



**EVE**

Mapa Geológico  
del País Vasco

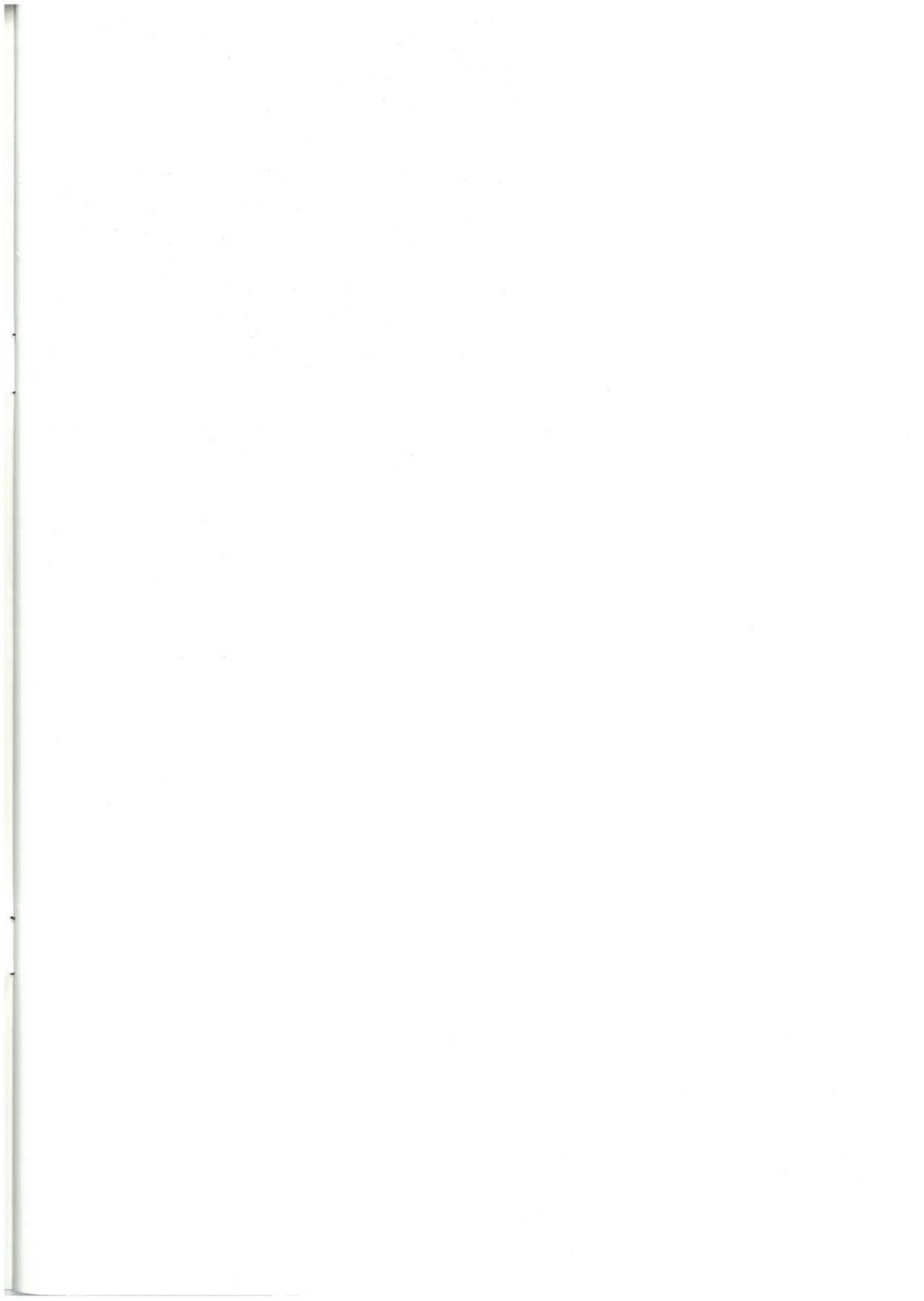
*Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa*

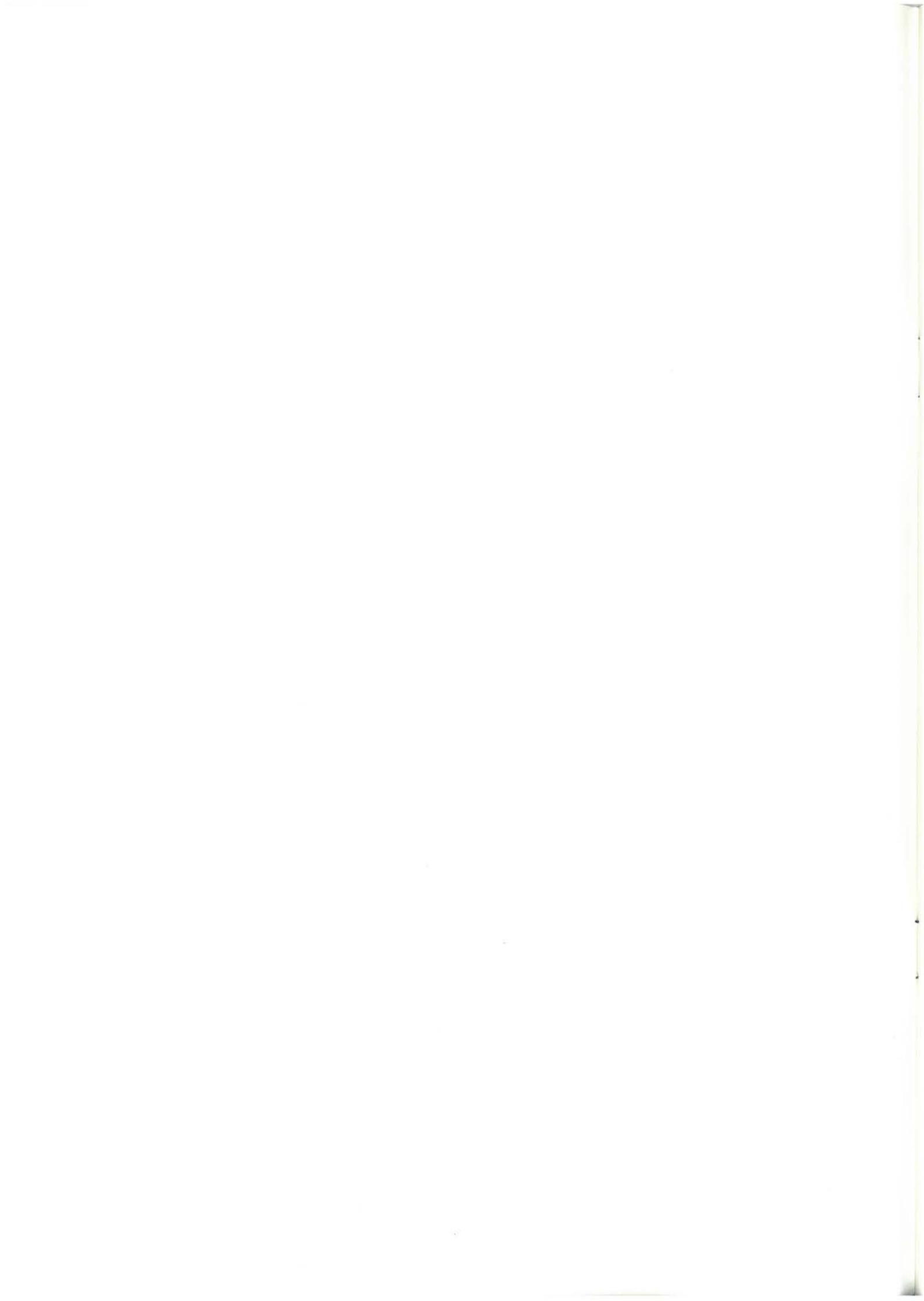


**61-IV BASAURI**

E: 1/25.000







**Mapa Geológico  
del País Vasco**

***Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa***

**61-IV BASAURI**

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-1980-93

I.S.B.N.: 84-88302-55-X

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

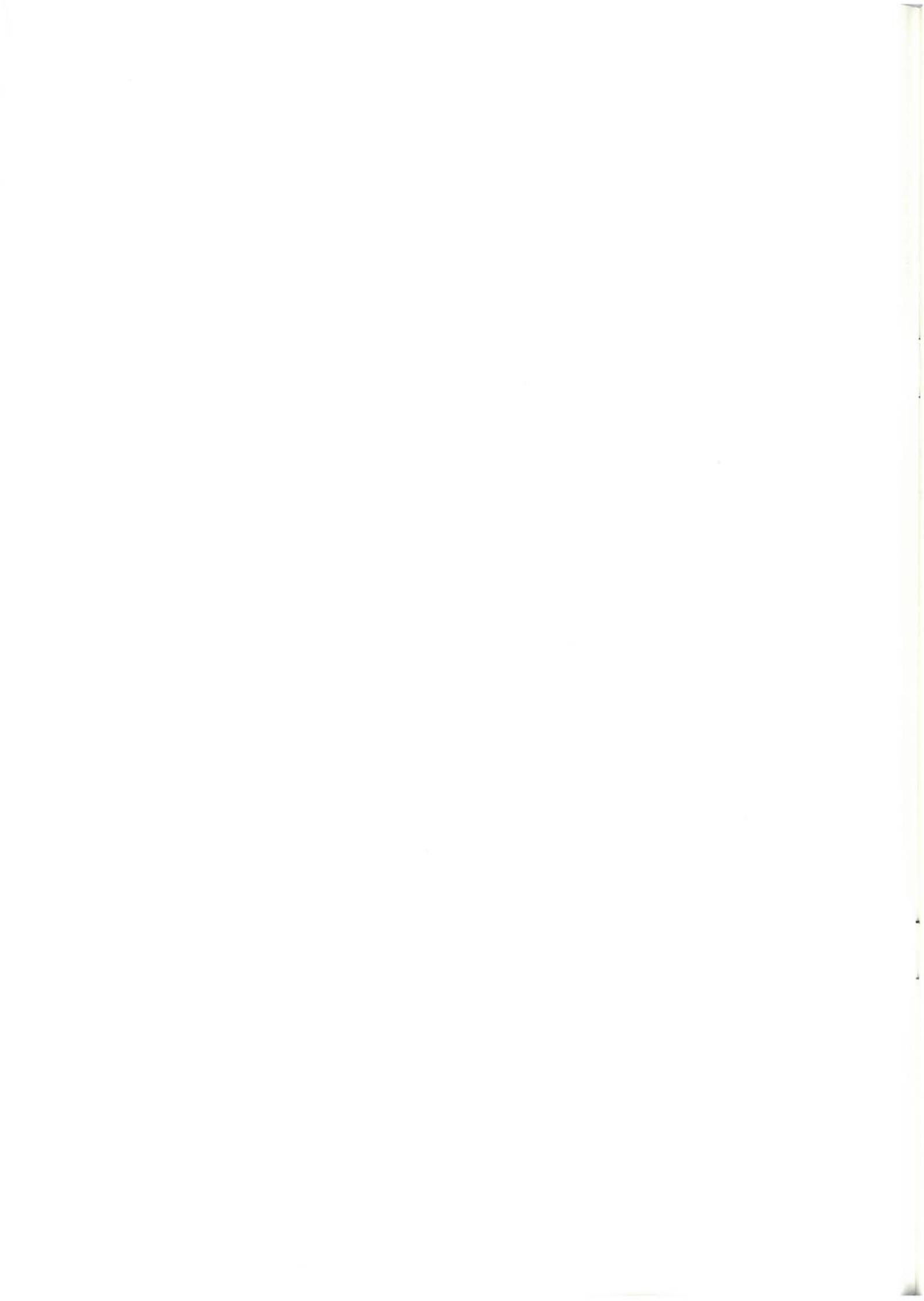
- A. Garrote Ruiz
- J. García Portero
- L. Muñoz Jiménez

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>
<b>1. INTRODUCCION</b> .....	9
<b>2. ESTRATIGRAFIA</b> .....	11
2.1. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO.....	11
2.1.1. Complejo Urganiano.....	11
2.1.2. Formación Durango (Complejo Supraurgoniano o Albocenomaniense).....	12
2.2. UNIDAD DE YURRE.....	13
2.2.1. Complejo Purbeck - Weald.....	13
2.2.2. Complejo Urganiano.....	14
2.3. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE AMBOTO.....	17
2.4. UNIDAD DE GORBEA.....	19
2.4.1. Complejo Purbeck - Weald.....	19
2.4.2. Complejo Urganiano.....	20
2.4.3. Formación Valmaseda.....	21
2.5. CUATERNARIO.....	21
<b>3. SEDIMENTOLOGIA</b> .....	23
3.1. CICLO PURBECK - WEALD.....	23
3.2. CICLO URGONIANO (Aptiense - Albiense inferior / medio).....	27
3.3. CICLO ALBO - CENOMANIENSE (Supraurgoniano).....	32
<b>4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL</b> .....	35
4.1. FASES DE DEFORMACION RECONOCIBLES.....	35
4.2. DESCRIPCION Y SIGNIFICADO DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES.....	39
<b>5. PETROLOGIA</b> .....	43
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	45



## 1. INTRODUCCION

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

Se sitúa sobre los territorios de Bizkaia y Alava.

Los municipios más importantes son Bilbao (barrios del sur), Basauri, Arrigorriaga, Ugao - Miraballes y Arrankudiaga. Las cotas más elevadas son Ganekogorta (999 metros), Artanda (554 metros), Urkiza (668 metros), Pastorekorta (586 metros) y Pagasarri (689 metros). Los cauces fluviales más importantes son los

ríos Nervión, Kadagua e Ibaizabal. Además existen numerosos arroyos, algunos con notable caudal.

El cuadrante de Basauri se sitúa geológicamente en las estribaciones occidentales de los Pirineos, dentro de la Cuenca Vasco - Cantábrica. Está constituido por materiales cretácicos, estructurados según directrices generales ONO - ESE, concordantes con las estructuras regionales más importantes de la Cuenca Vasco - Cantábrica, y 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.

Las unidades así diferenciadas, que se identifican en este cuadrante son:

- Unidad de Oiz.
- Unidad de Yurre.
- Unidad de Gorbea.

Esta separación en unidades permite una mejor diferenciación de términos litológicos, que da lugar a una cartografía geológica más detallada. Asimismo evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un funcionamiento individual y diferente durante la sedimentación.

A continuación se describe la estratigrafía de las diversas unidades cartográficas.

### 2.1. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO

Esta unidad ocupa una extensión reducida en el ángulo noreste del cuadrante. Los términos aflorantes abarcan materiales de edad

aproximada Albiense medio, correspondientes a los complejos Urganiano y Supraurgoniano.

El carácter de los materiales es esencialmente terrígeno, con términos más carbonatados en la sucesión urgoniana, como es habitual.

De más antiguo a más moderno se pueden distinguir los siguientes tramos:

#### 2.1.1. Complejo Urganiano

**Margas y margocalizas estratificadas, calizas nodulosas, calcarenitas y parabrechas calcáreas** (1). Este tramo consiste fundamentalmente en margas gris - azuladas, a veces con nódulos calizos irregulares o piritosos, estratificadas en bancos decimétricos. Con frecuencia la esquistosidad y la fracturación obliteran la estratificación, que queda de manifiesto tan sólo por niveles de calizas nodulosas, calcarenitas con "ripples" o parabrechas calcáreas con cantos hasta decimétricos en matriz margosa. En la base del tramo aparecen margas de color más oscuro y areniscas calcáreas rojizas, con secuencias turbidíticas  $T_{c-e}$ . La potencia total no es calculable debido a su intensísimo plegamiento y al contacto mecánico de muro que presenta.

**Parabrechas calcáreas** (2). Determinados niveles brechoides de los descritos en el

tramo anterior presentan potencia o continuidad suficientes como para ser cartografiados (espesor aproximadamente métrico). Su composición es idéntica en todos los casos observados: matriz margosa o limolítica calcárea que engloba cantos centimétricos a decimétricos, redondeados, de caliza arrecifal. En algunos casos aparecen bloques aislados de más de 1 metro de diámetro o niveles aislados estratificados de ortobrecha de escasa extensión lateral, quizá representando rellenos de excavaciones canaliformes.

**Margas, areniscas y limolitas. "Slumps"** (3). Constituye un término mixto de tránsito entre las margas terminales urgonianas y la base de la formación Durango. En áreas situadas al norte de este cuadrante está frecuentemente limitado por contactos mecánicos o ha sido totalmente eliminado por la tectónica asociada al cabalgamiento de Santo Domingo. La potencia es de orden decamétrico.

La litología es variada: en el noroeste (cuadrante de Bilbao) y sureste consta principalmente de margas y limolitas oscuras, y areniscas masivas, calcáreas o silíceas, conformando un tránsito más o menos gradual entre términos margosos y lutíticos. Sin embargo, en la parte central de la banda de afloramiento, la litología es de margas oscuras alternantes con estratos de areniscas calcáreas o silíceas, rojizas, con ordenación turbidítica y frecuentemente "eslumpizados".

#### 2.1.2. **Formación Durango (Complejo Supra-urgoniano o Albocenomaniense)**

**Argilitas y/o limolitas** (4). Representan el término basal de la formación Durango.

Son materiales detríticos de tamaño de grano fino (limo o arcilla), que se presentan en bancos de potencia variable (decimétrica a métrica). En corte fresco ofrecen coloraciones oscuras, muy características, debido fundamen-

talmente a la abundancia de materia orgánica o derivados de la misma que contienen.

Hay que destacar en estos materiales, una relativa abundancia de 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. Igualmente hay que destacar la frecuente aparición de granillos de mica blanca "flotando" en la masa de la roca. Estos materiales localmente presentan disyunción o laminación concoide.

Las lutitas se presentan en niveles que alternan con, o incluyen, estratos generalmente poco potentes, de arenisca y algunos horizontes ferruginosos.

Es una característica común en este área la fuerte tectonización sufrida por los materiales de grano más fino.

**Alternancia de areniscas y lutitas** (5). Consiste en una alternancia de areniscas y lutitas en proporciones similares. Aparece en intercalaciones de potencia muy variable dentro de la masa lutítica principal, estando el conjunto intensamente replegado.

Las areniscas son cuarzoarenitas o litarenitas claras con mica blanca, grises, ocasionalmente teñidas de rojo por oxidación de menas metálicas, bien estratificadas en bancos desde centimétricos a decimétricos, con laminación paralela y cruzada debida a "ripples". En zonas de secuencias positivas se dan posibles canalizaciones y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo.

Las limolitas intercaladas entre los niveles areniscosos presentan las características descritas en el tramo anterior. Es frecuente que ambas litologías se organicen en laminaciones "flaser", "lenser" u onduladas. En algunas zonas el tamaño de grano propio de las limolitas puede superarse, dándose una alternancia de

litarenita - grauvaca (de grano fino - muy fino, negra) que no obstante se ha considerado dentro de este paquete.

Localmente se pueden observar nivelillos muy finos de lignitos, que no superan en ningún caso algunos centímetros de potencia.

**Areniscas (6).** Son cuerpos lenticulares o tabulares de potencia métrica a decamétrica con una estructura lateral variable. De visu se aprecia que están compuestos por granos de cuarzo de tamaño arena fina a gruesa con algo de feldespato (más blanquecino), mica blanca y materia orgánica (tallos y restos vegetales parcialmente transformados en carbón). Los clastos, redondeados a subredondeados, están cementados por material silíceo y ocasionalmente carbonatado. En muestra no alterada presenta coloraciones grises a blancas. La oxidación de las menas dispersas tiñe la roca con tonalidades rojizas, pardas o amarillentas.

Es frecuente la laminación paralela y cruzada de "ripples", y localmente parece distinguirse estratificación cruzada a pequeña escala en las litologías más gruesas.

A techo de algunas secuencias positivas de relleno, se dan figuras de "megaripples" linguoides de alta velocidad.

## 2.2. UNIDAD DE YURRE

Aflora en una banda orientada NO - SE en el centro del cuadrante estudiado.

Sus contactos mecánicos limitantes son, al noreste, la falla de Bilbao - Alsasua y al suroeste la falla de La Cuadra, que releva a la falla de Villaro, convirtiéndose esta última en una fractura de desgarre de salto y complejidad decrecientes hacia el noroeste.

Los materiales que la forman abarcan un amplio espacio cronoestratigráfico, aproximada-

mente desde el Hauteriviense hasta el Albiense inferior (complejos Purbeck - Weald y Urgoniano).

### 2.2.1. Complejo Purbeck - Weald

**Lutitas y areniscas (7).** Alternancia de estratos de argilitas y limolitas (micáceas, negras y carbonosas), y areniscas (de grano muy fino a medio, con presencia de mica y restos vegetales) de potencia decimétrica, a veces en forma de secuencias positivas y negativas. Muy localmente el sedimento se hace más carbonatado y compacto dando lugar a margas e incluso a bancos de calizas margosas (normalmente decalcificadas). Estos niveles carbonatados son poco frecuentes en la unidad de Yurre, contrariamente a la tónica en otras unidades, y llegan a desaparecer completamente hacia el noroeste de la unidad, a medida que aumenta el componente arenoso.

Entre las intercalaciones margosas y lutíticas pueden encontrarse lumaquelas de potencia métrica, compuestas de restos fósiles de pequeños bivalvos y gasterópodos de medios salobres o marinos restringidos. También pueden observarse lechos piríticos de potencia centí a decimétrica y delgados niveles de cineritas intensamente meteorizadas (área de Larreta).

Este tramo presenta aparentemente un fuerte diacronismo a techo, el cual sube en el tiempo hacia el norte o noreste, reduciéndose simultáneamente la potencia del tramo (9), como puede observarse comparando el área de Arkotza con la zona de Ganekogorta.

**Areniscas (8).** Son cuerpos lenticulares o tabulares con continuidad lateral variable y potencias decamétricas. En ocasiones, aparecen como alternancias poco definidas, en estratos netos, de arenisca de grano medio y bancos formados exclusivamente por "ripples" de corriente y oscilación o por láminas paralelas, a menudo sin muestra alguna de bioturbación por organismos bentónicos.

Los bancos más gruesos presentan frecuentemente estratificaciones cruzadas planares y de surco, así como otras de muy bajo ángulo asociadas al relleno de canalizaciones, cuyas formas cóncavas de fondo erosivo son reconocibles. Es frecuente la laminación paralela y cruzada de "ripples", de "megaripples" o dunas, y la de tipo "flaser - lenser" u ondulada.

Litológicamente, las areniscas están compuestas por pequeños granos de cuarzo de tamaño arena fina a media, con algo de feldespato (más blanquecino); mica blanca y materia orgánica (tallos y restos vegetales parcialmente transformados en carbón). Los clastos, redondeados a subredondeados, están unidos por cemento silíceo y ocasionalmente carbonatado. En muestra no alterada presenta coloraciones grises a blancas. La oxidación de las menas dispersas tiñe la roca con tonalidades rojizas, pardas o amarillentas.

El Complejo Purbeck - Weald presenta una potencia mínima aproximada de unos 2.000 metros en este corte.

A tenor de la figura estratigráfica que los resaltes areniscosos dibujan en el núcleo desgarrado del anticlinal de Bilbao debe existir una discordancia de bajo ángulo en el contacto del flanco norte, entre el techo del Complejo Purbeck - Weald y la base de la formación Ezeza. Esta superficie corta los contactos (supuestamente isocronos), entre litologías wealdenses bajando en el tiempo hacia el oeste.

### 2.2.2. Complejo Urganiano

#### **Areniscas de grano muy fino y fino.**

**Limolitas calcáreas (9).** Constituye, junto con los tramos (10) y (11) la formación Ezeza, definida por GARCIA MONDEJAR (1.982). La potencia máxima total oscila en torno a los 900 metros en el área de Ganekogorta - Ganeta.

Es un tramo formado por areniscas de grano fino a veces desorganizadas y a veces en

estratos netos, con buena granoclasificación, y limolitas masivas, calcáreas o decalcificadas. Aparece generalmente con contactos difusos y transicionales hacia el término lutítico - areniscoso (7).

Los niveles presentan espesores variables, casi siempre de orden métrico con laminación paralela y "ripples" a techo y ocasionalmente organizados en pequeñas secuencias de carácter tanto positivo como negativo. Las limolitas, micáceas, de colores oscuros, son minoritarias en esta zona frente a los materiales arenosos. La bioturbación es muy frecuente en ambas litologías.

Son frecuentes los nódulos carbonatados o septariformes, a veces nucleados en restos fósiles. Abundan los restos de lamelibranchios y equinodermos, así como algunos moldes bien conservados de ammonites, concentrados en niveles altamente fosilíferos; se ha diferenciado una lumaquela de orbitolinas de extensión lateral hectométrica al sur de la cima del monte Urkiza.

**Argilitas grises apizarradas (10).** Constituyen un tramo de escasa potencia, pero muy singular dentro de la formación Ezeza. Son argilitas apizarradas con pequeños granillos de micas blancas, que presentan disyunción en lasjas resistentes. No se aprecia fauna conservada.

**Alternancia de areniscas y lutitas (11).** Estos materiales se encuentran intercalados en el término 9 a una altura generalmente constante. Presentan potencia y posición regulares, salvo en el área de Larreta. Son areniscas de grano medio a grueso en estratos netos alternando con lutitas y limolitas calcáreas o silíceas. Se disponen en litosomos de morfología lentejonar, potencia decamétrica y extensión lateral hecto a kilométrica. En el extremo este del cuadrante, aumenta la potencia de dichos litosomos, haciéndose hasta hectométrica.

A techo del tramo de areniscas de grano fino y limolitas calcáreas (9) se dispone en

toda el área estudiada la primera barra caliza, o sus equivalentes laterales, en facies urgoniana típica. Esta barra suele presentar potencias variables entre 0 y casi 250 metros, estando compuesta por varios términos carbonatados que se describen a continuación.

**Calizas impuras (12).** Se trata en esta hoja de la clásica facies de implantación de una ramba carbonatada.

Aparece formando biostromos de ostreidos, rudistas, orbitolinas y/o corales, situados en la base de los ciclos de carbonato creciente, si bien en esta hoja raramente constituye niveles cartografiables, salvo en el litosomo oeste de Zamaia.

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 margocaliza nodulosa, de aspecto uniforme o con delgadas intercalaciones margosas onduladas ("wavy laminations").

Se sitúan en forma muy discontinua a muro de los afloramientos calizos dispersos en la unidad, constituyendo también frecuentemente el tránsito entre los bordes de los litosomos calizos y la formación Ereza (9) infra y adyacente. Finalmente, pueden aparecer como pequeños niveles aislados dentro de dicho tramo (9), normalmente como calizas arenosas de ostreidos.

**Calizas en bancos métricos con rudistas y corales (13).** 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 distinguir 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 monopléuridos), 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 los afloramientos calizos dentro de esta unidad.

**Calizas en bancos decimétricos a métricos con corales y rudistas (14).** 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 generalmente biostrómicas, con rudistas y corales, en bancos métricos, 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 extien-

de según la lineación Zaratamo - San Roke - Arraiz y en la base de los litosomos de Zamaia. Contrariamente a lo que ocurre en otras hojas, esta facies se mantiene en minoría frente a las calizas en bancos métricos, más puras.

**Lutitas (limolitas) calcáreas con pasadas areniscosas (turbidíticas). Areniscas masivas y brechas calcáreas (15)** (Serie de Pagomakurre o Gallarta. Se trata fundamentalmente de limolitas calcáreas o margas oscuras más o menos arenosas. Localmente (a muro del tramo, en las áreas de Arraiz, San Roke y Ollargan) se observa una litología de areniscas masivas de grano fino o muy fino, calcáreas o decalcificadas, con niveles fosilíferos de pequeña fauna de bivalvos y equinodermos, alterada a óxidos de hierro.

Como componentes minoritarios se pueden citar las turbiditas calcáreas y las intercalaciones de parabrechas calcáreas (cantos decimétricos en matriz margosa) en el área de Buia.

La potencia total estimada en las áreas menos tectonizadas puede estimarse en torno a los 300 - 350 metros.

**Areniscas calcáreas (16).** Pequeños litosomos de areniscas con cemento calcáreo, asociados y en paso lateral a los parches calizos de Zamaia.

**Areniscas y lutitas (17).** Son barras discontinuas principalmente areniscosas, compuestas por estratos centi a decimétricos de areniscas silíceas y calcáreas de grano medio a grueso, separados por finos niveles limolíticos negros. En los estratos areniscosos más finos pueden apreciarse laminaciones paralelas y una ordenación de la serie vagamente flyschoides o turbidítica.

Su potencia y extensión lateral son irregulares. Se pueden estimar entre 0 y 70 - 80 metros de espesor máximo.

**Parabrecha volcanosedimentaria poli-míctica (18).** Constituye un cuerpo de morfología lenticular que se apoya sobre las calizas urgonianas en su extremo este y desaparece por su extremo oeste dentro de los terrígenos de la serie de Gallarta (15). La potencia oscila entre 0 y 18 metros aproximadamente.

Litológicamente consta de una alternancia de rocas volcanoclásticas de grano medio a grueso, fuertemente alteradas, y brechas poligénicas con cantos redondeados, milimétricos a decimétricos, de caliza, marga, lutita y roca volcánica inalterada; todo ello en matriz carbonatada, localmente silicificada.

**Margocalizas, margas y calizas nodulosas y/o tableadas (19).** 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 (calizos y margocalizos) que de blandos (margas).

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

**Parabrechas calcáreas (20).** A diversas alturas de la serie y con desigual desarrollo lateral y vertical (potencias métricas a decamétricas), se encuentran cuerpos diferenciables de parabrechas con cantos calcáreos hasta decimétricos. No se ha podido distinguir la morfología de los litosomos, si bien parecen responder a emplazamientos de tipo "debris-flow" no canalizados.

Es mayoritaria la presencia de cantos de origen arrecifal frente a los de origen micrítico para - autóctono.

**Lutitas negras piríticas y areniscas silíceas. "Slumps"** (21). Tramo situado en el núcleo de un sinclinal desgarrado, afectado por fuerte esquistosidad y plegamiento. Es característica la abundancia de materia orgánica y pirita, así como la presencia esporádica de niveles de: septarias y niveles areniscosos "eslumpizados", de color rojizo por la presencia de óxidos de hierro.

**Areniscas silíceas canalizadas** (22). Asociadas a la litología anterior aparecen grandes canalizaciones (amplitud hectométrica) de areniscas silíceas de grano medio a grueso, bien estratificadas, de colores claros y en secuencias positivas. Los estratos areniscosos son mayoritariamente masivos. A veces se distingue laminación paralela o de "ripples".

**Alternancia de areniscas y lutitas negras** (23). Tramo que presenta una litología intermedia entre las dos anteriores (21 y 22). Tanto las lutitas como las areniscas mantienen caracteres similares a los ya descritos. Es destacable el aumento de esta litofacies hacia el este, en detrimento de las facies lutíticas. Esta particularidad puede deberse a un efecto combinado del cambio litológico y de la tectónica que lamina la parte lutítica de la serie.

El conjunto de estos tres últimos tramos se encuentra fuertemente replegado, fracturado y esquistosado, por lo cual no es posible una estimación de potencias parciales ni totales. Dado que los límites de esta serie terrígena (21+22+23) son mayoritariamente mecánicos, y encontrándose en un entorno tan tectonizado, no puede descartarse la posibilidad de que representen en realidad la base del Complejo Albocenomaniense (quizá discordante sobre una serie albiense anormalmente reducida), localizada justo en el tránsito entre las formaciones Valmaseda al sur y Durango al norte, y por tanto con características posiblemente particulares, un tanto diferentes de las habituales.

### 2.3. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE AMBOTO.

Esta unidad ocupa una extensión inferior a los 2 Km<sup>2</sup>, (como continuación de la

distinguida en el cuadrante 62 - III, Galdakao).

Sus límites norte y sur son fallas de desgarre que "encajan" la terminación oeste de la unidad en el contacto mecanizado entre el Complejo Purbeck - Weald y el Complejo Urganiano (formación Ereza) en el área de Ugao - Miraballes).

Los materiales representados pertenecen a la base del Complejo Urganiano, en facies tanto terrígenas como carbonatadas. De abajo a arriba son los siguientes :

**Areniscas de grano fino y muy fino, y limolitas calcáreas** (24). Tramo formado por areniscas de grano fino, a veces desorganizadas, en estratos netos, y limolitas masivas, calcáreas o decalcificadas. Se dispone en contacto mecánico con sus infrayacentes wealdenses, tramos (7) y (8). Presentan espesores variables, casi siempre de orden métrico con laminación paralela y "ripples" a techo (ocasionalmente organizados en pequeñas secuencias de carácter tanto positivo como negativo). Las limolitas son micáceas, de colores oscuros, y están fuertemente bioturbadas; son minoritarias en esta zona frente a los materiales arenosos.

Son frecuentes los restos de lamelibranquios y equinodermos, así como algunos moluscos bien conservados de ammonites.

**Calizas impuras** (25). Se trata de la clásica facies de implantación de una rampa carbonatada.

Aparece formando biostromos de ostreidos, rudistas, bivalvos diversos y/o corales, situados en las bases 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 tramos de caliza irregularmente estratificada, alternan-

tes con margocaliza nodulosa, de aspecto uniforme, o con delgadas intercalaciones margosas onduladas ("wavy laminations") o en forma de delgados estratos.

Aparecen en forma discontinua a muro de la banda de calizas, que se sitúa al sur del área de Larreta, constituyendo el tránsito entre el techo de la formación Ereza y las facies calizas más netas.

**Calizas en bancos decimétricos a métricos con corales y rudistas** (26). 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, generalmente biostrómicas, con rudistas y corales, en bancos métricos, 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.

Aparecen como litologías de tránsito entre el techo de la formación Ereza y los litosomas calizos, allí donde la contaminación terrígena no origina la formación de calizas más impuras (25).

**Calizas en bancos métricos con rudistas y corales** (27). Este tramo presenta unas lito y biofacies muy características. La litología general es de calizas con escasa contaminación terrígena y, a menudo, de 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 monopléuridos), 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.

Representan los términos calizos con menor contaminación terrígena. Al ser los más resistentes tectónicamente, forman el núcleo (en sentido stratigráfico y reológico) de la unidad en este cuadrante.

**Lutitas (limolitas) calcáreas con pasadas areniscosas** (28). Término terrígeno, esencialmente limolítico y areniscoso de grano fino. En el área que se describe, presenta dos características importantes:

— El componente argilítico negro se sitúa exclusivamente en la base del tramo, en contacto directo con el techo de las calizas infrayacentes. Aparecen intercalados en las argilitas negras nivelillos de color blanco, quizá resultado de la alteración de cineritas.

— En la zona oeste de la unidad no es patente la selección de granulometrías en niveles cartografiables. Sí lo es, en cambio, en la zona este, donde se ha distinguido, dentro de las masas de grano más fino, el tramo que se describe a continuación.

**Areniscas y lutitas (29).** Son niveles predominantemente areniscosos, netamente diferenciables en los materiales limolíticos; formados por areniscas silíceas de colores claros, bien estratificadas en bancos centi a decimétricos. No se observan estructuras sedimentarias.

## 2.4. UNIDAD DE GORBEA

Separada de la Unidad de Yurre por el tramo final noroeste de la falla de Villaro y por la fractura que la releva en ese mismo sentido.

En el criterio seguido para la diferenciación de estas dos unidades ha prevalecido la motivación estratigráfica sobre la tectónica: en efecto, la falla de La Cuadra en sí no constituye un límite que separe elementos no correlacionables. Sin embargo, la sucesión estratigráfica a ambos lados del umbral paleogeográfico que representa el anticlinal de Bilbao presenta, a partir del Albiense inferior, diferencias que justifican la adopción de dos unidades.

Los materiales que forman la unidad pertenecen a los complejos Purbeck - Weald, Urganiano y formación Valmaseda.

### 2.4.1. Complejo Purbeck - Weald

**Lutitas y areniscas (30).** Alternancia de estratos de argilitas y limolitas (micáceas, negras y carbonosas) y areniscas (de grano muy fino a medio, con presencia de mica y restos vegetales) de potencia decimétrica, a veces en forma de secuencias positivas y negativas. Muy localmente el sedimento se hace más carbonatado y compacto dando lugar a margas (normalmente decalcificadas). Estos niveles carbonatados son poco frecuentes en esta unidad (contrariamente a la tónica en otras unidades) y llegan a desaparecer completamente hacia el noroeste, a medida que aumenta el componente arenoso.

Dentro de las intercalaciones margosas y lutíticas pueden encontrarse lumaquelas de

potencia métrica, compuestas por restos fósiles de pequeños bivalvos y gasterópodos de medios salobres o marinos restringidos. También pueden observarse lechos piríticos de potencia centi a decimétrica y delgados niveles de cineritas fuertemente alteradas por la meteorización (área de Larreta).

Este tramo presenta aparentemente un fuerte diazonismo de techo, el cual sube en el tiempo hacia el oeste o noroeste, reduciéndose simultáneamente la potencia del tramo (32), como puede observarse en la lineación Goikogane - Galarraga.

**Areniscas (31).** Son cuerpos lenticulares o tabulares con continuidad lateral variable y potencias decamétricas. En ocasiones aparecen como alternancias poco definidas en estratos netos de arenisca de grano medio y bancos formados exclusivamente por "ripples" de corriente y oscilación o por láminas paralelas, a menudo sin muestra alguna de bioturbación por organismos bentónicos.

Los bancos más gruesos presentan frecuentemente estratificaciones cruzadas planares y de surco, así como otras de muy bajo ángulo asociadas al relleno de canalizaciones, cuyas formas cóncavas de fondo erosivo son reconocibles.

Litológicamente, las areniscas están compuestas por pequeños granos de cuarzo de tamaño arena fina a media con algo de feldespato (más blanquecino); mica blanca y materia orgánica (tallos y restos vegetales parcialmente transformados en carbón). Los clastos son redondeados a subredondeados y el cemento es silíceo y ocasionalmente carbonatado. En muestra no alterada presenta coloraciones grises a blancas. La oxidación de las menas dispersas tiñe la roca con tonalidades rojizas, pardas o amarillentas.

Es frecuente la laminación paralela y cruzada de "ripples", de "megaripples" o dunas y la de tipo "flaser - lenser" u ondulada.

#### 2.4.2. Complejo Urgoniano

**Areniscas de grano fino y muy fino, y limolitas calcáreas** (32). Tramo formado por areniscas de grano fino, a veces desorganizadas y a veces en estratos netos, con buena granoclasificación, y limolitas masivas, calcáreas o decalcificadas. Aparece generalmente con contactos difusos y transicionales hacia los términos lutíticos - areniscosos (30 y 31). La potencia total oscila entre menos de 150 metros (Santa Lucía) y más de 500 metros en Goikogane.

Los niveles presentan espesores variables, casi siempre de orden métrico, con laminación paralela y "ripples" a techo, y ocasionalmente organizados en pequeñas secuencias de carácter tanto positivo como negativo. Las limolitas, micáceas, de colores oscuros, están fuertemente bioturbadas y son minoritarias en esta zona frente a los materiales arenosos.

Son frecuentes los restos de lamelibranquios y equinodermos, así como algunos molles bien conservados de ammonites.

Cabe destacar, como ya se indicó en la descripción del tramo (30), el fuerte diacronismo de muro que presentan las areniscas de la formación Ereza. Se confirma en esta situación la similitud entre los cuerpos de areniscas y lutitas estratificadas que habitualmente se incluyen en dicha formación (tramos 11 y 33) y las litologías terminales del Complejo Purbeck - Weald, de manera que aquellas intercalaciones pueden considerarse recurrencias de facies wealdenses dentro de los primeros términos urgonianos. Una situación similar se da en la formación Ereza al suroeste de Ubidea (en el cuadrante 87-III, Gorbea).

**Alternancia de areniscas y lutitas** (33). Estos materiales se encuentran intercalados en el tramo anterior a diversas alturas y con escasa potencia (métrica - decamétrica) y continuidad lateral. Es destacable la forma de "orla" con que se dispone rodeando el tránsito lateral de

las calizas de Santa Lucía hacia el noroeste. La posición estratigráfica de esta orla indica, salvo complicaciones tectónicas no detectadas, que los diferentes litosomos calizos van haciéndose sucesivamente más modernos hacia el oeste o noroeste, siendo en unas ocasiones equivalentes laterales de la formación Ereza (tramo 32), y en otras, suprayacentes a la misma total o parcialmente (área de Sodupe, en el cuadrante 61-III, Güeñes).

A continuación se describen las diferentes facies que conforman dichos litosomos calizos.

**Calizas impuras** (34). Se trata de la clásica facies de implantación de una rampa carbonatada, y presenta las mismas características citadas para este término en la Unidad de Yurre (12 y 25).

Se sitúan en forma discontinua a muro de la banda de calizas Santa Lucía - Miñaur - Sodupe constituyendo el tránsito entre el techo de la formación Ereza y las facies de calizas más netas.

**Calizas en bancos métricos con rudistas y corales** (35). Este tramo presenta unas lito y biofacies muy características, habituales en los cuerpos biostrómicos urgonianos. Su descripción es idéntica a la de los términos calizos (13 y 27) presentes en otras unidades.

Esta facies estratificada constituye el elemento principal de los afloramientos calizos dentro de esta unidad.

En este cuadrante son frecuentes los transitos laterales entre el muro de los litosomos calizos y el techo de la formación Ereza.

**Calizas en bancos decimétricos a métricos con corales y rudistas** (36). Son calizas que presentan tres tipos de organizaciones litoestratigráficas muy similares a las descritas para el término (14) en la Unidad de Yurre.

Estos tipos de facies están presentes a diversas alturas en la banda caliza que se extiende según la lineación Santa Lucía - Miñaur - Sodupe - Ereza - Galdames. Sin embargo, en las áreas donde la caliza es más neta y potente, esta litología tiende a aparecer en posiciones de techo con espesores muy variables.

**Lutitas (limolitas) con pasadas areniscosas (37).** Este tramo se encuentra fuertemente mecanizado y separado por fracturas de desgarre.

La litología consiste en lutitas mayoritariamente silíceas bien estratificadas. Esporádicamente se intercalan niveles de limolitas o areniscas calcáreas de grano muy fino a fino.

**Areniscas y lutitas (38).** Son barras mayoritariamente areniscosas y de continuidad variable. Están 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, encontrándose preferentemente a muro del tramo (37) que las engloba. Son frecuentes las secuencias positivas.

**Margas y margocalizas (39).** Conjunto monótono de margas y margocalizas sin estratificación definida, con esquistosidad bien desarrollada, sin otras características definitorias aparte de la aparición esporádica de parabrechas calcáreas y restos de belemnites y "burrows" piritizados y oxidados a limonita.

**Margocalizas, margas y calizas nodulosas y/o tableadas (40).** Son niveles 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 (calizos y margocalizos) que de blandos (margas).

Su composición interna es variable desde margocalizas masivas hasta alternancias

netas entre margas y calizas micríticas (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 (alineación Orbe - Kamarikas).

#### 2.4.3. Formación Valmaseda

Únicamente se ha cartografiado un exiguo afloramiento de los materiales basales de la formación Valmaseda (Complejo Supraurgoniano o Albocenomaniense).

**Argilitas y/o limolitas (41).** Es un término esencialmente limolítico, el componente argilítico es escaso, llegando el tamaño de grano en ocasiones a arena muy fina. Muestran colores oscuros y tienen abundante mica blanca detritica dispersa por la roca así como sulfuros (pirita) que por oxidación llegan a dar coloraciones rojizas.

En la base las limolitas están ligeramente carbonatadas.

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. Los nódulos con frecuencia tienen su núcleo ferruginizado.

### 2.5. CUATERNARIO

**Aluviales (42).** 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 areno-limosa. El espesor es variable, siendo frecuentes las ocasiones en las que alcanza varios metros.

**Coluviales (43).** Los depósitos de ladera son frecuentes 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 tres tipos: coladas de barro, acumulaciones de grandes bloques en matriz arenosa y limosa, con gravas y bloques menores, y finalmente depósitos mixtos de bloques areniscosos angulosos o ligeramente redondeados con abundante fracción arcillosa.

**Depósitos antropogénicos** (44). 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 Basauri 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. El estudio de esta última se realiza para las distintas unidades o sectores tectoestratigráficos en la posición que ocupan en la actualidad. La correlación entre sectores puede ser problemática al desconocerse con exactitud sus posiciones originales.

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

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

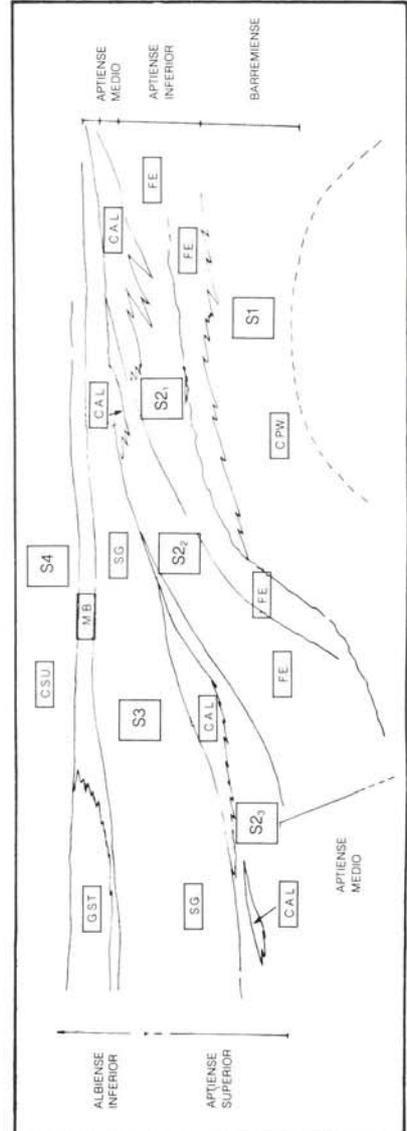
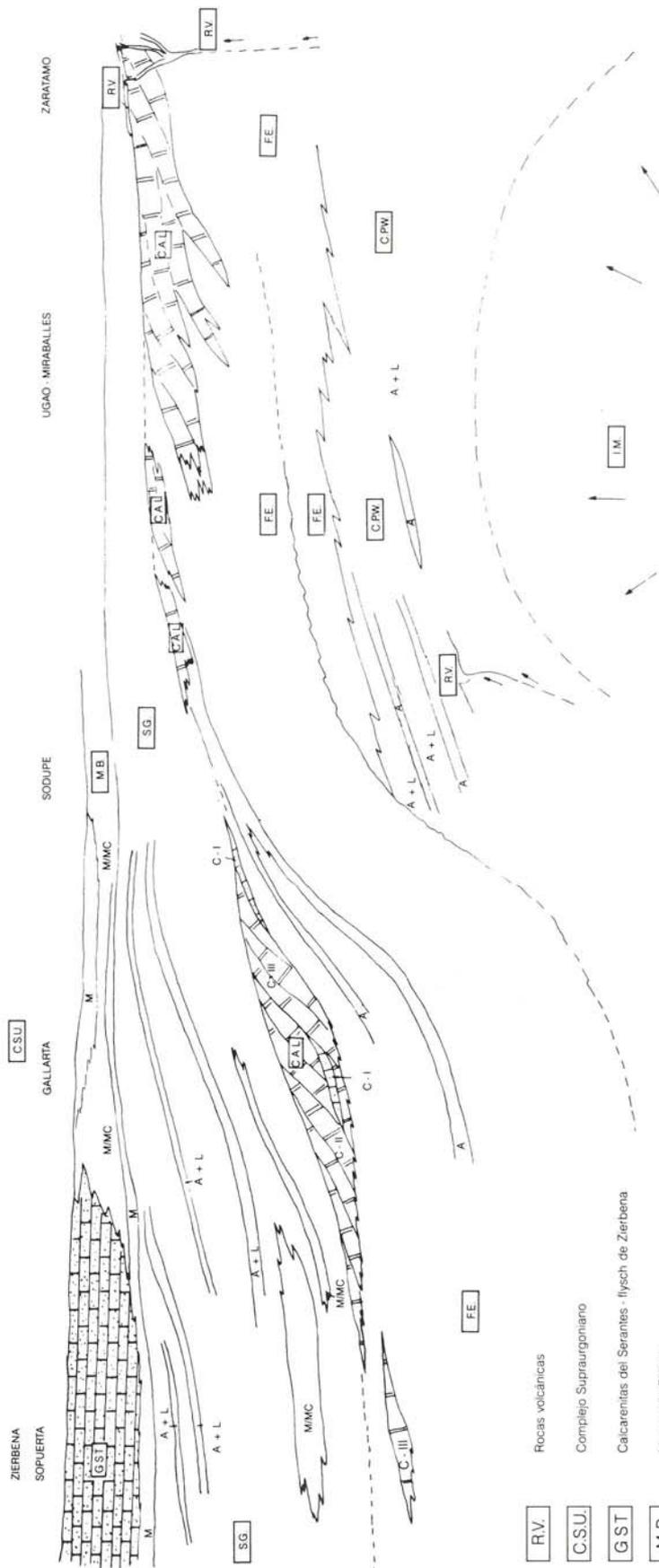
Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios está compuesto, como es frecuente en el Cretácico inferior, por parejas de elementos sedimentarios que pueden asimilarse al concepto de secuencia deposicional de MITCHUM *et*

*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 las formaciones Deva o Durango sobre el sustrato urgoniano cuando se produce con claridad), 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 Lezama, Bilbao 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

Está representado en el área sólo por sus niveles terminales de edad Barremiense. Constituye 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 cuadrante corresponden a fangos negros estuarinos con abundante materia orgánica y



- RV.** Rocas volcánicas
- C.S.U.** Complejo Suprauruguayano
- G.S.T.** Calcarentas del Serantes - flysch de Zierbena
- M.B.** Margas de Bilbao
- S.G.** Serie de Gallarta o Pagomakurre
- CAL** C - I Calizas con componente terrígeno  
C - II Calizas en bancos finos  
C - III Calizas en bancos métricos
- F.E.** Formación Ereza
- CPW.** Complejo Purbeck - Weald
- I.M.** Intumescencia Ugo - Miraballes
- A** Areniscas
- A+L** Areniscas y lutitas
- M** Margas
- M/MC** Margas y/o margocalizas

Figura 3.1.—Esquema idealizado mostrando la actividad de la intumescencia de Ugo - Miraballes y su reflejo en la subsidencia diferencial en el entorno del cuadrante durante el período Barremiense - Albicense inferior. En recuadro, distribución secuencial en el Cretácico inferior.

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.

En el área de Zollo se aprecian unas características claramente diferentes en la serie deltaico - lagunar: desaparición prácticamente total de las intercalaciones carbonatadas y disminución drástica de lumaquelas de moluscos; aumento del componente arenoso en todo tipo de materiales y de la potencia en los niveles areniscos; aparecen con profusión estructuras "flaser", "lenser" y laminaciones onduladas, más propias de medios mareales de energía moderada, y se hacen menos patentes las macrosecuencias progradantes o retrogradantes que se observan en Areatza - Villaro.

Se estaba produciendo, por tanto, un cambio progresivo de las condiciones sedimentarias hacia el noroeste, con una mayor energía del medio, mayor influencia de las condiciones mareales y práctica desaparición de los intervalos carbonatados de agua dulce o salobre. También comienzan a apreciarse ciertas subsidencias diferenciales de escasa entidad.

En el núcleo del anticlinal de Bilbao, la cartografía pone de manifiesto una falta de paralelismo entre los últimos resaltes wealdenses y la base de la formación Ereza. Fotogeológicamente se aprecia algún tipo de discordancia en la base de dicha formación, posiblemente generada por un basculamiento de la serie durante el depósito de los niveles basales. En la zona de Santa Lucía se evidencia un claro diacronismo de muro en dicha formación, cuya base sube en el tiempo hacia el noroeste y es equivalente lateral de buena parte de los términos superiores de la serie wealdense. Así comenzaba a manifestarse el empuje de la "intumescencia de Ugao - Miraballes", de origen diapírico, definida por GARCIA PASCUAL

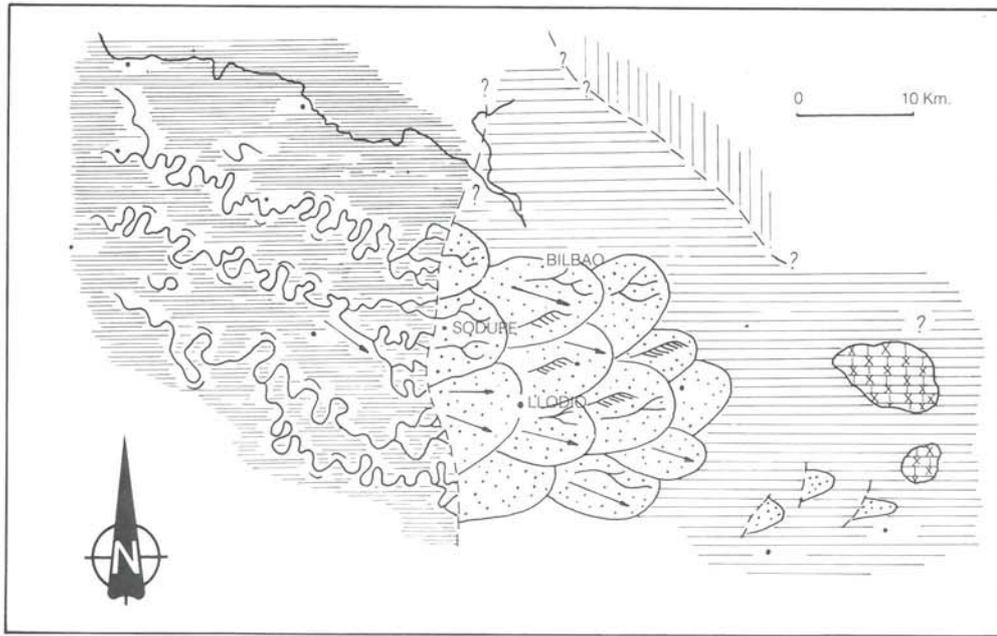
(1.981) y GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL (1.982).

Analizado en su conjunto, el Complejo Purbeck Weald presenta características de medio salobre a marino restringido, muy localmente marino franco. Como rasgo distintivo cabe citar la diferencia de espesores entre los pocos cientos de metros de sucesión carbonatada en la actual zona costera (Gernika, Aulestia; CADEM, 1.985) y los más de 2.000 metros de materiales terrígenos en el corte de Areatza - Villaro (INGEMISA, 1.982), o los más de 1.300 metros en la vertiente sur del monte Ganekogorta (GARCIA MONDEJAR Y GARCIA PASCUAL, 1.982). Estas diferencias son el reflejo de una fuerte influencia terrígena continental en todo el área del Anticlinorio de Bilbao mientras que Gernika constituía un paleoalto a salvo de la contaminación terrígena, o bien un enclave situado en una zona distal, más alejada del área - fuente principal de terrígenos, que se situaba en la línea de costa occidental y meridional purbeck - wealdense (figura 3.2.).

A tenor de las facies reconocidas regionalmente, el medio deposicional durante el Neocomiense superior - Barremiense debió ser similar al descrito por WRIGHT (1.985) para el Purbeck de Portugal. Así, se encuentran depósitos de lagos dulces a salinos, perennes y someros, en una situación costera marginal, depósitos fangosos de "lagoon" salobre en situación fronto - deltaica, o bien niveles areniscos que representan depósitos de canal (con estratificación cruzada planar y de surco, etc.), ciclos de desbordamiento en medios pantanosos con lignito, o bien secuencias de relleno de "bahías" interdistributarias.

Un esquema paleogeográfico regional se muestra en la figura 3.2.

La margen continental ibérica está cruzada por importantes líneas de falla tardihercínicas que, sometidas a una situación tensional, se reactivaron, dando como resultado una



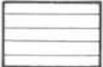
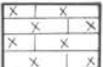
- 
Continental fluvial (rios meandriformes)
- 
Continental fluvial (llanura de inundación)
- 
Continental lacustre (depósitos arcillosos)
- 
Continental lacustre (calizas con laminación de algas)
- 
Continental lacustre (areniscas deltáicas)
- 
Paleocorrientes medidas

Figura 3.2.—Mapa paleogeográfico para la zona oriental de Cantabria y el oeste de Bizkaia en el Barremiense superior. Tomado de G. GARMILLA (1987)

serie de bloques elevados y cuencas: en los primeros la sedimentación sería escasa o nula, en tanto que en las cuencas se acumularon fuertes espesores. En Bizkaia, las influencias marinas procedentes del norte son, como se ha señalado anteriormente, mucho más ostensibles, por lo que cabe suponer que existirían conexiones con el océano, aunque imperfectas y tal vez esporádicas.

La subsidencia diferencial originada por los movimientos de bloques ya mencionados es atribuible a una nueva y brusca aceleración de los procesos de "rifting" en el Golfo de Bizkaia. Estos van a condicionar la aparición de discontinuidades y la variedad cíclica de litologías que definirán en lo sucesivo las secuencias deposicionales.

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.

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

En lo referente al Complejo Urgoniano (RAT, 1959), 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 de Ordaola o Zamaia, al noroeste del cuadrante).

En conjunto, el esquema que se deduce es el clásico de "plataforma - cuenca" de WILSON (1.975), 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 S2<sub>1</sub>, S2<sub>2</sub> y S2<sub>3</sub>, barras de San Roque, Zamaia, Santa Lucía 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 e 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. 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, 1.979).

La progradación a gran escala de los complejos arrecifales puede apreciarse en la figura 3.3. donde 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

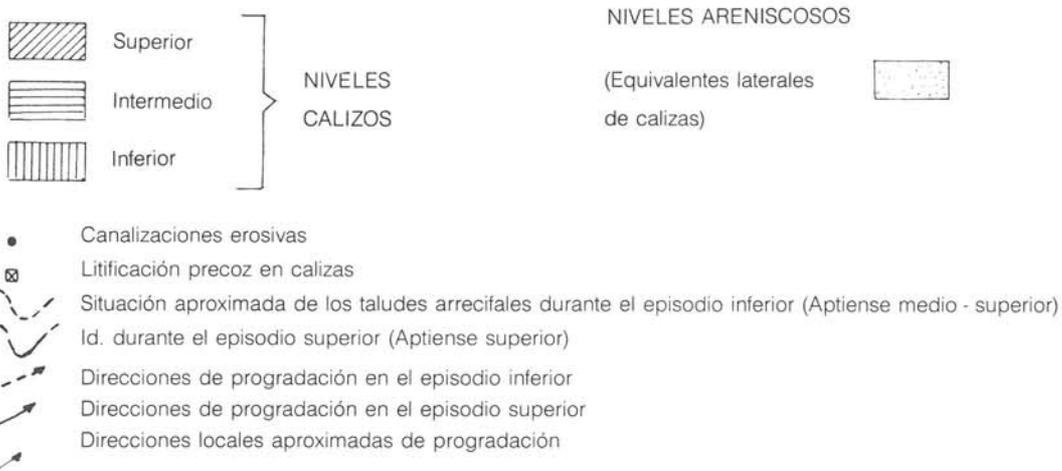
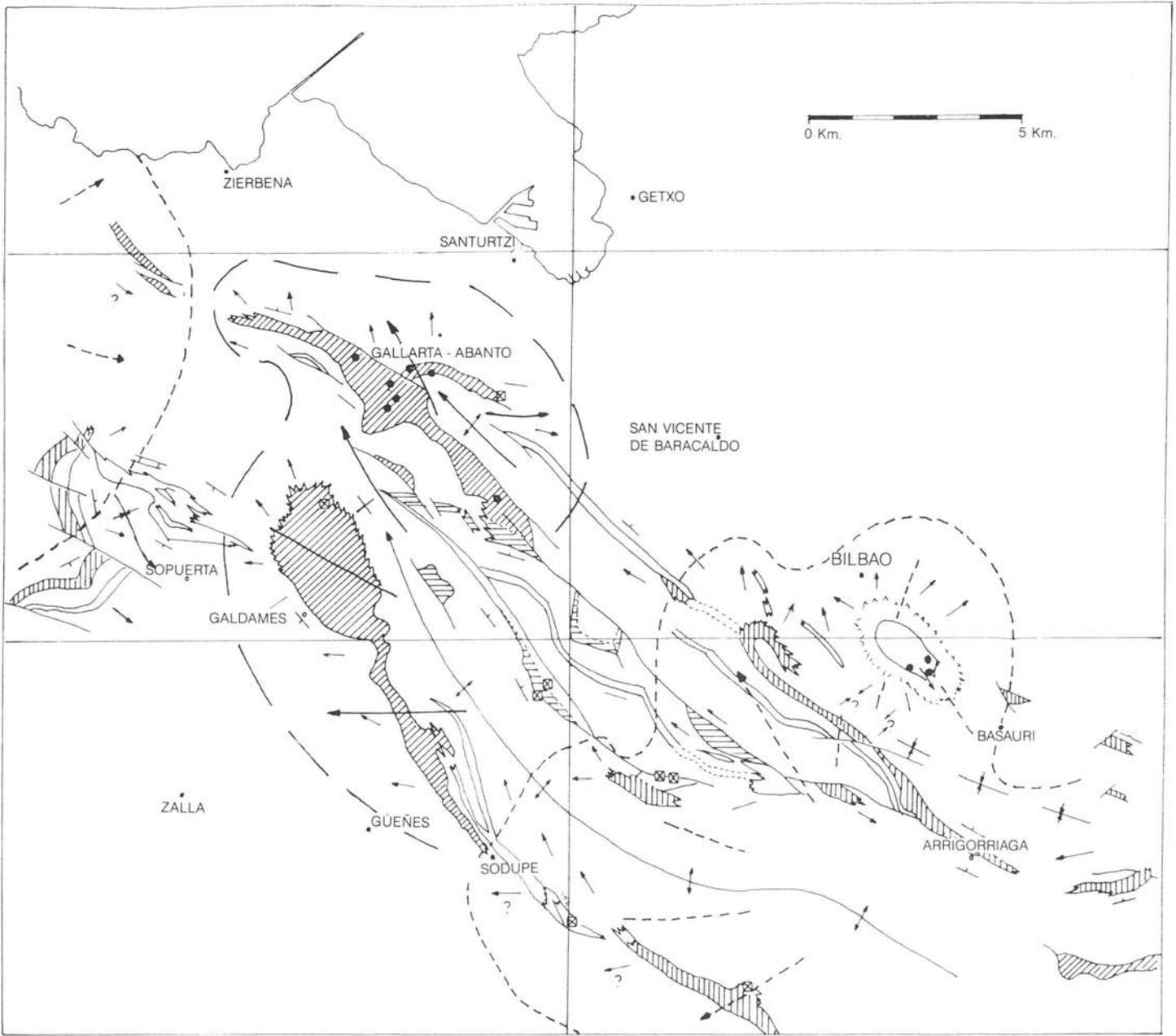


Figura 3.3.—Relaciones estratigráficas, situación de rasgos de interés paleogeográfico y sedimentológico, esquemas de progradación en las calizas de Galdames (Aptiense).

cementación precoz (medios vadosos ?, deshidratación ?), mientras que en los márgenes de los edificios aparecen estructuras canaliformes.

En las terminaciones occidentales de los litosomas calcáreos, correspondientes a las áreas de mayor batimetría dentro del arrecife, se observa un predominio neto de corales y otro tipo de fauna, sobre los rudistas. Estos, por el contrario, originan niveles calcáreos masivos en las zonas más someras del arrecife. Se obtiene, por tanto, una biozonación batimétrica de los litosomas calizos.

En los alrededores del núcleo de la intumescencia (al este de Arrigorriaga) aparece, sobre un sustrato de calizas arrecifales, una brecha volcanosedimentaria que se apoya oblicuamente (ver cartografía) sobre el techo de las mismas, probablemente debido a la mayor altura paleotopográfica del litosomo calizo en el este.

Fue necesario el acúmulo de las brechas volcanosedimentarias y de una potente serie de margas y margocalizas para contrarrestar la subsidencia diferencial y reestablecer la horizontalidad inicial del fondo marino. Parece existir una relación clara 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 (áreas del Monte Artanda y Larreta).

Es muy probable, por otro lado, que las efusiones hidrotermales de hierro y sílice, así como de sulfuros presentes en la Zona Minera (Gallarta, Galdames, Sopuerta, Bilbao), estén ligados directa o indirectamente con esta actividad magmática que tuvo 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:

— Se pone de manifiesto una progradación arrecifal 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 pasan a areniscas calcáreas o síliceas, mejor organizadas y seleccionadas, lo cual apunta a episodios de mayor agitación de aguas y más energía en el medio, tanto en dominios arrecifales como en márgenes terrígenos.

— Los niveles calizos inferiores 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 estrechamente relacionadas con la mineralización (figura 3.4.), y donde se evidencian multitud de irregularidades topo - batimétricas menores en el fondo marino. Se originan así crecimientos monticulares laxos que pasan lateralmente a calizas micríticas, brechas intraformacionales o margas que rellenan surcos o canales previamente excavados.

— La ciclicidad diferencial apunta también a una preformación, no sólo del anticlinal principal, sino de algunos anticlinales y sinclinales menores.

— 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

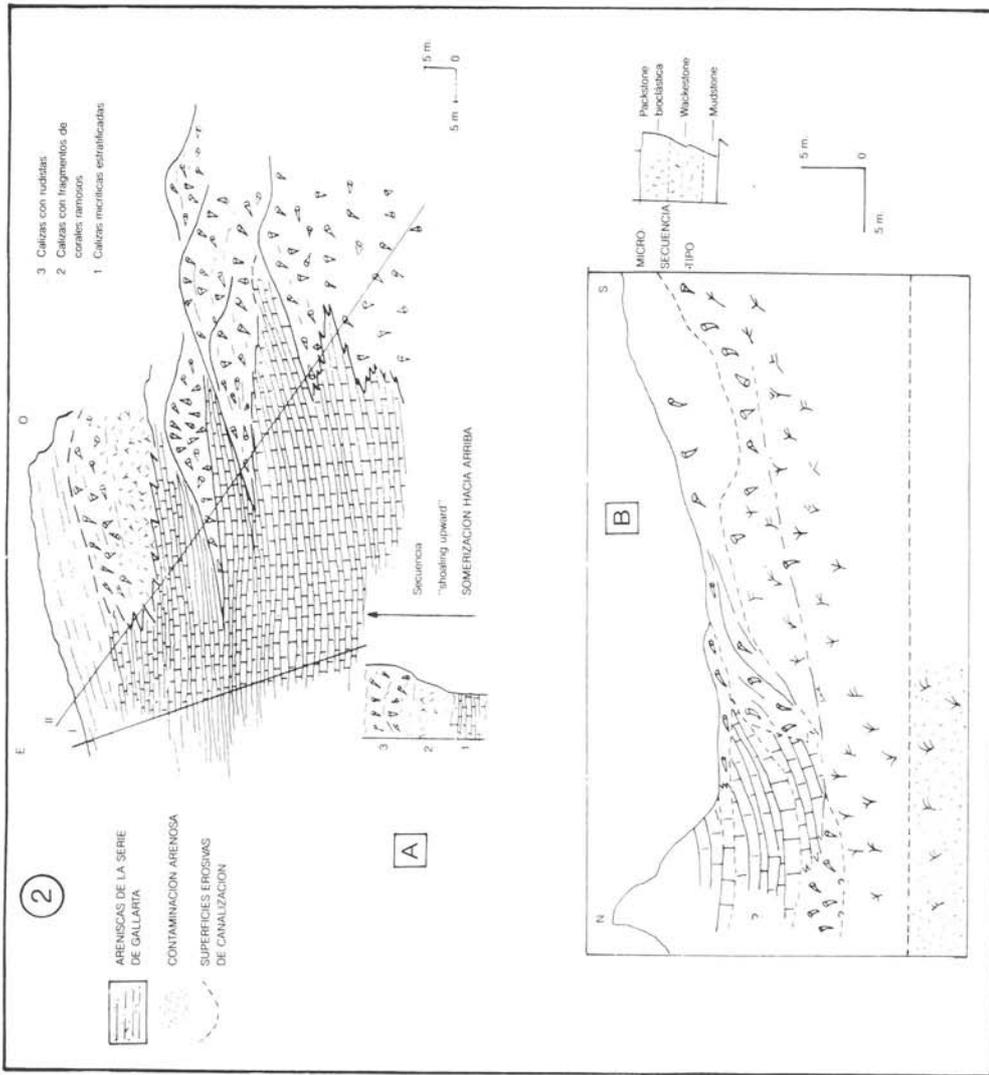
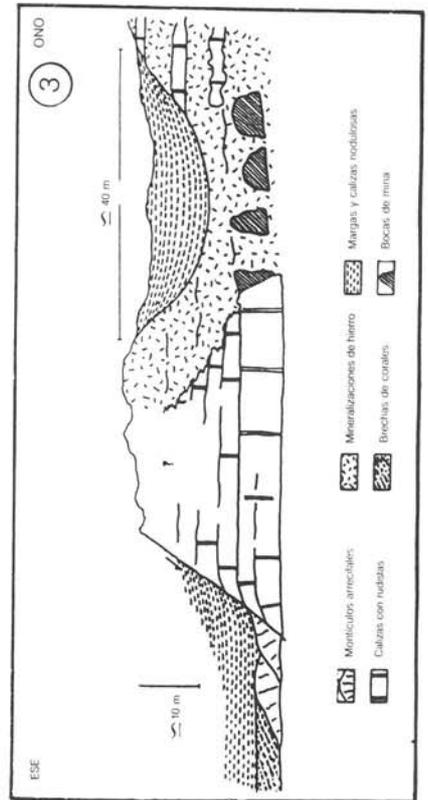
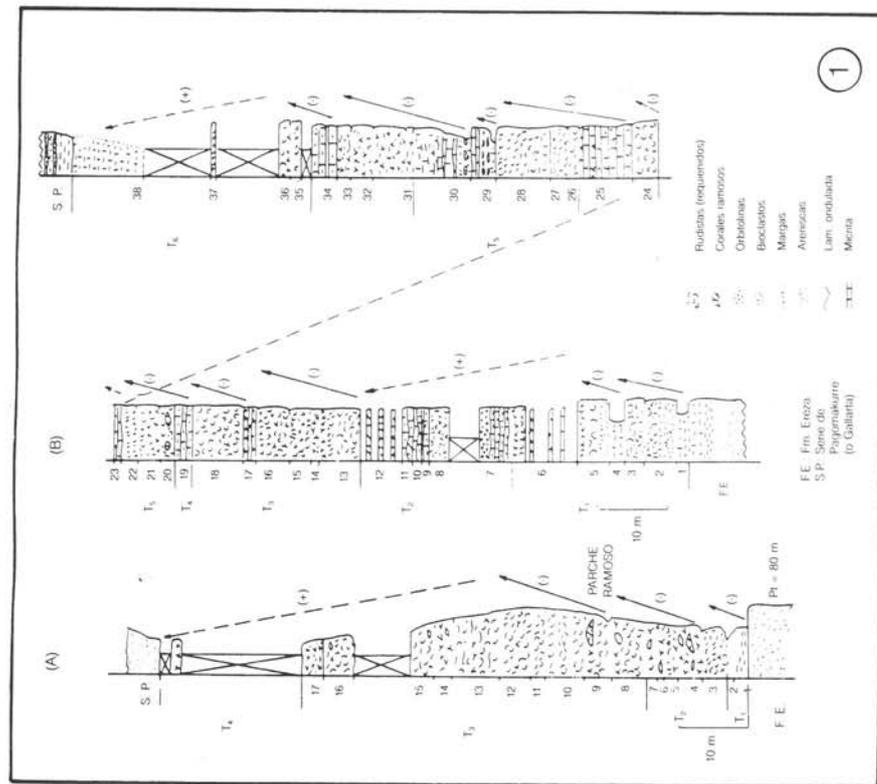


Figura 3.4.—Características de las calizas de Galdames (Aptense, Complejo Urgoniano) en el entorno del cuadrante:

1. Columnas estratigráficas representativas de las calizas urgonianas de Santa Lucía (Cuadrante de Basauri y Llodio), en su extremo este (A) y en su mitad oeste (B). Se observan repetidos ciclos negativos de somerización en B, que se pierden hacia la zona de borde (A) donde los ciclos positivos alcanzan mayor entidad. Tomado de G. MONDEJAR y G. PASCUAL (1982).
2. A. Ciclicidad y progradación arrecial en la cantera La Balastra, cuadrante de Santurtzi. Obsérvese el número y espesor variable de ciclos que pueden cortarse según la sección que se realice, I ó II. En la zona de borde los ciclos se desdibujan, pierden potencia y acaban por desaparecer. Modificado de ORTEGA (1983).
2. B. Progradación arrecial en Bodovalle, cuadrante de Santurtzi. Se observa claramente el relleno posterior de calizas margosas, y la regularización final a cargo de un nuevo bihermo de rudistas. Esquema realizado a partir de fotografías de ORTEGA (1983).
3. Frente local de plataforma, canalizaciones a techo y mineralizaciones en las calizas de La Peña (cuadrante de Basauri). Tomado de G. MONDEJAR y G. PASCUAL (1982).

el Ciclo Urgoniano. Las incipientes entradas del-taicas 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) 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 depósito, fuera de los límites del cuadrante, de las calcarenitas que constituyen el término final de la secuencia 3.

Los rasgos que se vienen describiendo, y que se desprenden de la figura 3.1., junto con la significativa aparición de facies turbidíticas en el flanco noreste del Anticlinorio (GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL, 1.982), y de brechas calcáreas en el límite con el cuadrante de Bilbao, —presumiblemente como equivalentes laterales de litosomas calcáreos (Lemoa, Aramotz en el cuadrante de Galdakao, etc.) —, dibujan un esquema paleogeográfico con un aumento de batimetría general hacia el noreste, en donde comienza a instaurarse el Surco Flysch (GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL, op. cit.) al tiempo que se mantiene en el oeste un surco menor de dirección aproximada SO - NE o N-S.

En el núcleo del sinclinal desgarrado de Arraiz - Arrigorriaga aparece, al este del cuadrante, una posible intercalación terrígena importante, con facies de talud en sedimentos euxínicos canalizados. No se puede descartar que se trate de la base del tránsito entre las formaciones Valmaseda y Durango, emplazada en discordancia erosiva sobre una S3 anormalmente reducida (aunque, por otra parte, con una potencia quizá similar a la que presenta en el suroeste y, más claramente, en el cuadrante de Güeñes). Estos materiales euxínicos podrían incluso constituir equivalentes temporales mucho más desarrollados (y quizá en facies más proximales) de alguna de las intercalaciones areniscosas presentes en otras zonas dentro de la serie de Gallarta. Por lo tanto, para la zona Malmásin - Zarátamo, la secuencia S3 podría resultar eventualmente subdividida, mediante la incorporación de esta supuesta intercalación terrígena, en dos subsecuencias menores.

Se puede 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 la sal triásica, 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, (GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL, 1.982; ANTIGÜEDAD *et al.*

1.983; ROBADOR, 1.984; CADEM, 1.985), 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 Sinclinatorio de Vizcaya y el Anticlinorio Nord - Vizcaíno y, quizá en menor medida, el Anticlinorio de Bilbao (GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL, 1.982; CADEM, 1.985), 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 de altos y surcos paleogeográficos, durante el transcurso de la sedimentación aptiense y albiense.

### **3.3. CICLO ALBO - CENOMANIENSE (Supraurgoniano)**

Constituye el episodio terrígeno que cierra el ciclo marino somero arrecifal urgoniano y lo separa de los episodios flyschoides o de

la sedimentación carbonatada extensiva en las grandes plataformas del Cretácico superior.

Tras la sedimentación urgoniana comienza el depósito, desde el norte y noroeste, de facies finas de talud distal turbidítico. Sobre ellas progradan abanicos submarinos en macrosecuencias negativas: talud distal, orla de lóbulo distal y finalmente lóbulos proximales, todo ello con signos de inestabilidad. Los materiales terrígenos son aportados por el gran sistema deltaico de la formación Valmaseda, que desborda y rebasa desde el sur el umbral de la falla de Bilbao y las barreras arrecifales que sobre él se instalan. Los terrígenos tenían acceso al surco, principalmente a través de cañones (quizá como el de Arraiz - Arrigorriaga), o por pasos más profundos entre los grandes edificios arrecifales orientales. Posteriormente, estos terrígenos de talud (formación Durango) se redistribuyen longitudinalmente por el incipiente Surco Flysch, mezclándose con los aportes septentrionales de la formación Deva. El esquema paleogeográfico general del Albocenomaniense se muestra en la figura 3.5.

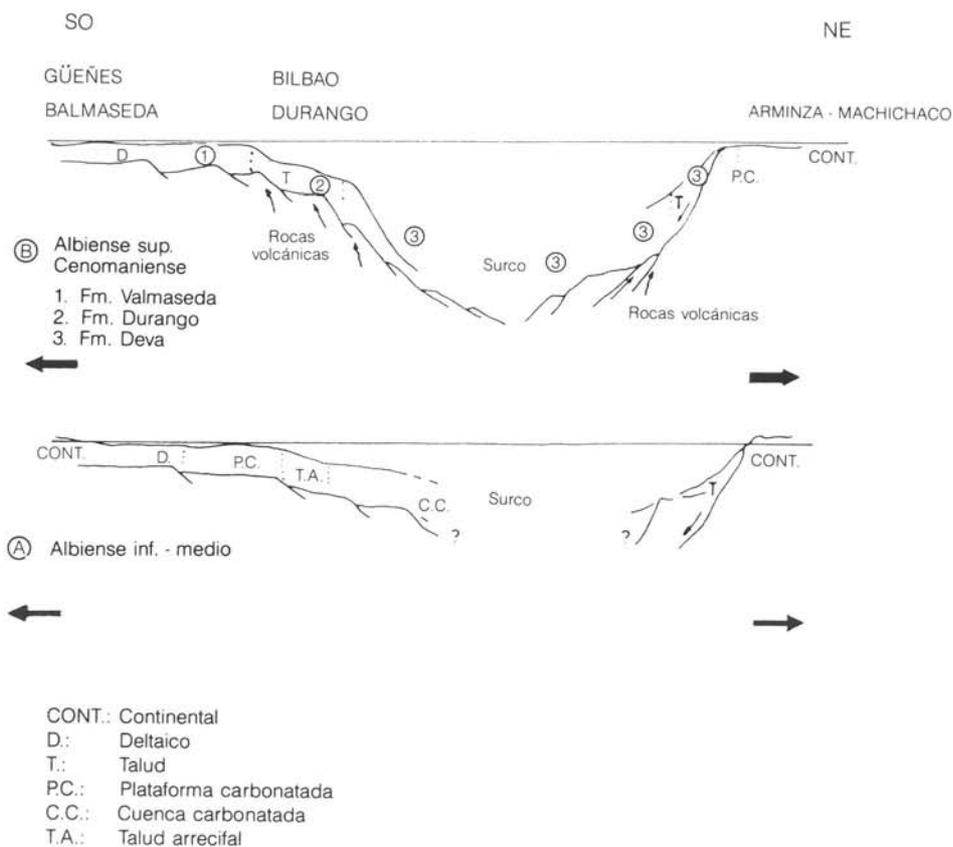
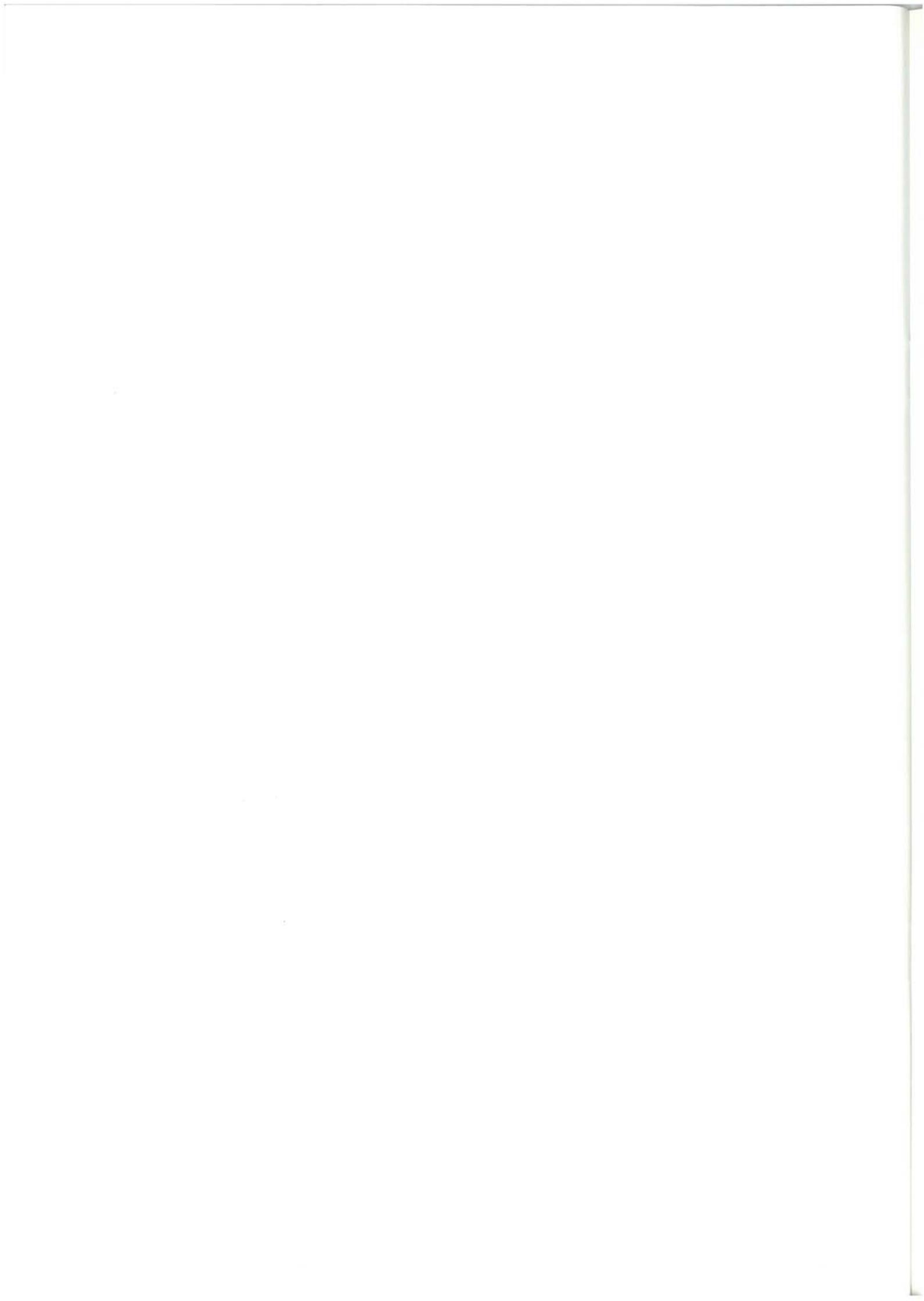


Figura 3.5.—Esquema paleogeográfico generalizado del Complejo Albi-Cenomaniano (tomado de PUJALTE, 1986), y evolución paleogeográfica idealizada, en un perfil transversal a los umbrales principales de la cuenca.



## 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 Valmaseda, y cerca del paso a la Franja Cabalgante de Ramales (figura 4.1.). Los trabajos cartográficos realizados en el cuadrante y áreas circundantes han permitido definir una serie de accidentes de gran importancia, que individualizan a escala regional elementos de la cobertera caracterizados por una estratigrafía y paleogeografía más o menos diferenciada relativa a los materiales mesozoicos y terciarios. Estos accidentes se relacionan con una tectónica compresiva y tangencial de cierta envergadura, y se supone que han configurado la posición actual de dichos elementos tectoestructurales. Para facilitar la representación cartográfica, se han diferenciado una serie de unidades cuyos límites son de tipo tectónico (figura 4.2.). Así, en el entorno del cuadrante se pueden diferenciar de noreste a suroeste las unidades de: Oiz, con su sector de Durango, de Yurre (sectores de Yurre y Amboto) y, finalmente, Gorbea.

Los materiales estudiados han sufrido los efectos de la Orogenia Alpina, que en la Cuenca Vasco - Cantábrica se caracteriza por al menos tres fases de deformación.

### 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.

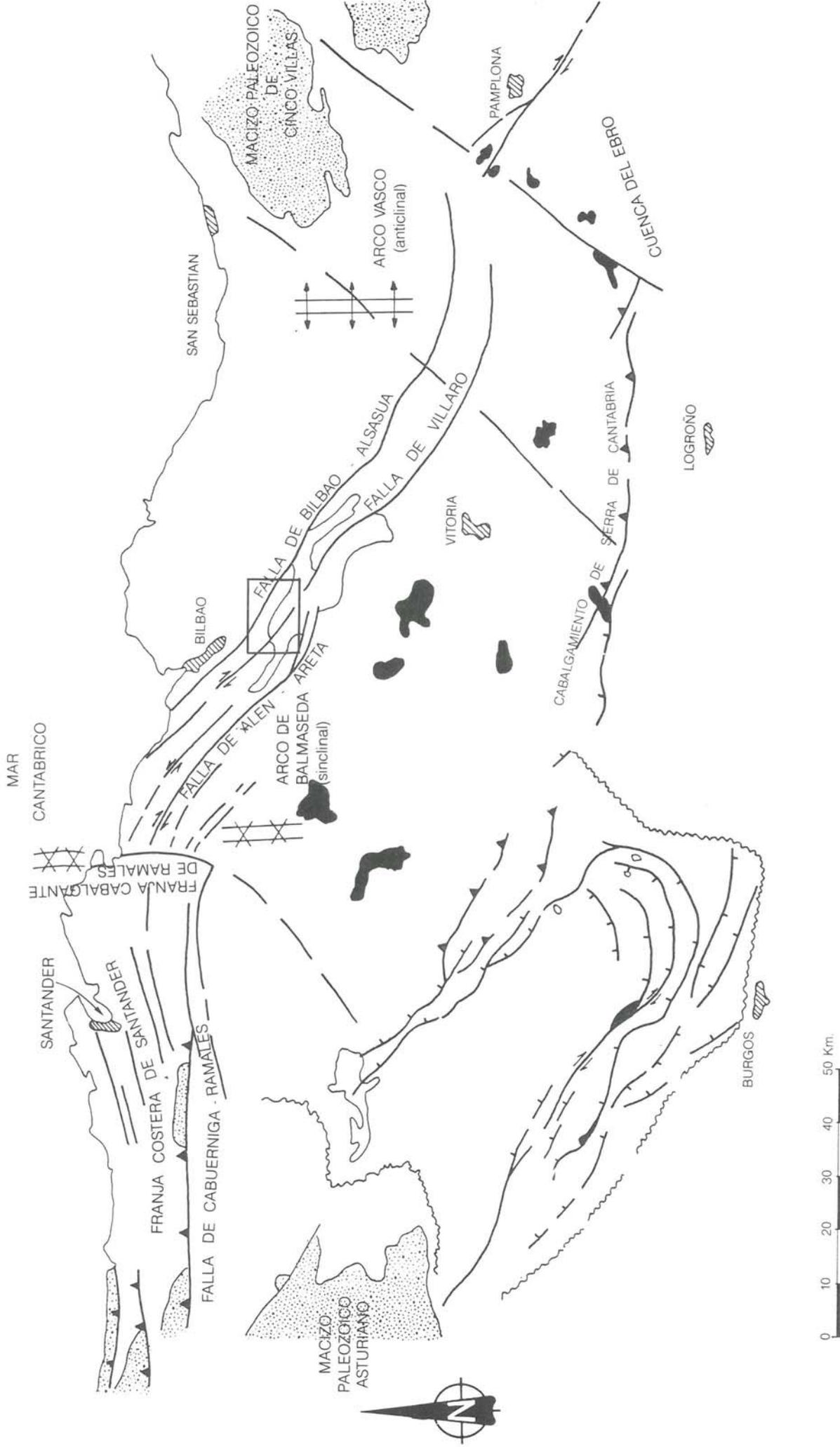
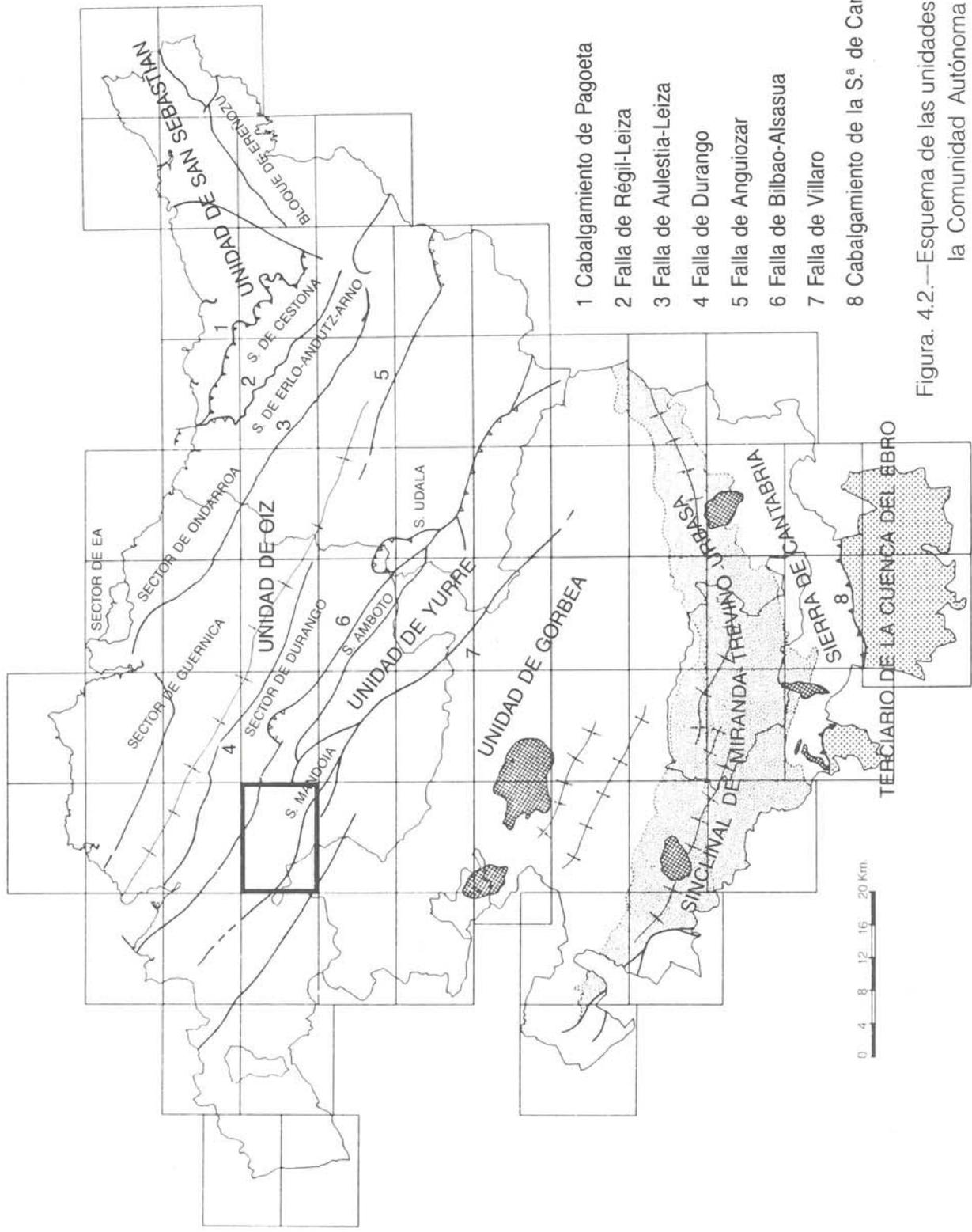


Figura 4.1.—Elementos tectónicos principales en la Cadena Vasco - Cantábrica oriental. Destaca la variación del rumbo de las estructuras longitudinales originando diversos arcos. El recuadro indica la situación aproximada del cuadrante.



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

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

La presencia de un rosario de domos ap-tienses en el Anticlinal de Bilbao (ver sedimentología), y del paleoalto de Trucíos en cuadrantes occidentales responde a la actividad sinsedimentaria de unas directrices N 125° E y N 20° a N 70° E durante el Cretácico inferior. Los cierres perianticlinales presentes en el Anticlinorio de Bilbao pueden responder a una preformación de esa Fase 0.

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, fallas inversas y cabalgamientos de dirección NO - SE (N 120° E - 130° E) de plano axial vertical, o ligeramente vergentes al norte. Los materiales aflorantes en la hoja de Basauri describen en su conjunto una amplia estructura anticlinal (anticlinal de Bilbao, eje y estructura principal del Anticlinorio homónimo) cuya traza axial discurre por la parte central del cuadrante, y a favor de la cual afloran los materiales del Aptiense inferior.

En este sector del Arco Vasco, la geometría de las principales 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 esas estructuras, se desarrolla una esquistosidad de plano axial (S<sub>1</sub>) 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

noroeste, 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 (I<sub>1</sub>), 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); si bien, en el cuadrante y entorno inmediato no se ha reconocido ninguna estructura clara e inequívocamente imputable a esta fase.

Las últimas estructuras reconocidas en la Cadena Vasco - Cantábrica y que corresponderían 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 la parte central de la hoja, en la alineación Ganekogorta - Biderdi se observan directrices de capas N 45° a N 70° E que cabría suponer originadas por esta fase, si bien se interpreta como una zona de cierre perianticlinal de Fase I (anticlinal de Bilbao) laminado por el sur por la falla de La Cuadra - Villaro.

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 el rosario de domos y cubetas que parece dibujarse en el anticlinal de Bilbao, especialmente en su zona axial (ver figura 3.3. en sedimentología), y su carácter aparentemente preformado. El conjunto de estructuras preformadas fue rebocado por fases sucesivas, convirtiéndose en cierres periclinales asociados a fracturas de desgarre. Por otro lado, al ONO de los desgarres de Santa Lucía, en el cuadrante de Güeñes, 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 Basauri se localizan en la parte central del Anticlinorio de Bilbao, cuya traza axial NO - SE discurre por el centro del cuadrante, y a favor de la cual afloran los materiales del Barremiense (techo del C. Purbeck - Weald) y el Aptiense inferior (C. Urgoniano basal).

El anticlinal de Bilbao, estructura axial del mismo Anticlinorio, discurre por el borde SO y zona central del cuadrante; la traza axial de la estructura coincide con el monte Ganekogorta y aparece parcialmente laminada por las fallas de La Cuadra, Saratxo y Pagasarri, subparalelas a la estructura. El conjunto del anticlinal define un pliegue de amplio radio.

Los buzamientos en el flanco meridional del anticlinal son por lo general suaves, con buzamientos del orden de 35° a 70°; en el flanco septentrional los buzamientos son más acusados con valores de 45° a 80°.

Al noreste del anticlinal, en el sector norte del Anticlinorio, se desarrolla una compleja banda plegada en la que afloran materiales del Aptiense superior - Albiense inferior, y que incluye el sinforme de Arraiz, el corredor sinforme de

Arrigorriaga y el anticlinal Mirabilla - Ollargan. La geometría de esta banda plegada es más evolucionada que la del anticlinal meridional; observándose capas verticales e incluso invertidas y pliegues volcados, a los que se asocia una esquistosidad desigualmente desarrollada, a veces muy penetrativa.

El límite septentrional del Anticlinorio de Bilbao, es la falla de Bilbao, al norte de la cual se localiza el sinclinal de Oiz (Sinclinorio de Vizcaya) donde los materiales se disponen con buzamientos suaves hacia el noreste.

El Anticlinorio en su conjunto aparece cortado por una serie de fallas, con frecuencia rellenas de cuarzo, 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 cuadrante pueden destacarse de sur a norte (figura 4.3.):

— La falla de Alén, con brechas de falla y mineralizaciones asociadas en el cuadrante limítrofe occidental de Güeñes y desaparece en los desgarres de Santa Lucía (ángulo suroeste) y Areta (cuadrante de Llodio). La zona desgarrada de Santa Lucía es una acumulación de escamas por medio de fallas dextrosas E - O de desplazamiento kilométrico.

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

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

— Falla de Saratxo, se amortigua hacia el noroeste al confluir con la anterior

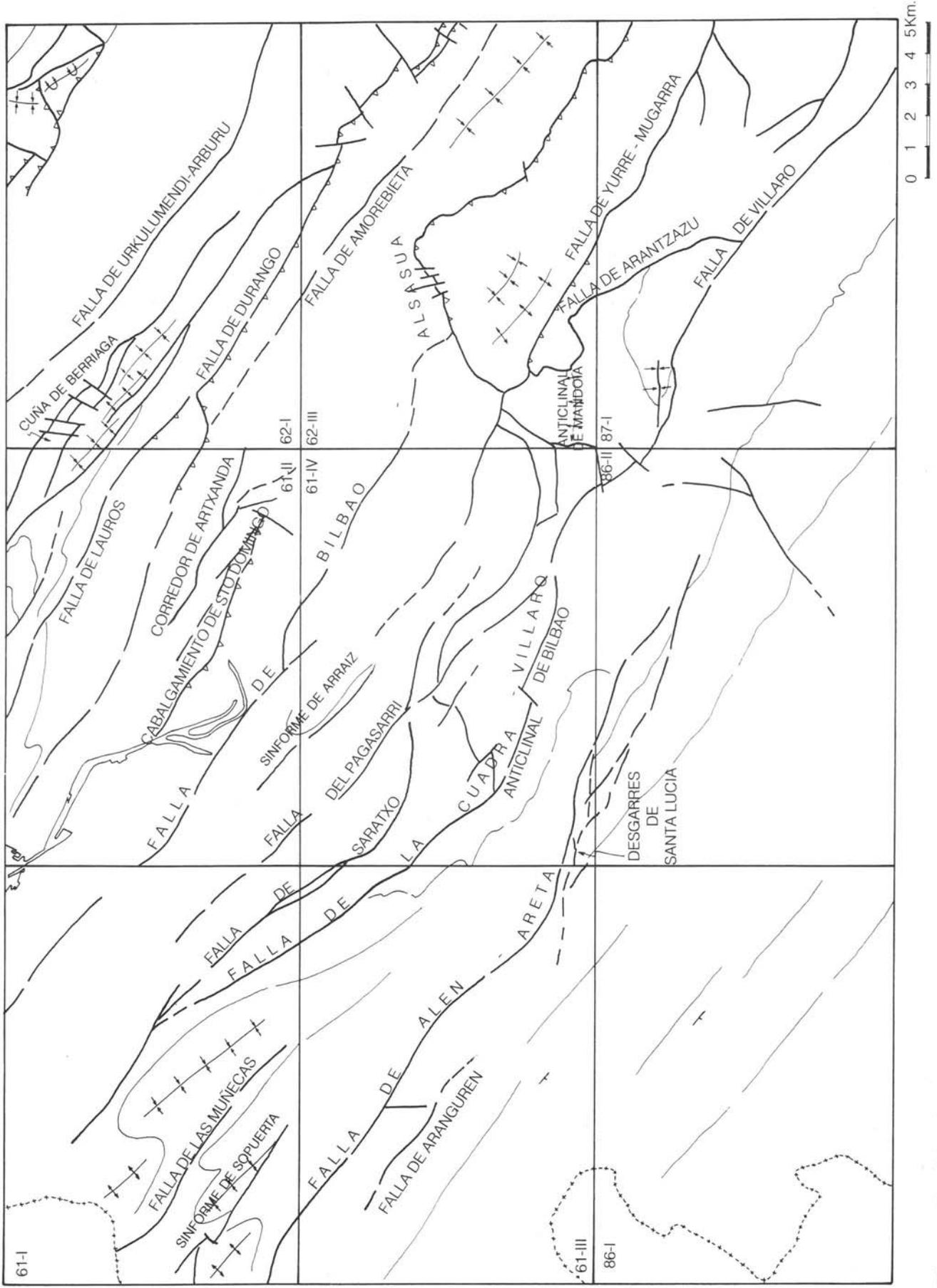


Figura 4.3.—Síntesis estructural del cuadrante de Basauri y sus adyacentes

(cuadrante de Santurtzi). Hacia el sureste, sin embargo, sufre diversos cambios de dirección, y acaba confundiendo en el haz de fracturas de Ordaola, asociado a la falla de Pagasarri equivalentes en conjunto a las de La Arboleda.

— Por otro lado en el ángulo noreste del cuadrante se desarrollan corredores de fracturas de traza sinuosa y direcciones entre N 100° y N 135° E, consecuencia de los desgarres tardíos de Fase I a que se ve sometido el sector noreste del Anticlinorio de Bilbao. Entre ellas cabe citar:

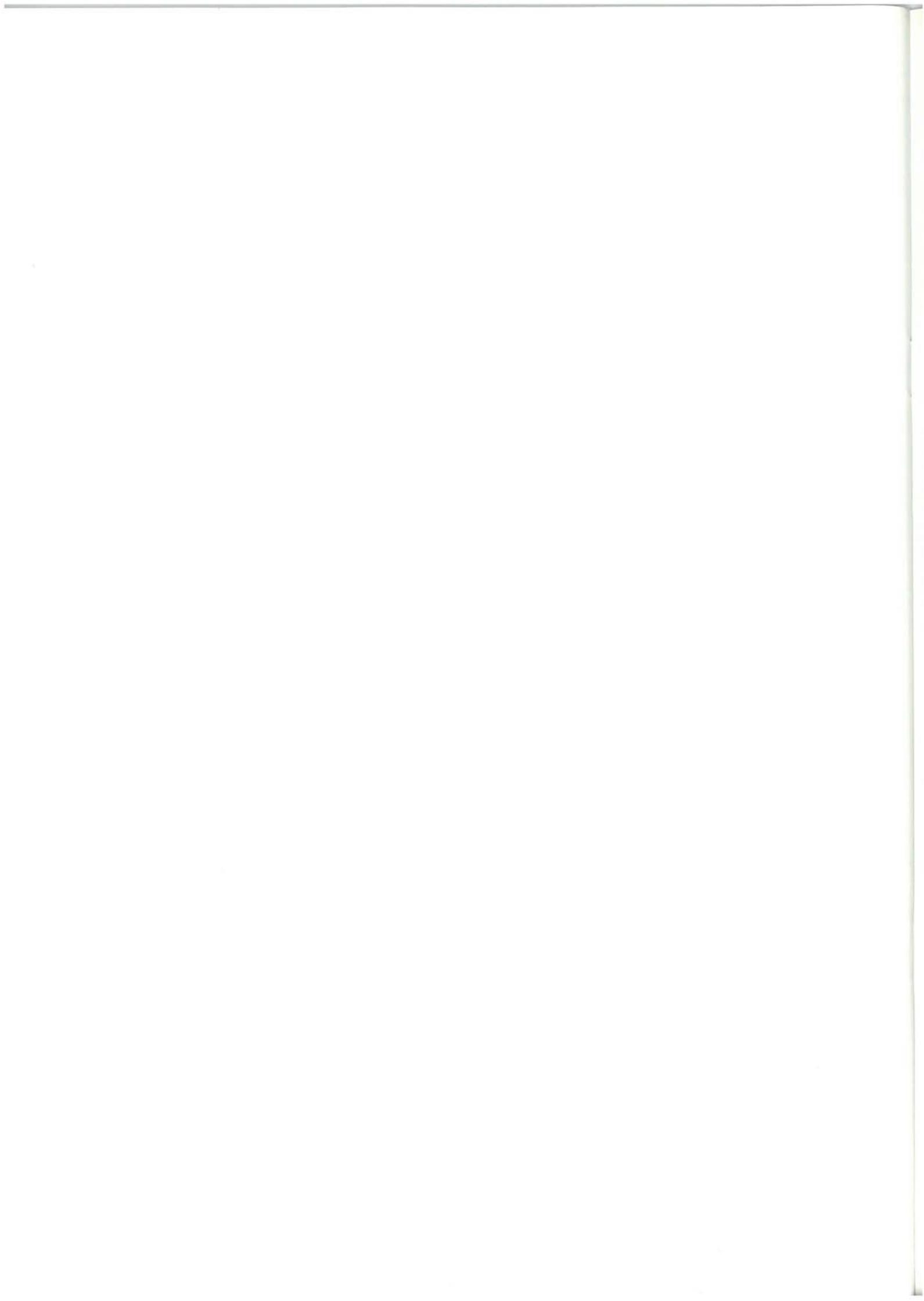
- Falla de Bilbao, cabalgamiento de vergencia noreste, de gran salto vertical en este cuadrante, que se va amortiguando hacia el noroeste, convirtiéndose en un desgarre dextroso de escaso desplazamiento.
- La falla de Malmasín, con multitud de repliegues decamétricos asociados vergentes al noreste con flancos invertidos (afloramientos excepcionales en el túnel de Malmasín). Enlaza con la falla de Bilbao en dicho cuadrante.
- Corredor de desgarre de Arrigorriaga intensamente tectonizado por desgarres y pliegues - falla vergentes al

norte. El límite sur del corredor es una falla inversa en cuyas proximidades se localiza una efusión volcánica, fenómeno excepcional en el Aptiense de la zona.

- Mención aparte merece la cuña tectónica de Txakarra que representa la terminación occidental del sector de Amboto, y que está relacionada con el corredor tectónico de Miraballes. Todo el conjunto de estructuras enlaza hacia el sureste con la traza única de la falla de Villaro.

En relación con 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 de Alén es subparalelo al que dibujan las de La Cuadra y Saratxo; la última de estas fallas podría apuntar vergencia sur en algún punto de este 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 aproximada N 45° E se encuentran probablemente asociadas a las tardías de Fase I y dirección E - O, sin que quede clara su adscripción a dicha fase terminal.



## 5. PETROLOGIA

La presencia de rocas ígneas en la hoja de Basauri queda restringida a pequeños diques de rocas subvolcánicas (diabasas) intruídas en fracturas abiertas.

Al microscopio se observa que son rocas porfídicas con fenocristales de plagioclasa en una matriz también de plagioclasa que en ocasiones llega a ser vítrea. Algunos fenocristales semejan fantasmas de melanocratos.

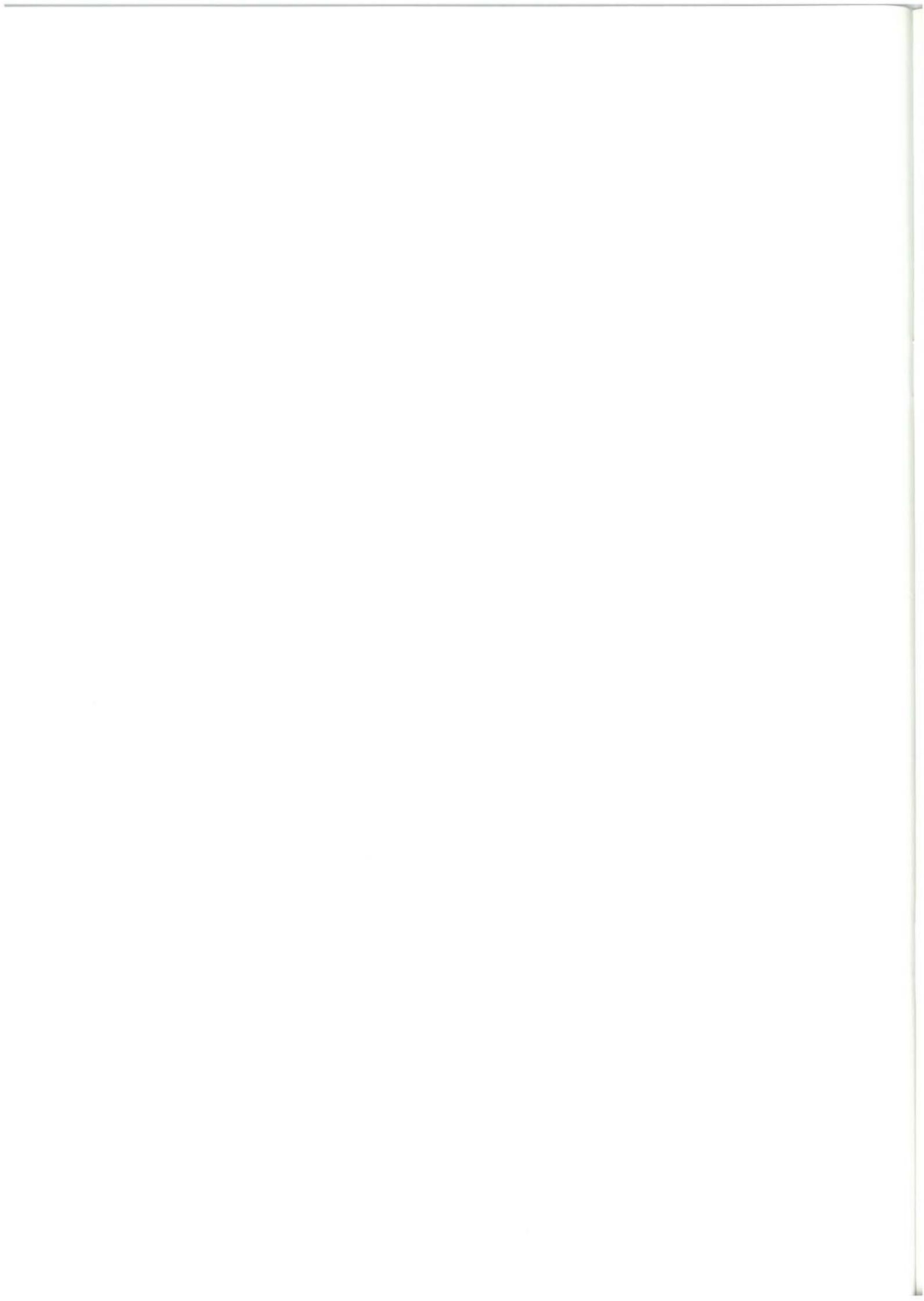
En la hoja de Basauri, la presencia de diques subvolcánicos queda restringida a una estrecha banda, limitada por fallas de dirección N 130° E, que se sitúa en la parte norte del cuadrante. Dicha banda puede seguirse hacia el noroeste por las hojas de Bilbao (61-II) y Santurtzi (61-I), en donde presenta asimismo gran cantidad de diques subvolcánicos. En el cuadrante de Basauri la orientación de los diques es mayoritariamente N 160° a 180° E y solamente alguno se alinea N 100° E; todas ellas son direcciones de fracturas que están bien representadas en la cartografía geológica. Estas fracturas son probablemente estructuras secundarias asociadas al funcionamiento de las dos fallas importantes de dirección N 130° E que limitan la banda con afloramientos de diques subvolcánicos.

Asimismo se han cartografiado en el cuadrante de Basauri varios filones de cuarzo y zonas silicificadas, aspectos ambos que

han sido diferenciados en el mapa geológico.

Los filones de cuarzo 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 encajan tanto en materiales de la formación Ereza, como de los complejos urgoniano y supraurgoniano, si bien la mayor parte de ellos jalonan fracturas de dirección NO - SE. No se tiene una certeza exacta sobre la edad de estos filones y en consecuencia no puede descartarse una intrusión muy temprana para ellos, en estrecha relación genética con las mineralizaciones de hierro conocidas en sus proximidades.

Las zonas silicificadas, diferenciadas en la cartografía con una trama especial, corresponden a afloramientos que muestran 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).



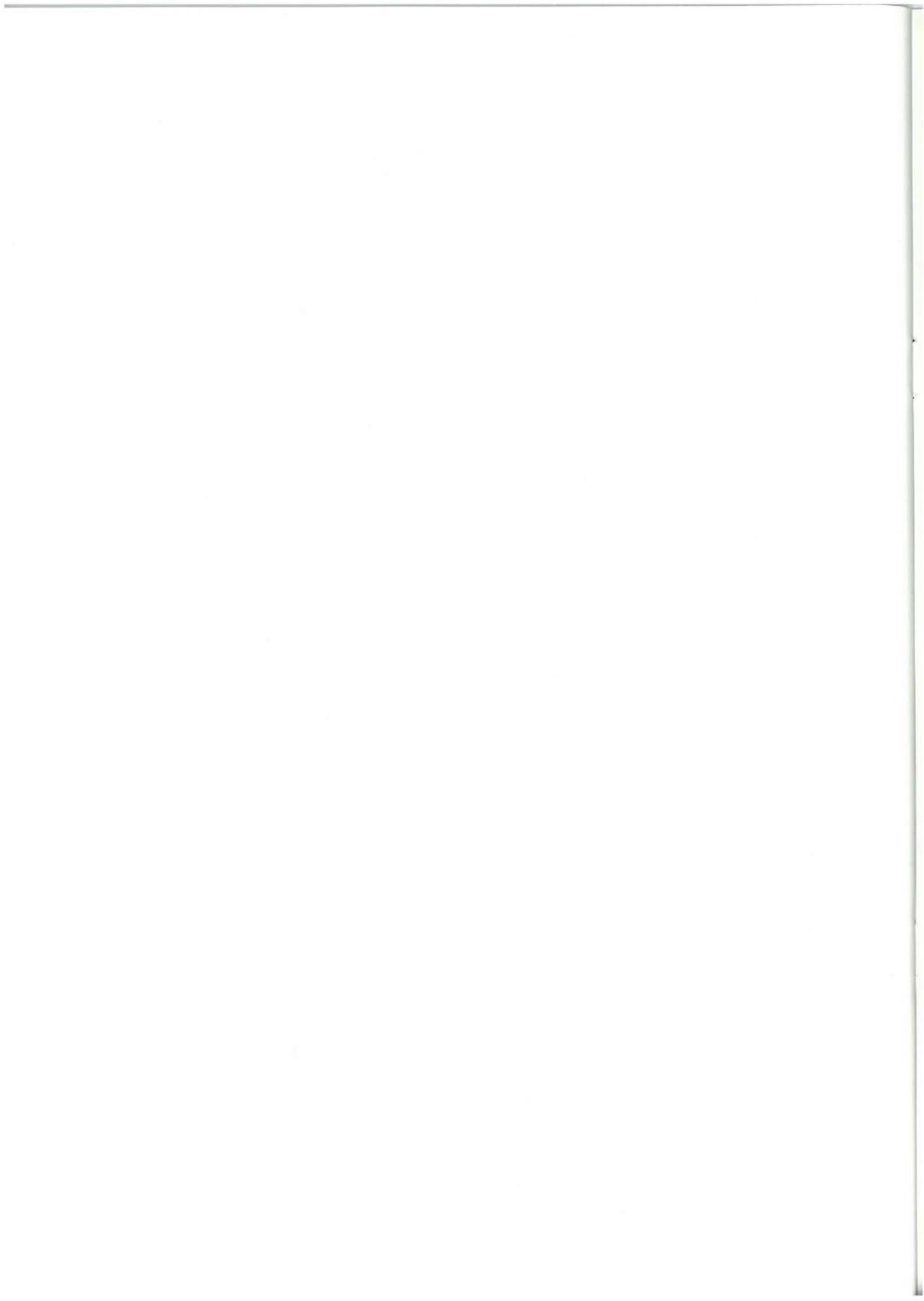
## BIBLIOGRAFIA

- 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).
- \* ANTIGÜEDAD, I. *et al.* (1983).—“Argumentos sedimentológicos e hidrogeoquímicos sobre la existencia de un diapirismo de materiales triásicos en el área de Dima (Vizcaya)”. *Bol. I.G.M.E.*
- AGRUMINSA, CADEM y EUSKOIKER (1985).—“Investigación sobre la geología y metalogía 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 créacé 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 BOILLLOT, 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, fascic. 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. *et al.* (1977).—“Ciclos sedimentarios mayores del Jurásico superior - Cretácico inferior de Santander”.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1979).—“El Complejo Urgoniano 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. y GARCIA PASCUAL, I. (1982).—“Estudio geológico del Complejo Urgoniano 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 Bilbaíno 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 spongiaires et *Tritaxia* 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, CG. 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 -

- spagnoles, 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 Crétacés 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 geological itinerary through the 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 diferencias en el texto o trabajos específicos se marcan con un asterisco (\*).





**EUSKO JAURLARITZA**

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



**GOBIERNO VASCO**

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA