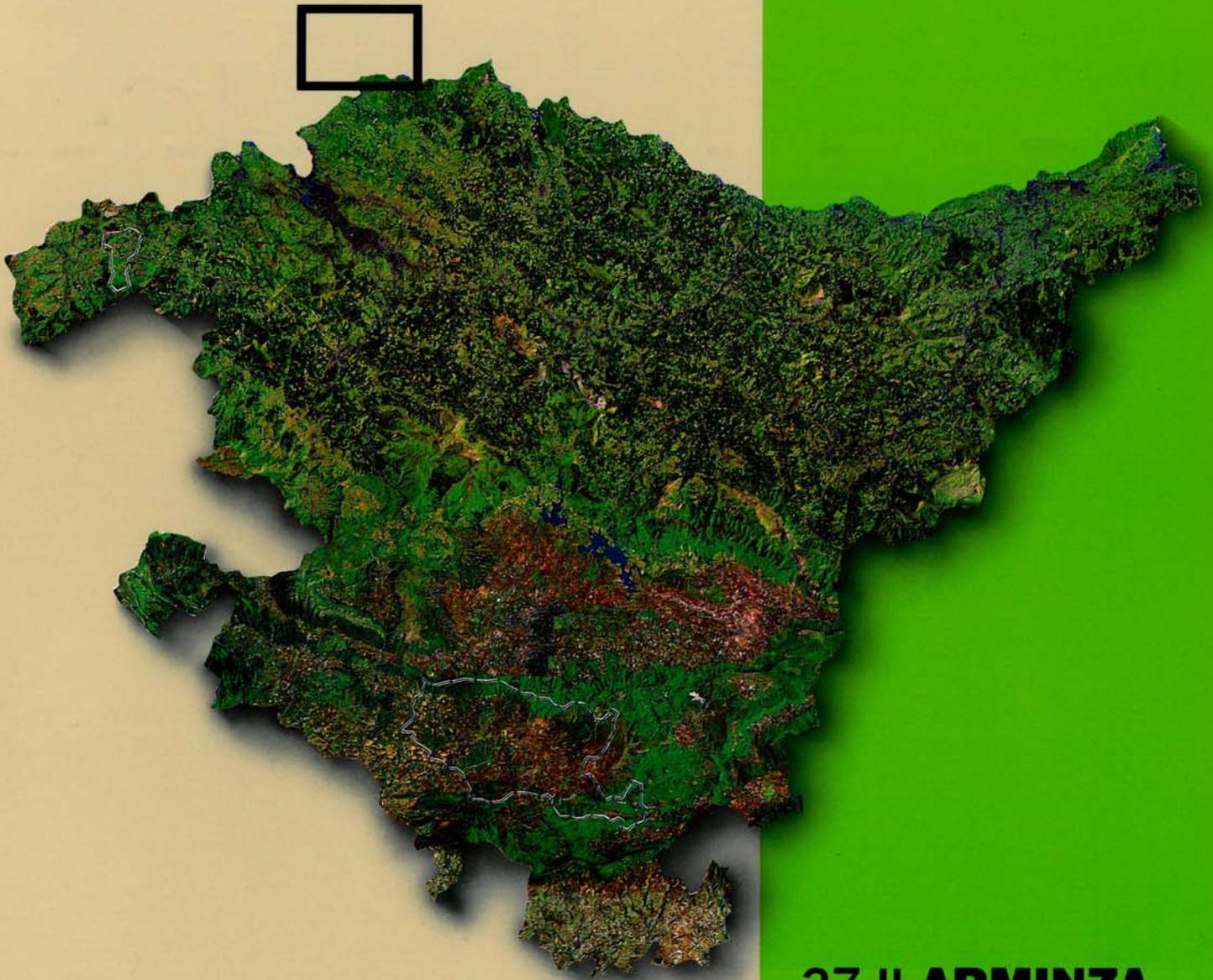




EVE

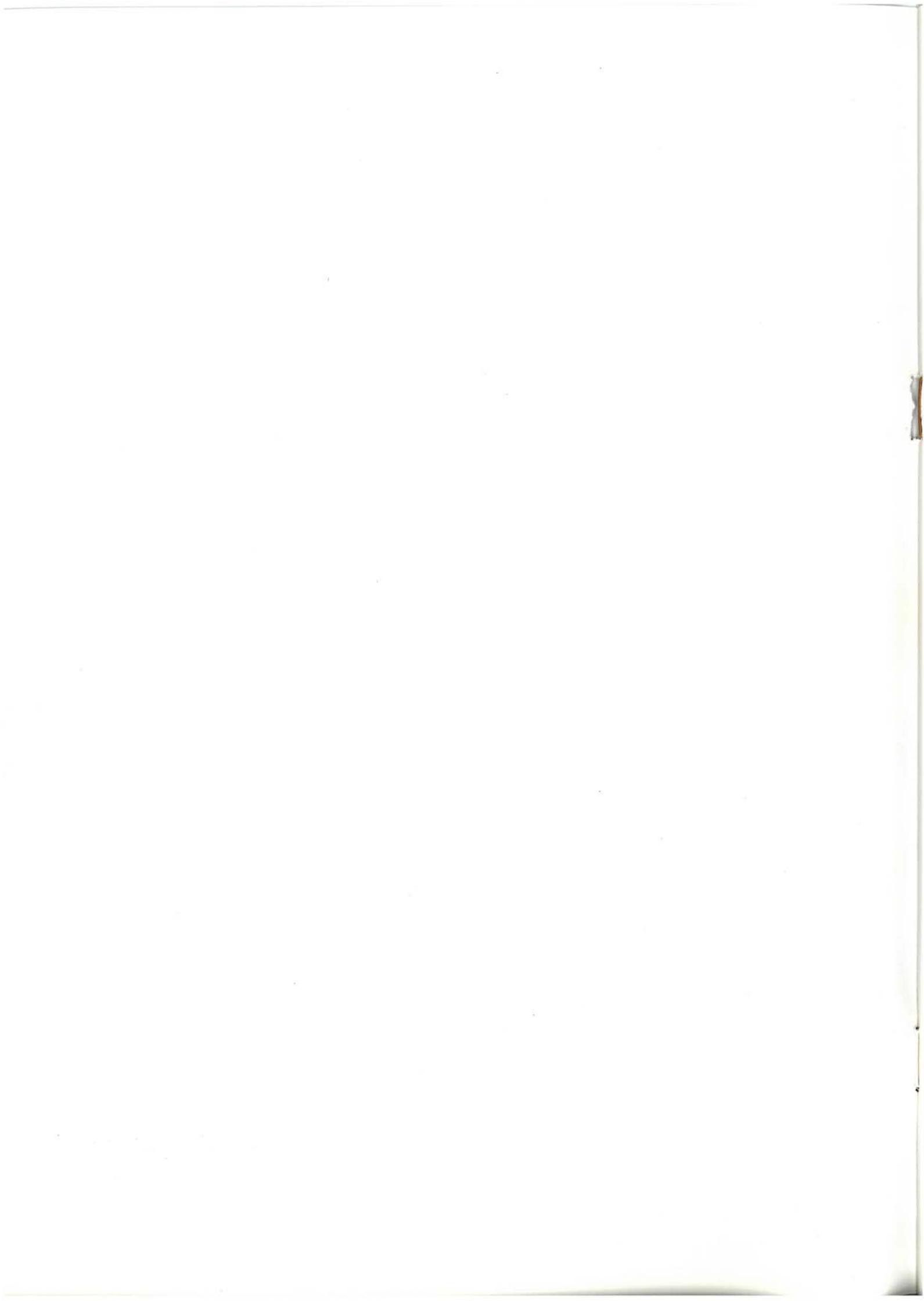
Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*

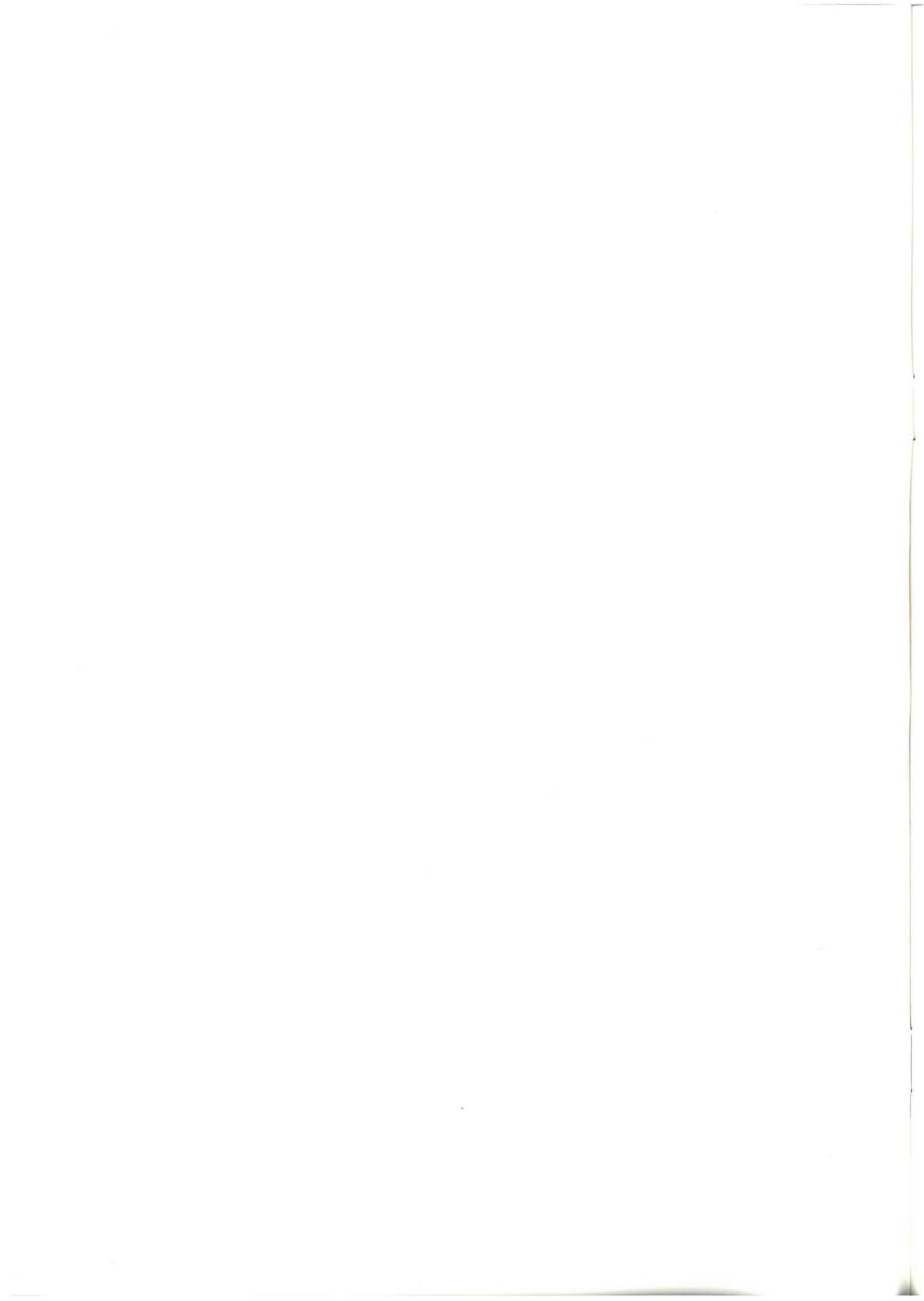


37-II ARMINZA

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

37-II ARMINZA

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-415-93

I.S.B.N.: 84-88302-48-7

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

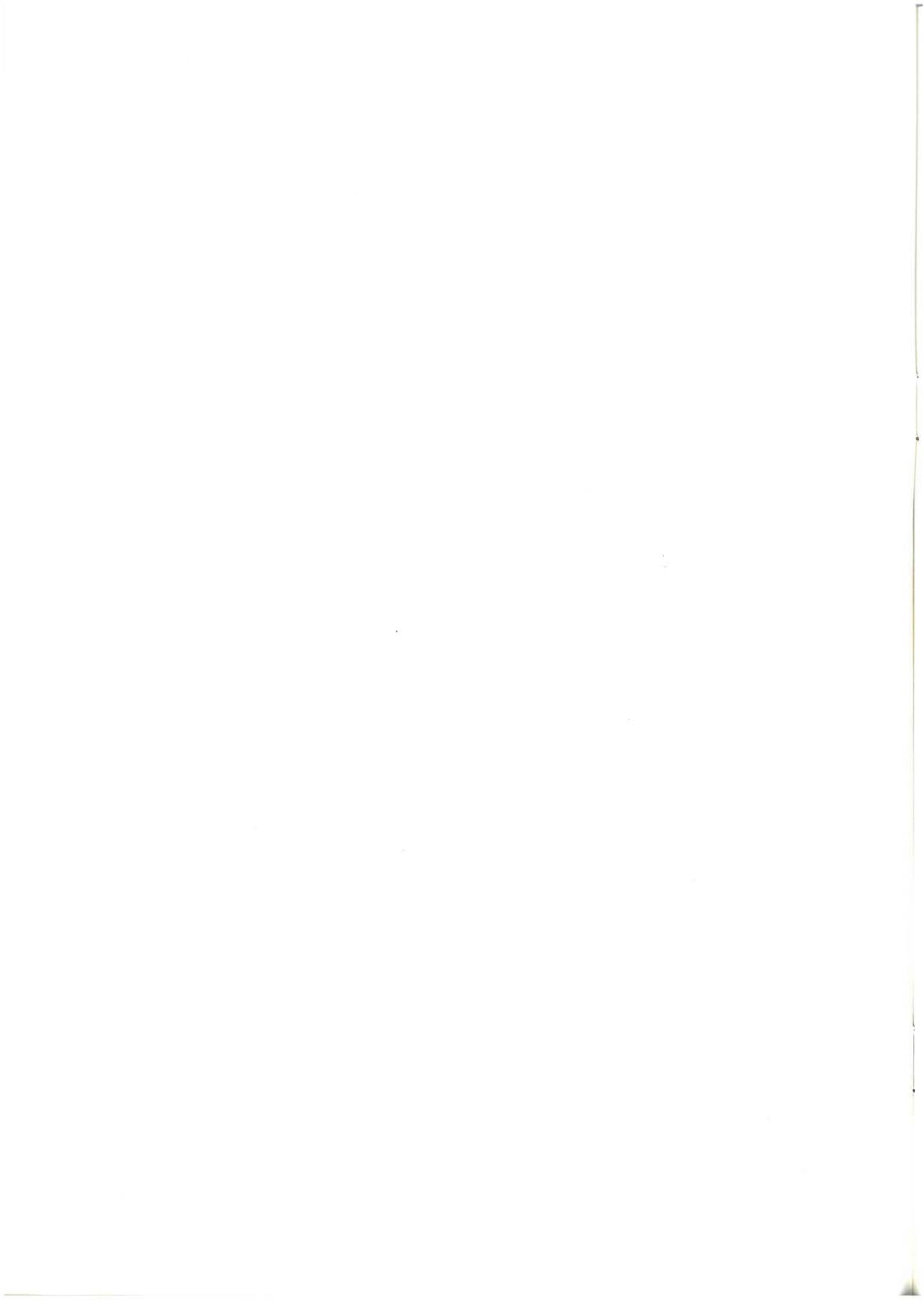
- A. Garrote Ruiz
- J. García Portero
- L. Muñoz Jiménez

I N G E M I S A

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

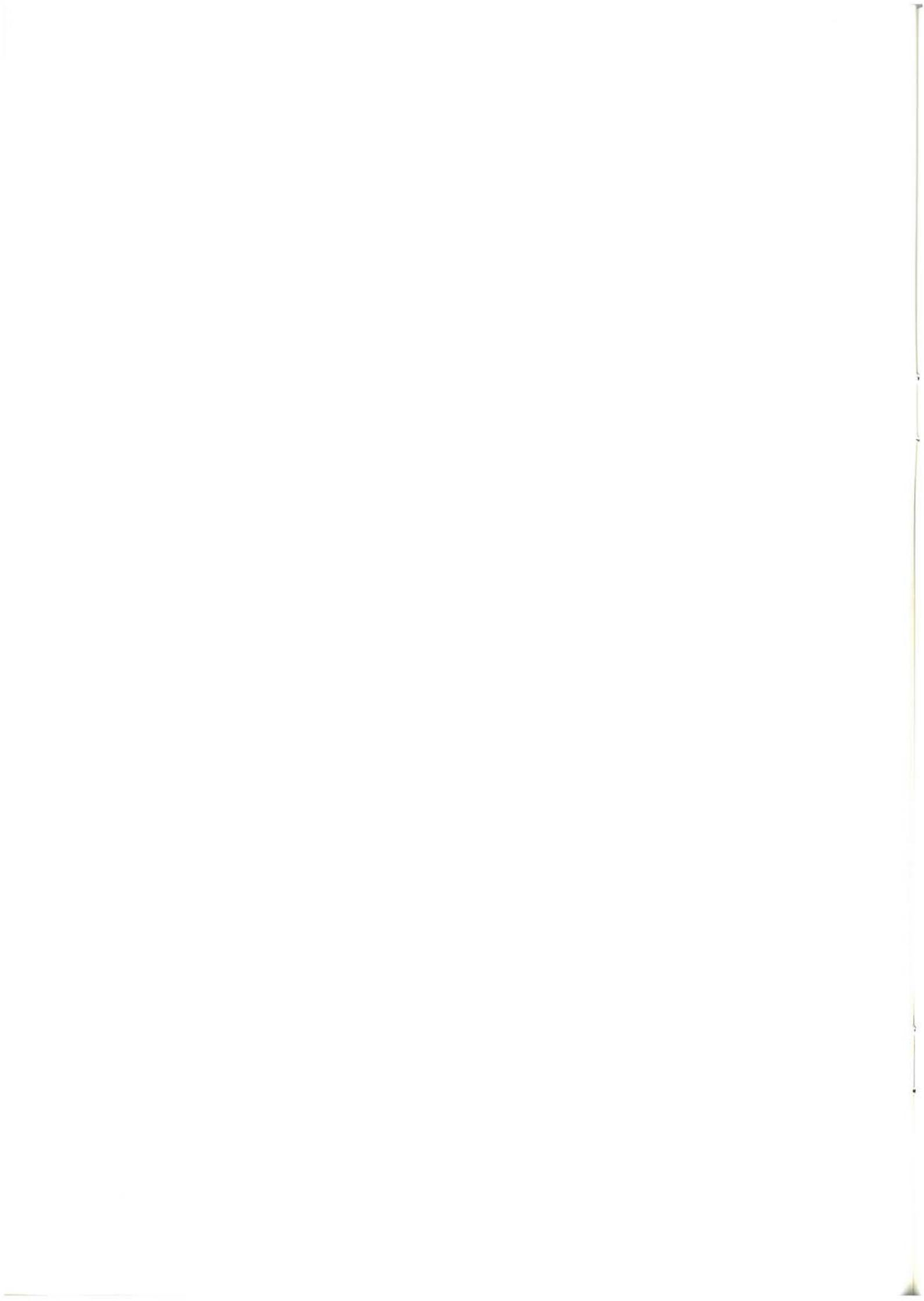
Han participado como colaboradores: J. García Mondéjar y V. Pujalte Navarro (UNIVERSIDAD DEL PAIS VASCO), que han asesorado en los capítulos de Estratigrafía y Sedimentología.

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1987.



INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. UNIDAD DE OIZ.....	11
2.1.1. Cretácico inferior.....	11
2.1.1.1. <i>Complejo Urganiano</i>	11
2.1.1.2. <i>Formación Deva</i>	12
2.1.2. Cretácico superior.....	14
2.2. CUATERNARIO.....	15
3. SEDIMENTOLOGIA	17
3.1. CICLO URGONIANO (Aptiense - Albiense inferior/medio) y CICLO ALBOCENOMANIENSE (Aptiense superior - Cenomaniense inferior).....	17
3.2. CICLO CRETACICO SUPERIOR - PALEOCENO (Cenomaniense superior - Monticense?).....	23
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	25
5. PETROLOGIA IGNEA	29
BIBLIOGRAFIA	33



1. INTRODUCCION

El cuadrante de Arminza a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 37 "Algorta" del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000.

La característica fundamental de la zona es que presenta una morfología típica de áreas cercanas a la costa; es decir, topografía suave en la que se encajan los cursos bajos de los ríos.

En este contexto general destaca sobre todo la morfología litoral, con presencia de playas de arena y cantos, campos de dunas, acantilados y plataformas de abrasión.

El único núcleo urbano que se localiza en este cuadrante es Arminza. Las cotas más elevadas no superan los 300 metros. Tampoco existen cauces fluviales de importancia.

El cuadrante de Arminza se sitúa geológicamente en las estribaciones occidentales de los Pirineos, dentro de la Cuenca Vasco - Cantábrica. Los materiales aflorantes son de edad Cretácico y Cuaternario; están estructurados según directrices generales ONO - ESE, concordantes con las estructuras regionales más importantes de la Cuenca Vasco - Cantábrica.



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

La única unidad presente en este cuadrante es la de Oiz (sector de Guernica). Los materiales cuaternarios se describen aparte, ya que son posteriores a cualquier situación tectónica o paleogeográfica capaz de diferenciar unidades.

2.1. UNIDAD DE OIZ

Está compuesta por materiales del Cretácico inferior (Complejo Urganiano y formación Deva) y Cretácico superior.

2.1.1. Cretácico inferior

2.1.1.1. Complejo Urganiano

Los materiales atribuidos al Complejo Urganiano se disponen en una estrecha franja entre Cabo Villano y Arminza.

El Complejo Urganiano está representado por una sucesión de areniscas, limolitas y

conglomerados, que incluye hacia el oeste, en la zona del cabo Villano, niveles interestratificados de calizas brechoides y calizas arrecifales. Esta serie muestra caracteres netamente deltaicos. La potencia máxima observable es de 300 metros.

Areniscas, limolitas y conglomerados

(1). Es un paquete de naturaleza detrítica, alternante, compuesto por areniscas o conglomerados silíceos y limolitas laminadas.

Las areniscas son más abundantes que los conglomerados. Estos últimos se presentan en niveles decimétricos, y contienen abundantes restos vegetales; los cantos que los forman son fundamentalmente de cuarzo y cuarcita, aunque también se pueden encontrar cantos de arcosa, lidita, rocas ígneas ácidas, e incluso rocas metamórficas. Presentan coloraciones pardas debido al contenido en óxidos de hierro.

Las limolitas son de colores oscuros, dado que contienen abundante materia orgánica. Pueden llegar a tener tamaño arena fina.

Calizas (2). Bajo esta denominación se han cartografiado varios bancos, con potencia métrica, de calizas de diferente origen: bioclástico, bioconstruido y brechoide.

Estas calizas pueden estar karstificadas, como se observa en la punta del Castillo

(Gorliz), donde los huecos kársticos se rellenan de material detrítico o con productos de precipitación química.

Sobre esta serie y en tránsito normal se disponen los materiales correspondientes a la formación Deva, de carácter netamente flyschoides, formada por areniscas, conglomerados y lutitas que hacia el techo se hacen progresivamente más margosas. Igualmente se encuentran algunos niveles de rocas volcánicas. La disminución del contenido en detríticos y el aumento de carbonato marcan el tránsito al Cretácico superior, compuesto básicamente por margas y algunas pasadas finas de calcarenitas.

2.1.1.2. Formación Deva

Esta formación fue definida por G. MONDEJAR (1982) y equivale al "Complejo Supraurgoniano" de RAT (1959), al "Flysch Negro" de RAT y FEUILLÉE (1967), y al "Deva Flysch" de VOORT (1963). Consiste en una serie formada por una alternancia de lutitas, areniscas y conglomerados, combinándose de tal forma estos materiales que definen, según su abundancia relativa, un conjunto de elementos diferentes dentro de la sucesión.

La potencia máxima desarrollada en este cuadrante no supera los 200 metros.

Areniscas y lutitas (3). Este término se define así porque muestra un porcentaje similar de niveles de lutita y arenisca. Las lutitas están compuestas por materiales detríticos de tamaño de grano fino (limo o arcilla). En corte fresco ofrecen unas 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.

Las areniscas forman cuerpos lenticulares con una estructura lateral variable. De visu se aprecia que están compuestas por pequeños granos de cuarzo de tamaño arena fina a media o incluso gruesa, con algo de feldespato (más blanquecino), mica blanca relativamente abundante, y materia orgánica (tallos y restos vegetales parcialmente transformados en carbón).

Los granos son redondeados a subredondeados, están cementados por sílice y, ocasionalmente, por carbonato. En muestra no alterada presentan coloraciones grises y blancas. La oxidación de las menas dispersas tiñe la roca con tonalidades rojizas y amarillentas.

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 al aumento de la potencia de sus bancos y al mayor desarrollo, en su caso, de las series turbidíticas de BOUMA. En este cuadrante son frecuentes los niveles conglomeráticos o microconglomeráticos dentro de este término.

Argilitas y/o limolitas (4). Conforman este elemento aquellos tramos en los que existe un claro predominio de los materiales lutíticos sobre los areniscosos. Las características de los materiales son las mismas que las descritas en el tramo anterior.

Las lutitas se presentan en niveles que alternan o incluyen estratos, generalmente poco potentes, de arenisca, algunos horizontes ferruginosos, y de rocas volcánicas interestratificadas de poca potencia, así como niveles de nódulos calcáreos.

En las zonas donde este tramo está en contacto con formaciones carbonatadas, su proporción de carbonato aumenta con la proximidad a dicho contacto.

Volcanitas básicas (5). Estos materiales son muy frecuentes en la formación Deva; aparecen a cualquier altura de la serie, asociados a todas las litofacies diferenciadas.

Bajo esta denominación se agrupan varias litologías diferentes, que pueden coexistir en el mismo nivel: rocas volcanoclásticas, coladas de "pillow lavas" y coladas de rocas microgranudas.

Como **rocas volcanoclásticas** se han considerado rocas de granulometría variada; en el campo se pueden distinguir tres tipos: cineritas, tobas y brechas.

Las cineritas no son muy representativas. Se disponen según finos bancos interestratificados en materiales de granulometría mayor.

Las tobas son abundantes. Presentan tonalidades verde claro muy características. Generalmente están fuertemente meteorizadas, lo que las hace deleznales.

Se encuentran niveles interestratificados de rocas carbonatadas en relación con ellas, aunque es más frecuente que se hallen relacionadas con otras rocas volcánicas. La continuidad lateral de estos niveles es restringida. La trama está compuesta por cantos angulosos o subredondeados de rocas volcánicas diversas, tales como rocas vítreas, porfídicas, etc., inmersos en una matriz que proviene de la trituración de ellas mismas.

Con frecuencia presentan granoselección y otras estructuras sedimentarias.

Las brechas son muy abundantes en todo el conjunto volcánico. Están constituidas por cantos heterométricos y angulosos inmersos en una matriz de tamaño de grano medio a grueso y aspecto tobáceo. El porcentaje de matriz es muy variable. Se observan todos los pasos intermedios entre brechas con matriz escasa a tobas con cantos muy aislados.

La composición litológica de los cantos es variable, abundan los fragmentos de lava almohadillada, encontrándose, además, fragmentos de roca vítrea, y de rocas con texturas fluidales y porfídicas.

Respecto a las coladas, se han reconocido dos tipos principales: coladas de lava almohadillada y coladas masivas de rocas microgranudas. Las condiciones de emisión del material lávico son las que determinan los diferentes tipos de coladas.

Las **coladas de lava almohadillada** son las más abundantes. Se presentan según cuerpos de geometría irregular (marcada por la cuenca de acumulación). Aparecen interestratificadas, bien con otras rocas volcánicas o con rocas sedimentarias.

El tamaño de las almohadillas oscila entre 25 centímetros y 1 metro, siendo esporádicamente mayores. Presentan con frecuencia estructura interna (marcada por la concentración de vacuolas) y fracturas radiales.

La forma de las almohadillas es más o menos esférica, modificada por el empilamiento y adaptación de unas con otras.

Los huecos existentes entre almohadillas se rellenan de material piroclástico, calizas, margocalizas, calcita y/o cuarzo.

Las **coladas masivas** son frecuentes, aunque no llegan a tener un desarrollo como el observado en las coladas de lava almohadillada. Se disponen concordantemente, bien sobre rocas sedimentarias o bien sobre otros episodios volcánicos.

Son rocas muy compactas, de color oscuro e intensamente fracturadas.

En afloramiento presentan textura porfídica, con fenocristales de piroxeno y plagioclasa en una matriz microcristalina. El carácter porfídico puede llegar a desaparecer adquiriendo entonces la roca un aspecto microcristalino o vítreo según zonas de la colada (bordes vítreos y núcleo cristalino). Son frecuentes las vacuolas, generalmente rellenas de calcita y/o pirita, que pueden llegar a mostrar una distribución preferente hacia el techo de la colada (en sentido ascendente) y según la dirección de flujo de la misma.

Muestran una fracturación intensa (espaciado decimétrico) por diaclasado.

Areniscas y conglomerados (6). Se denominan así los tramos en los cuales, como componentes mayoritarios, las areniscas, microconglomerados y conglomerados dominan claramente en proporción sobre los niveles de lutitas y limolitas. Los niveles areniscosos y conglomeráticos presentan potencias decimétricas e incluso métricas.

Los conglomerados son orto y paraconglomerados.

Muchos niveles de areniscas y conglomerados se encuentran anastomosados, presentan morfologías canaliformes o estructuras de "slump".

La formación Deva presenta una organización flysch bien definida, encontrándose frecuentemente estructuras sedimentarias que indican el origen turbidítico de la serie.

Sobre este conjunto siliciclástico comienza la deposición de materiales carbonatados atribuidos al ciclo del Cretácico superior.

2.1.2. **Cretácico superior (7 y 8)**

En este cuadrante únicamente está representado por dos términos.

Brechas polimícticas y calcarenitas con sílex (7). Se trata de un conjunto de brechas de diversos tipos y litologías que presentan potencia y extensión lateral variables.

Los cantos que las constituyen son de tamaños diversos, desde centimétricos a métricos. Así mismo las litologías son variables. Pueden aparecer en distintas proporciones cantos de margas, cuarcita, rocas volcánicas ("pillow - lavas") y/o areniscas. La matriz suele ser generalmente margosa.

Menos comunes son las brechas con cantos de roca volcánica, margas en matriz arenosa o microconglomerática. Dentro de todo este conjunto se observan además niveles de areniscas, microconglomerados y ortoconglomerados silíceos, niveles de calcarenitas con orbitolinas, margas, margas con sílex y rocas volcanosedimentarias (brechas y tobas).

Es de destacar la presencia generalizada de cantos subredondeados de cuarcita, posiblemente procedente de un área emergida de naturaleza metamórfica situada al norte, en todas las litologías mencionadas.

Alternancia de margas, margocalizas y calcarenitas (8). Es una sucesión alternante con características flyschoides en la que predomina el componente margoso. Además de los bancos calcareníticos se pueden distinguir niveles de caliza micrítica de color blanco, probablemente producida por sedimentación pelágica.

2.2. CUATERNARIO

Los **depósitos aluviales** (9) 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.

Depósitos coluviales (10). Se han agrupado bajo esta denominación materiales muy diversos que presentan la característica común de haberse formado por la acción de la gravedad. Los depósitos de ladera son esporádicos dentro de este cuadrante, estando localizados principalmente en áreas de acantilados costeros. Los coluviales son de dos tipos: coladas de barro en áreas predominantemente lutíticas o margosas, y acumulaciones de bloques silíceos, algo redondeados y con abundante fracción arcillosa, o mixtos, calcáreo - silíceos como los del norte de la Punta del Castillo.

Dunas (11). Depósitos formados habitualmente a sotavento de las playas de donde provienen los aportes. El tamaño de grano es algo más fino que el de las playas y con mayor porcentaje de granos mates debido a la acción eólica. El campo de dunas de Gorliz destaca por el buen desarrollo de las estructuras sedimentarias que presenta, fruto de sucesivos episodios de migración y acumulación eólica.

Playas (12). Depósitos arenosos, bastante bien clasificados, de origen diverso, y con gran cantidad de restos de conchas que pueden dar porcentajes de carbonatos de más del 50%.

Depósitos antropogénicos (13). 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 Arminza 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 los siguientes ciclos sedimentarios mayores:

—Ciclos Urgoniano (Aptiense-Albiense medio) y Albocenomaniense (Albiense medio-Cenomaniense inferior).

—Ciclo Cretácico superior-Paleoceno (Cenomaniense superior-Montiense?).

Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios está compuesto por grupos (frecuentemente parejas en el Cretácico inferior) de elementos sedimentarios que podrían 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 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., apartado 2.

3.1. CICLO URGONIANO (Aptiense-Albiense inferior/medio) y CICLO ALBOCENOMANIENSE (Aptiense superior-Cenomaniense inferior)

El Ciclo Urgoniano se encuentra escasamente representado en el cuadrante (puntas del Castillo o Urtikotzek y Aizkorri), por lo cual se describe conjuntamente con el Albocenomaniense. Como introducción, se puede decir que la sedimentación urgoniana en el entorno regional fue en gran parte carbonatada (RAT, 1959). Las calizas de rudistas y corales se dispusieron en las 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. 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.

Los edificios arrecifales son en general formaciones calcáreas de aguas someras, más o menos continuas o aisladas entre sí y organizadas en secuencias de somerización (JAMES, 1979).

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.

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 Bizkaia, el Anticlinorio Nord-Vizcaíno (en cuyo entorno se localiza el cuadrante en estudio) y, quizá en menor medida, el Anticlinorio de Bilbao, 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 (G.^a MONDEJAR y G.^a PASCUAL, 1982; CADEM, 1985).

Por su parte, el Complejo Albocenomaense 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 areniscas deltaicas y 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 los "fan-deltas" apoyados sobre el continente septentrional y, en menor medida, por el gran sistema deltaico de la formación Valmaseda que rebasa desde el sur el umbral de la falla de Bilbao, deslizándose hacia el surco por el talud resultante. 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 Albocenomaense se muestra en la figura 3.2.

Los materiales correspondientes al Complejo Supraurgoniano en el entorno del área de trabajo integran una única secuencia deposicional S4, de carácter progradante-retrogradante, reflejo de un ciclo sedimentario formado por dos episodios sucesivos: uno regresivo y otro transgresivo. En la figura 3.1., se hace patente la correlación de secuencias y discontinuidades entre el borde norte de la cuenca, su parte central y la parte distal del borde sur. También se pone de manifiesto la correspondencia entre localizaciones paleogeográficas y sucesiones sedimentarias.

En el cuadrante de Basauri y parte del de Bilbao, se situaría aproximadamente el tránsito entre talud y surco flysch. En este área, el episodio progradante regresivo viene dado por una macrosecuencia negativa, desde talud inferior o llanura de cuenca hasta talud proximal.

En este cuadrante, sin embargo, aparece una sucesión radicalmente diferente: facies arrecifales karstificadas y rellenas por sedimentos fluviales o eólicos (G.^a MONDEJAR y PUJALTE, 1984), recubiertas por una progradación deltaica en secuencias areniscosas negativas ya dentro del Complejo Supraurgoniano (BADILLO, G.^a MONDEJAR y PUJALTE, 1983), todo ello laminado en discordancia angular por la base del segundo episodio Albocenomaniense en el área: la secuencia positiva de relleno del llamado flysch negro o formación Deva.

En el área septentrional, el episodio inicial regresivo supraurgoniano se reflejó de diferentes formas (figura 3.3.):

- Zona de Punta del Castillo - Armintza. Se registra una emersión de la plataforma caliza arrecifal, con disolución kárstica y relleno por areniscas de carácter deltaico (Albiense medio). Progradación deltaica (Albiense superior).
- Área de Jata - Matxitxako (límite con el cuadrante de Bermeo): progradación hacia el sureste de los abanicos submarinos del mismo nombre (ROBADOR, 1984, CADEM, 1985).

Es posible que existiese una relación genética entre ambas situaciones, definiendo un sistema deltaico arrecifal de abanicos progradantes, en sentido noroeste-sureste y sur.

En el 2.^o episodio, se da en toda la cuenca una secuencia positiva transgresiva (en el caso de la formación Valmaseda), o con características de relleno de surco (formación Durango, formación Deva en Armintza).

El flysch negro de Armintza, citado en el apartado anterior aumenta espectacularmente de potencia hacia el ESE, donde está situado el eje del surco Jata - Andarakas, activo al menos

hasta el Turoniense-Coniaciense. El flysch constituye una macrosecuencia positiva.

Primero, una plataforma detrítico-carbonatada: areniscas intercaladas con conglomerados y lutitas negras, en secuencias negativas que corresponden a una progradación deltaica, ocasionalmente con techos ferruginizados incrustados por ostréidos y corales. Aparecen también calizas con corales, rudistas y orbitolinas del Albiense superior. Estas facies constituyen el infrayacente del flysch negro, del que están separados por una discordancia angular. A continuación, se da la siguiente secuencia, ya en el flysch negro: talud superior - talud inferior - llanura submarina - orla de lóbulo - lóbulo - canal distribuidor (según BADILLO, G. MONDEJAR y PUJALTE, 1983).

La serie así expuesta se puede interpretar en términos de batimetría creciente. En efecto, partiendo del episodio erosivo que dió fin a la sedimentación de las calizas urgonianas, se llegó a una plataforma marina siliciclástica, en la que aún dejaron restos algunos de los típicos organismos urgonianos. Inmediatamente después se pasó a una situación de talud lutítico, quizá por la creación del surco flysch en el Albiense inferior-medio; diversos canales conglomeráticos llevaron terrígenos gruesos hacia áreas de mar más profundo, primero a través de corrientes tractivas (en el talud superior), y después a través de flujos de derrubios (en partes inferiores de los canales). Frecuentes estructuras de "slump" atestiguan las fuertes pendientes que se debieron crear en esos momentos. Finalmente las lutitas con turbiditas distales sugieren facies de "basin plain", en las que no faltaron rocas ígneas basálticas. La acumulación de coladas volcánicas y rocas piroclásticas en este episodio final atestigua la importancia de los fenómenos de estiramiento y distensión en el sustrato de la cuenca, creando fracturas por las que los materiales magmáticos tuvieron acceso al fondo marino.

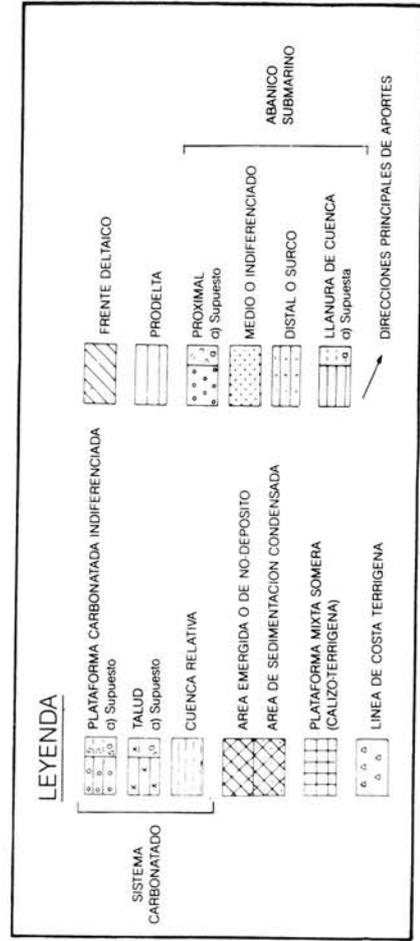
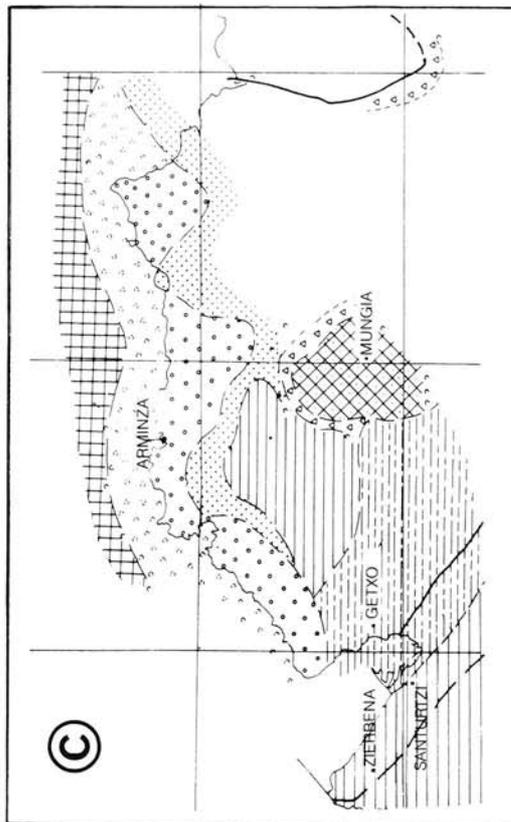
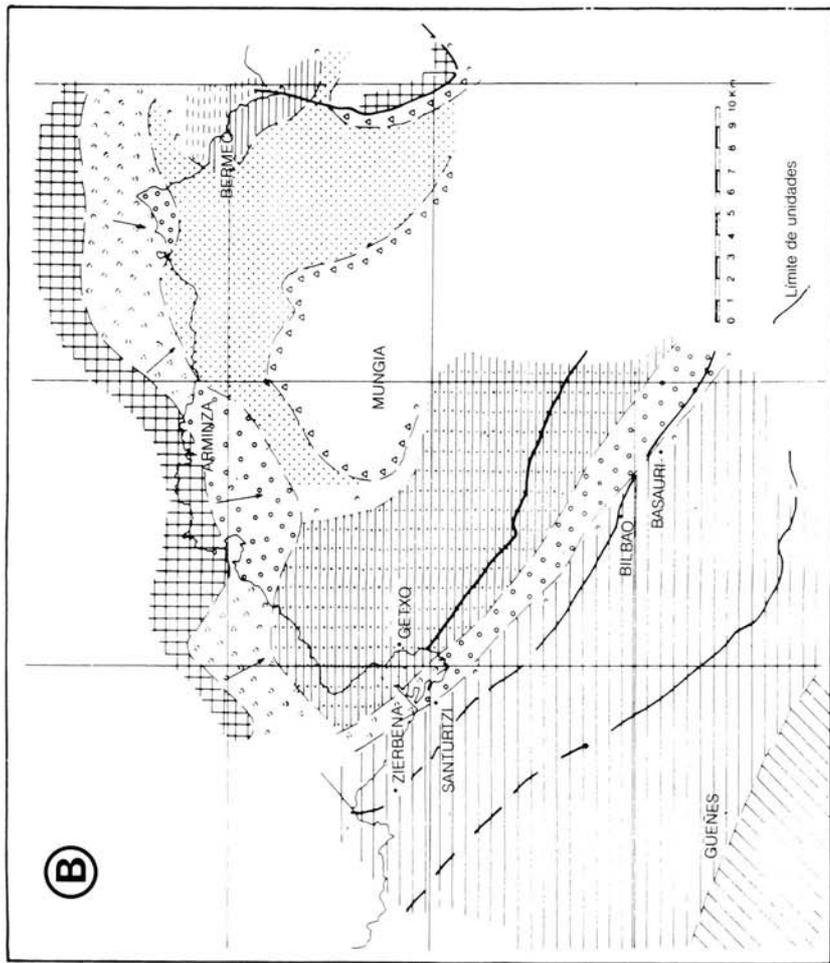
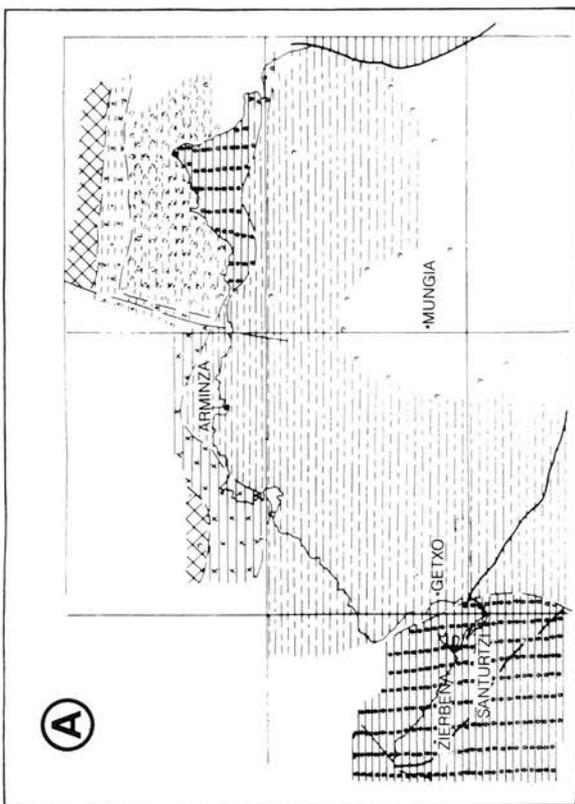


Figura 3.3.—Evolución paleogeográfica en el entorno del cuadrante a lo largo del Albiense inferior (A, final del C. Urgoniano), Albiense superior y Cenomaniense inferior (B y C, 1^{er} y 2^o episodios supraurgonianos, respectivamente). Nótese la morfología costera inicial, a partir muy posiblemente de 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.

Todo lo anterior apoya la hipótesis de una cuenca albiense profunda y asimétrica, con dos continentes hercínicos situados al norte y sur de la misma (ver figura 3.2.). El tránsito continental-marino se realiza, en el sur del área de trabajo, por medio de formaciones deltaicas progradantes durante decenas de kilómetros y a veces ligeramente discordantes sobre sedimentos marinos. Por el contrario, en el norte se instaura un abrupto talud sobre un sustrato urgoniano arrecifal y supraurgoniano deltaico.

3.2. CICLO CRETACICO SUPERIOR - PALEOCENO (Cenomaniense superior-Montiense?)

El ciclo comprende dos secuencias principales S5 y S6, coronadas por sendas lagunas erosivas.

El Cretácico superior alcanza un espesor total de 3.000-3.500 metros en el Sinclinorio de Bizkaia, y unos 2.500 metros en la franja costera de Donostia-San Sebastián.

En el "surco flysch" se mantuvo la tendencia transgresiva durante todo el Cretácico superior, hasta un máximo constituido por las "calizas rojas del Danés" (ORUE - ETXEBARRIA, 1983).

Finalmente, la transgresión del Cretácico superior, la permanencia del "surco flysch" y el volcanismo sinsedimentario, deben ir ligados a la continuación de la fase de deriva en la apertura del Golfo de Bizkaia. La regresión del Cretácico final (no representada en el "surco flysch") vendría a testimoniar el paso de condiciones de distensión a condiciones de compresión. Este cambio fue acompañado de otras manifestaciones tales como metamorfismo ("manto de los mármoles").

La evolución paleogeográfica pasa por los siguientes momentos (figura 3.4.):

1.—Se hereda un relieve diferencial más o menos acusado, relicto del Aptiense-Cenomaniense inferior, claramente puesto de manifiesto por los acuña-mientos cartográficos.

2.—Dicho relieve se mantiene o se agudiza a lo largo de la secuencia S5 hasta el Turoniense, debido al funcionamiento de las fallas sinsedimentarias heredadas de las directrices albienses N 125° E y N 40° E a las que se añaden las N 70-90° E, que marcaban la costa cenomaniense. Estos movimientos originan diversos altos y surcos paleogeográficos adyacentes en los cuadrantes de Mungia, Lezama y Gernika-Lumo, a los que se añaden otros en Maruri (cuadrante de Getxo) o Bilbao (figura 3.4.). Estas fallas pueden actuar como vías de escape del magma emplazado en profundidad, dando lugar a la efusión y acúmulo de rocas volcánicas y volcanosedimentarias. Las pendientes creadas por los movimientos sinsedimentarios ocasionan, en cuadrantes colindantes como Getxo, la erosión de relieves submarinos (originando lagunas erosivas en el Turoniense), y la caída y acumulación de los materiales brechificados en los surcos locales adyacentes (surco de Lemoiz).

3.—Entre Turoniense y Santoniense (comienzo de la secuencia S6) se produce el relleno de algunos de estos surcos locales, satélites del "surco flysch" principal (zona axial del Sinclinorio de Bizkaia), y se inhibe considerablemente la sedimentación en las zonas de alto, dando lugar a posibles hiatos, discordancias e incluso lagunas erosivas en dichas zonas. Únicamente el surco de Líbano de Arrieta (cuadrante de Mungia) mantiene una sedimentación mínimamente continua hasta el Campaniense.

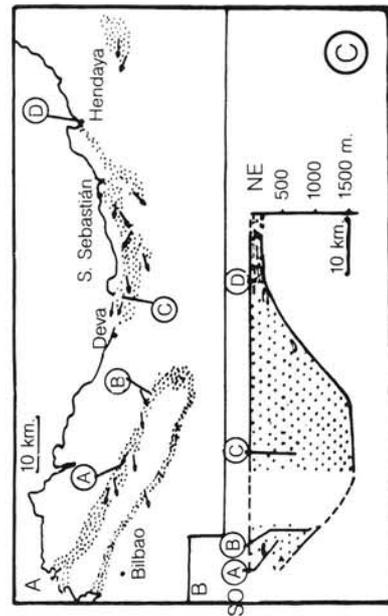
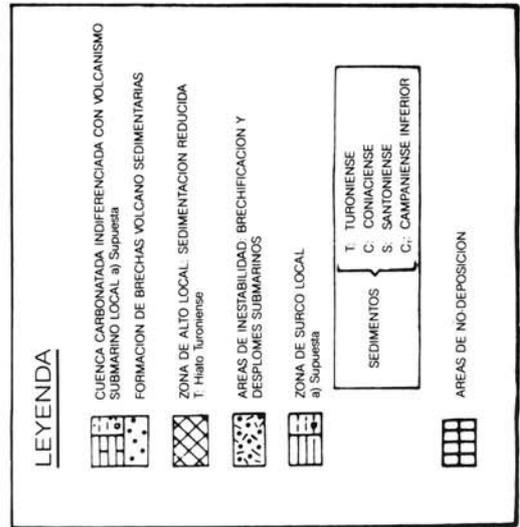
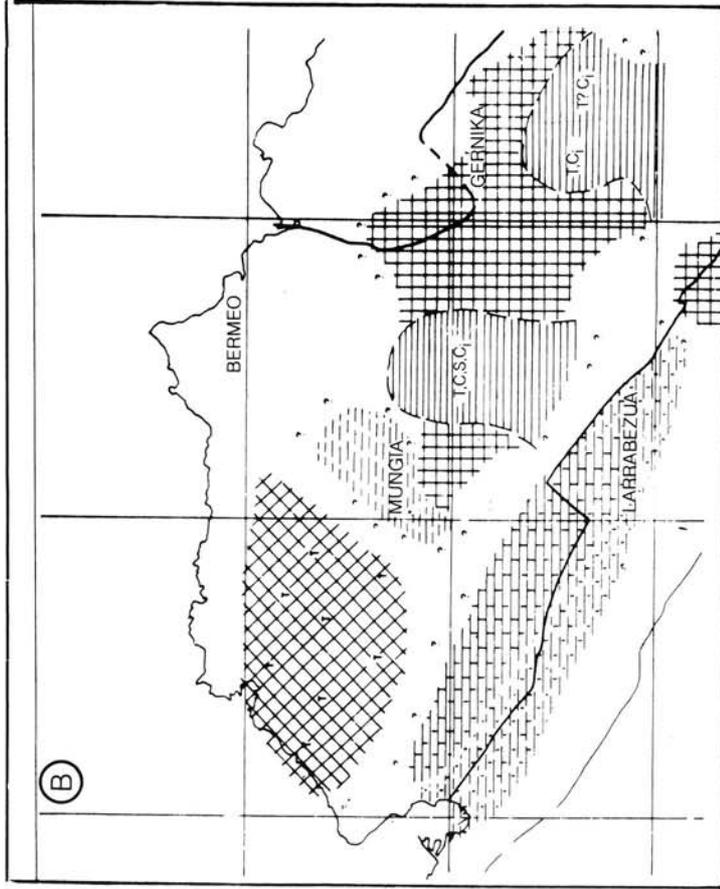
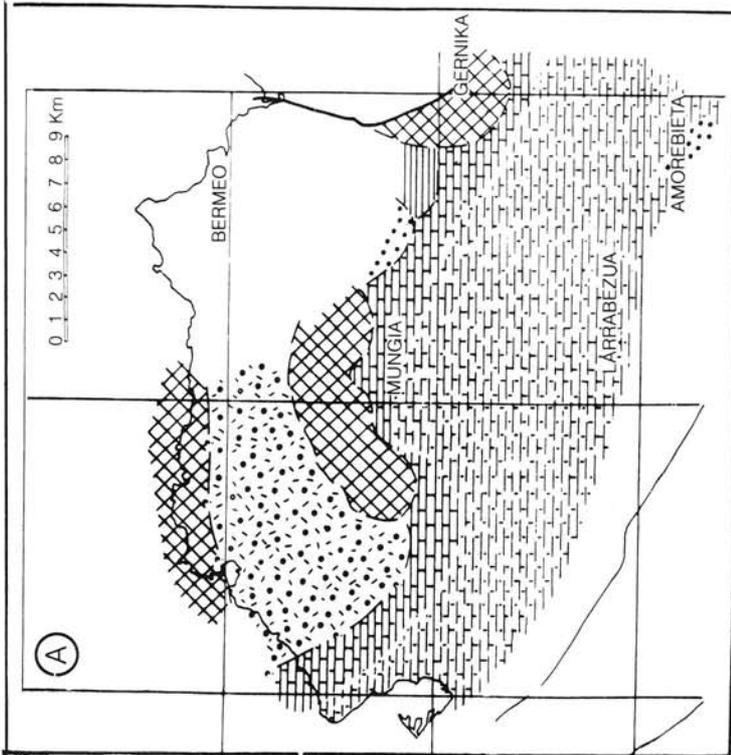


Figura 3.4.— Evolución paleogeográfica en el entorno del cuadrante durante el Cretácico superior: **A** Cenomaniense superior y **B** Turoniense a Campaniense inferior. Se observan altos locales incipientes en **A**, posiblemente debidos a movimientos de bloques, entre los cuales extruían rocas volcánicas. Estos umbrales se amplían en **B**, dejando surcos locales, generalmente inconexos, en los que se dan hiatos a distintas alturas cronoestratigráficas. En **C**, esquema de paleocorrientes y perfil regional del Cretácico superior con localización de secciones-tipo según MATHEY (1983).

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los materiales aflorantes en el cuadrante de Arminza presentan una disposición estructural relativamente simple puesto que, tal y como se observa en el mapa geológico, forman parte de una serie monoclinial muy continua que buza hacia el sur. Solamente en el extremo más occidental del área cartografiada, zona de Astondo - Cabo Villano, los materiales muestran un mayor grado de deformación.

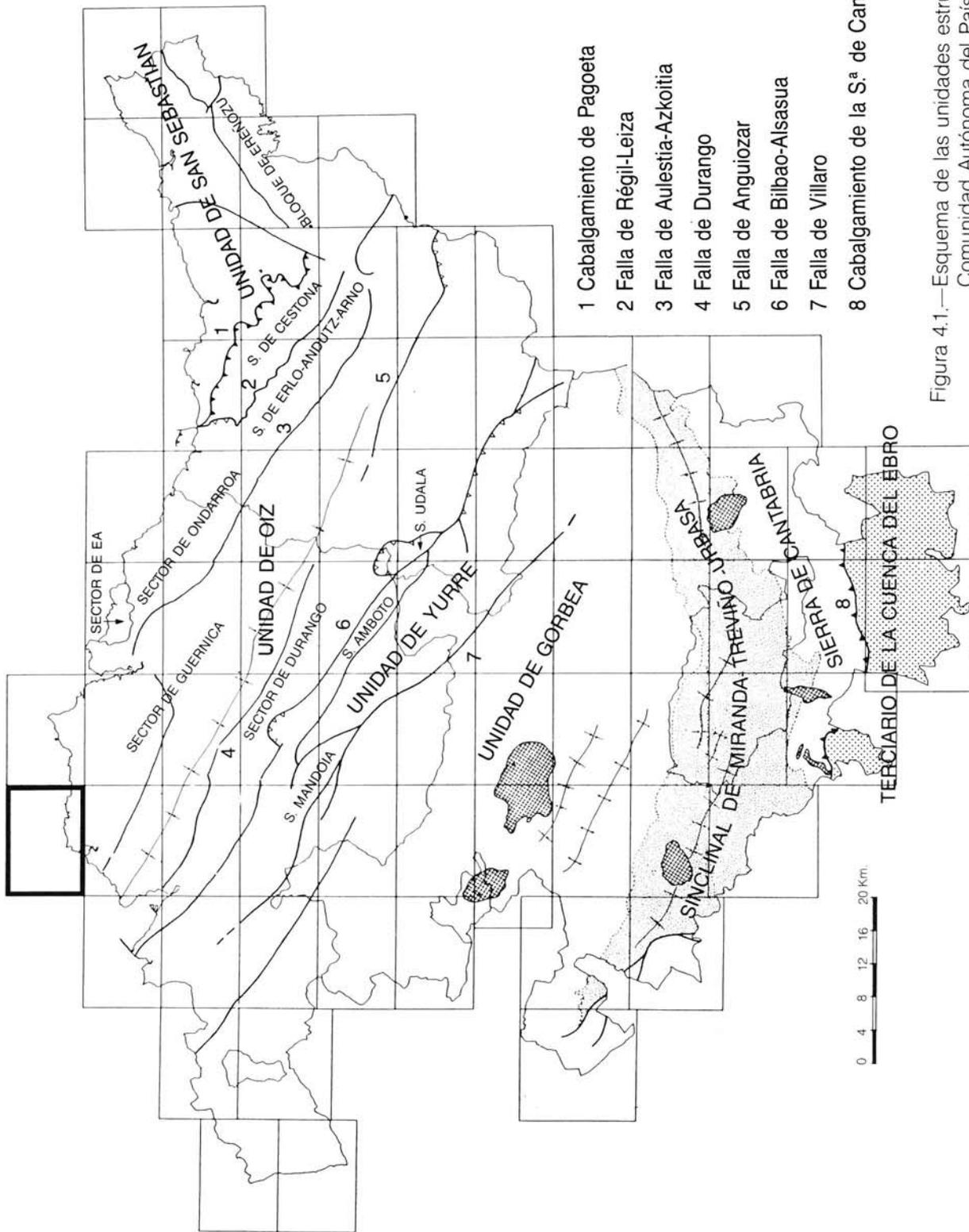
No obstante, con el fin de realizar una adecuada descripción sobre la disposición estructural de estos materiales, es necesario recurrir a la información contenida en otras hojas adyacentes, puesto que dichos materiales se encuentran formando parte de estructuras cartográficas cuya resolución sobrepasa el ámbito del cuadrante.

En principio, debe señalarse que los trabajos cartográficos realizados en áreas circundantes ponen de manifiesto la existencia de una serie de accidentes estructurales de gran importancia que permiten individualizar a escala regional ciertos segmentos de corteza. Cada uno de estos fragmentos se caracteriza por poseer rasgos estratigráficos y paleogeográficos más o menos diferenciados, al menos en el ámbito de los materiales jurásicos y cretácicos. En base a estos criterios se han diferenciado las unidades y sectores que se muestran en la figura 4.1.; tal y como se

observa en dicha figura, todos los materiales aflorantes en el cuadrante de Arminza quedan incluidos dentro de la Unidad de Oiz (Sector de Guernica).

En la figura 4.2. se ha representado un esquema geológico con las principales estructuras tectónicas cartografiadas en una zona relativamente amplia, en la cual queda englobado el cuadrante de Arminza y las hojas que lo rodean. Las principales estructuras presentes son el sinclinal de Górliz, el sinclinal de Punta Galea (Sinclinorio de Bizkaia), el anticlinal de Bakio y el sinclinal de Matxitxako, así como la falla de Aulestia - Azkoitia. De lo expuesto en dicho esquema se deduce que todos los materiales aflorantes en la hoja de Arminza forman parte del flanco norte del sinclinal de Górliz.

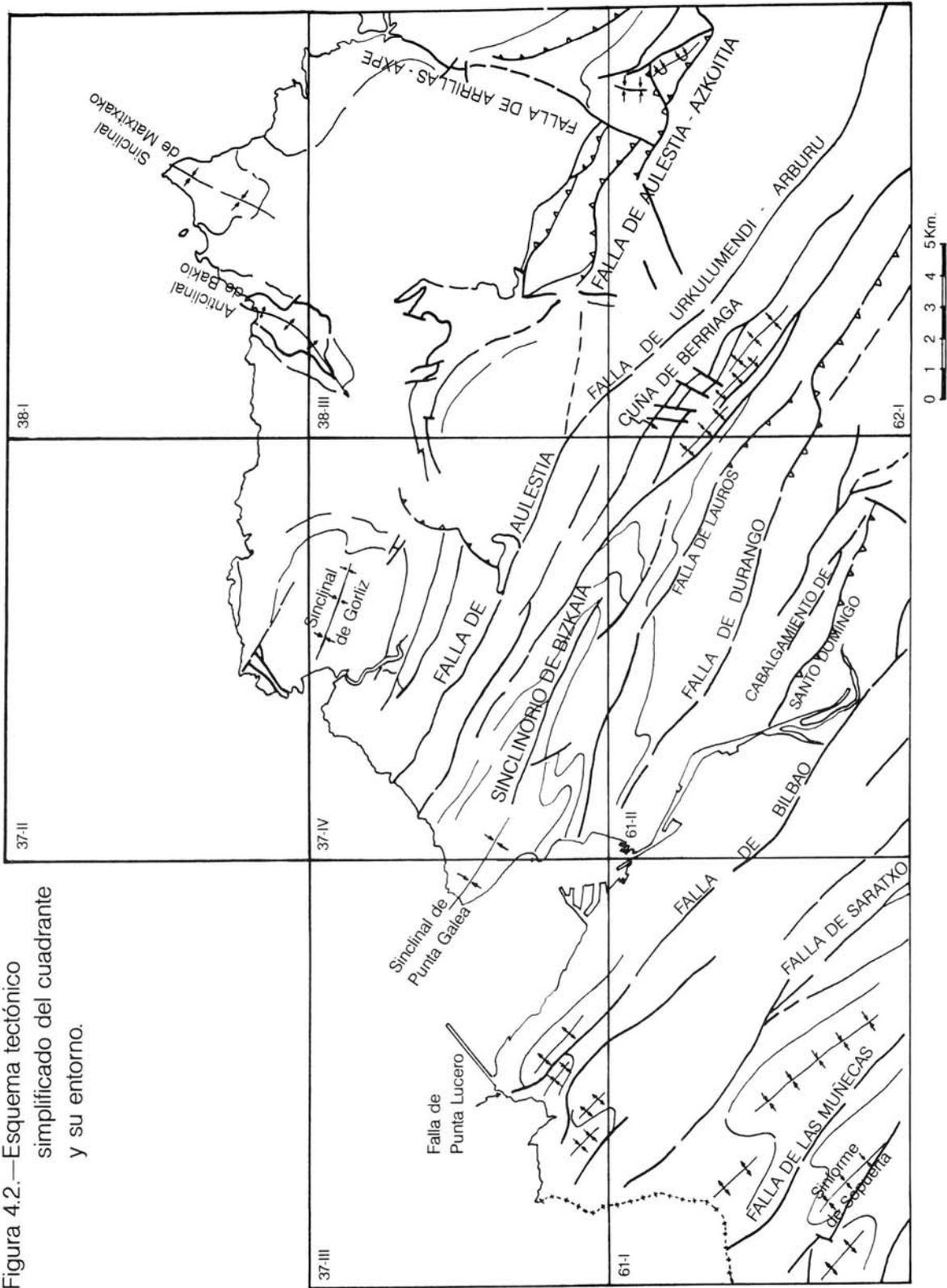
Esta estructura sinclinal se continúa hacia el sur dentro de la hoja de Getxo (37-IV), en donde quedan representados su flanco sur y el cierre perisinclinal. La orientación de su eje es N 120° E (NO - SE) aproximadamente, que corresponde a la dirección estructural más frecuente en la cuenca y es característica de las estructuras originadas en la fase principal (Fase I) del plegamiento alpino. A esta fase pertenecen también otras grandes estructuras cartográficas como el sinclinal de Punta Galea (o sinclinal de Oiz) cartografiado en el vecino cuadrante de Getxo.



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

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

Figura 4.2.—Esquema tectónico simplificado del cuadrante y su entorno.



En esta Fase I se producen también fracturas de dirección aproximada N 120° E (NO-SE), una de las más representativas es la falla de Aulestia - Azkoitia. La traza cartográfica de este importante accidente estructural discurre fuera de la hoja de Arminza, por el sur, dentro del cuadrante de Getxo. Es una falla antigua, probablemente heredada del Ciclo Hercínico, que ha tenido una historia compleja aunque en su principal etapa de funcionamiento durante la orogenia alpina se ha comportado como un desgarre dextral. Se describe con mayor detalle en el cuadrante de Getxo (37-IV), si bien debe tenerse muy presente su existencia puesto que su funcionamiento produce estructuras secundarias que tienen reflejo cartográfico tanto en la hoja de Arminza como en los cuadrantes vecinos.

Los mencionados anticlinal de Bakio y sinclinal de Matxitxako son estructuras de dirección N 30° E aproximadamente que tienen una importante representación cartográfica en el cuadrante de Bermeo; son estructuras de plano axial vertical que se superponen a los pliegues regionales de orientación N 120° E. En la figura 4.2. se observa que estos pliegues tardíos quedan

restringidos al bloque septentrional de la falla de Aulestia - Azkoitia, y en cuanto a su origen cabe pensar que son estructuras asociadas al funcionamiento de los desgarres principales y cabalgamientos presentes en la zona. La interferencia de las dos familias de pliegues mencionadas, con directrices NO-SE y NE-SO casi ortogonales, produce figuras cartográficas similares a domos y cubetas.

Mención aparte merece la zona de Astondo - cabo Villano, en donde la orientación de los materiales y las estructuras (NE-SO) son claramente anómalas y la deformación que presentan dichos materiales es considerablemente mayor que en el resto de la hoja. En dicha zona los pliegues muestran vergencia norte con flancos invertidos, sugiriendo la presencia o la proximidad de una falla inversa o cabalgamiento de dirección NE-SO (N 50° E aproximadamente) cuya traza cartográfica probablemente quede oculta bajo el mar, puesto que, aunque allí se han cartografiado varias fallas, las de mayor salto muestran régimen normal y probablemente se han originado en una etapa posterior.

5. PETROLOGIA IGNEA

Las rocas ígneas aflorantes en el cuadrante de Arminza se disponen en niveles generalmente poco potentes, entre unos pocos centímetros y varios decámetros, interestratificados a distintas alturas dentro del conjunto detrítico de la formación Deva (Complejo Supraurgoniano) y la base (brechas) del Cretácico superior.

Se pueden diferenciar tres conjuntos petrográficos:

- Rocas microgranudas (coladas masivas).
- Rocas porfídicas (coladas de "pillows" y coladas masivas).
- Rocas volcanoclásticas (cineritas, tobas, brechas).

Las **rocas microgranudas** corresponden a coladas masivas poco potentes.

Son rocas microgranudas, homométricas o heterométricas, holocristalinas, con cristales idio-hipidiomorfo y textura ofítica.

Mineralógicamente están compuestas por plagioclasas de hábitos idiomorfo-hipidiomorfo, con maclas polisintéticas y de CARLSBAD, que se presentan fuertemente zonadas; piroxeno monoclinico (augita) de

hábito idio-hipidiomorfo, fuertemente uralitizado a hornblenda marrón que posteriormente se transforma en hornblenda verde y por alteración de ésta a actinolita, biotita y clorita.

Los minerales secundarios proceden de la alteración de plagioclasas y melanocratos, a los que llegan a pseudomorfizar: biotita de anfíbol, sericita de plagioclasa, epidota de plagioclasa y melanocratos, serpentina ofreciendo textura mallada, posiblemente pseudomorfizando a olivino, y calcita de plagioclasa y melanocratos.

Rellenando fracturas e intersticios se encuentran calcita, prehnita, epidota, clorita y albita.

Se podrían clasificar como microgabros y basaltos microcristalinos.

Las **rocas porfídicas** corresponden, bien a coladas de lava almohadillada o, a coladas masivas. Entre estos dos tipos se observan pequeñas diferencias.

La composición mineral es la siguiente:

Como minerales principales: plagioclasa (oligoclasa-andesina) en fenocristales maclados y zonados, de hábito idiomorfo y tamaño de 1 a 6 mm. Presentan un gado medio-alto de alteración. En ocasiones se observa una

generación más temprana, incluida en fenocristales de piroxeno monoclinico, augita, de hábito idiomorfo y tamaño variable (hasta 5 mm.). Los piroxenos presentan (al igual que las plagioclasas) maclas y un grado de alteración medio (en ocasiones alto). En algunas coladas de tendencia traquítica llegan a estar ausentes. También se encuentran como relictos o pseudomorfizados por otros minerales, pudiendo estar transformados en anfíbol marrón.

La matriz alcanza diversos tipos de cristalinidad y textura, desde microcristalina o criptocristalina, con fenocristales de tamaño reducido, a vítrea con textura esferulítica. Cuando el grado de cristalinidad lo permite, se observa que mayoritariamente está formada por una generación de plagioclasa de hábito alargado, orientada según la dirección de flujo o en un entramado desordenado. En ocasiones aparecen cristalitos de piroxeno y/o anfíbol marrón idiomorfo en la matriz.

Como accesorios se encuentran menas metálicas, apatito de hábito alargado, circón y esfena.

Los minerales secundarios proceden de la transformación y alteración de otros minerales o bien se encuentran rellenando fracturas; como es el caso de la calcita, clorita, cuarzo y menas, que se encuentran rellenando vacuolas. Como alteración de melanocratos se encuentran clorita, calcita, menas, epidota y biotita. La plagioclasa se altera a calcita, sericita y epidota. Algunas menas metálicas proceden de la alteración de la esfena.

La abundancia de fenocristales y el tamaño de los mismos son variables. Es frecuente encontrar pseudomorfos de plagioclasa y piroxeno formados por calcita, clorita y cuarzo (calcedonia), en forma microcristalina o de agregados radiales o desordenados.

Las vacuolas no siempre están presentes; muestran formas redondeadas, esféricas o

ameboides, alargadas y orientadas según la dirección de flujo. Suelen estar rellenas de minerales.

En general todas las rocas de este grupo son porfídicas, pudiendo presentar además textura fluidal (traquítica, pilotaxítica e hialopilítica).

Las diferencias entre coladas masivas y de lava almohadillada solamente pueden establecerse a nivel estructural, observándose que las coladas masivas presentan un contenido menor en vacuolas, menos fenocristales y matriz microcristalina en la mayor parte de los casos.

Estas rocas pueden definirse como basaltos alcalinos y andesitas.

De las **rocas volcanoclásticas** se han reconocido varios tipos, según HUGHES (1982).

Rocas autoclásticas extrusivas. ("flow breccias"): se trata de rocas formadas por un flujo continuo con variaciones en la velocidad de enfriamiento dentro del mismo cuerpo, que origina una autobrechificación.

Los fragmentos son angulosos y tienden a la redondez con el movimiento; tienen tamaño centimétrico y bordes difusos.

La composición mineral de los fragmentos es similar a la de la matriz que los engloba, aunque la cristalinidad y el color son diferentes.

En los casos observados son rocas vítreas con cristales aislados de plagioclasa y numerosas vacuolas, que presentan textura fluidal. Tanto la alteración como los rellenos ofrecen una mineralogía variada: calcita y/o clorita y/o cuarzo en vacuolas, en agregados desordenados y/o radiales, y como rellenos en fracturas.

Se observa igualmente que se produce desvitrificación.

Rocas piroclásticas. Se consideran así las formadas por actividad explosiva. Se han diferenciado:

Brechas de lava almohadillada (brechas de explosión). Se trata de rocas formadas por fragmentos de lava almohadillada, subangulosa, de tamaño centi-decimétrico, inmersas en una matriz tobácea más fina en proporciones variables.

Los fragmentos pueden llegar a ser muy escasos, presentan textura hialopilítica, pertítica y pilotaxítica, con numerosas vacuolas rellenas de clorita y/o calcita y/o cuarzo.

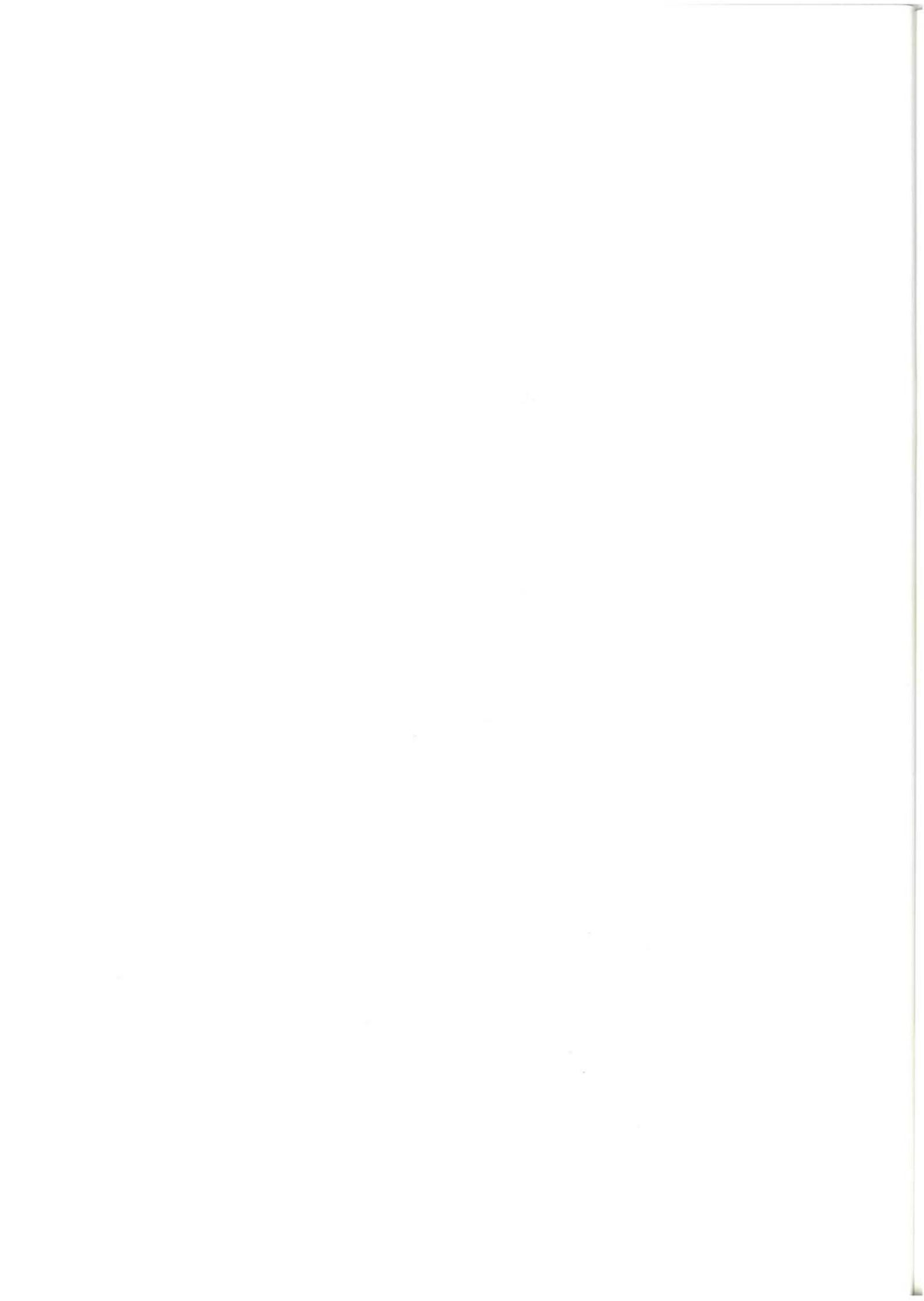
La matriz está compuesta por piroclastos finos (lapilli) en avanzado estado de alteración, que produce clorita, epidota y calcita.

Brechas (brecha intrusiva o tobasita). Se trata de rocas formadas por fragmentos,

de tamaño y morfología variadas, de lavas almohadilladas, rocas porfídico-fluidales, rocas microcristalinas, vítreas, epiclásticas e incluso sedimentarias, inmersas en una matriz ígnea fluidal vítrea o ligeramente recristalizada.

Rocas epiclásticas. Son rocas mixtas, formadas por componente volcánico re TRABAJADO por procesos sedimentarios y componente sedimentario. Suelen presentar estructuras sedimentarias, como granoselección, superficies de erosión, laminación, etc.

Este grupo se ha subdividido según el tamaño de los granos en tobas y cineritas. Las cineritas son rocas de grano fino, que conforman niveles muy poco potentes totalmente alterados. Dentro del conjunto de materiales que constituyen la base del Cretácico superior se observan numerosos niveles de diferentes tipos de rocas volcánicas resedimentadas.

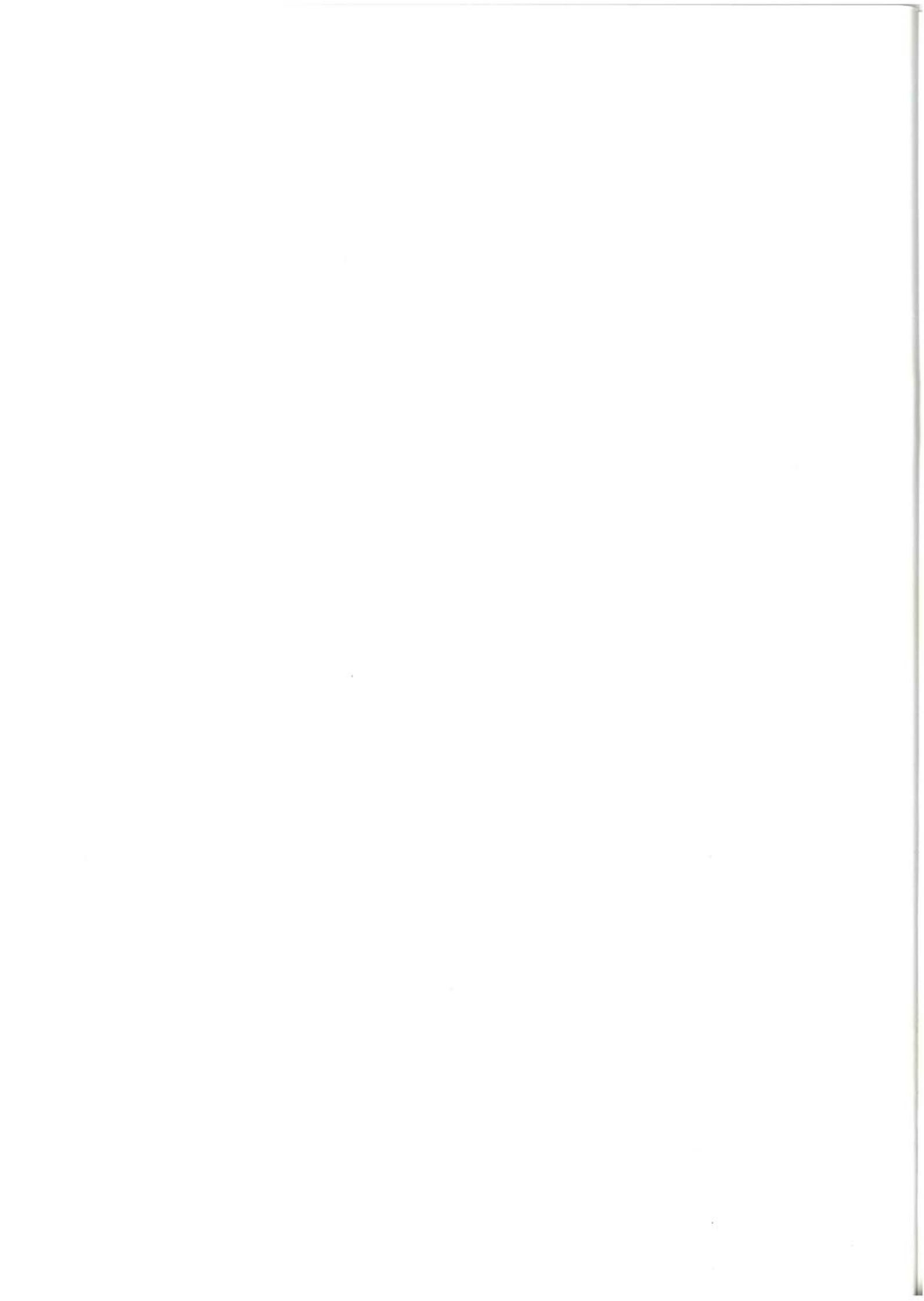


BIBLIOGRAFIA

- 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).
- 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.
- BADILLO LARRIETA, J.M.; GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1983).—“Análisis del Flysch Negro (Albiense superior - Cenomaniense inferior) en la bahía de Arminza, Bizkaia” Dpto. de Geología (Estratigrafía). Universidad del País Vasco. Comunicación Congreso de Sedimentología de Mahón, Menorca.
- 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.
- FEUILLÉE, P. (1967).—“Le Cénomaniense 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. Geol. 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 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 el 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 spongiaires et *Tritaxia* dans l'Aptien - Albién 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 Biscay”. In: *The Geology of continental margins* BURK y DRAKE, Ed. Springer-Verlag, Berlin, pp. 323 - 342.
- ORUE-ETXEBARRIA, X. (1983).—“Los foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Sinclinorio de Bizkaia (corte de Sopelana - Punta Galea). Universidad del País Vasco. Tesis Doctoral. *Kobie*.
- 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.
- RAT, P. (1959).—“Les Pays Crétacés Basco - Cantabriques”. *Publications de l'Université de Dijon*. Tesis doctoral.
- 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).—“Estudio geológico del sector de Bermeo (entre Baquio y Guernica)”. *Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco*. Tesis de licenciatura.
- VOORT, H. B. (1963).—“Zum Flyschproblem 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 de Mid - Cretaceous of Vasco-gotic 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.



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA