioclastos de fauna arrecifal. La posición de las facies brechoides y deslizadas apunta a la creación de un talud incipiente en dicha zona. En dirección NO, hacia la zona nuclear del arrecife, llegaríamos a encontrar facies biohermales (ver Fig. 2.8), cuya presencia ya se ha citado en algunos sondeos.

En la Fig. 2.9 se visualiza la distribución de facies regional y local.

Durante el Coniaciense superior y Santoniense (parte final de la secuencia), se deposita en el surco una monótona serie margosa y margocaliza. En este episodio, la aceleración de la subsidencia marca una transgresión que queda reflejada, sobre todo, por la rapidísima retrogradación calcárea en Zuazo-Nanclares,

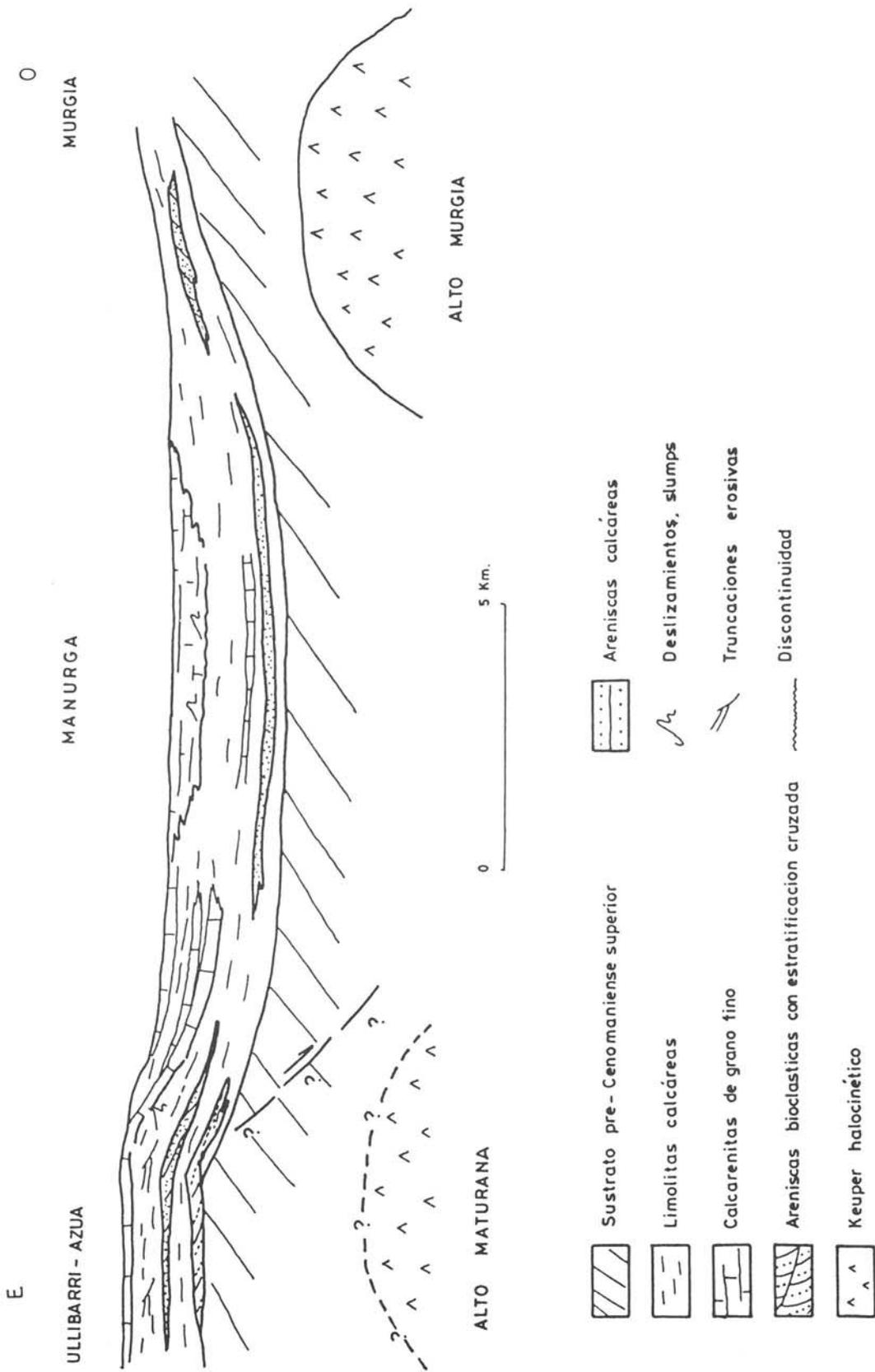


Figura 2.6.
 Representación esquemática de la geometría Cenomaniense en el Surco de VITORIA (Secuencia 1).

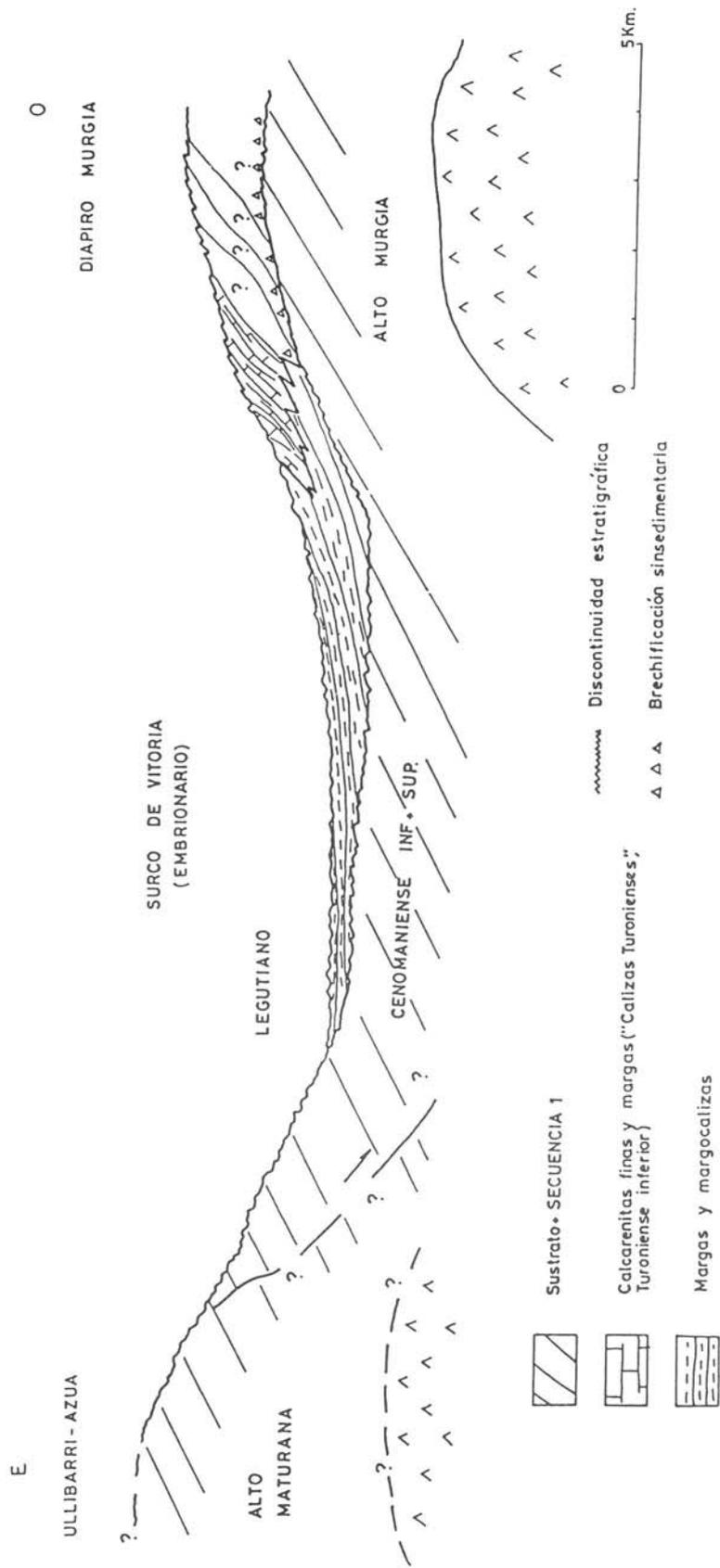
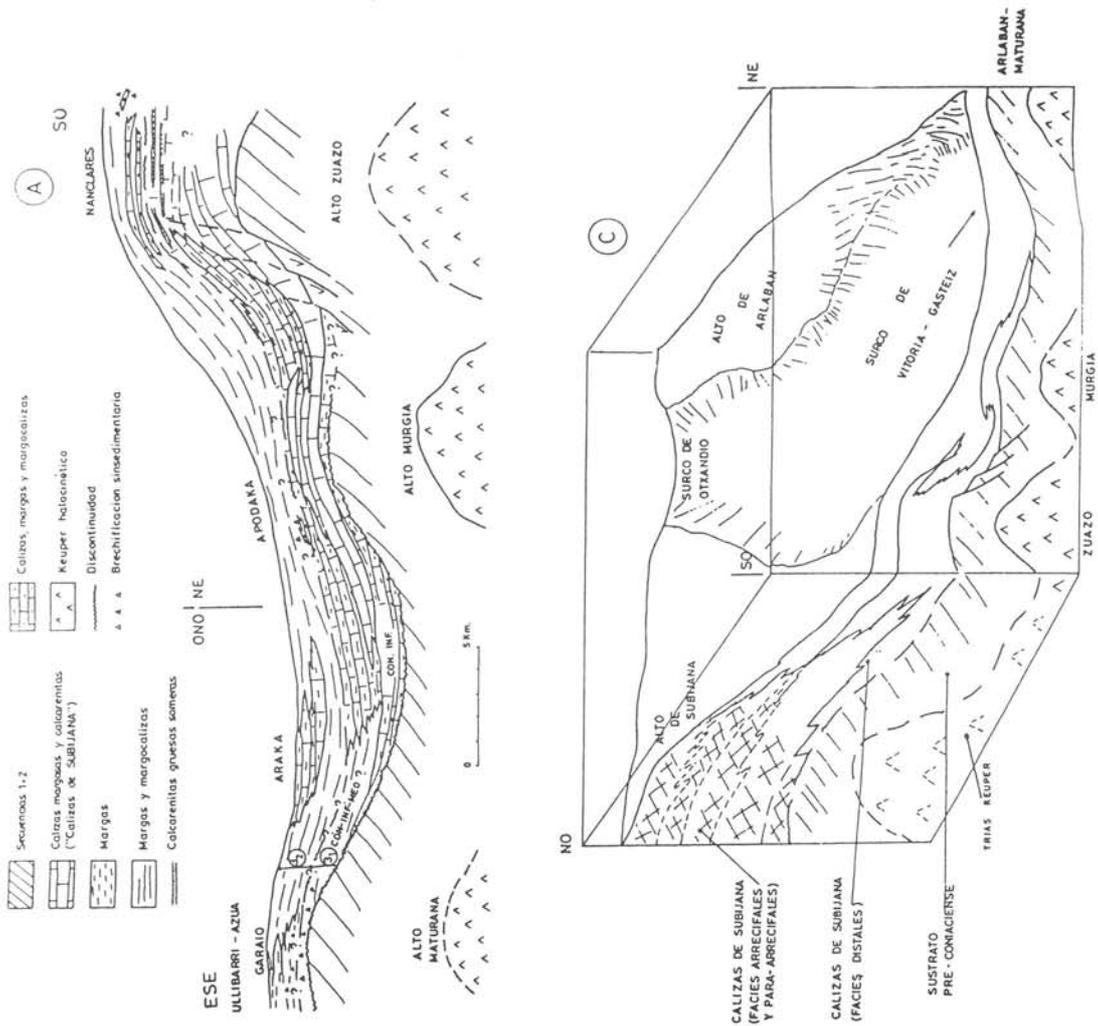


Figura 2.7.
 Representación esquemática de la geometría Turoniense en el Surco de VITORIA (Secuencia 2).
 La progradación de las calcarenitas está muy exagerada.



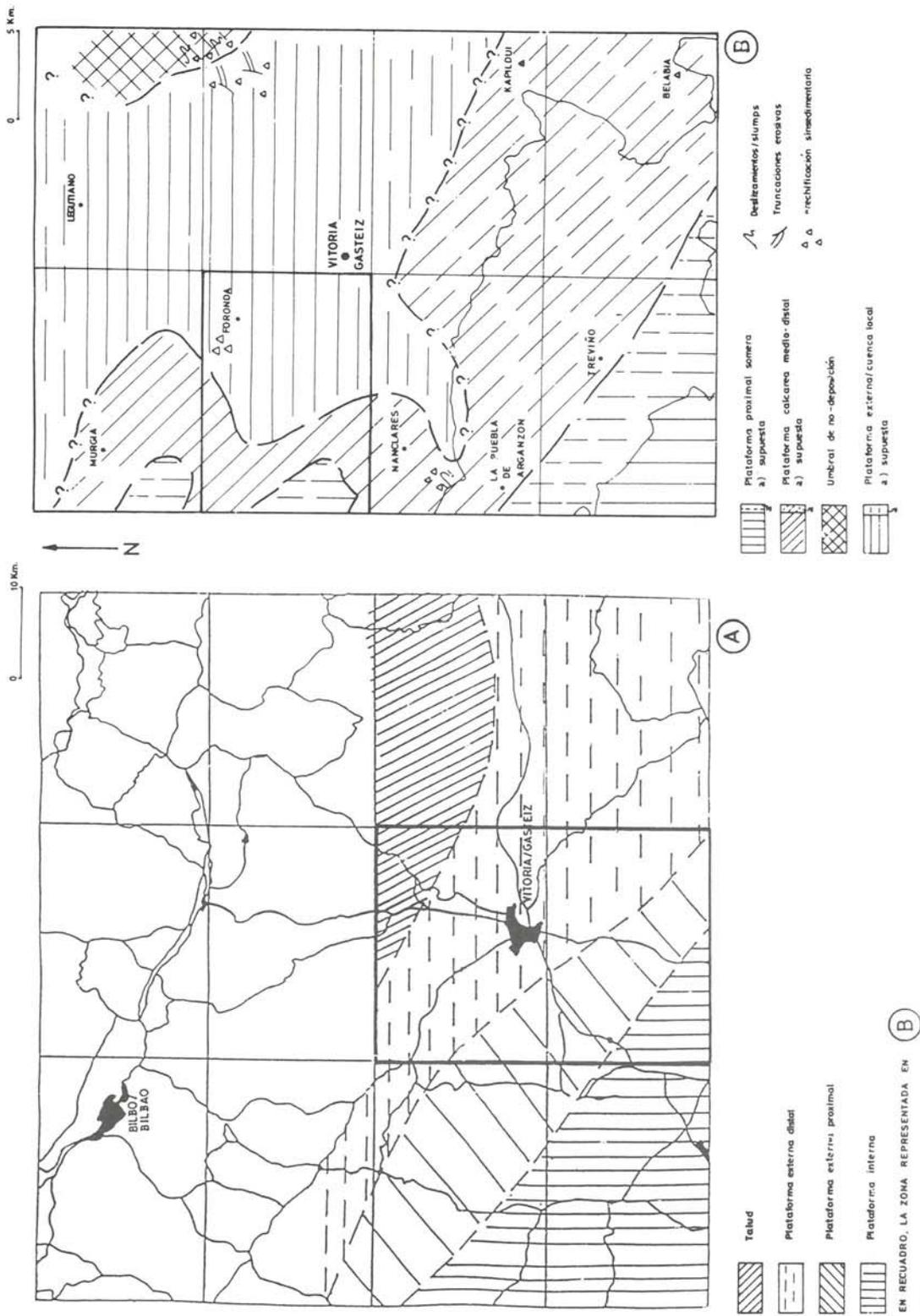


Figura 2.9.

Distribución de facies para el Coniaciense inferior. Tomado de IGME 1988.

Esquema paleogeográfico del Surco de VITORIA - GASTEIZ durante la 3ª secuencia del Cretácico Superior (1ª parte: Coniaciense inf. y medio).

mientras que ya era una tendencia continua en el fondo del surco (áreas de Ullibarri, Araka-Miñao y Arbulo, cuadrantes de Legutiano y Vitoria-Gasteiz).

2.2.3. **Secuencia 4 (Campaniense inferior)**

La cuarta secuencia es una cuña de extensión lateral limitada y carácter margoso uniforme. Constituye el episodio de relleno del surco que uniformiza, casi totalmente, los relieves submarinos creados por la subsidencia diferencial desde el Cenomaniense-Turoniense. Sólo la parte basal de esta secuencia aparece, con una extensión limitada, en el presente cuadrante.

Las Figs. 2.10 y 2.11 representan el esquema estratigráfico y la distribución de facies regional y local.

2.3. **ESQUEMA EVOLUTIVO GENERAL EN EL CRETACICO 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 S 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 Murgia y del alto de Arlabán-Maturana, que dan lugar a locales adelgazamientos en las series, cambios de facies, inestabilidad y perturbación sinsedimentaria, y truncaciones erosivas.

Durante el Cenomaniense y Turoniense tiene lugar una transgresión sobre un sustrato mo-

deradamente 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 paraarrecifales (Murgia, ver Fig. 2.3).

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

A partir del Santoniense final se inicia una regresión generalizada en toda la región como consecuencia de las primeras manifestaciones de la Orogenia Alpina. Esta da lugar a un levantamiento de la cuenca, que se manifiesta en el Campaniense inferior por la aparición, en los vecinos cuadrantes de Nanclares y Capilduy, de *shoals* o altos fondos calcareníticos. El área de sedimentación se reduce, de forma un tanto irregular, bajo el influjo de las primeras deformaciones tectónicas alpinas.

Durante el Santoniense y Campaniense inferior tiene lugar el episodio final de uniformización de las irregularidades del fondo marino.

El ciclo del Cretácico superior está dividido en dos episodios principales. En líneas generales, el primer episodio (Cenomaniense medio a Coniaciense) correspondería a una fase de movimientos de bloques y compartimentación; se trata de un estadio embrionario en la formación (y comienzo del relleno) de grandes cuencas subsidiarias: Vitoria, Barranca, Estella, surco flysch, etc. A partir del Campaniense inferior los elementos paleogeográficos adquieren mayor entidad, una vez rellenas y niveladas todas las irregularidades del fondo marino que se desarrollaron fundamentalmente por acción diapírica.

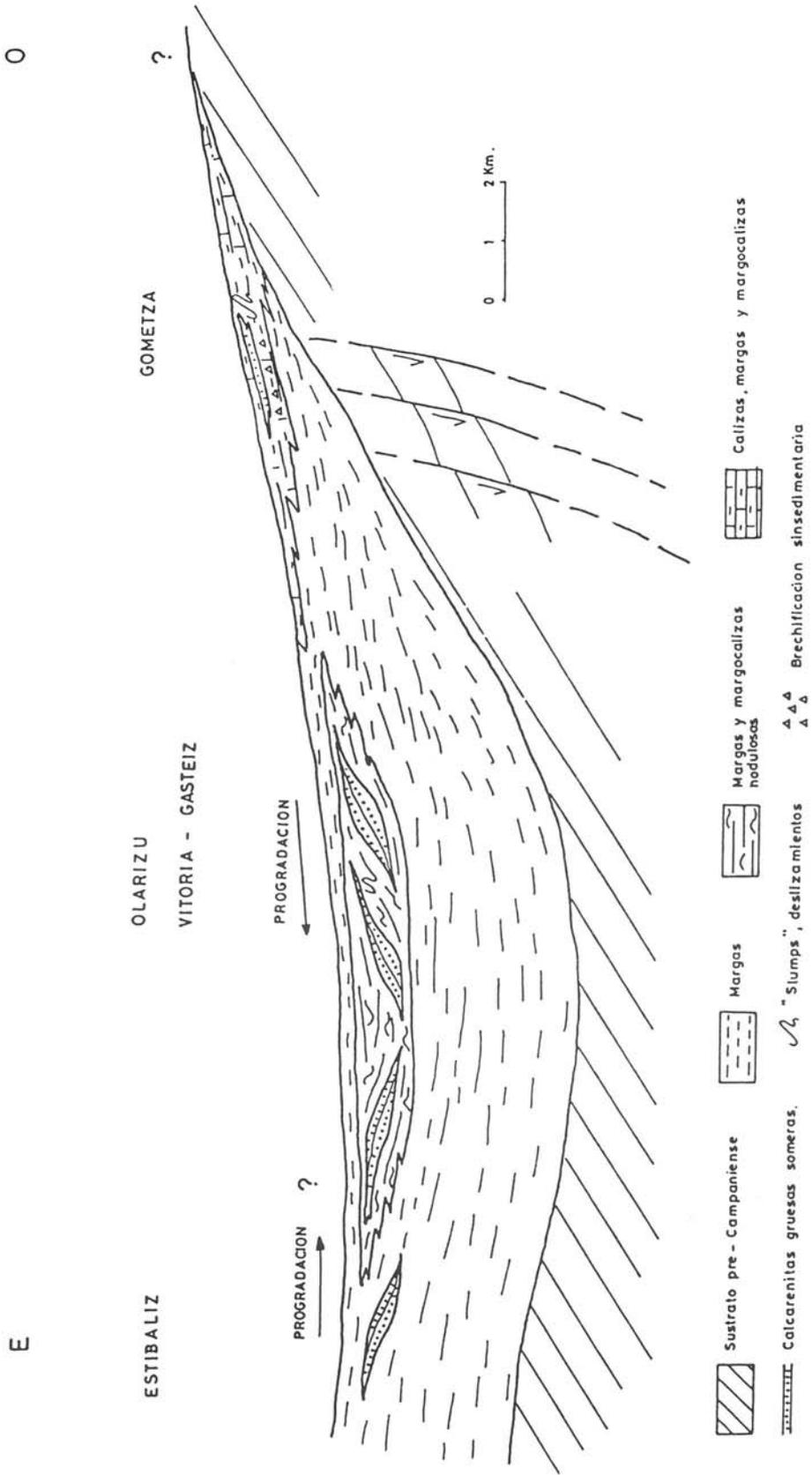


Figura 2.10.
Esquema estratigráfico de la cuarta Secuencia en el Surco de VITORIA - GASTEIZ. Campaniense inferior.

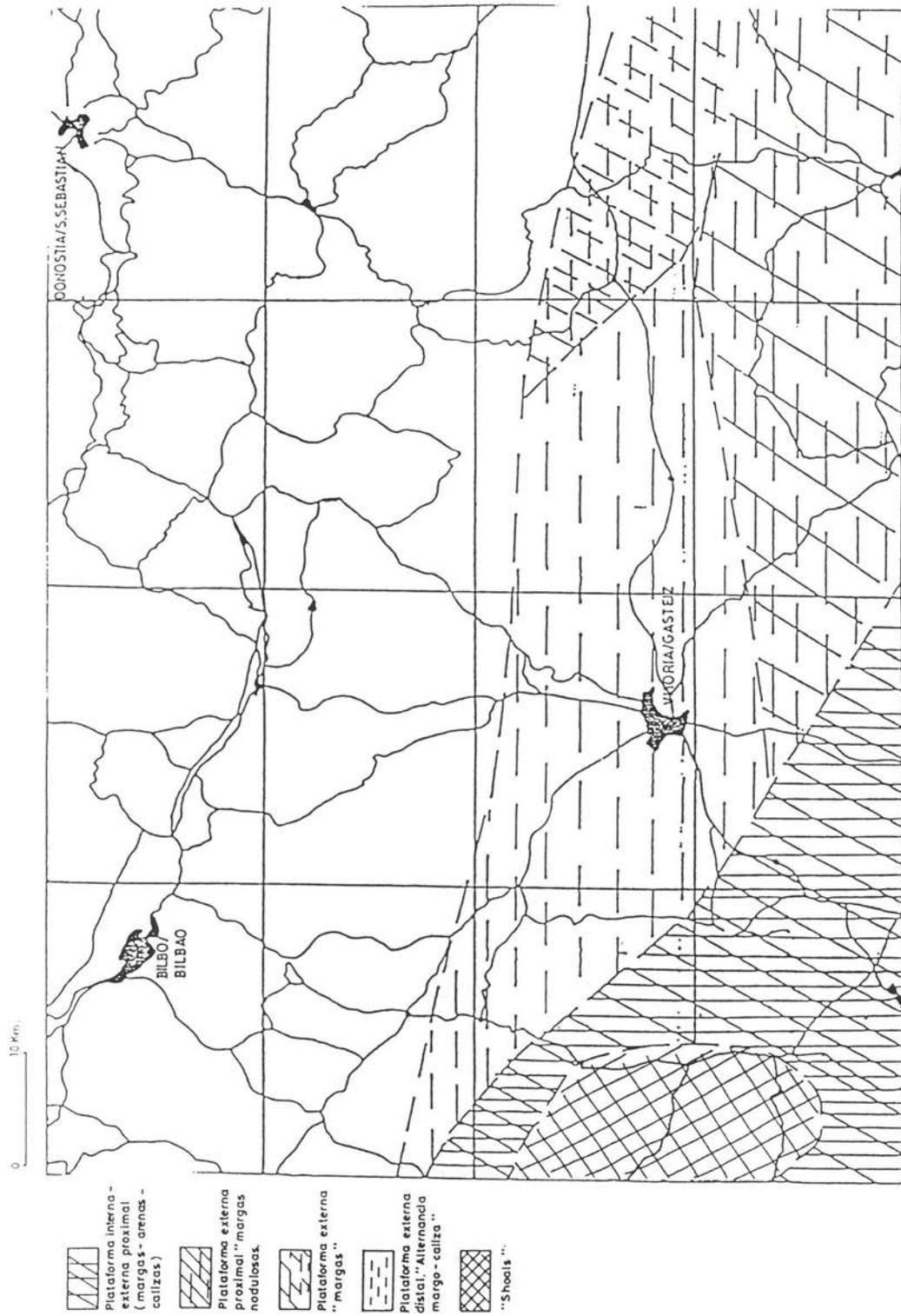


Figura 2.11.
 Mapa de distribución de facies para el Campaniense Inferior. Modificado de IGME 1988.

3. 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 monoclinial buzante al Sur, que representa el flanco meridional del Gran Anticlinorio de Bilbao (Fig. 3.1) cuyo núcleo se localiza sobre el corredor de Yurre. Esta estructura se considera integrada en una fase de plegamiento regional principal que desarrolla estructuras N 120° E en zonas internas de la cadena durante la Orogenia Alpina. La tranquilidad tectónica que caracteriza esta unidad a escala regional se ve interrumpida, en la mayor parte del cuadrante de Foronda, por la existencia de un suave plegamiento que se acentúa sobre todo en la mitad occidental. Estos pliegues son conocidos como sinclinal de Vitoria y anticlinal de Zuazo.

Esta estructura, junto con el diapiro de Murgia que aflora parcialmente en el ángulo NO, son los rasgos estructurales más importantes que se reconocen en este cuadrante (Fig. 3.2).

Diapiro de Murgia

Su borde S aflora escasamente, estando constituido por rocas triásicas, jurásicas y del Cretácico, inferior y 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 y tecto-

nización general decreciente en intensidad a medida que nos alejamos del borde. Son comunes los enclaves de rocas desenraizadas de series profundas no aflorantes, transportados por la masa salina durante su ascenso.

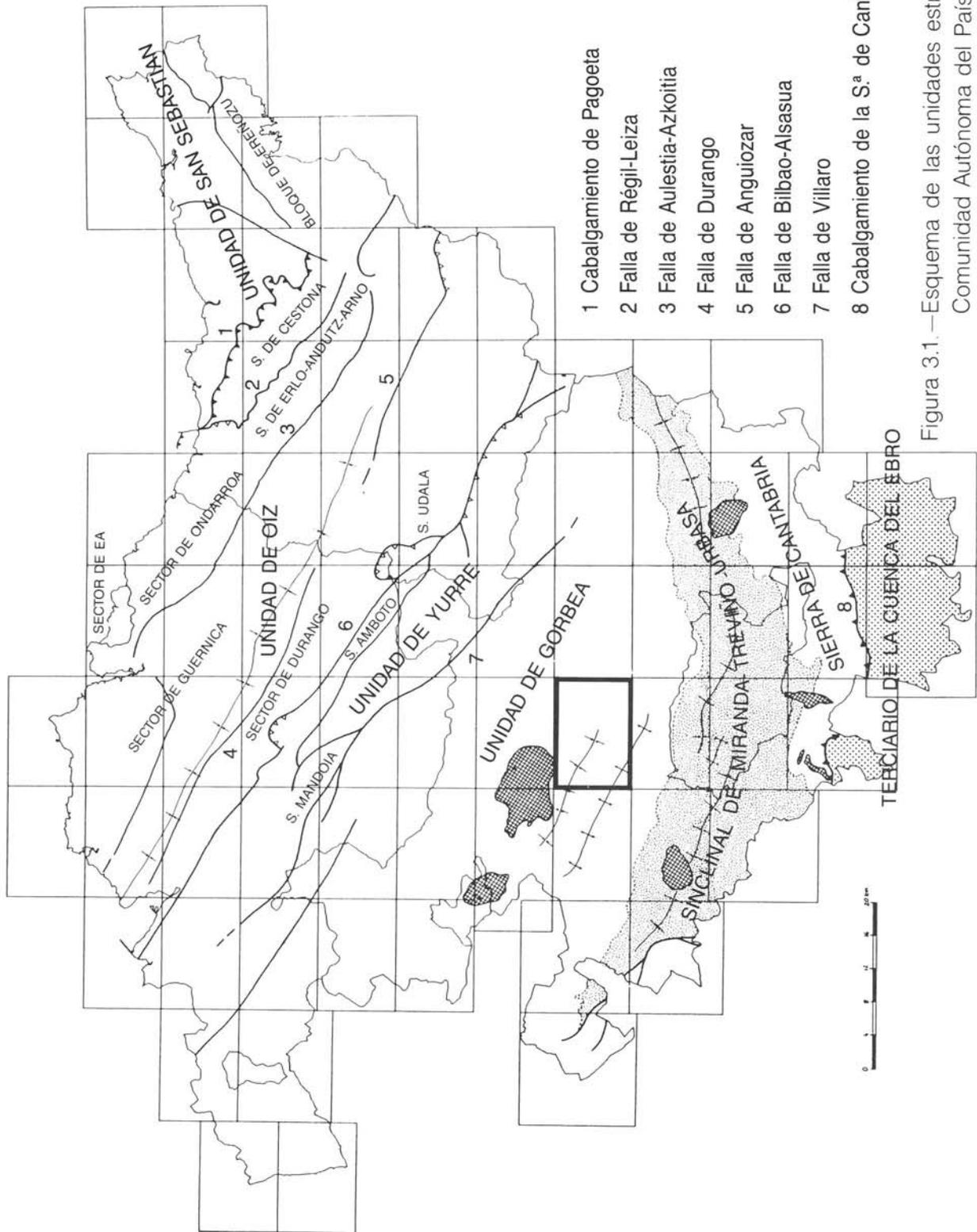
El diapiro de Murgia tiene una historia compleja y dilatada. Las primeras fases del movimiento se inician en el Albiense, influyendo a partir de entonces en la sedimentación de los materiales cretácicos.

En base al conocimiento regional (cuadrante de Zuya) se considera que en el Campaniense culmina el ascenso del diapiro, rompiendo los materiales suprayacentes y llegando a aflorar.

El diapiro de Murgia ha sido objeto de atención de varios autores, principalmente RIOS (1952), quien cartografió su contorno, y posteriormente por STACKELBERG (1960) que realizó un estudio tectónico de detalle, proponiendo un diapiro con forma de un ancho cilindro y elevación de tipo lacolito.

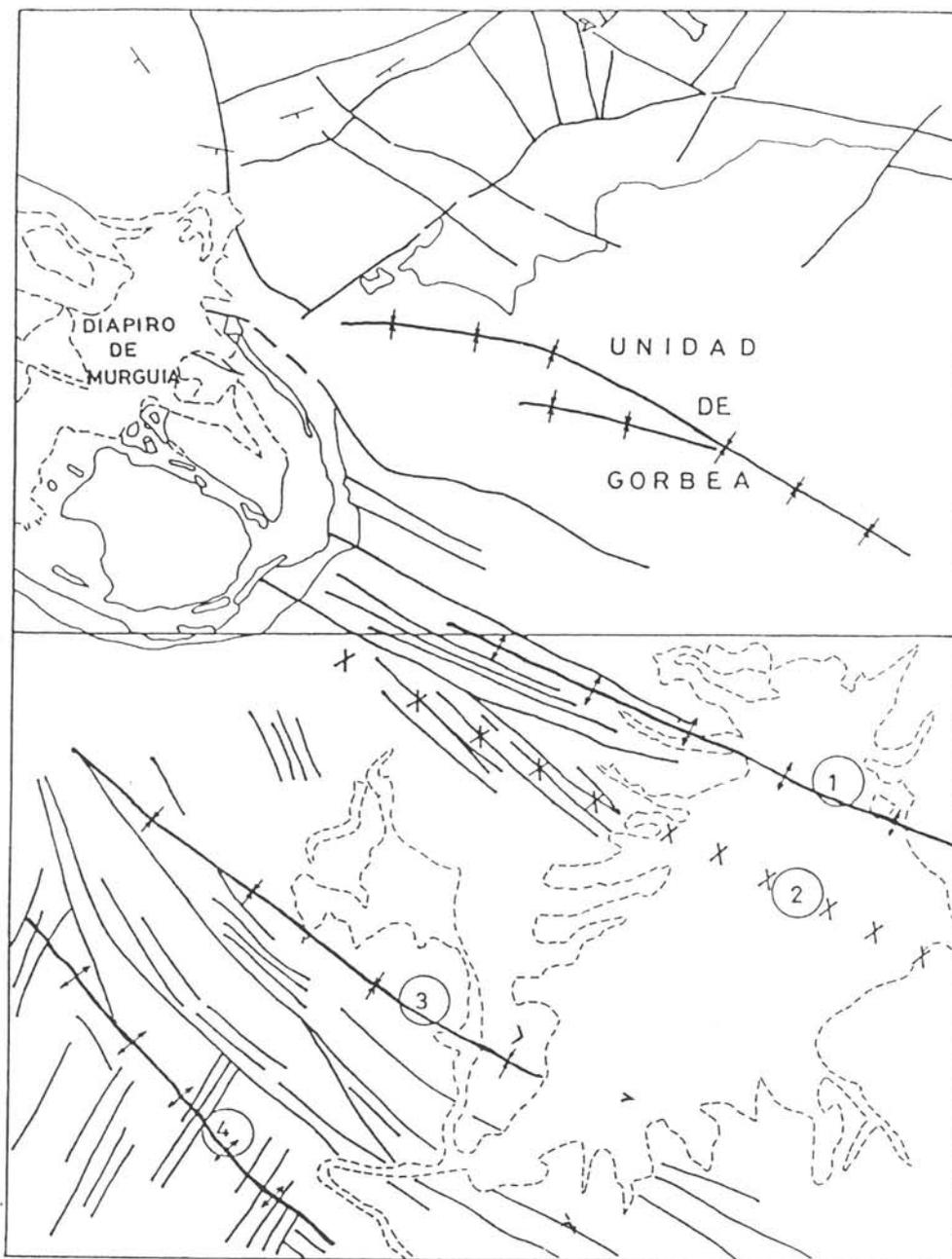
Sinclinorio de Vitoria y anticlinal de Zuazo

Al Sur del diapiro y al E, se reconoce una gran estructura sinclinal laxa de amplio radio, conocida como sinclinorio de Vitoria. Esta macroestructura está constituida por varias estructuras menores; en este cuadrante se recono-



- 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.

Figura 3.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.



Escala 1:100.000

Figura 3.2.

- ① Anticlinal de Apodaka.
- ② Sinclinatorio de VITORIA.
- ③ Sinclinal de Hueto - Asteguieta.
- ④ Anticlinal de Zuazo.

cen, al N, el cierre perianticlinal y flanco S del anticlinal de Apodaka y, ocupando la zona central, una estructura subsidiaria conocida como sinclinal de Hueto-Astegieta.

Al Sur del sinclinorio y ocupando el ángulo SO del cuadrante se dispone otra estructura subsidiaria conocida como anticlinal de Zuazo, de la que únicamente se reconoce su flanco norte y parte de su cierre periclinal, quedando su flanco S en el cuadrante contiguo de Nanclores.

Se trata de pliegues muy suaves, cuyos ejes marcan una dirección N 100° - 130° E y buzanan suavemente hacia el SE. Se encuentran afectados por un sistema principal de fracturas de la misma dirección. Estas estructuras se amortiguan hacia el E y S a medida que nos alejamos del área de influencia del diapiro, pasando a constituir, fuera de los límites del cuadrante, la serie monoclinial buzante al Sur que caracteriza la Unidad de Gorbea.

Los pliegues que forman el sinclinorio de Vitoria y el anticlinal de Zuazo pertenecen a una misma generación. A juzgar por sus geometrías

y en base a datos regionales se puede considerar que estas estructuras no responden a esfuerzos compresivos, sino más bien podrían estar originadas por movimientos ascendentes de masas salinas diapíricas aflorantes (diapiro de Murgia) 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 Murgia al menos en el Albiense), comenzarían a preformarse, constituyendo altos (anticlinal de Zuazo y anticlinal de Apodaka) y surcos (sinclinal 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 N 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.

4. PETROLOGIA IGNEA

Las únicas rocas ígneas aflorantes en el cuadrante de Foronda 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. Una de estas masas de ofitas aflora parcialmente en el borde sur del diapiro de Murgia. Generalmente están muy alteradas y no dan afloramientos. La roca fresca únicamente puede reconocerse en los innumerables «bolos» que produce su característica alteración. Aquí 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.

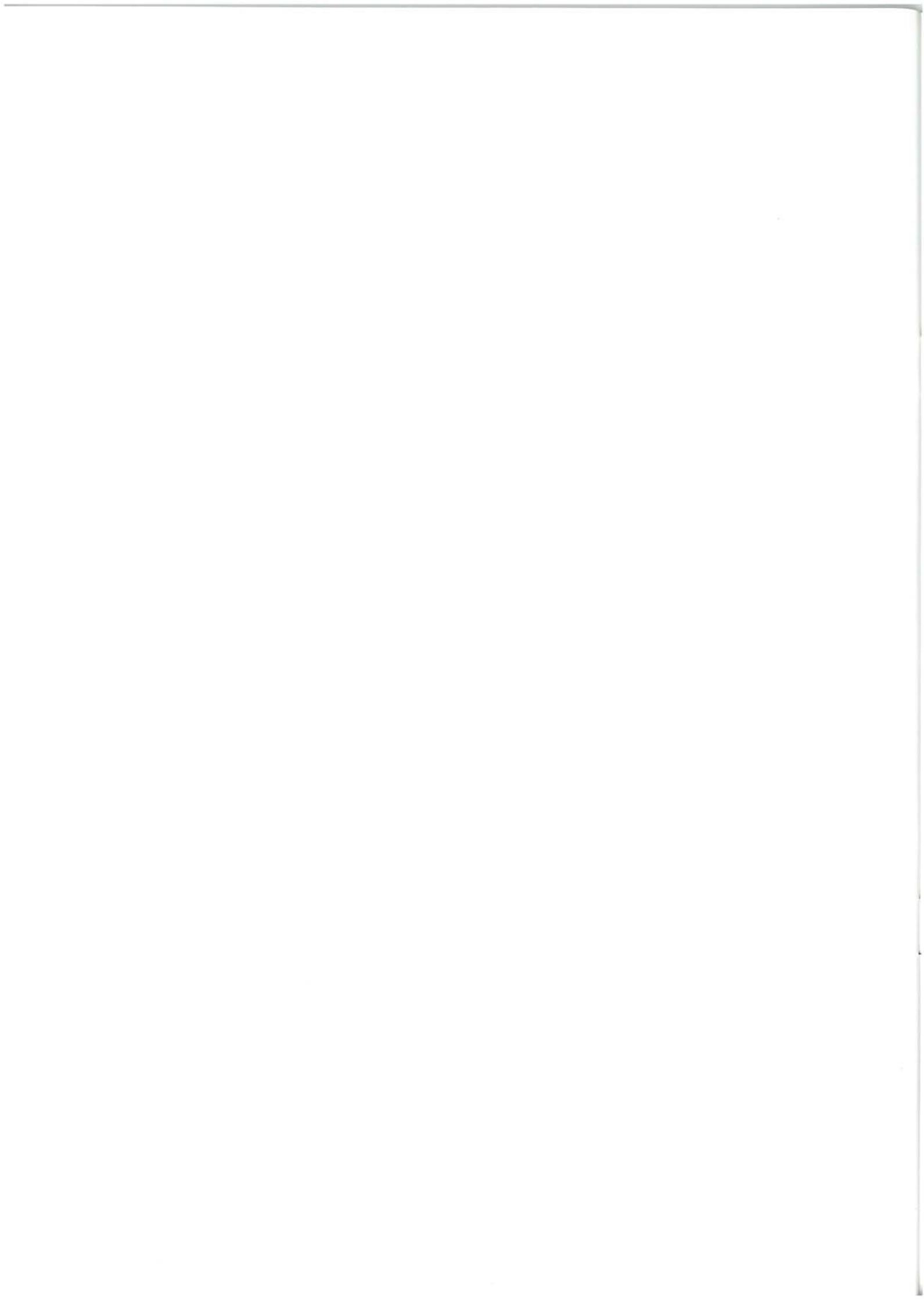
Están compuestas por un entramado de cristales prismáticos de plagioclasas y melano-cratos.

Como minerales principales se han diferenciado plagioclasa cálcica y piroxeno augítico casi totalmente uralitizado. Como accesorios se encuentran feldespato potásico, menas metálicas, rutilo y esfena. Los minerales secundarios proceden 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 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 subproductos. La esfena sufre una transformación (probablemente por oxidación) a menas metálicas.

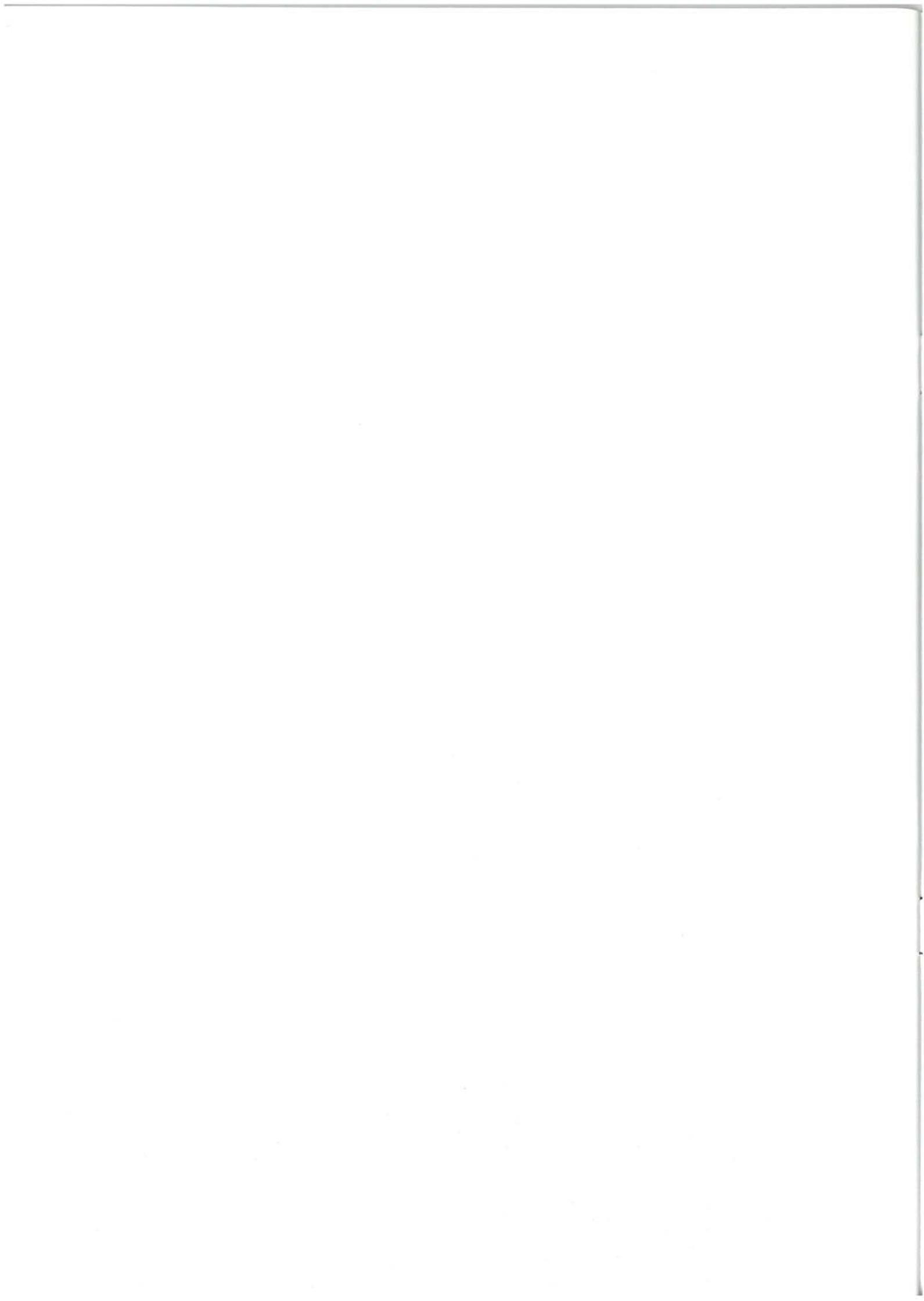
Por último y debido a una fase de alteración hidrotermal, se desarrolla un crecimiento intenso de epidota que «tapiza» toda la roca.

Se puede considerar esta roca como un microgabro.



BIBLIOGRAFIA

- CADEM (1985).—«Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Bermeo y Durango. (cuadrantes NW, NE y SW)». (Inédito).
- CIRY, R. y MENDIZABAL, J. (1949).—«Contribution à l'étude du Cénomaniens et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava e de la Navarre Occidentale». *Annales Hébert et Haug*, T. VII. *Libre Jubilaire Charles Jacob*; publiées par le Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Paris.
- EVE (1986).—«Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Landako (cuadrantes NE y SE) y Elorrio (cuadrantes NW y SW)». (Inédito).
- EVE (1986 b).—«Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Landako (cuadrantes NW y SW) y Elorrio (cuadrantes NE y SE)». (Inédito).
- IGME (1988).—«Mapa Geológico de España E:1.200.000, 12 Bilbao».
- MITCHUM, Jr. R. M. et al. (1977).—«The depositional sequence as a basic unit for stratigraphy analysis». (In: *PAYTON, CH. E. 1977: «Seismic stratigraphy applications to the hydrocarbon exploration»*). Tulsa (Oklahoma). *Am. Ass. Petro. Geol.* pp. 53-62.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—«Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)». *Mem. Inst. Geol y Minero (IGME)* T. 78, 357 pp., *Tesis Doctoral*.
- RAMIREZ DEL POZO, J. en IGME (1978).—Mapa Geológico de España E:1.50.000, Hoja 112/22-7 VITORIA.
- RAT, P. (1959).—«Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques». *Publications de l'Université de Dijon*. *Tesis Doctoral*.
- RIOS, J. M. (1952).—«El diapiro de Murgia (Alava) y comentarios al «flysch de bolas» cenomaniense de la misma región». *Not. y Com. IGME*. N. 28, pp. 50-87, 10 figs., 1 carte 1/50.000.
- SERRANO, A. et al. (1988).—«Diapirismo del Trías salino en el dominio Cantabro-Navarro».
- STACKELBERG, V. (1960).—«Der Diapir von Murguía (Nordspanien)». *Beih. geol. Jb.* 66, pp. 63-94, figs. 37-44, pl. 3-6, Hannover. (Tesis Doctoral. Universidad de Bonn).



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA