



EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



61-III GÜEÑES

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

61-III GÜEÑES

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-421-93

I.S.B.N.: 84-88302-54-1

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

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

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

INGEMISA

- A. Arriola Garrido
- E. Eguiguren Altuna
- I. García Pascual
- R. Garrote Ruiz

Han participado como colaboradores: J. García Mondéjar y V. Pujalte Navarro. (UNIVERSIDAD DEL PAIS VASCO), que han asesorado en los capítulos de Estratigrafía y Sedimentología.

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1987.



INDICE

| | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| 1. INTRODUCCION | 9 |
| 2. ESTRATIGRAFIA | 11 |
| 2.1. UNIDAD DE YURRE + GORBEA..... | 11 |
| 2.1.1. Complejo Purbeck - Weald..... | 11 |
| 2.1.2. Complejo Urganiano..... | 12 |
| 2.1.3. Formación Valmaseda (Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano).... | 15 |
| 2.2. CUATERNARIO..... | 17 |
| 3. SEDIMENTOLOGIA | 19 |
| 3.1. CICLO PURBECK - WEALD..... | 19 |
| 3.2. CICLO URGONIANO (Aptiense - Albiense inferior/medio)..... | 21 |
| 3.3. CICLO ALBOCENOMANIENSE (Albiense medio/superior - Cenomaniense inferior) | 27 |
| 4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL | 31 |
| 4.1. FASES DE DEFORMACION RECONOCIBLES..... | 31 |
| 4.2. DESCRIPCION Y SIGNIFICADO DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES..... | 34 |
| 5. PETROLOGIA | 39 |
| BIBLIOGRAFIA | 41 |



1. INTRODUCCION

El cuadrante de Güeñes a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 61 "Bilbao", del Mapa Topográfico a escala 1:50.000.

Prácticamente todo el cuadrante se sitúa dentro del Territorio Histórico de Bizkaia, a excepción de dos pequeños enclaves, que pertenecen a Burgos y Alava respectivamente.

Las cotas topográficas principales son el monte Eretza (883 metros) y los picos de Tillitu (715 metros), Lujar (542 metros), Laguna (525 metros), etc.

En esta hoja se localizan pequeños núcleos urbanos, como Güeñes, Zalla, Gordexola y Sodupe.

El cauce fluvial más importante es el río Cadagua y su afluente el Herrerías. Los arroyos de caudal alto son numerosos.

El cuadrante de Güeñes se sitúa geológicamente en las estribaciones occidentales de los Pirineos, dentro de la Cuenca Vasco - Cantábrica. Está constituido por materiales del Cretácico (hasta el Albiense terminal - Cenomaniense) estructurados según directrices generales ONO - ESE, concordantes con las estructuras regionales más importantes de la Cuenca Vasco - Cantábrica, sobre los cuales se depositan los diferentes sedimentos cuaternarios.

2. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos, se han diferenciado en la región varias unidades separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional, cuyas trazas cartográficas rebasan los límites de este cuadrante.

Esta separación de unidades permite una mayor diferenciación de términos litológicos, que da lugar a una cartografía geológica más detallada; evitando también, problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un funcionamiento más o menos individualizado durante la sedimentación. No obstante, en este cuadrante, y dado que no se encuentran diferencias sustanciales, se ha optado por distinguir una sola unidad —síntesis de dos claramente diferenciadas más al sur—, denominada Yurre + Gorbea.

2.1. UNIDAD DE YURRE + GORBEA

El conjunto de estas dos unidades ocupa la totalidad del cuadrante. La falla de Villaro, accidente principal en otros cuadrantes situados al sureste, pierde progresivamente importancia (hacia el noroeste) hasta el punto que llega a separar conjuntos lito - estructurales no diferenciables como unidades tectoestratigráficas.

Los materiales que forman este conjunto de unidades, pertenecen a los complejos Purbeck - Weald, Urganiano y Supraurgoniano.

2.1.1. Complejo Purbeck - Weald

Definido por PUJALTE (1976 - 77) tiene carácter esencialmente detrítico.

De más antiguo a más moderno está compuesto por:

Lutitas con pasadas areniscosas (1).

Son una alternancia de estratos argilíticos, limolíticos y areniscosos, de potencia decimétrica, que se presentan a veces en forma de secuencias negativas. En los niveles de grano más fino, que suelen tener con frecuencia materia orgánica, aparecen lumaquelas de gasterópodos (*Glauconia*) y bivalvos de aguas salobres o marinas restringidas.

En la mitad sureste de la banda de afloramientos wealdenses, los materiales descritos en este tramo conforman un tránsito lateral a la base del Complejo Urganiano, convirtiéndose en limolitas micáceas, con muy escasa fauna de lamelibranquios salobres. En las áreas de contacto entre el Complejo Purbeck - Weald y la base del Complejo Urganiano, aparecen intercalaciones de materiales en facies similares a las wealdenses, que se han representado como tramos intercalados dentro de la formación Ereza. Estas circunstancias convierten el paso Barremiense - Aptiense en diacrónico y difícil de establecer en este área, por lo

cual la distinción cartográfica se ha realizado de acuerdo con las combinaciones mayoritarias de litofacies.

Areniscas (2). Se trata de niveles de areniscas rojas u oscuras, claras en fractura, de grano medio, bien clasificadas y estratificadas en bancos decimétricos. Como estructuras internas presentan "ripples" de corriente y oscilación, laminaciones paralelas, muros erosivos, estratificaciones cruzadas y disposiciones a veces canaliformes. Alternan con areniscas más oscuras, de grano fino a medio, desorganizadas (a veces bioturbadas), micáceas, con materia orgánica y cantos blandos, a veces algo calcáreas, limolitas y escasas argilitas. Se observan organizaciones secuenciales, tanto positivas como negativas.

Estos niveles se sitúan a diversas alturas en la facies limolítica wealdense y presentan una continuidad lateral hasta kilométrica con ligeras variaciones en su potencia.

El Complejo Purbeck - Weald presenta, en áreas adyacentes, una potencia mínima aproximada de 2000 metros.

2.1.2. Complejo Urganiano

El Complejo Urganiano fue definido por RAT (1959) y en él agrupó un conjunto de sedimentos con facies arrecifales o paraarrecifales y sus detríticos asociados.

En esta unidad se ha considerado como Complejo Urganiano toda la sucesión de materiales del Cretácico inferior con facies netamente marinas.

Areniscas de grano fino y limolitas calcáreas (3). Constituyen, junto con el tramo (4), la formación Ereza, definida por GARCIA MONDEJAR (1982).

Forman un paquete muy potente y monótono, de aspecto masivo y carente de una organización clara, en estratos bien definidos.

La potencia máxima total es de unos 1100 metros en el corte de La Cuadra - Sodupe. Únicamente en determinados niveles, se pierde el aspecto masivo y se observa un tramo bien estratificado de areniscas de grano fino en barras métricas con laminación paralela.

Presentan colores grisáceos - oscuros en fractura fresca, y amarillentos cuando están alteradas y han perdido el carbonato. Son muy micáceas y mal clasificadas. Frecuentemente se observan laminaciones lenticulares, o presentan una intensa bioturbación que llega a obliterar la laminación paralela original de la roca. En determinados niveles son comunes los nódulos y las septarias.

La fauna es mayoritariamente indicativa de un medio marino abierto: equinodermos, ostreidos y otros bivalvos.

En la parte alta del tramo, se intercalan en la serie niveles de areniscas muy calcáreas, margas e incluso calizas arenosas con fauna de bivalvos marinos, equinodermos, orbitolinas, etc.

Alternancia de areniscas y lutitas. Areniscas silíceas con estratificación paralela y/o cruzada (4). Estos materiales se encuentran intercalados en el tramo anterior a una altura aparentemente constante. Son areniscas de grano medio a grueso en estratos netos, alternando con lutitas y limolitas calcáreas o silíceas, que se disponen en litosomas de morfología lentejona y extensión lateral kilométrica (la potencia se mantiene lateralmente). Localmente es frecuente la estratificación cruzada planar, a veces muy espectacular, como en la cima del monte Apuko (en el extremo nororiental del cuadrante).

A techo del tramo de areniscas de grano fino y limolitas calcáreas (3) se dispone en toda el área estudiada la primera barra caliza, o sus equivalentes laterales en facies urgoniana típica. Esta barra, cuya potencia oscila en este cuadrante entre 0 y 320 metros, suele estar compuesta por varios términos carbonatados que se describen a continuación.

Calizas impuras (5). Se trata de la clásica facies de implantación de una rampa carbonatada.

Aparece formando biostromos de ostreidos, rudistas, orbitolinas y/o corales, situados en la base de los ciclos de carbonato creciente.

Litológicamente son calizas arenosas y/o margosas, con un componente muy variable de mica. A veces pueden aparecer como estratos de caliza ferruginosa, irregularmente estratificada, alternantes con margocalizas nodulosas de aspecto uniforme o con delgadas intercalaciones margosas onduladas ("wavy laminations").

Aparecen en forma discontinua a muro de la banda de calizas Sodupe - Galdames, constituyendo el tránsito entre el techo de la formación Ereza y las facies de calizas netas.

Calizas en bancos decimétricos a métricos con corales y rudistas (6). Son calizas que presentan tres tipos de organizaciones litoestratigráficas:

1.—Calizas en bancos decimétricos, generalmente con carácter micrítico, bioclástico o biostrómico y predominio de corales y orbitolinas sobre rudistas.

2.—Alternancia de calizas con rudistas y corales, en bancos métricos, generalmente biostrómicas, y calizas con componente detrítico (arenosas, margosas, brechoides o nodulosas).

3.—Tramos indiferenciados en los que un examen macroscópico global pone de manifiesto características mixtas entre las dos litologías anteriormente descritas.

Estos tipos de facies están presentes, a diversas alturas, en la banda caliza que se extiende según la lineación Santa Lucía - Miñaur - Sodupe - Eretza - Galdames. Sin embargo, en las áreas donde la caliza es más

netas y potente, esta litología tiende a aparecer en posiciones de techo con potencias muy variables, aumentando hacia el noroeste.

Calizas en bancos métricos con rudistas y corales (7). Este tramo presenta unas lito y biofacies muy características.

La litología general es de calizas con escasa contaminación terrígena y, a menudo, con aspecto masivo en afloramiento, lo que obliga a distinguirlas de las calizas estrictamente masivas por medio de perspectivas lejanas o foto aérea.

Se presentan generalmente en biostromos métricos con textura mayoritariamente fango - soportada y clastos calcáreos de tamaño arena muy fina hasta varios centímetros en su dimensión más larga. Estos últimos están constituidos por fragmentos de rudistas, ostreidos, corales y pequeños bivalvos; mientras que los primeros son orbitolinas y otros bioclastos finos, así como intraclastos y ooides minoritarios.

No son frecuentes los bancos calcareníticos extensivos.

La biofacies, muy variada, está compuesta principalmente por rudistas (requiénidos, radiolíticos y monopleuridos), corales (ramosos, masivos y/o cupuliformes, individuales o planares), ostreidos, orbitolinas, restos de equinodermos, braquiópodos, gasterópodos, lamelibranquios, algas rojas y verdes, espongiarios, miliólidos y otros foraminíferos.

Esta facies estratificada constituye el elemento principal de la banda caliza en esta hoja, perdiendo importancia relativa hacia el sureste (Sodupe) y noroeste (área de Galdames).

El conjunto de los tres tramos que se describen a continuación constituyen la "serie de Pagomakurre o Gallarta", cuya potencia en este cuadrante oscila entre un máximo de 1200 metros en el corte de Güeñes y unos 400 metros en Sodupe.

Areniscas y lutitas (8). Son barras areniscosas, de continuidad variable y potencia métrica, compuestas por estratos centi a decimétricos de areniscas silíceas y calcáreas, de grano medio a grueso, separados por finos niveles limolíticos. En general son discontinuas a muro del tramo que las engloba (9), mientras que a techo presentan extensiones laterales kilométricas. Son frecuentes las secuencias positivas, así como los niveles discontinuos de inestabilidad ("slump").

Lutitas (limolitas) calcáreas con pasadas areniscosas (9). Se trata fundamentalmente de limolitas calcáreas oscuras, más o menos arenosas. Localmente (en el ángulo noreste del cuadrante) se observan intercalaciones de areniscas masivas de grano fino o muy fino, calcáreas o decalcificadas, con niveles fosilíferos de pequeña fauna de bivalvos y equinodermos, muy característica, alterada a óxidos de hierro.

Margas y calizas nodulosas (10). Se trata de un tramo compuesto por nódulos de caliza margosa compacta, aislados por láminas onduladas de marga. Está distribuido geográficamente en zonas muy determinadas e incluido dentro del término anteriormente descrito.

Margas, margocalizas y/o calcarenitas de grano fino (11). Se trata de un conjunto muy potente de materiales carbonatados. El tránsito desde los materiales infrayacentes es gradual; por lo que se ha establecido el contacto de muro, entre las últimas intercalaciones de areniscas del tramo inferior (9), y las primeras intercalaciones de calcarenitas en el noroeste o una alternancia de margas y calizas al sureste.

Su composición interna varía de margocalizas y margas hasta alternancias netas, no cartografiables, entre margas y micritas o calcarenitas de grano muy fino.

Calcarenitas, margocalizas y margas (12). Dentro del tramo anterior (11), y hacia el noroeste, aflora un tramo potente (aproximada-

mente 800 metros) formado fundamentalmente por calcarenitas, margocalizas y margas. Las calcarenitas se disponen en estratos decimétricos, separados unos de otros por niveles de margas de potencias centimétricas y decimétricas. En muchos casos no existen depósitos margosos entre estrato y estrato de calcarenita.

Este tramo pasa lateralmente, hacia el sureste, a los materiales que se describen a continuación.

Margocalizas y margas. Calizas nodulosas y/o tableadas (13). Son niveles cartografiables que se sitúan en tránsito gradual (tanto lateral como vertical) a la serie fundamentalmente margosa que los rodea. La diferenciación cartográfica se ha realizado en base a que estos tramos tienen una mayor proporción de estratos duros (calizas y margocalizas) que de blandos (margas).

Su potencia es muy variable, aunque no desciende del rango hectométrico.

La composición interna varía desde margocalizas masivas hasta alternancias netas entre margas y calizas micriticas (o calcarenitas de grano muy fino), nodulosas o tableadas, en estratos centi a decimétricos.

En algunos casos se ha producido una karstificación intensa con la creación de profundas simas (lineación Orbe-Kamarikas).

Calcarenitas (14). Afloran únicamente en el borde noroeste del cuadrante, a techo y en paso lateral con el término de calcarenitas, margocalizas y margas (12). Consisten en un tramo de una decena de metros de potencia, constituido por calcarenitas bioclásticas de grano medio-grueso, estratificadas en bancos métricos.

En la hoja n.º 60 (Valmaseda), de la serie MAGNA, se atribuye a estos materiales una edad comprendida entre el Gargasiense y el

Albiense inferior; no obstante, por posición estratigráfica se consideran todos ellos pertenecientes ya al Albiense inferior.

Calcarenitas arenosas y margas arenosas (15). Por encima del término anterior y en contacto discordante, se dispone un conjunto heterogéneo que se manifiesta como una sucesión irregular constituida por calcarenitas y margas o margocalizas oscuras con un contenido variable de componente arenoso y/o arcilloso. Aunque la mayoría de las calcarenitas son de grano fino, oscuras y arenosas, también se reconocen localmente algunos tramos, generalmente bioclásticos, de grano medio e incluso grueso ("rudstone"), así como otros con escasa o nula contaminación. Las calcarenitas, por lo general en bancos decimétricos, se ordenan constituyendo tramos de potencia métrica que alternan con otros constituidos mayoritariamente por margas o margocalizas oscuras. El contenido arenoso dentro de un mismo banco puede ser muy variable, existiendo todos los términos intermedios entre una calcarenita y una arenisca calcárea.

Las asociaciones faunísticas detectadas en los tramos margosos indican para este tramo una edad Albiense inferior (alto).

Parabrechas calcáreas, margas, calcarenitas y areniscas calcáreas (16). Dentro de la serie carbonatada general, y sobre todo a techo de la misma, se observan diversos niveles más o menos potentes (entre 100 y 150 metros de espesor máximo estimado) de parabrechas calcáreas.

Están formados por cantos de tamaño variable (centimétricos a decimétricos) de caliza arrecifal fosilífera (alóctona) y/o caliza micrítica resedimentada procedente de la misma serie (paraautóctona) y/o margas. La matriz es generalmente margosa.

Estas parabrechas vienen acompañadas casi siempre por otras litologías tales como

niveles de margas, calcarenitas y areniscas calcáreas.

En algunos cortes realizados las parabrechas están ausentes, detectándose únicamente los materiales restantes.

Areniscas calcáreas (17). Son litologías que acompañan a los niveles brechoides, a los que se hacía referencia en el apartado anterior, y que tiene suficiente entidad cartográfica en algunos casos (unos 50 - 70 metros de potencia).

Se trata de areniscas muy micáceas de grano medio a grueso, bien estratificadas y sin estructura interna aparente. Casi siempre se encuentran decalcificadas.

La potencia total del conjunto de tramos terminales urgonianos (11 a 17) oscila entre 900 y 1200 metros, aumentando hacia el noroeste.

2.1.3. **Formación Valmaseda (Complejo Albo-cenomaniense o Supraurgoniano)**

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.

Se trata de materiales depositados por la progradación de un abanico deltaico de gran magnitud. La potencia total de la formación dentro de este cuadrante puede cifrarse en unos 3500 metros. En los cuadrantes de Llodio y Amurrio las potencias oscilan entre 4000 y 5000 metros (EVE, 1986).

Dentro de este complejo se han diferenciado los siguientes términos:

Brechas mixtas calcáreo - silíceas en matriz lutítica. "Slumps" (18). Son materiales diversos con poca continuidad lateral y potencia métrica a decamétrica. Están localizados en un nivel determinado que corona la

serie carbonatada urgoniana, bien a techo de margas o bien encima de las parabrechas calcáreas.

Denotan episodios definidos de inestabilidad dentro de la historia de la cuenca.

Se trata de limolitas y areniscas "slumpizadas" o bien, parabrechas con cantos aislados de calizas arrecifales, y/o calizas micríticas, y/o margas, y/o areniscas, de tamaño variable desde centimétrico a decimétrico, inmersos en una matriz limolítica.

Argilitas y/o limolitas (19). Es un término esencialmente limolítico. El componente argilítico es escaso y el tamaño de grano llega en ocasiones 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) que por oxidación llegan a darles coloraciones rojizas.

En la base de la formación, las limolitas están ligeramente carbonatadas y algunos niveles areniscosos pueden presentar estructuras turbidíticas.

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

Se han detectado, en este término, intercalaciones de potencias decimétricas de areniscas calcáreas con fauna de orbitolinas, ostreidos y otros bivalvos (niveles de abandono).

Areniscas (20). Se definen así aquellos tramos en los cuales se observa un claro dominio de esta litología sobre los detríticos de grano fino.

Son cuerpos lenticulares con una estructura lateral variable. Litológicamente están compuestos por pequeños granos de cuarzo de tamaño fino a medio (llegan 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 conectados 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 no son frecuentes, 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.

Areniscas y lutitas (21). 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.

Las areniscas forman cuerpos lenticulares con una estructura lateral variable. De visu se aprecia la misma composición indicada para el término anterior. Se encuentran bien estratificadas en bancos desde centimétricos a decimétricos, con laminación paralela y cruzada debida a "ripples".

En las secuencias positivas se dan canalizaciones y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo.

Las lutitas están compuestas por materiales detríticos de tamaño de grano fino (limo a 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. Los niveles más gruesos presentan tonalidades más claras, entre grises y pardo-amarillentas. Estos materiales localmente presentan disyunción esferoidal.

En algunas zonas el tamaño de grano de las lutitas puede superarse, dándose una alternancia de litarenita-grauvaca (de grano fino-muy fino, negra) que no obstante se ha considerado dentro de este paquete.

Las areniscas y lutitas se disponen en bancos alternantes centimétricos - decimétricos. Se debe destacar que en este tramo, el aumento de la proporción de areniscas va emparejado con el aumento de la potencia de sus bancos y al mayor desarrollo, en su caso, de las series turbidíticas de Bouma.

Calizas (niveles de abandono) (22). Se trata de una caliza de aspecto noduloso - brechoide que presenta una abundante fauna coralina, interstratificada en un tramo limolítico. Su potencia puede estimarse alrededor de los 5 a 10 metros.

Margas (23). Son materiales carbonatados, interstratificados en el tramo limolítico, a los que se considera como equivalente lateral de las calizas anteriormente reseñadas, por lo cual su potencia es similar.

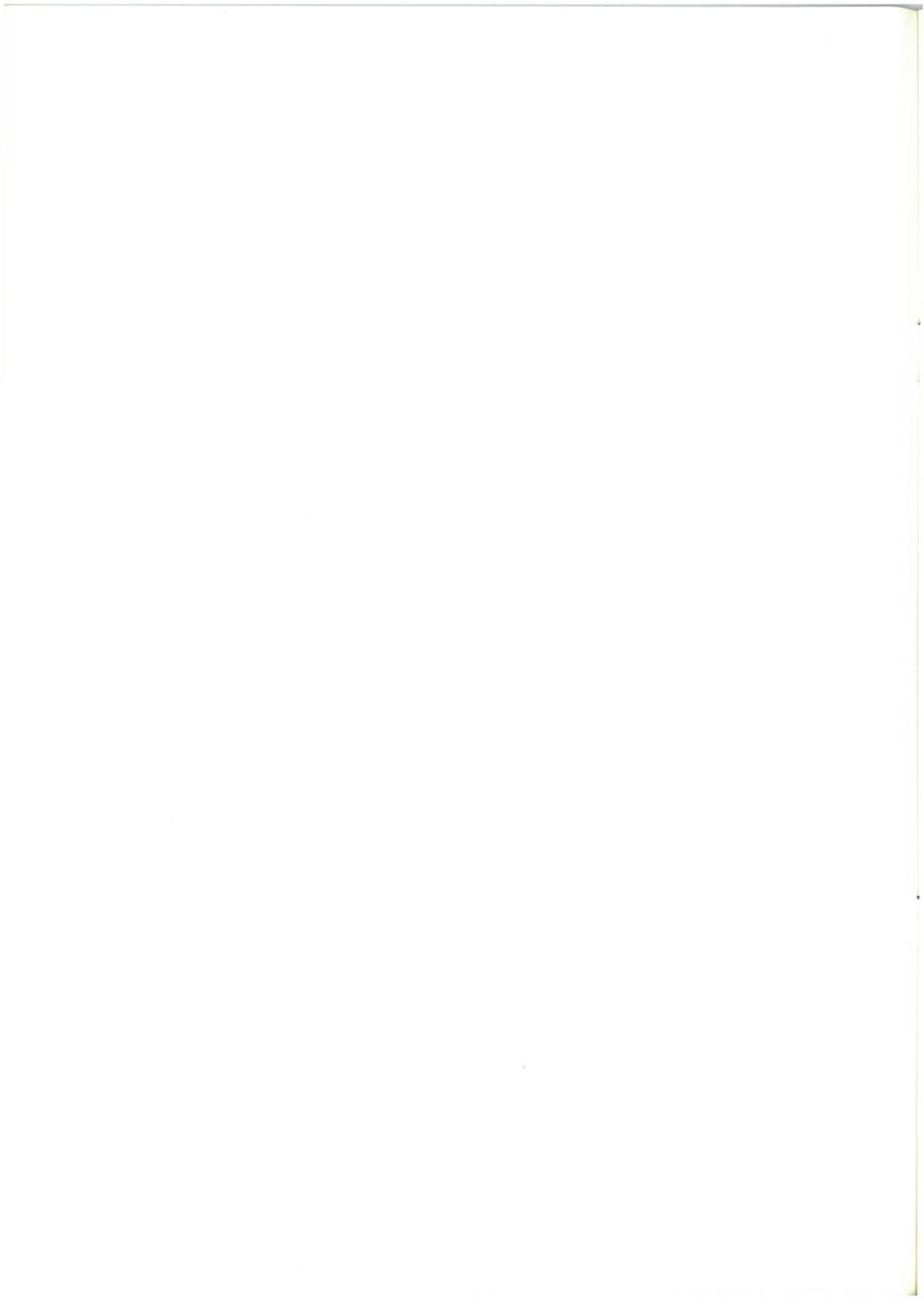
2.2. CUATERNARIO

Terrazas fluviales (24). Estos depósitos están constituidos por acumulaciones de materiales de diferentes granulometrías con alta variabilidad tanto en vertical como en horizontal. Normalmente se trata de gravas redondeadas englobadas en una matriz arena - limosa. El espesor es variable, siendo frecuentes las ocasiones en las que no llega al metro.

Depósitos aluviales (25). Los depósitos aluviales presentan unas características muy similares a los depósitos de terraza, si bien el espesor es mayor y más regular. Conviene señalar que sobre estos depósitos se ubican gran parte de los asentamientos humanos, construcciones y otras obras.

Depósitos coluviales (26). Los depósitos de ladera son esporádicos dentro de este cuadrante. Se han agrupado bajo esta denominación materiales muy diversos que presentan la característica común de haberse formado por la acción de la gravedad. Los coluviales son de dos tipos: coladas de barro, y acumulaciones de bloques silíceos algo redondeados y con abundante fracción arcillosa.

Depósitos antropogénicos (27). Los depósitos de origen antropogénico son acumulaciones de materiales muy heterogéneos en cuanto a origen y tamaño. Normalmente son escombreras y vertederos, aunque también se incluyen rellenos para obras civiles.



3. SEDIMENTOLOGIA

En el cuadrante de Güeñes aparecen materiales pertenecientes a las potentes sucesiones mesozoicas del ciclo alpino.

El presente capítulo trata de establecer en el ámbito del cuadrante los parámetros sedimentológicos en una triple vertiente: secuencial, geométrico-estratigráfica y de evolución paleogeográfica.

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

- Ciclo Purbeck - Weald
- Ciclo Urgoniano (Aptiense - Albiense medio)
- Ciclo Albocenomaniense (Albiense medio - Cenomaniense inferior)

Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios está compuesto, como es frecuente en el Cretácico inferior, por parejas de elementos sedimentarios que pueden asimilarse al concepto de secuencia deposicional de MITCHUM *et al.* (1977); casi todos ellos comienzan por una superficie de discontinuidad que varía desde un cambio litológico - sedimentológico más o menos brusco (por ejemplo el paso de la formación Durango al Cretácico superior en los cuadrantes de Bilbao o Galdakao), hasta un

“onlap” sobre un sustrato previamente estructurado (por ejemplo, el solapamiento de la serie de Gallarta sobre las cuñas progradantes de las calizas de Galdames; figura 3.1.) o incluso una discordancia angular con importante pérdida, por erosión o no-deposición, de registro sedimentario (como en el caso del Paleoceno medio - superior sobre el sustrato cretácico en los cuadrantes de Bilbao, Lezama y Getxo).

Un esquema de distribución espacial y cronoestratigráfica de ciclos y secuencias para el Cretácico inferior se visualiza en la figura 3.1..

3.1. CICLO PURBECK - WEALD

Representa un episodio no marino, de ambientes intermedios o transicionales a marinos, que se describen en la literatura como facies Purbeck y facies Weald. Los materiales que afloran en el límite este del cuadrante (La Cuadra) corresponden a fangos negros estuarinos con abundante materia orgánica, depositados en un medio reductor, en los cuales se excavan sucesivos episodios de canales rellenos de areniscas silíceas bien seleccionadas. En momentos de quietud en el medio y/o de aumento de la invasión marina, pueden originarse algunos niveles lumaquéllicos.

3.2. CICLO URGONIANO (Aptiense - Albiense inferior/medio)

En relación al Complejo Urgoniano (RAT, 1959), se podría comenzar diciendo que en los episodios finales purbeck-wealdenses tiene lugar una transgresión que introduce en el área un medio de llanura mareal terrígena somera (formación Ereza, GARCIA MONDEJAR, 1982) que abre el Ciclo Urgoniano. En este cuadrante, y más aún hacia el noroeste (en el de Santurtzi) dicha formación es especialmente arenosa, destacando las barras de areniscas con estratificación cruzada en las zonas de Ereza, Sodupe o Saratxo. Es al oeste de La Cuadra donde parece observarse con claridad en el campo la discordancia interna en la base de la formación Ereza, la cual se esquematiza en la figura 3.1. En un plano general, se puede decir que la sedimentación urgoniana en el entorno regional fue en gran parte carbonatada. Las calizas de rudistas y corales se dispusieron en áreas de menor subsidencia relativa, a cubierto de la contaminación terrígena continental que invadía la cuenca.

En el lapso Aptiense superior basal - Albiense medio, las calizas cubrieron amplias áreas, aunque sin llegar a formar una unidad tabular totalmente continua, debido a los frecuentes cambios laterales a materiales terrígenos arenosos y margosos que siguieron inundando la plataforma general urgoniana (un buen ejemplo son los litosomos calcáreos en las vertientes suroeste de Eretza y Gallarraga, al noreste del cuadrante). En conjunto, el esquema que se deduce es el clásico de "plataforma - cuenca" de WILSON (1975), con las matizaciones de su gran espesor frente a su relativamente pequeña extensión superficial.

El desarrollo regional de calizas fue incipiente en el Aptiense inferior (base de la secuencia S2 en la figura 3.1., instauración de los edificios en Aramotz, Jorrios, Gernika), claro y bastante extendido superficialmente,

aunque no con demasiado espesor, en el Aptiense medio - superior (techo de la subsecuencia S2₁ + S2₂ y S2₃, barras de Ereza, Gallarraga o Saratxo en este cuadrante). Pero su evolución verdaderamente espectacular tuvo lugar entre el Aptiense terminal y Albiense superior con el desarrollo de grandes litosomos en Aramotz - Amboto (cuadrantes de Galdakao-Igorre), Itxina (cuadrante de Gorbea) Gernika, Jorrios-Karrantza, etc.

La evolución paleogeográfica a lo largo de este lapso, fue la siguiente: la llanura mareal que se implantó a partir de la base del Aptiense se divide en diferentes segmentos que basculan a lo largo de fallas sinsedimentarias de salto aparentemente variable y direcciones N 120° E y N 30° - 40° E movilizadas en parte por la actuación local de la intumescencia de Ugao - Miraballes (cuadrante de Basauri). Esto dió lugar a la formación temprana de paleoaltos en la zona, con progradación de facies arrecifales hacia los surcos adyacentes, mientras entre ellas se depositaban terrígenos mareales y microdeltaicos: los edificios arrecifales son formaciones calcáreas de aguas someras, más o menos continuas o aisladas entre sí y organizadas en secuencias de somerización (JAMES, 1979).

La progradación a gran escala de los complejos arrecifales puede apreciarse en la figura 3.2. Parece intuirse una primera pulsación circular de la intumescencia, seguida de otra más elipsoidal, polarizada según la dirección de preformación del anticlinorio de Bilbao. Las facies nucleares presentan rasgos de cementación precoz (medios vadosos ?, deshidratación ?), mientras que en los márgenes de los edificios aparecen las estructuras canaliformes. Estas se encuentran concentradas y especialmente desarrolladas en el área de Gallarta, cuadrante de Santurtzi (ver figura 3.3., apartados 2A y 2B).

En las terminaciones occidentales de los litosomos calcáreos, correspondientes a las áreas de mayor batimetría dentro del arrecife,

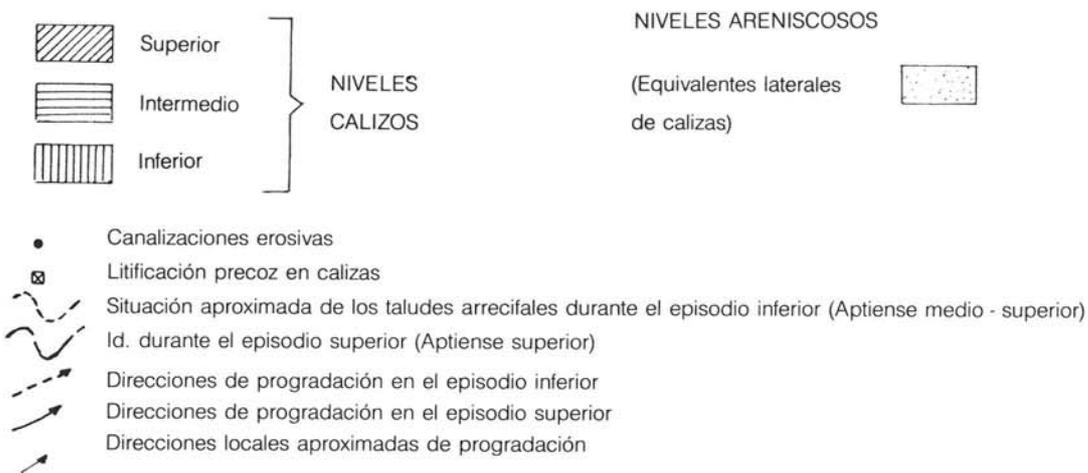


Figura 3.2.—Relaciones estratigráficas, situación de rasgos de interés paleogeográfico y sedimentológico, esquemas de progradación en las calizas de Galdames (Aptiense).

se observa un predominio neto de corales y otro tipo de fauna sobre los rudistas; éstos, por el contrario, originan niveles calcáreos masivos en las zonas más someras del arrecife. De esta forma, se obtiene una biozonación batimétrica de los litosomas calizos.

En los alrededores del núcleo de la intumescencia (al este de Arrigorriaga, cuadrante de Basauri) aparece, sobre un sustrato de calizas arrecifales, una brecha volcanosedimentaria que se apoya oblicuamente sobre el techo de las mismas.

Parece existir cierta relación entre la intumescencia y el foco volcánico próximo que sería, presumiblemente, el responsable de las coladas masivas de Artea (cuadrante de Igorre) y de las rocas volcánicas de La Bocamina (cuadrante de Galdakao), así como de las cineritas y tobas intercaladas en el complejo Purbeck - Weald y en la formación Ereza en el área del monte Artxanda - Larreta (límite entre los cuadrantes de Basauri y Galdakao).

Es muy probable, por otro lado, que las efusiones hidrotermales de Fe y SiO₂, así como de sulfuros, presentes en la zona minera (Gallarta, Galdames, Sopuerta, Bilbao), estén ligadas directa o indirectamente con esta actividad magmática que tuvo lugar en el Cretácico inferior, tanto en cuanto a su génesis propiamente dicha, como en cuanto a las vías de acceso (fallas sinsedimentarias) que utilizaron para su ascenso.

Como resumen y conclusiones relativas a esta secuencia basal urgoniana S2, cabe mencionar que:

—Se pone de manifiesto una progradación arrecifal a partir de la intumescencia de Ugao - Miraballes (figura 3.1.) no sólo hacia el noroeste (dirección de los afloramientos) sino también y de forma radial hacia el NNE, O y OSO (quizá también hacia el SO ?).

—Los niveles calizos inferiores de las figuras 3.1. y 3.2. presentan escasas mineralizaciones estratoligadas.

—El nivel superior no presenta mineralizaciones en la zona central de la intumescencia, mientras que está intensamente mineralizado en su periferia. Es aquí, además, donde se sitúan gran número de canalizaciones, y probablemente una más intensa fracturación sinsedimentaria, estrechamente relacionadas con la mineralización.

—Se vislumbra una estrecha relación entre intumescencia, preformación, fallas sinsedimentarias asociadas, efusiones volcánicas y mineralizaciones hidrotermales en el área de Bilbao y zona minera.

Continuando con la evolución paleogeográfica, se pasa a la secuencia S3, que cierra el Ciclo Urganiano. Las incipientes entradas deltaicas que se han descrito en el Aptiense inferior, adquieren mayor entidad durante el tránsito Aptiense - Albiense como facies de prodelta en paso a cuenca carbonatada, e invaden en una nueva pulsación tectosedimentaria la plataforma arrecifal, destruyendo las condiciones de vida de los organismos constructores. La sucesión correspondiente a este episodio se ha denominado "serie de Gallarta", equivalente noroccidental de la "serie de Pagomakurre", propia del área de Gorbea.

La subsidencia diferencial que se crea paulatinamente en el fondo marino a causa de la intumescencia de Ugao - Miraballes, fue contrarrestada en parte por el acúmulo de cuñas progradantes en la secuencia anterior. El relleno del surco de Sopuerta - Zierbena continúa en el Aptiense superior - Albiense inferior (figura 3.1.) con el depósito de margocalizas nodulosas (que se desarrollan preferentemente en su eje, área de Sopuerta, en el cuadrante de Santurtzi) y el comienzo de la serie margosa suprayacente, que testimonia un aumento progresivo de la batimetría a partir de ese

punto. La transgresión continuará hasta el comienzo del depósito de las calcarenitas y margas que constituyen el término final de techo de la secuencia 3. Este término representa el equivalente lateral de los grandes litosomas calizos de Jorrios (cuadrante de Trucíos) y Aramotz (cuadrante de Igorre) (figura 3.4.). Consta por una parte de las margas de Bilbao, sedimentos finos, euxínicos, de cuenca carbonatada con ocasionales intercalaciones calcareníticas margocalizas y brechoides, y por otra de las calcarenitas de Gúeñes y Serantes - Zierbena (cuadrante del mismo nombre). El litosomo calcarenítico presenta signos de redeposición en el noroeste (se acentúan en el cuadrante de Trucíos); está lateral y verticalmente relacionado con facies alternantes, o con calizas y margocalizas de cuenca más o menos profunda según las zonas (ver figura 3.4.); y parece dibujar, tanto en el flanco sur como en el norte del anticlinorio de Bilbao, una secuencia simétrica: progradante en la base (quizá con sucesivas secuencias "shoaling - upwards" y algunos episodios de exposición subaérea, o al menos a las aguas meteóricas), y retrogradante a techo, en combinación con las facies más distales, resultando de todo ello una secuencia positiva general.

La potencia máxima del conjunto de calcarenitas y facies asociadas se localiza en el eje del surco Sopuerta - Zierbena, al igual que lo hiciera la serie de Gallarta. Es de suponer que el litosomo calcarenítico se relacione directamente con las calizas masivas del macizo de Jorrios (figura 3.4.). La resedimentación de los niveles calcareníticos debió de incidir especialmente en áreas donde el talud fuese más inclinado, afectando en menor medida a los materiales más sudorientales.

Como resumen de la secuencia S3, en la figura 3.4. se dibuja un esquema paleogeográfico con aumento de batimetría general hacia el noreste, en donde comienza a instaurarse el surco flysch (significativa aparición de facies turbidíticas calcáreas en el flanco norte del

anticlinorio; G.^a MONDEJAR y G.^a PASCUAL, 1982) al tiempo que se mantiene en los cuadrantes de Santurtzi, Gúeñes y Zierbena un surco subsidiario de dirección aproximada SO - NE o N - S.

Se puede pues concluir, como resumen general, que la formación de calizas urgonianas en unas áreas y de terrígenos en otras no fue una cuestión de azar en la cuenca urgoniana vasco - cantábrica. Aparte de otros controles como la proximidad a vías de llegada de aportes terrígenos continentales, el principal responsable de tal distribución fue la tectónica sinsedimentaria, creando subsidencias diferenciales acusadas en el fondo marino. Se constituyeron así altos (donde se dispusieron las calizas) y surcos (donde lo hicieron los terrígenos), en respuesta a una tectónica de bloques que dejó partes del fondo marino dentro de la zona fótica y otras por debajo de la misma. A esta acción tectónica se agregó la originada por movimientos halocinéticos de los materiales triásicos, como probablemente es el caso de la intumescencia de Ugao - Miraballes, entre otros muchos, de manera que en el Aptiense y Albiense se encontraban en plena actividad los diapiros que posteriormente llegarían a perforar toda la cobertera cretácica. Estas intumescencias locales crearon áreas de alto, (G.^a MONDEJAR y G.^a PASCUAL, 1982; ANTIGÜEDAD *et al.* 1983; ROBADOR, 1984; CADEM, 1985), contribuyendo decisivamente a la localización de facies de calizas y a la creación de taludes en sentido radial.

Los datos sedimentológicos del episodio urgoniano llevan a considerar, por todo lo anteriormente expuesto, que las estructuras más importantes del arco plegado vasco, el sinclinorio de Bizkaia y el anticlinorio nord-vizcaíno y, quizá en menor medida, el anticlinorio de Bilbao (G.^a MONDEJAR y G.^a PASCUAL, 1982; CADEM, 1985), en el que se sitúa el cuadrante en estudio, no son el resultado únicamente de los procesos tectónicos alpinos, sino que ya tuvieron una importante preformación a modo

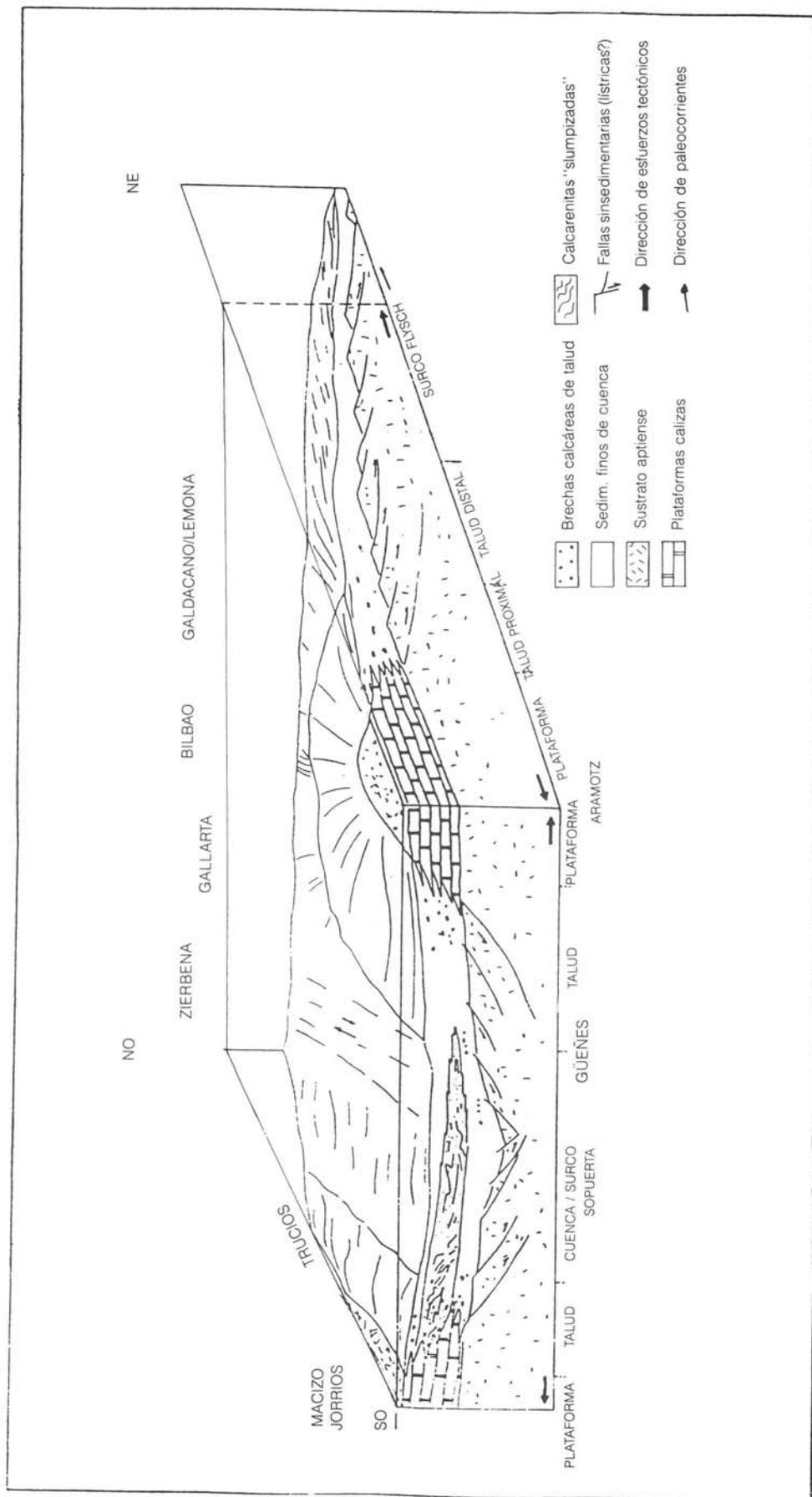


Figura 3.4.—Esquema paleogeográfico de la relación entre sedimentos de plataforma y cuenca carbonatada durante el Albiense inferior. Dicha relación está en función de los movimientos relativos del sustrato aptiense. Obsérvese la existencia de dos surcos subperpendiculares de diferente entidad.

de altos y surcos paleogeográficos, durante el transcurso de la sedimentación aptiense y albiense.

3.3. CICLO ALBOCENOMANIENSE (Albiense medio/superior - Cenomaniense inferior).

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

En su encuadre regional, los materiales de la formación Valmaseda presentan caracteres deltaicos, estando además 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 3.5.

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 dos episodios, según se muestra en la figura 3.6. El primero, progresivamente más arenoso, representa la etapa progradante, suma más de 3500 metros de potencia y corresponde al Albiense superior, período con la máxima velocidad de sedimentación. El episodio final, de más de 1000 metros de espesor, es lutítico y corresponde al Cenomaniense inferior, período con una sedimentación más lenta.

En este cuadrante, los primeros estadios del ciclo comienzan antes de la destrucción final de la vida en las barreras de arrecifes urgonianos: durante el Albiense medio coexistieron los aportes terrígenos más distales, primeras avanzadillas del sistema deltaico (ver figura

3.7.B.) con las últimas etapas de crecimiento arrecifal. Los sedimentos finos de prodelta (lutitas de Otxaran - Zalla, Güeñes, Gordexola, etc.) recubren, sin embargo, en las áreas de surco los equivalentes calcareníticos de los edificios arrecifales, irrumpiendo en la cuenca de Orozko - Güeñes. Sin embargo, son las areniscas gruesas y conglomerados progradantes (que originan los altos de Laguna, Celadilla, etc.) los que sepultan definitivamente los arrecifes albienses.

En el tránsito al Complejo Supraurgoniano aparecen niveles de inestabilidad: "slumps" y brechas en el área de Güeñes y Llano de Zaldu. Es significativo el hecho de que el mayor desarrollo de éstas aparezca en la intersección del margen sureste del surco de Gallarta - Zierbena (figura 3.4.) con la falla activa de Güeñes, la cual posiblemente se localiza ya en el área de tránsito lateral entre el dominio deltaico de la formación Valmaseda y el talud submarino de la formación Durango (figura 3.5.). Las características proximales y la naturaleza arrecifal de los cantos calizos de estas brechas indica la existencia de un arrecife cercano, quizá incluso enraizado en un eventual alto paleogeográfico formado en la intersección de ambas fallas.

A partir de un momento de máximo avance (tránsito Albiense - Cenomaniense) comienza ya el retroceso o retrogradación deltaica, que durará hasta el Cenomaniense medio (figura 3.6.). A lo largo del desarrollo del sistema deltaico, y coincidiendo con los momentos de abandono cíclico y somerización en los lóbulos deltaicos, se produjeron interrupciones locales del flujo terrígeno que permitieron un aumento de la influencia marina y la consiguiente instauración de incipientes crecimientos arrecifales. Estos pueden ser de muy diferente entidad, desde finos "niveles de abandono" calcareníticos y arenosos hasta biostromos o incluso biohermos de rudistas y corales de potencia métrica (por ejemplo el parche calizo de Ollabarri, al sur de Orozko, en el cuadrante de Llodio).

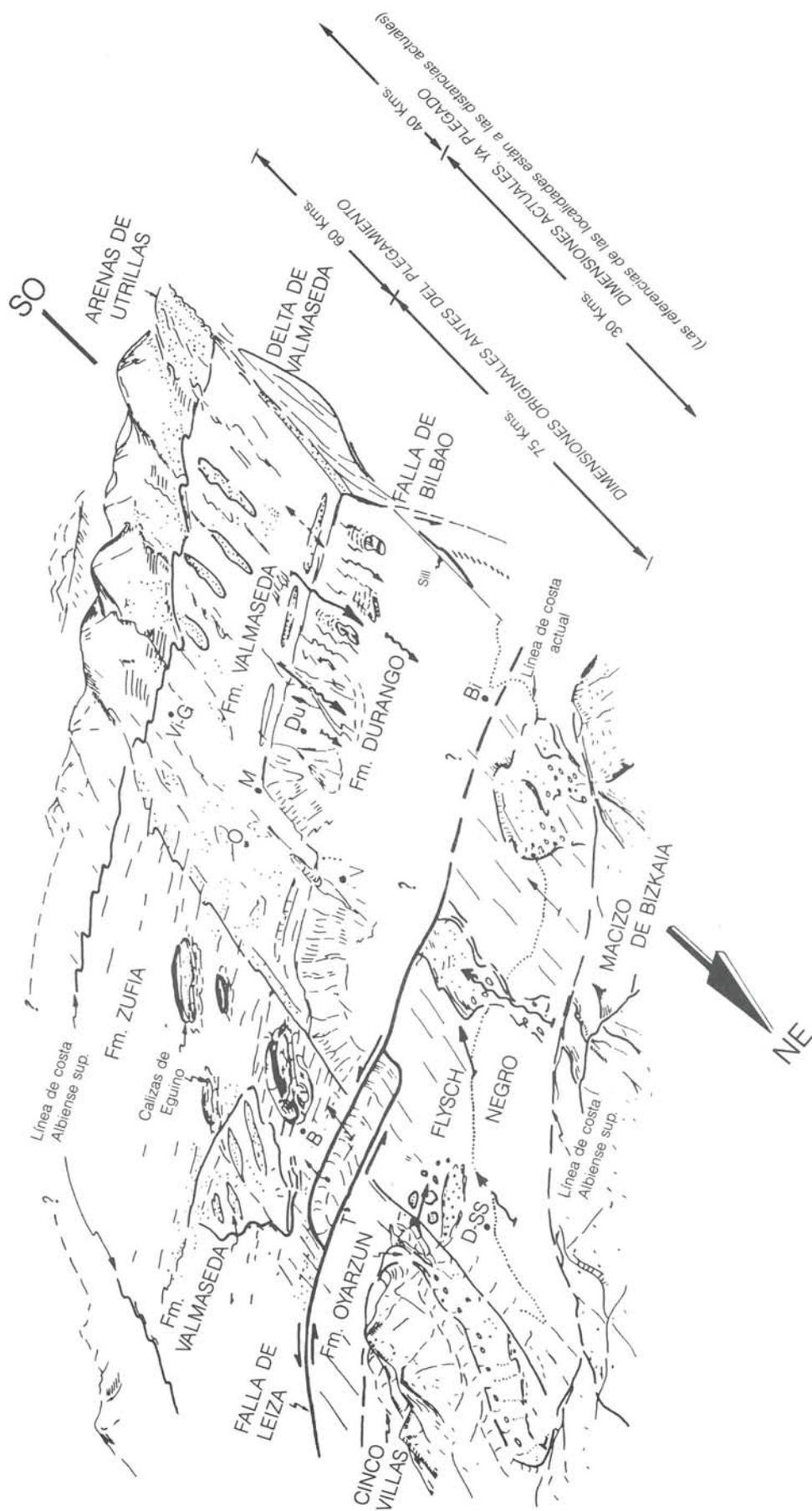


Figura 3.5.—Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior:
 Bi-Bilbao; D-SS - Donostia-San Sebastián; Vi-G - Vitoria-Gasteiz; T-Iolosa;
 B-Beasain; Du-Durango; V-Vergara; M-Mondragón; O-Oñate.

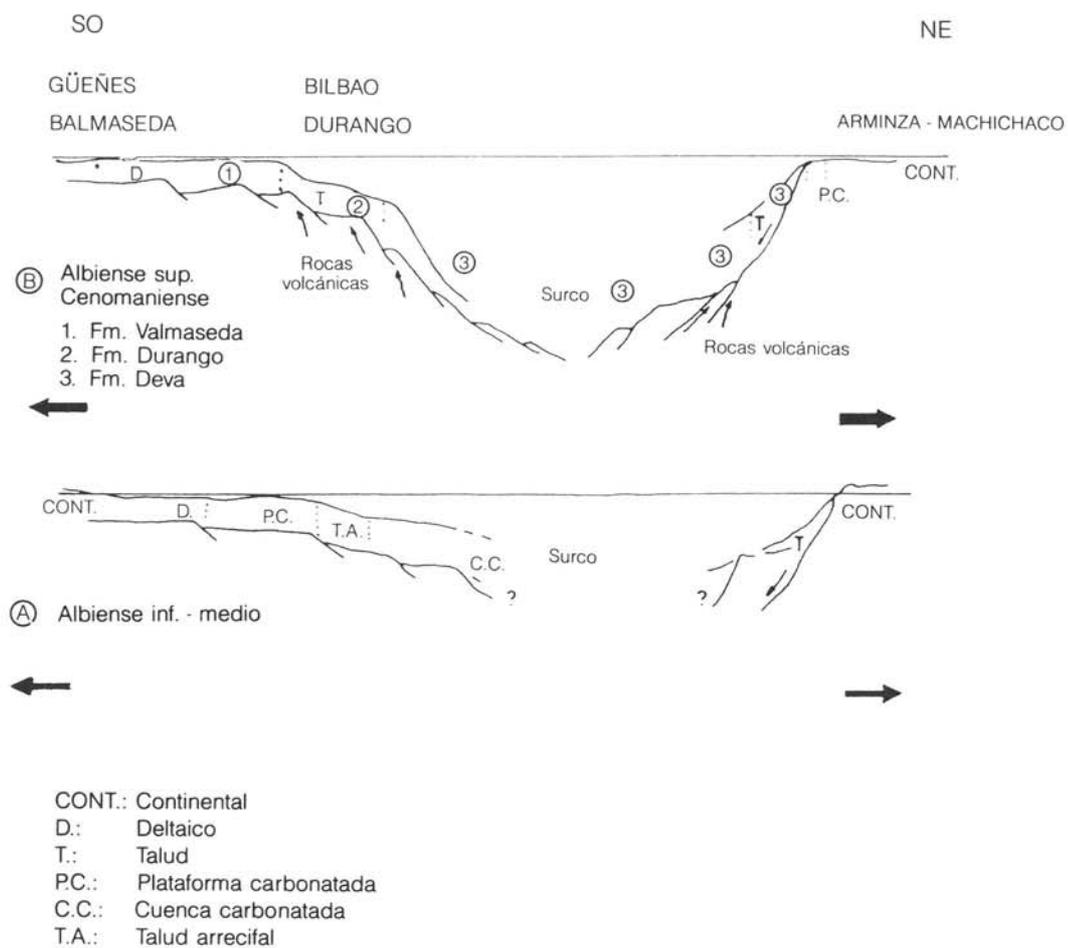
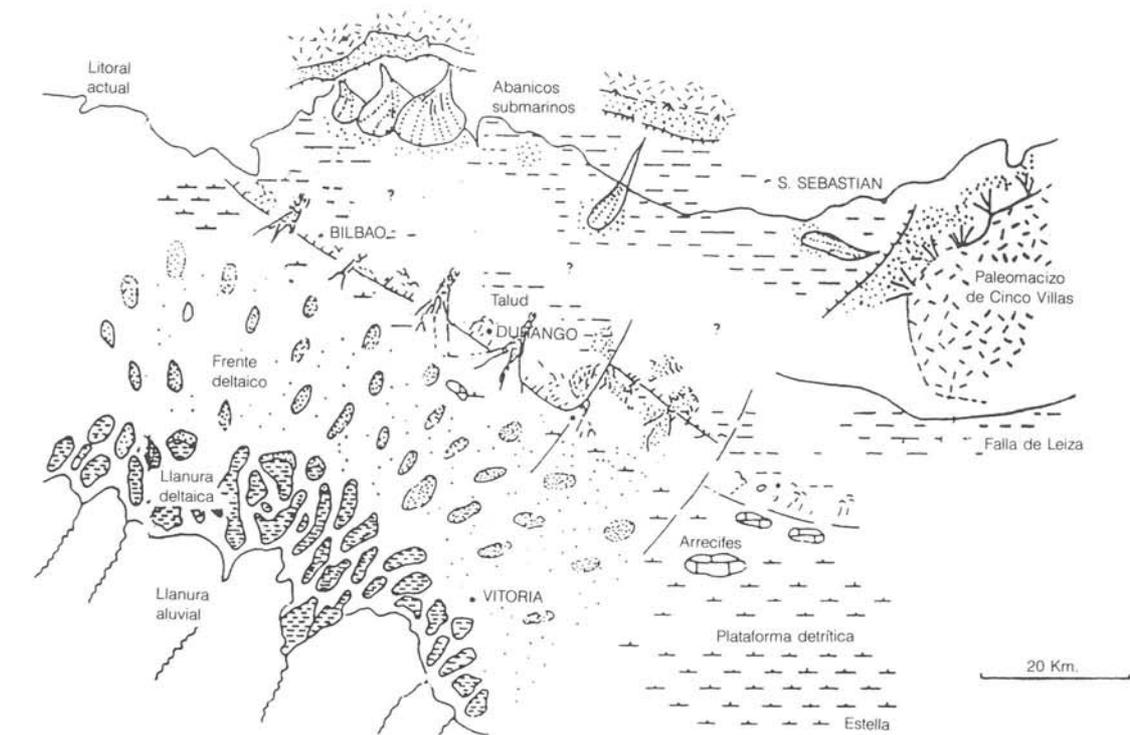


Figura 3.6.—Esquema paleogeográfico generalizado del Complejo Albocenomaniense (tomado de PUJALTE, 1986), y evolución paleogeográfica idealizada, en un perfil transversal a los umbrales principales de la cuenca.

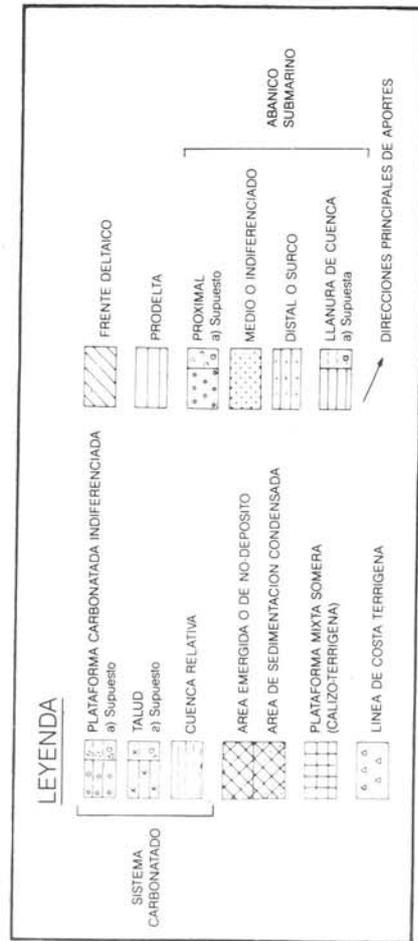
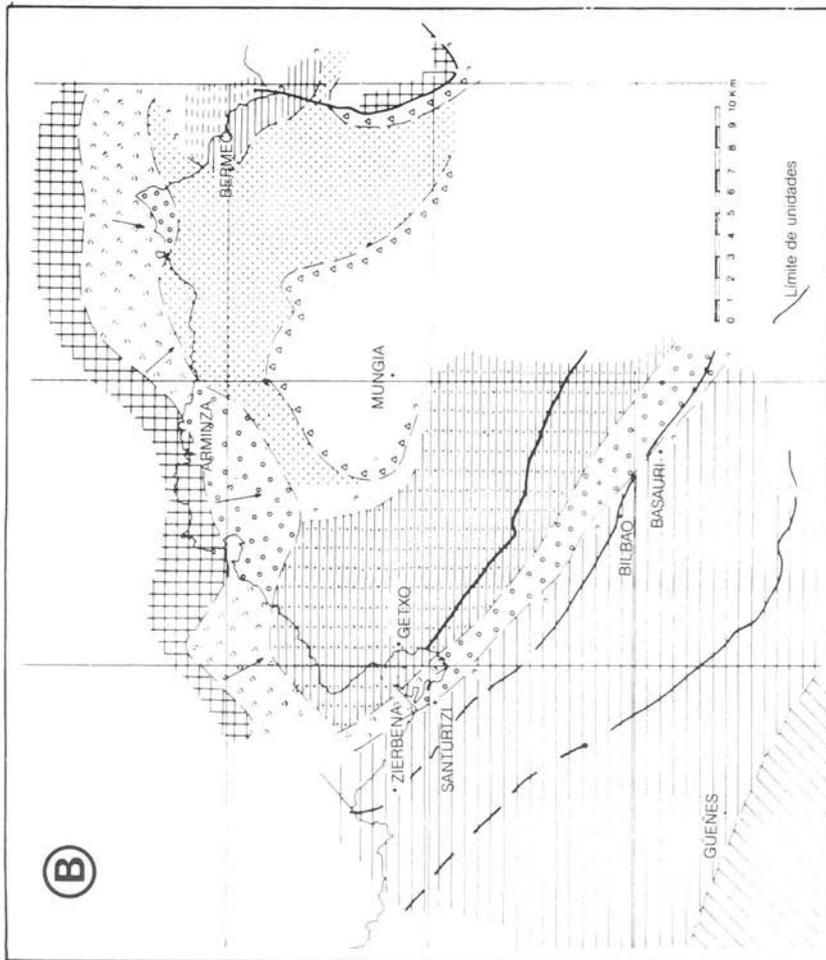
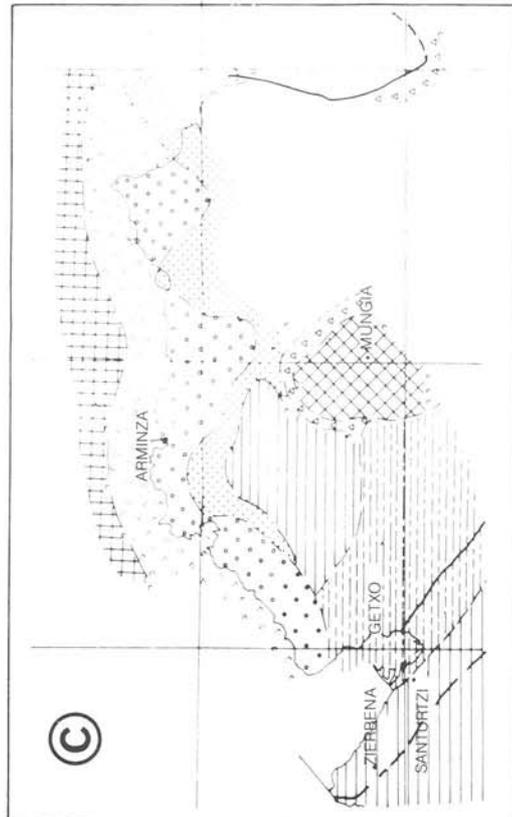
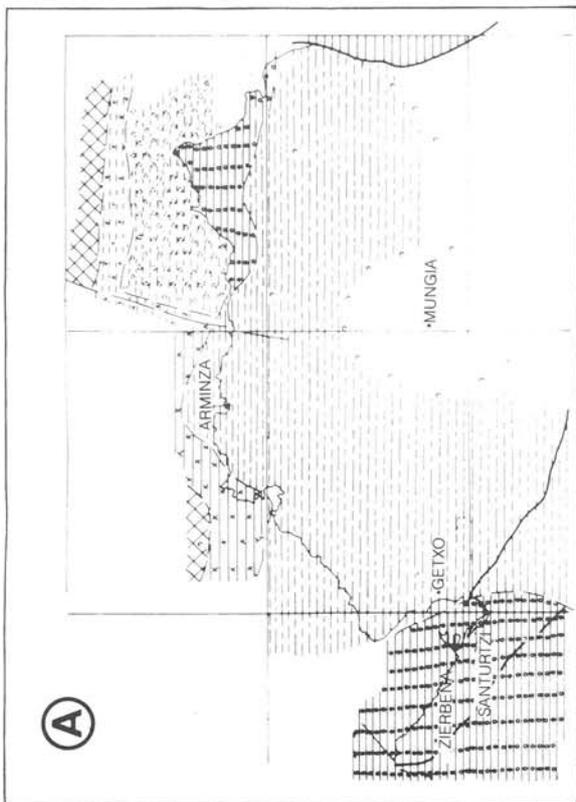


Figura 3.7.—Evolución paleogeográfica en el entorno del cuadrante a lo largo del Albiense interior (A, final del C. Urgoniano), Albiense superior y Cenomaniense inferior (B y C, 1^o y 2^o episodios supraurgonianos, respectivamente). Nótese la morfología costera inicial, a partir muy posiblemente de una red de fracturas N 110° y N 40° que definen bloques con subsidencia diferencial acusada. Posteriormente, se observa una progradación desde el noreste y suroeste, que llega a su máximo meridional en éste 1^{er} episodio supraurgoniano, aunque continúa en el norte hasta el final del 2^o episodio.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Desde el punto de vista estructural, el cuadrante se sitúa al oeste del dominio tectónico conocido como Arco Vasco, dentro de la zona externa del mismo, en su articulación con el Arco de Balmaseda, y cerca del paso a la Franja Cabalgante de Ramales (figura 4.1.). Dicha zona es más o menos coincidente con una suma de unidades distinguidas en cartografía: Yurre + Gorbea. Estas dos unidades, como se aprecia en la figura 4.2., son claramente diferenciables hacia el sureste, mientras que los accidentes que las separan pierden importancia hacia el noroeste, dentro de los cuadrantes de Santurtzi y Güeñes. Este amplio conjunto de unidades se extiende al sur del Anticlinorio de Bilbao, abarcando gran parte de su flanco sur, y se caracteriza por una relativa calma tectónica que contrasta con la tectónica compleja que domina en el núcleo del Anticlinorio y en su flanco norte.

4.1. FASES DE DEFORMACION RECONOCIBLES

A continuación se sintetizan brevemente y por orden cronológico las fases tectónicas reconocibles en la Cadena Vasco - Cantábrica para pasar a su identificación en el cuadrante y su entorno.

Como antecedente de las fases alpinas principales, en los materiales cretácicos del Arco

Vasco y Plataforma Alavesa se pone de relieve una tectónica sinsedimentaria muy activa. Consecuencia de ella fueron los movimientos de bloques limitados por fallas tardihercínicas que rejuegan compartimentando la cuenca, y desencadenando la halocinesis de los materiales triásicos.

El resultado conjunto de los esfuerzos producidos es un rosario de paleoaltos, algunos de ellos domos diapíricos, que se organizan según directrices de tipo N 120° E y N 30° E, preformando los actuales pliegues mayores del Arco Vasco. A esta fase tectosedimentaria se le superpone, hacia el final del Albiense, la fase austrica, y en el Turoniense final-Coniaciense la denominada "subhercínica" por algunos autores.

Así, el comienzo de la Orogenia Alpina actúa sobre una cuenca con una estructuración incipiente de tipo polifásico, a la que se denominará **Fase 0**, de carácter eoalpino. A ella cabría asociar, además de la preformación de los grandes pliegues, algunas estructuras menores de dirección N 70° E localizadas en el Arco Vasco, y que al ser prealpinas aparecen afectadas por las directrices regionales propiamente alpinas.

La presencia del paleoalto de Trucíos, en los cuadrantes occidentales contiguos, responde a la actividad sinsedimentaria de unas direc-

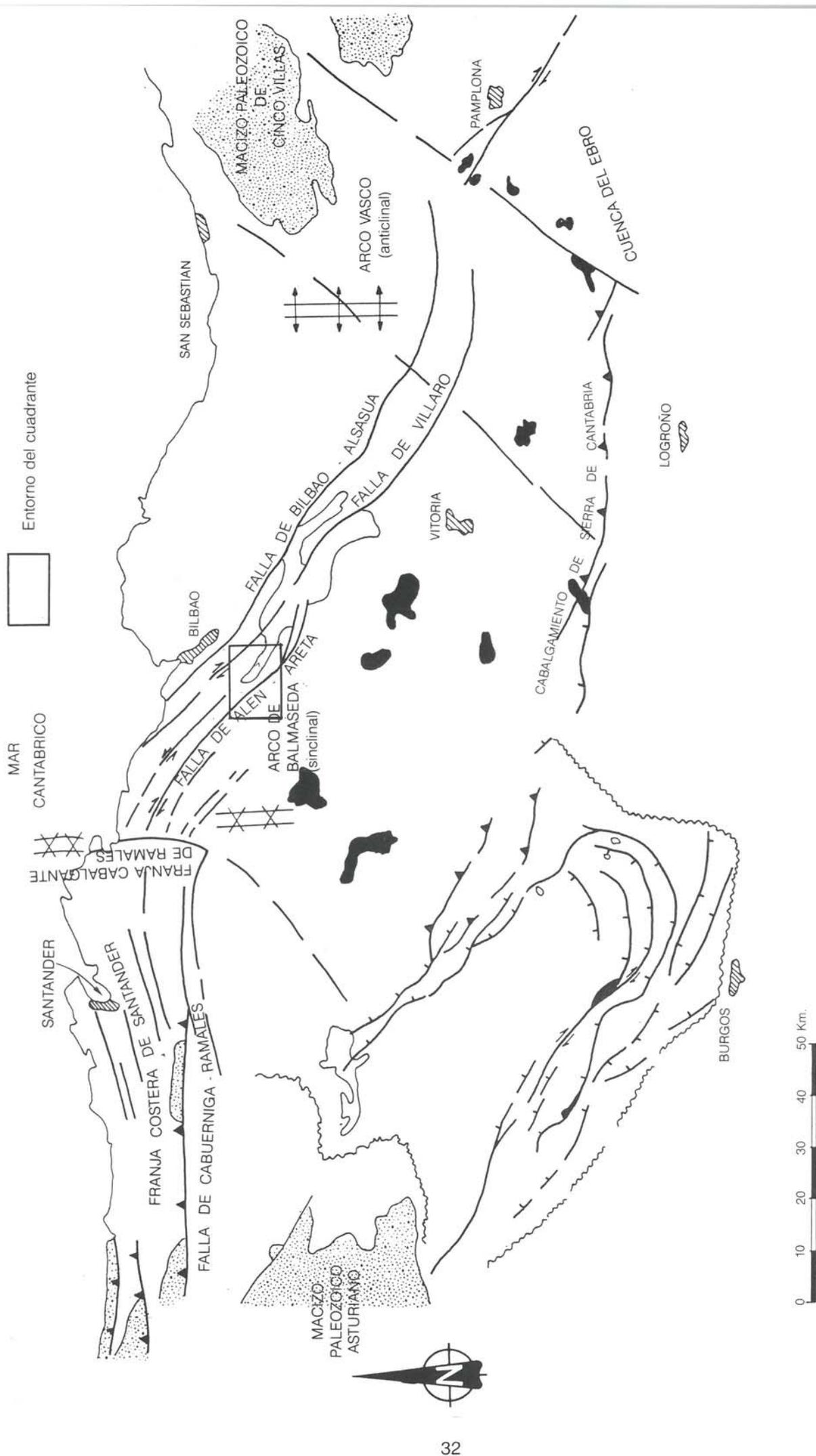


Figura 4.1.—Elementos tectónicos principales en la Cadena Vasco - Cantábrica oriental. Destaca la variación del rumbo de las estructuras longitudinales originando diversos arcos. El recuadro indica la situación aproximada del entorno del cuadrante.

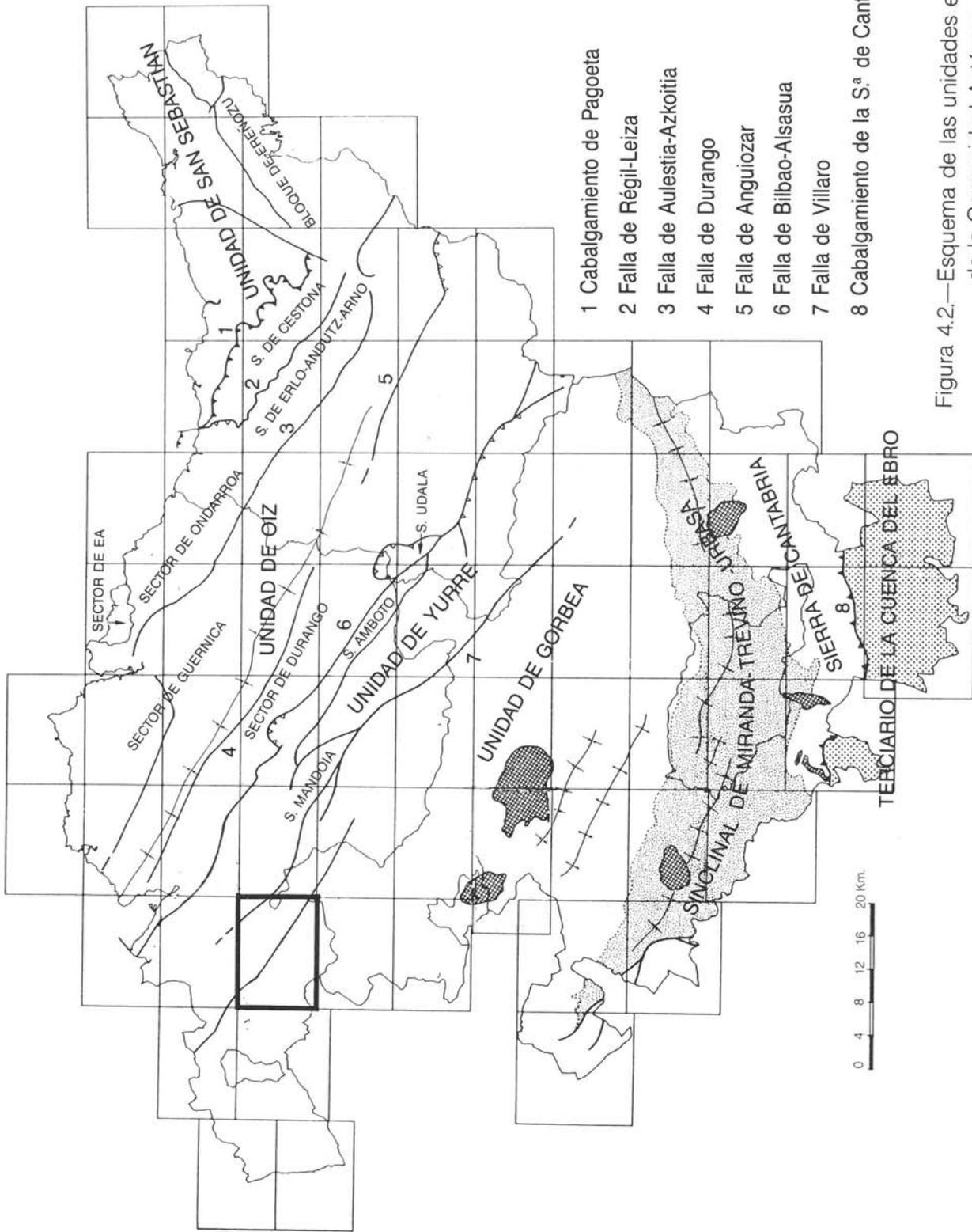


Figura 4.2.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

trices N 20° a N 70° E durante el Albiense. El actual cierre perisinclinal de Sopuerta, con las variaciones de potencia que se advierten en sus flancos, constituyó una depresión sinforme de dirección N 30° E (surco de Sopuerta - Zierbena) preformada en el Albiense durante esta Fase 0. Posteriormente evolucionó durante las fases alpinas hasta adquirir su morfología actual.

La **Fase I** es la más importante, y la que genera la casi totalidad de las estructuras reconocidas en este sector del Arco Vasco. En esta fase se desarrollan, a escala regional, pliegues de plano axial vertical o ligeramente vergentes al norte, fallas inversas y cabalgamientos de dirección NO - SE (N 120° - 130° E).

En el área de estudio, la geometría de las estructuras de Fase I es variable; en la mayoría de los casos, se trata de pliegues cilíndricos de amplio radio, de plano axial vertical y con flancos de buzamientos muy suaves; en cuadrantes nororientales (correspondientes al flanco norte del anticlinal de Bilbao) estas estructuras aparecen más evolucionadas con buzamientos más acusados e incluso con inversiones locales de las capas. Asociada a estas estructuras, se desarrolla una esquistosidad de plano axial (S₁) muy incipiente, subparalela a las estructuras y vergente al norte.

La geometría y relación espesor - longitud de onda de estos pliegues hace suponer que se hayan formado por un proceso de "buckling", en gran medida controlado por las superficies primarias de estratificación de la pila sedimentaria.

El hecho de que las estructuras de Fase I aparezcan más evolucionadas hacia el noreste, y de que se desarrolle en ese mismo sentido una esquistosidad incipiente, es debido muy posiblemente a un mecanismo de cizalla simple, inducido por el juego de la falla de Bilbao.

Los ejes de los pliegues y las lineaciones asociadas a las estructuras de Fase I (I₁), presentan cabeceos muy suaves del orden de 10° a 20°.

A escala regional, se reconoce en la Cadena Vasco - Cantábrica una segunda fase de deformación (**Fase II**), subcoaxial con la anterior, cuya característica distintiva es la de tener vergencia contraria (carácter retrovergente).

Las últimas estructuras reconocidas en la Cadena Vasco - Cantábrica y que correspondían a una **Fase III**, son pliegues y fallas cuyo rumbo es ortogonal a las directrices de las estructuras anteriores, y que generan pliegues de geometría variable, desde cilíndricos de amplio radio y plano axial vertical, a pliegues similares de plano axial subhorizontal.

Estos pliegues afectan a las estructuras de Fase I, si bien sus relaciones temporales con las estructuras de Fase II son desconocidas.

En este cuadrante no se ha distinguido ninguna estructura generada durante esta fase, ni se reconocen interferencias cartográficas imputables a ella.

Finalmente pueden existir evidencias de que los desgarres NO - SE que afectan en particular al Anticlinorio de Bilbao representen una última fase de efectos tardíos, debido al giro sinestroso del elipsoide regional de esfuerzos, y que precedería al episodio distensivo que cierra el conjunto de la Orogenia Alpina.

4.2. DESCRIPCIÓN Y SIGNIFICADO DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES

En relación con la Fase 0, sinsedimentaria, se podría mencionar la influencia del paleoalto de Trucíos (alineado con las intumescencias del Anticlinorio de Bilbao preformado) situado al noroeste, cuyas facies calcareníticas albienses se pierden hacia el sureste en la cuenca urgoniana de dirección aproximada SSO - NNE que se forma en la zona (surco de Sopuerta - Zierbena en los cuadrantes de Güeñes, Santurtzi, Zierbena y Bilbao). Esta

depresión en la que la potencia de los rellenos disminuye hacia el ESE, fue retocada y plegada por fases posteriores, dando lugar al actual sinforme de Sopuerta. La falla de Alén, que limita el sinforme por el suroeste, pudo tener una actuación sinsedimentaria en combinación con la fractura de Aranguren: entre ese área y los desgarres de Santa Lucía se localizan brechas sinsedimentarias, "slumps" y bruscos cambios laterales, todo ello en la serie basal de la formación Valmaseda.

Las estructuras de Fase I son las mejor representadas. Así, los materiales aflorantes en la hoja de Güeñes se localizan en el flanco suroeste del anticlinal de Bilbao, (eje y estructura principal del anticlinorio homónimo) cuya traza axial discurre por el ángulo noreste del cuadrante, y a favor de la cual afloran los materiales del Barremiense (techo del Complejo Purbeck - Weald) y del Aptiense inferior (Complejo Urgoniano basal).

Dentro de este flanco sur los buzamientos son muy suaves, entre 20° y 45°, y constituye una serie monoclinial ininterrumpida de gran continuidad a escala regional. Únicamente habría que destacar en el cuadrante septentrional de Santurtzi, el sinforme de Sopuerta, preformado en la Fase 0, que incluye en su seno un pequeño cierre perianticlinal fallado (anticlinal de Ventoso). Todo el conjunto está limitado al norte por la falla de Las Muñecas, al sur por la de Alén, y se amortigua hacia el sureste pasando a la serie monoclinial.

El anticlinal en su conjunto aparece cortado por una serie de fallas subparalelas a las estructuras de Fase I, que funcionan como inversas de vergencia norte o como desgarres dextrosos de salto variable. Entre las que atraviesan el flanco sur, pueden destacarse (ver figura 4.3):

—La de Alén, con brechas de falla y mineralizaciones asociadas, en el cuadrante limítrofe noroccidental de Trucíos. La falla

pierde salto hacia el sureste en este cuadrante, donde origina pliegues oblicuos a su traza y desaparece en los desgarres de Santa Lucía (cuadrante de Basauri) y Areta (cuadrante de Llodio).

—Fallas axiales del anticlinal de Bilbao, que hunden su charnela:

—Falla de La Cuadra - Villaro, jalonada de potentes diques de cuarzo, que ocupa el lugar del plano axial como eje del anticlinal; es un desgarre dextral del orden de 3,5 Km. que sufre relevos y amortiguaciones hacia el noroeste. Hacia el sureste separa las unidades de Yurre y Gorbea, recibiendo a partir de la zona de Ugao - Miraballes el nombre único de falla de Villaro.

—La falla de Saratxo que se amortigua hacia el noroeste al confluir con la anterior (cuadrante de Santurtzi) sufre hacia el sureste, diversos cambios de dirección, y acaba confundándose en el haz de fracturas de Ordaola, Pagasarri, etc. (cuadrante de Basauri) equivalentes a las de La Arboleda.

—Por otro lado en el ángulo noreste del cuadrante se desarrollan familias de fracturas con direcciones entre N 85° y N 100° E, consecuencia de los desgarres tardíos de Fase I a que se ve sometido el conjunto del flanco sur del anticlinal de Bilbao. Estas fracturas no se observan en los materiales más dúctiles (margas), mientras que son claramente visibles en los más rígidos como las areniscas de la formación Ereza y, especialmente, las calizas de Galdames.

Respecto a la Fase II, no se reconocen estructuras claramente relacionables con ella. El giro que describe la falla de Alén al aproximarse a los desgarres de Santa Lucía, y el salto resultante de algunos de éstos podría indicar alguna vergencia sur. El giro de la falla

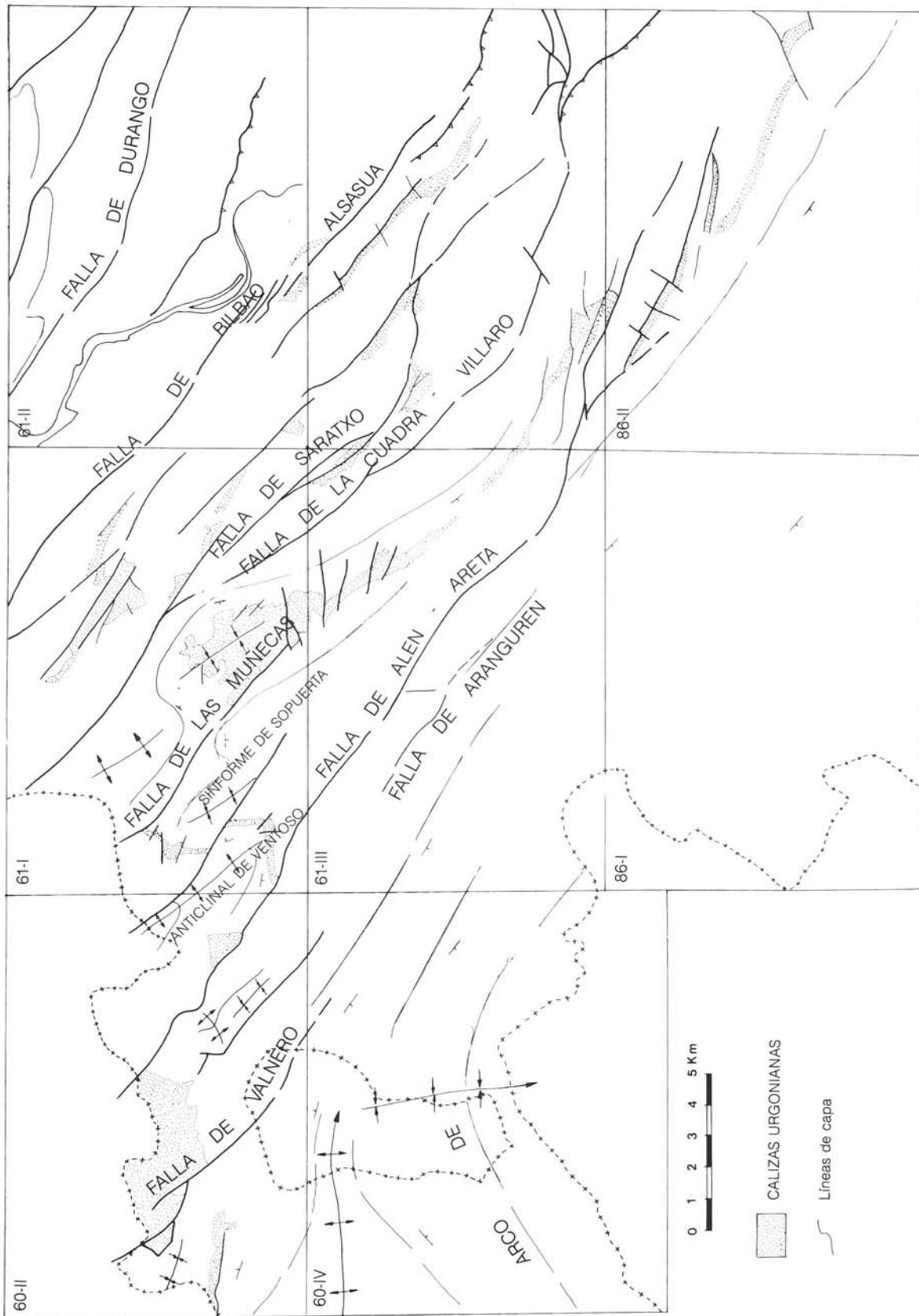


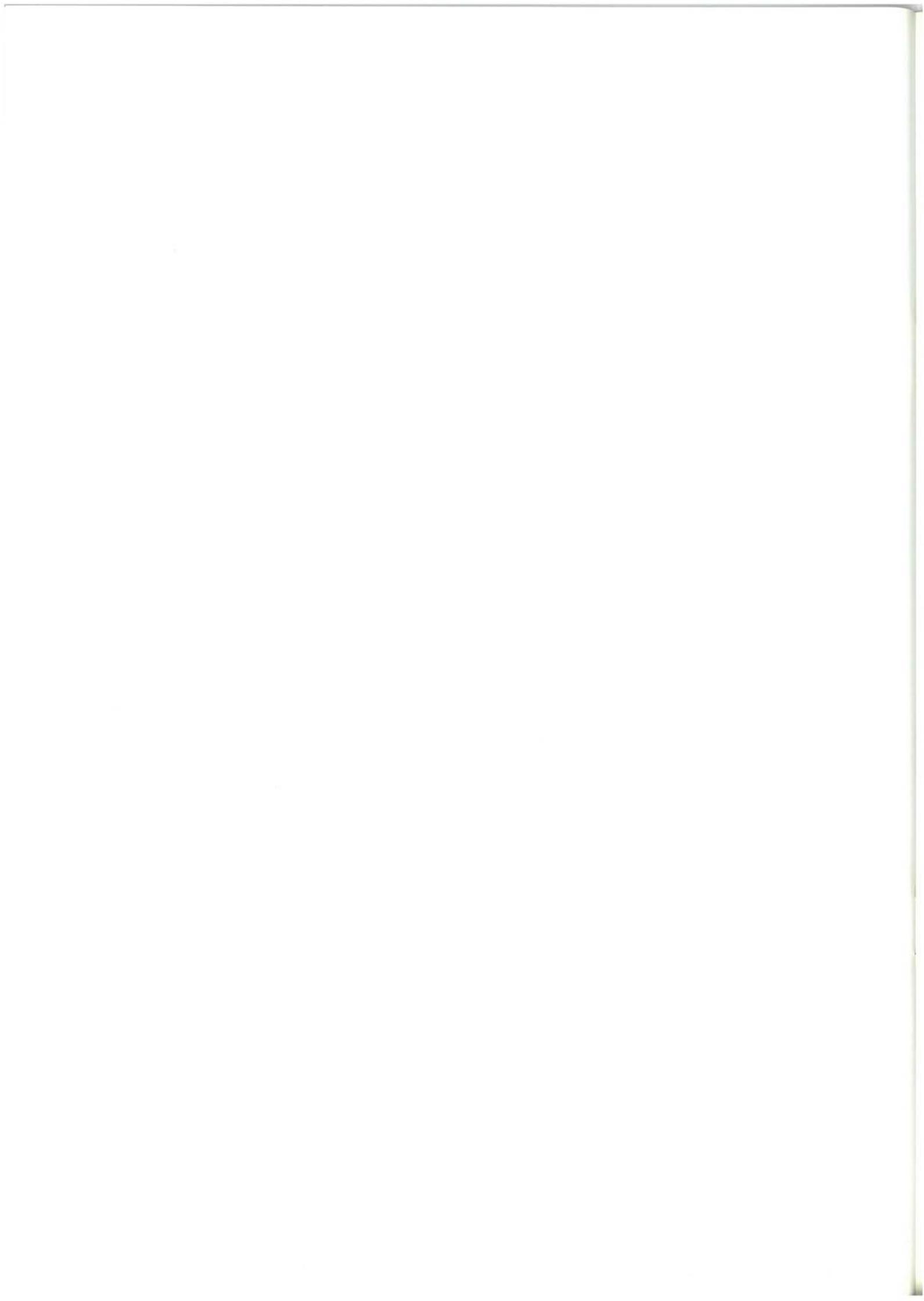
Figura 4.3.—Esquema estructural del entorno del cuadrante.

de Alén es subparalelo al que dibujan las de La Cuadra y Saratxo en el cuadrante de Basauri; la última de estas fallas podría apuntar vergencia sur en algún punto de ese cuadrante, como por ejemplo en las áreas de Zamaia y Pagasarri.

En cuanto a posibles estructuras de Fase III, las escasas fallas menores de dirección N 45° E se localizan asociadas a las tardías de Fase I y dirección E - O, sin que quede clara su adscripción a dicha fase terminal.

Algunas de estas fallas, como las de la zona de Aranguren, pueden ser consecuencia de una preformación durante la Fase 0, habiendo sido retocadas con posterioridad por los esfuerzos sucesivos de la Fase I, de sus desgarres tardíos, y quizá de la Fase III.

Por otro lado, las fallas N 40° E de Zaldu (sureste del cuadrante) y los cauces rectilíneos de los ríos Cadagua y Herrerías en la zona de Sodupe podrían responder también a familias de fracturas de esta última fase.



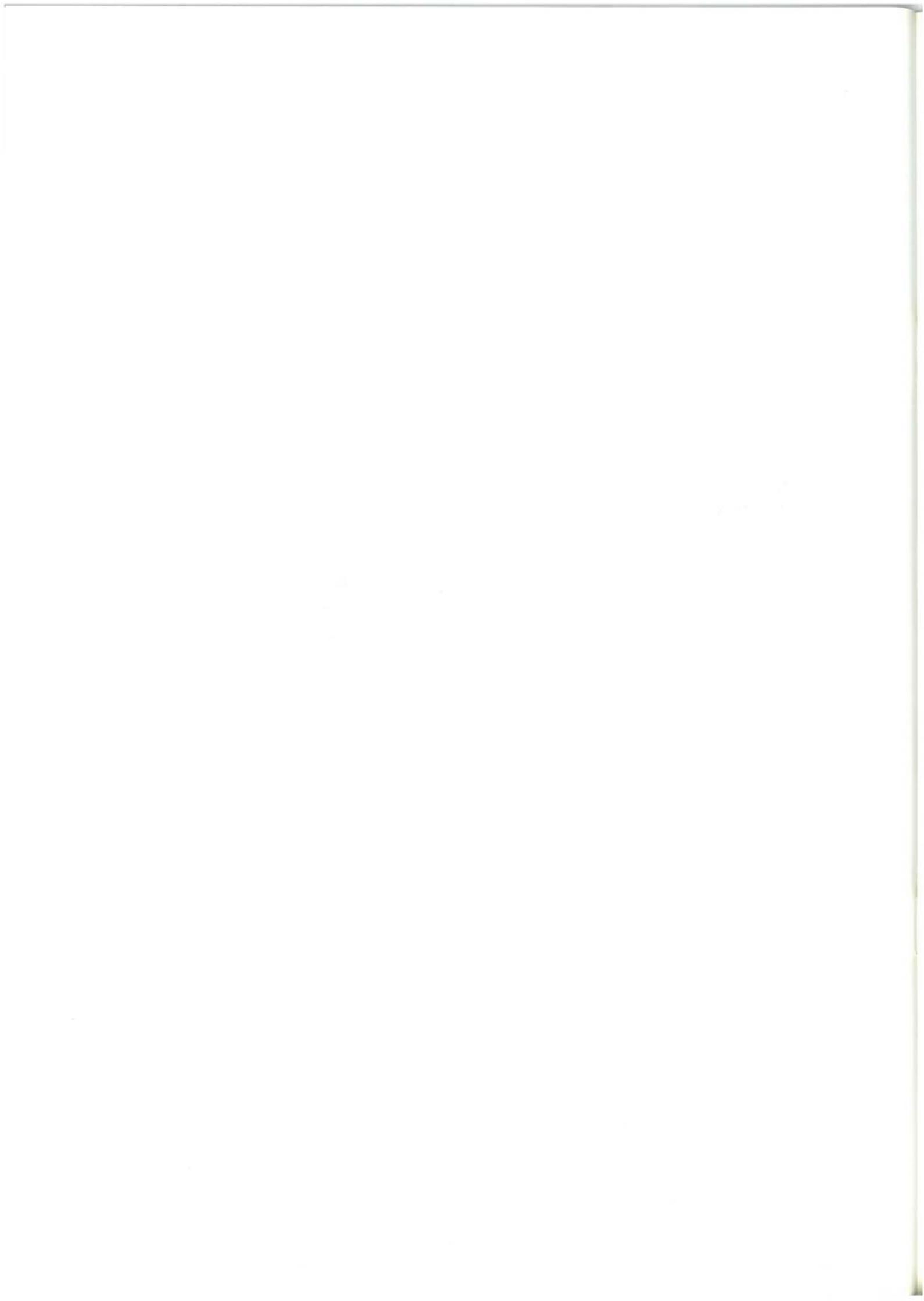
5. PETROLOGIA

En el cuadrante de Güeñes no se ha cartografiado ningún afloramiento de rocas ígneas, por lo que en el presente epígrafe se describirán únicamente los filones de cuarzo y las alteraciones hidrotermales que afectan a los materiales urgonianos en el vértice noreste de la hoja.

Los diques de cuarzo encajan en fracturas de dirección N 115° E a N 140° E, y son relativamente frecuentes, habiéndose cartografiado un buen número de ellos en cuadrantes vecinos, donde normalmente atraviesan materiales de la formación Ereza. Pueden llegar a tener potencias de varios metros y normalmente están acompañados por una fuerte tectonización y silicificación de la roca encajante, en forma de abundantes venillas de cuarzo de potencia milimétrica o decimétrica. Son de origen hidrotermal y no puede descartarse que

estén genéticamente relacionados con las mineralizaciones de hierro conocidas en sus proximidades.

Las zonas silicificadas, se han diferenciado en el mapa geológico con un tramado especial, corresponden a afloramientos que presentan una silicificación generalizada, no restringida a estructuras filonianas, que altera el aspecto y la dureza de la roca original. Al microscopio están compuestas casi exclusivamente por cuarzo y plagioclasa de bajo contenido en calcio; la textura que presenta es afieltrada, los granos se disponen según un entramado sin orientación preferente y suelen corroerse unos a otros. Son frecuentes las venillas de cuarzo y las zonas amplias de cuarzo poligonal (geodas rellenas).



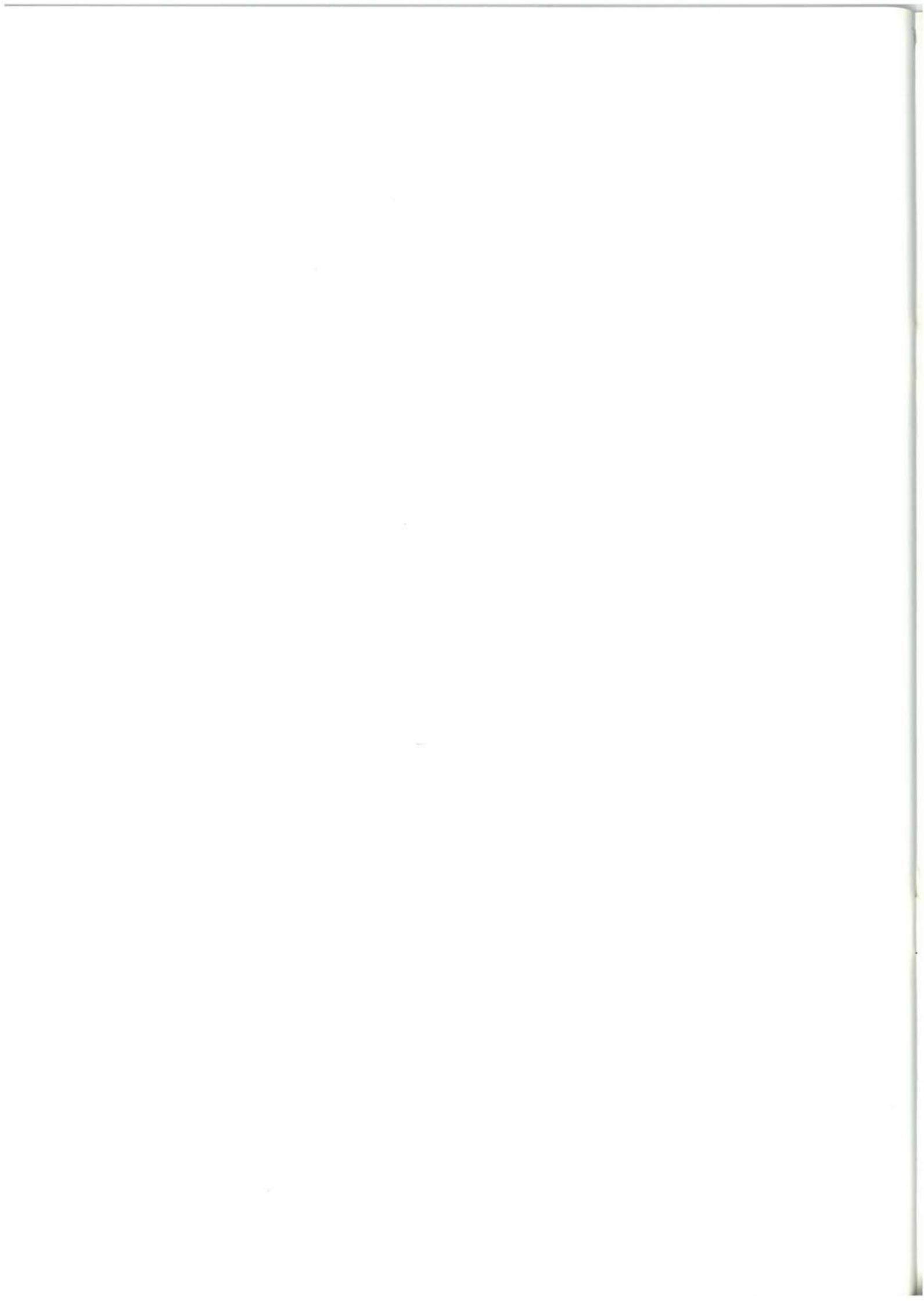
BIBLIOGRAFIA

- 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).
- * ANTIGUEDAD, I *et al.* (1983).—“Argumentos sedimentológicos e hidrogeoquímicos sobre la existencia de un diapirismo de materiales triásicos en el área de Dima (Vizcaya)”. *Bol. IGME*.
- AGRUMINSA, CADEM y EUSKOIKER (1985).—“Investigación sobre la geología y metalogenia del Cretácico inferior en la región minera del Anticlinorio de Bilbao entre el límite occidental con Cantabria y el río Nervión.
- AZAMBRE, B. y ROSSY, M. (1976).—“Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc Basque; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique”. *Bull. SGF* T. XVIII 6, pp. 1725 - 1728.
- BOUMA, H. H. (1962).—“Sedimentology of some flysch deposits” Elsevier, Amsterdam 2.2.1, 3.9.2., 12.2.4.
- * CADEM (1985).—“Investigación geológico - minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Bermeo y Durango (cuadrantes NO, NE y SO)”. Inédito.
- CIRY, R. *et al.* (1967).—“Compte - rendu de la Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Espagne: des Pyrénées aux Asturies”. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. fasc. 9*, pp. 389 - 444, Paris.
- COOPER, M.R. (1977).—“Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance”. *Palaeogeogr., palaeoclimatol., Palaeoecol.* 22, pp. 1 - 60. Amsterdam.
- DEREGNAUCOURT, D. y BOILLOT, G. (1982).—“Structure géologique du Golfe de Gascogne”. Incluye: “Carte Structurale du Golfe de Gascogne a 1:2.400.000” *Bulletin du B.R.G.M.* (2) I.N. 3, pp. 149 - 178.
- EVE (1986).—“Investigación geológico - minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Landako (cuadrantes NE y SE) y Elorrio (cuadrantes NO y SO)”. Inédito.
- FEUILLÉE, P. (1967).—“Le Cenomanien des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique”. (Tesis Doctoral). *Mémoires de la Société Géologique de France*. Paris (nouvelle série) Mémoire N. 108. fascis. 3, 343 pp.
- FEUILLÉE, P. (1970).—“Y-a-t'il des Flysch Pyrénéens?”. *Bull. Soc. Géol. France* N. 4, pp. 603 - 611.

- FEUILLÉE, P. y RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies Pyrénéo - cantabriques”. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Tomo 2, VI - 1 a VI - 48.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1979).—“El Complejo Urganiano del sur de Santander”. *Universidad del País Vasco*. Facultad de Ciencias Dpto. de Geología. Lejona - Bilbao *Tesis Doctoral*. Published University Microfilms International. 673 pp., 203 figs., 10 anexos.
- * GARCIA MONDEJAR, J. (1982).—“Aptiense y Albiense”. En: “El Cretácico de España”. *Universidad Complutense de Madrid*’.
- GARCIA MONDEJAR, J. *et al.* (1977).—“Ciclos sedimentarios mayores del Jurásico superior - Cretácico inferior de Santander”.
- * GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, I. (1982).—“Estudio geológico del Complejo Urganiano del Anticlinorio de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua”. *KOBIE*, N.º 12, pp. 101 - 137.
- GARCIA PASCUAL, I. (1981).—“Estudio geológico del Cretácico inferior del anticlinorio Bilbaino entre los ríos Nervión y Cadagua”. Facultad de Ciencias de Bilbao. *Universidad del País Vasco* 152 pp. *Tesis de Licenciatura*.
- HUGHES, C.J. (1982).—“Igneous Petrology”. Department of Geology Memorial University of Newfoundland, ST John's Newfoundland. Canada *Elsevier scientific publishing Company*.
- INGEMISA (1982).—“Síntesis Geológica del País Vasco”.
- * JAMES, N.P. (1979).—“Shallowing - Upward Sequences in carbonates”. En: *Facies Model*. Walker (1979) pp. 109 - 121.
- MAGNIEZ, F. y RAT, P. (1972).—“Les foraminifères des formations a spongières et *Tri-taxia* dans l'Aptien - Albien cantabrique (Espagne)”. *Rev. Esp. Micropaleont.* num. extr., XXX aniv., pp. 159 - 178.
- MATHEY, B. (1982).—“Región Vasco - Cantábrica y Pirineo Navarro. El Cretácico Superior del Arco Vasco”. En: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, pp. 111 - 135.
- MATHEY, B. (1983).—“Le système du flysch gréseux”. En: *Mémoire géologique de l'Université de Dijon*. Tomo 9 “Vue sur le Crétacé basque - cantabrique et nord - ibérique”. pp. 97 - 106.
- MIDDLETON, G.V. (1976).—“Hydraulic interpretation of sand size distributions” *J. Geol.* 84.
- * MITCHUM, Jr. R.M. *et al.* (1977).—“The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis”. (In PAYTON, C.G.E. 1977: “*Seismic stratigraphy applications to the hydrocarbon exploration*”. Tulsa (Oklahoma). Am. Ass. Petrol. Geol. pp. 53 - 62.
- MONTADERT, L. *et al.* (1974).—“Continental margins of Galicia - Portugal and Bay of Biskay” In *The Geology of continental margins* BURK y DRAKE, Ed. Springer-verlag. Berlin, pp. 323 - 342.
- ORTEGA BLANCO, R. (1983).—“El Cretácico inferior de la región minera de Bilbao entre los ríos Cadagua y Mercadillo”. *Universidad del País Vasco. Tesis de Licenciatura*. 239 pp.
- PEYBERNES, B. (1976).—“Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco - espagnoles, entre la Garonne et la Méditerranée”. Tesis Doctoral. *Sciences Naturelles*. Toulouse 459 pp., 149 figs., XLII Pl. h.t. Imp. C.R.D.P. Toulouse.

- * PUJALTE, V. (1976).—“Posibilidad de una nueva división estratigráfica de los sedimentos no marinos del Jurásico superior y Cretácico inferior en la provincia de Santander”. *Boletín Geológico y Minero* Vol., 87, 11; pp. 101 - 118.
- * RAT, P. (1959) (Tesis Doctoral).—“Les Pays Crétacées Basco - Cantabriques”. *Publications de l'Université de Dijon*.
- RAT, P. y FEUILLÉE, P. (1967).—“Structures et paléogéographies Pyrénéo - Cantabriques”. *Institut des Sciences de la terre. Université de Dijon*. France. V.I. pp. 1 - 48.
- RAT, P. y PASCAL, A. (1979).—“De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens”. *Geobios* N 3, pp. 385 - 399.
- * ROBADOR MORENO, A. (1984) (Tesis de Licenciatura).—“Estudio geológico del sector de Bermeo (entre Baquio y Guernica)”. *Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco*.
- VOORT, H.B. (1963).—“Zum Flysch problem in den West Pyrenäen”. *Geologische Rundschau* 53, pp. 220 - 233.
- WALKER, R.G. y MUTTI, E. (1973).—“Turbiditic facies and facies associations. In: Turbidites and Deep Water Sedimentation”. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific. Section, Short Course, Anaheim*.
- WIEDMANN, J. (1979).—“A geologic itinerary through de Mid - Cretaceous of Vascogotic and Celtiberic Ranges (N. Spain). Mid Cretaceous events” *Field Meeting Northern Spain*. September, 1977.
- * WILSON, J.L. (1975).—“Carbonate facies in geologic history”. Berlin Springer - Verlag, 471 pp.
- WRIGHT, V.P. (1985).—“Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal”. En: *Paleoalgology* (THOMEY, D.F. NITECKI, M.H. editores); pp. 339 - 341.

NOTA: La bibliografía que se cita es de interés general sobre el área o sus características geológicas. Las referencias en el texto o trabajos específicos se marcan con un asterisco (*)



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA