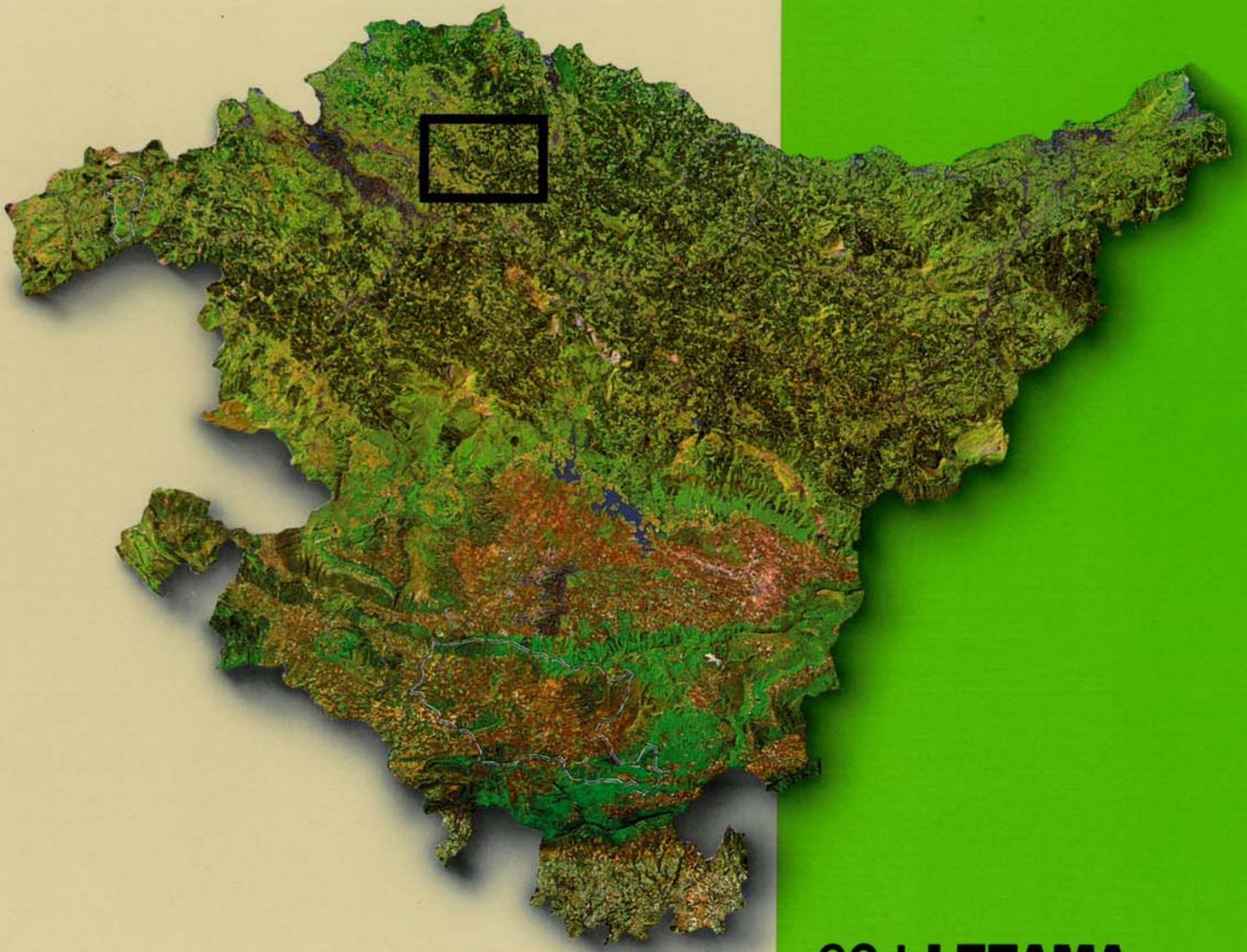




EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*

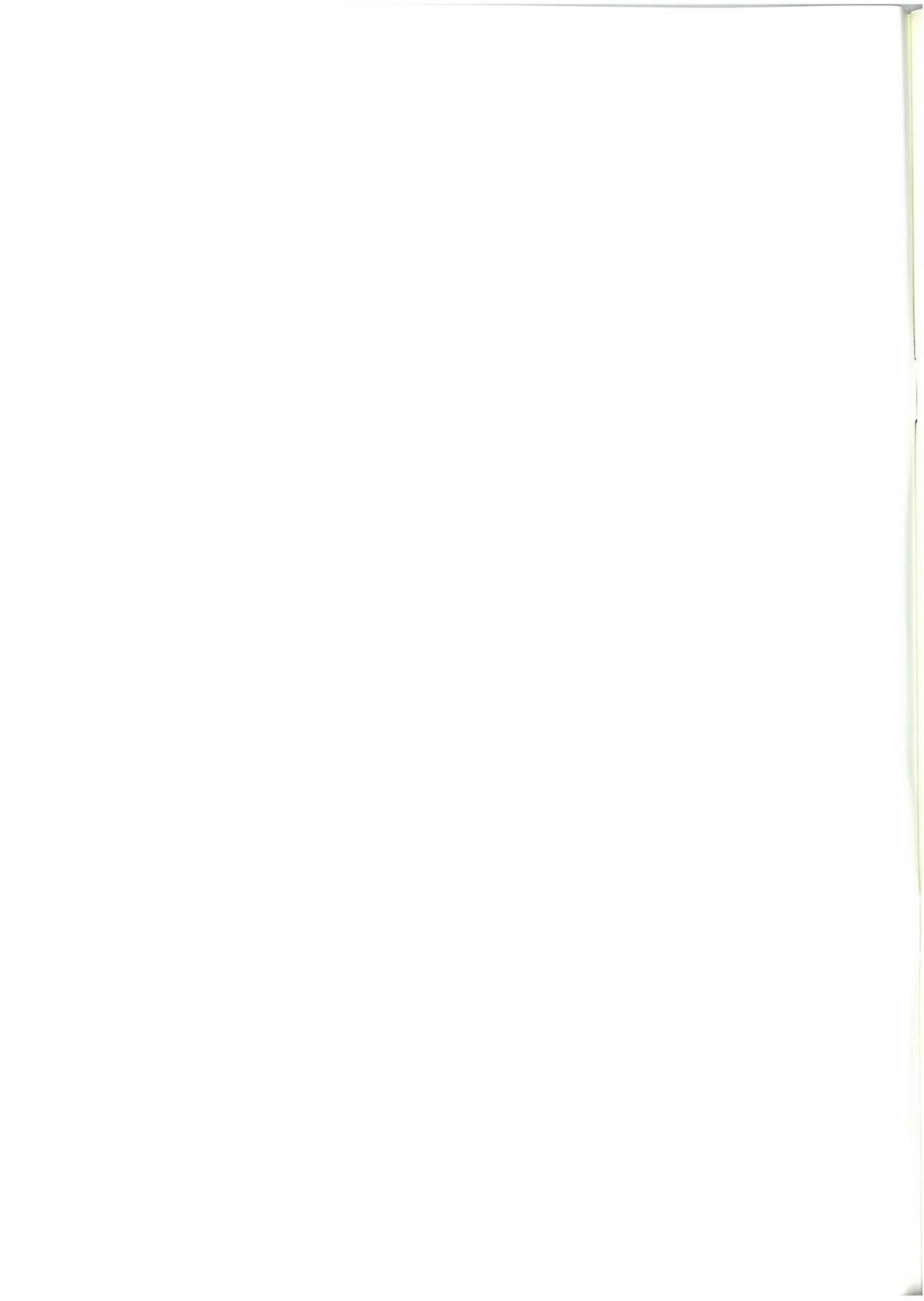


62-I LEZAMA

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

62-I LEZAMA

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-420-93

I.S.B.N.: 84-88302-53-3

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

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), asesorando en los capítulos de Estratigrafía y Sedimentología.

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1985.



INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. TRIAS KEUPER.....	11
2.2. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE GUERNICA.....	13
2.2.1. Complejo Urgoniano.....	13
2.2.2. Formación Deva.....	13
2.2.3. Cretácico superior.....	14
2.2.4. Terciario.....	18
2.3. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO.....	19
2.3.1. Formación Durango.....	19
2.3.2. Cretácico superior.....	20
2.4. CUATERNARIO.....	20
3. SEDIMENTOLOGIA	21
3.1. CICLO URGONIANO (Aptiense-Albiense inferior/medio) y CICLO ALBOCENOMANIENSE (Albiense medio-Cenomaniense inferior).....	21
3.2. CICLO CRETACICO SUPERIOR (Cenomaniense superior-Maastrichtiense).....	23
3.3. CICLO PALEOCENO-EOCENO (Montiense?-Cuisiense?).....	28
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	31
5. PETROLOGIA	35
5.1. OFITAS TRIASICAS.....	35
5.2. COMPLEJO VOLCANICO DEL CRETACICO SUPERIOR.....	35
BIBLIOGRAFIA	39



1. INTRODUCCION

El cuadrante de Lezama se sitúa dentro del Territorio Histórico de Bizkaia.

Presenta una morfología uniforme con relieve suavemente ondulado, en la que destacan las alineaciones montañosas de Urkulumendi-Pico Arburu y Alto de Berriaga-Gastelumendi, que cruzan longitudinalmente el cuadrante separando las cuencas de los ríos Butrón y Asúa.

Los núcleos de población más importantes son Lezama, Larrabetzu, Ergoien, Frúniz, Morga y Vista Alegre de Múgica.

Geológicamente se sitúa sobre el sinclinal de Vizcaya. Los materiales aflorantes con excepción del Trías Keuper son de edad comprendida entre el Albiense inferior y el Eoceno inferior.



2. ESTRATIGRAFIA

En base a criterios paleogeográficos y tectónicos se han diferenciado en un área más extensa que el propio cuadrante, varias "Unidades", separadas entre sí por accidentes estructurales de importancia regional. En ocasiones, dentro de las unidades ha sido preciso individualizar "Sectores" que, aunque en algunas áreas pudieran considerarse subunidades diferentes, pasan lateralmente a formar parte de una sola unidad, debido a la progresiva amortiguación del accidente que les separa. Esta separación de unidades y sectores permite una mayor diferenciación de términos litológicos, lo que da lugar a una cartografía más detallada. Asimismo, evita problemas de correlación entre bloques o áreas que tuvieron un funcionamiento individual más o menos diferenciado durante la sedimentación (figura 2.1).

Todos los afloramientos de este cuadrante, a excepción de los formados por materiales del Trías, los cuales, dado su carácter alóctono, no se han incluido en ninguna unidad ni sector, pertenecen a la Unidad de Oiz. Dentro de esta amplia unidad, la falla de Durango que discurre por el tercio suroccidental del cuadrante, individualiza al norte, el Sector de Guernica, y al sur del Sector de Durango.

2.1. TRIAS KEUPER

Aflora en la zona de Botiolas constituyendo la prolongación sur de los afloramientos

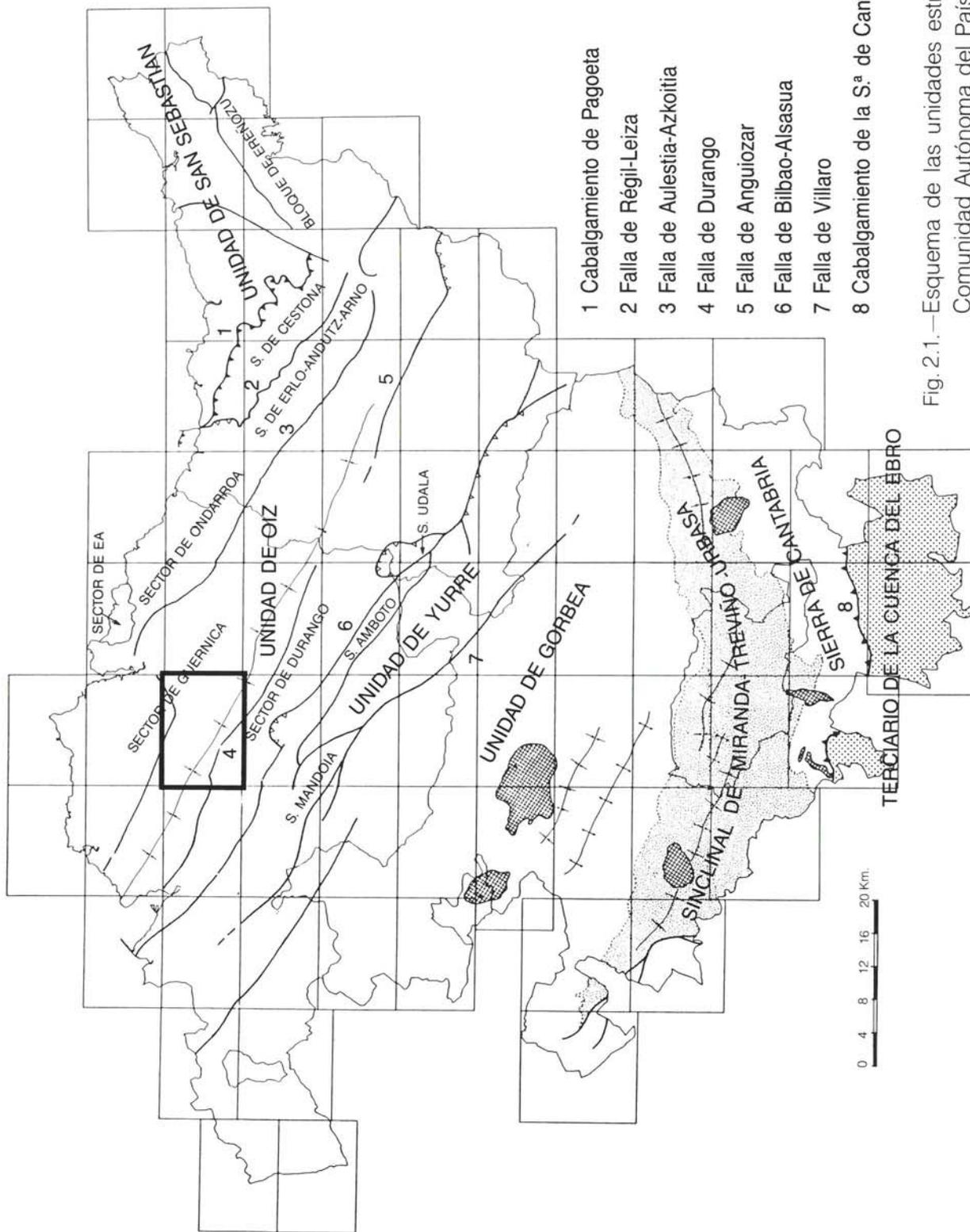
triásicos de Mungia, y al sur de Lumo como continuación del gran afloramiento de Gernika.

Está compuesto por ofitas y arcillas varioladas. Las **ofitas** (1) son microgabros generalmente en avanzado estado de meteorización. En los escasos afloramientos en los que se observa la roca fresca presenta color verde oscuro, sobre el que destacan las tonalidades blanquecinas, de plagioclasa alterada a sericita, y verdes claras de epidota; estas alteraciones dan un aspecto jaspeado en la roca.

Por lo general, las ofitas están afectadas por un fuerte diaclasado decimétrico, localmente relleno por productos de alteración. Este diaclasado es el culpable del progreso de la intensa meteorización sufrida por la roca.

Las **arcillas varioladas y evaporitas** (2) aparecen en pequeños afloramientos. Presentan las coloraciones típicas de la facies germánica, rojas y verdes, y presentan en general una estructura caótica. En los contactos forman con frecuencia una brecha en la que se reconocen numerosos cantos de ofitas.

Localmente presentan concentraciones salinas, generalmente yesíferas. Los yesos en etapas posteriores se disuelven y redepositan según fracturas anastomosadas que llegan a conferir un aspecto mallado a las arcillas.



- 1 Cabalgamiento de Pagoeta
- 2 Falla de Réglil-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.

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

2.2. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE GUERNICA

Ocupa la mayor parte del cuadrante. Los materiales que componen esta unidad son de edad comprendida entre el Albiense inferior y el Eoceno inferior, y corresponden al Complejo Urganiano, formación Deva, Cretácico superior y Terciario.

2.2.1. Complejo Urganiano

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

Está representado en este cuadrante por las calizas arrecifales del litosomo de Forua. En él se distinguen **calizas con rudistas y corales en bancos métricos** (3). El término presenta una uniformidad considerable en cuanto a lito y biofacies. La litología general es de calizas puras con escasa contaminación terrígena, y a menudo con aspecto masivo en afloramiento. Se presentan generalmente en biostromos métricos, con textura mayoritariamente fango-soportada y clastos calcáreos de tamaño variable, constituidos por fragmentos de rudistas, ostreidos, corales, orbitolinas, y otros bioclastos finos, como: ostreidos, equinodermos, braquiópodos, gasterópodos, lamelibranquios, algas (rojas y verdes principalmente), espongiarios, miliólidos y otros foraminíferos.

A techo del litosomo se localiza otra facies algo distinta de **calizas masivas con rudistas y corales** (4). Se define así un conjunto formado por calizas masivas propiamente dichas (sin estructura observable) y calizas estratificadas en bancos decamétricos.

Este término se diferencia de las calizas estratificadas, por la mayor proporción de micrita, la ausencia casi total de calcarenitas,

la menor fracturación de los fósiles de más tamaño y la aparición, con frecuencia, de biohermos de corales y ostreidos. Es posible que una proporción apreciable de los rudistas no fracturados se halle en posición de vida.

Asímismo es de destacar, por un lado, la ausencia de niveles más margosos, arenosos o brechoides que puedan marcar la estratificación y por otro, la constancia y regularidad de la sedimentación calcárea que propicia la formación de masas calizas sin estructura interna.

2.2.2. Formación Deva

La formación Deva fue definida por G. MONDEJAR *et al.* (1982). Es una parte del "Complejo Supraurgoniano" de RAT (1959), equivalente al "Flysch negro" de RAT y FEUILLÉE (1967) y al "Deva Flysch" de VOORT (1964).

Está formada por una sucesión esencialmente terrígena compuesta por lutitas y/o limolitas y areniscas. Estas litologías se combinan definiendo, según su abundancia relativa, términos diferentes dentro de la sucesión, que muestran características propias.

El término más bajo aflorante se dispone en forma de cuña, de potencia relativa muy reducida, "onlapando" el litosomo calizo de Forua y está constituido por **areniscas y lutitas** (5). Es el término más frecuente de la formación y muestra un porcentaje similar de niveles de lutitas y areniscas, que se disponen en bancos alternantes. Al margen de Forua, aflora limitadamente al oeste de Fruniz.

Las lutitas constituyentes se presentan en bancos de potencia variable (centi-decimétrica). Son muy micáceas y en corte fresco ofrecen coloraciones oscuras, debido generalmente a la abundancia de materia orgánica. Esta puede hallarse dispersa en la roca, o formar finos niveles. Gran parte de ella se encuentra en avanzado estado de transformación, apreciándose

a simple vista las zonas carbonosas (generalmente en forma de vitrinita). Igualmente hay que destacar la 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. Los niveles limolíticos, más frecuentes que los argilíticos, presentan tonalidades más claras, entre grises y pardo-amarillentas. Estos materiales localmente presentan disyunción esférica.

Las areniscas forman cuerpos lenticulares con estructura lateral variable. Están compuestas por pequeños cantos de cuarzo de tamaño fino a medio (llegan a ser microconglomerados), con algo de feldespato (más blanquecino); mica blanca relativamente abundante y materia orgánica (tallos y restos vegetales parcialmente transformados en carbón). Los cantos son redondeados a subredondeados, y están unidos por cemento silíceo y ocasionalmente carbonatado. En muestra no alterada presentan coloraciones grises y blancas; la oxidación de las menas dispersas confiere a la roca tonalidades rojizas y amarillentas. La potencia media de los niveles arenosos (centimétrica a decimétrica) es generalmente mayor que en los lutíticos. Localmente muestran estructuras turbidíticas con granoselección, laminación paralela y "ripples" a techo.

Continuando con el corte de Forua-Baldatika, por encima del término anterior se reconoce otro con un claro predominio de los materiales lutíticos sobre los areniscosos, definido como **argilitas y limolitas** (6). Las argilitas son mayoritarias y presentan las mismas características definidas para ellas en el término anterior. Pueden incluir estratos, generalmente poco potentes, de areniscas y algunos horizontes sideríticos, aislados.

Dicho tramo lutítico constituye la parte final del Complejo Supraurgoniano que se encuentra sumamente reducido en esta zona donde alcanza una potencia máxima de 500

metros y se reduce progresivamente hacia el sureste.

Dentro del tramo lutítico final se han cartografiado algunos parches de **calizas** (7). Son afloramientos aislados dentro de las lutitas, en los que no se descarta una conexión en profundidad con el litosomo calizo de Forua. Son calizas con zonas de biostromos de bivalvos finos en matriz micrítica y zonas de "packstone" bioclástico fétido arenoso-limoso.

2.2.3. Cretácico superior

Definido por RAT (1959) está formado por un potente conjunto de rocas sedimentarias de carácter carbonatado o terrígeno-carbonatado, en el que se intercala un complejo de rocas volcánicas de carácter básico.

Constituyendo la base del conjunto y en tránsito gradual con el tramo lutítico final de la formación Deva se disponen las **margas** (8), de color gris, con fractura concoide y aspecto masivo, localmente micáceas. Presentan nivelillos interestratificados de areniscas, lutitas, margocalizas e incluso calizas, así como algunos niveles de brechas intraformacionales. Afloran exclusivamente al noreste del cuadrante con una potencia aproximada de 100-125 metros.

A techo, se dispone una variada gama de materiales correspondientes al Complejo Volcánico. Las rocas volcánicas constituyentes se han agrupado según su naturaleza en dos grandes conjuntos. Son rocas volcánicas s.s. (coladas masivas, coladas de almohadillas, diques y cuerpos microgranudos), y rocas volcanoclásticas. Las **coladas volcánicas** (9) son proporcionalmente más abundantes, habiéndose reconocido dos tipos principales: coladas de lava almohadillada y coladas masivas. Las condiciones de emisión del material lávico son las que determinan los diferentes tipos de coladas. Entre éstas, las de lava almohadillada son las más abundantes. Se presentan según cuerpos de geometría irregular (marcada por la cuenca

de acumulación), ofreciendo potencias muy variadas, que oscilan entre unos pocos y algunos centenares de metros, y continuidad lateral restringida. Aparecen interestratificadas, bien con otras rocas volcánicas, o con rocas sedimentarias. El tamaño de las almohadillas oscila entre 25 centímetros y 1 metro de diámetro siendo esporádicamente mayores. Presentan con frecuencia una zonación 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 a otras. Los huecos existentes entre almohadillas son rellenados por material piroclástico o bien por calizas, margocalizas, calcita y/o cuarzo.

Las coladas masivas son frecuentes, aunque no llegan a tener un desarrollo como los observados en las coladas de lava almohadillada. Presentan potencias que varían de algunos centímetros a varias decenas de metros; se disponen concordantemente, bien sobre rocas sedimentarias, o bien sobre otros episodios volcánicos. Son rocas muy compactas, de color oscuro e intensamente fracturadas. A menudo presentan textura porfídica, con fenocristales de piroxeno y plagioclasa en una matriz microcristalina. Cuando el carácter porfídico está ausente la roca adquiere un aspecto microcristalino y vítreo, o puede marcar una zonación (bordes de la colada vítreos y núcleo cristalino). Son frecuentes las vacuolas, generalmente rellenas de calcita, que pueden llegar a mostrar una distribución preferente hacia el techo de la colada o marcando la dirección de flujo de la misma. Muestran una fracturación intensa (decimétrica) por diaclasado, encontrándose un bello ejemplo de disyunción columnar en una cantera localizada junto a Frúniz.

También se han localizado algunos afloramientos de dimensiones reducidas que muestran texturas granudas (gabro-diorita); en general están muy alterados. En el único afloramiento de roca sana encontrado, ésta es granuda a microgranuda, con mayor proporción

de leucocratos que de melanocratos, y disyunción en bolos. Los contactos con las rocas encajantes son difusos y graduales.

En este conjunto se reconocen además "diques" de naturaleza básica que intruyen en el conjunto volcánico, tienen potencias decimétricas e incluso métricas (cantera de Rigoitia) y presentan texturas microcristalinas y porfídicas.

Dentro del conjunto de **rocas volcánico-clásticas** (10) se han considerado rocas de granulometría variada. Se pueden distinguir tres tipos: cineritas, tobas y brechas.

Las "cineritas" son frecuentes aunque, proporcionalmente, no sean representativas. Se disponen en finos horizontes interestratificados con materiales de granulometría mayor.

Las "tobas" son frecuentes y abundantes. Presentan tonalidades verde claro muy características. Generalmente están muy meteorizadas, lo que les hace deleznable. 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, y se presentan con potencias muy variadas, desde unos pocos centímetros a varios metros. La trama está compuesta por cantos angulosos a subredondeados de rocas volcánicas diversas, tales como fragmentos de almohadillas, de coladas vítreas, rocas porfídicas, etc., inmersos en una matriz que proviene de la denudación 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 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.

Agrupando las rocas volcánicas según su naturaleza (volcanosedimentaria y rocas volcánicas s.s.) y analizando la cartografía obtenida a partir de estos criterios, se puede deducir la existencia de cuatro grandes episodios.

En el conjunto basal dominan las coladas de lava almohadillada, aunque se encuentran otros tipos de coladas, e incluso niveles de rocas volcanoclásticas. Los afloramientos correspondientes a este episodio son relativamente continuos en sentido lateral; son los que ocupan mayor extensión cartográfica. Su potencia es muy variable, alcanzando los máximos, 500 metros al noroeste de Rigoitia y 350-400 metros en San Pedro de Lumo-Alto de Aixerrota.

Un segundo episodio genera sobre todo rocas volcanoclásticas (posiblemente por destrucción de parte del primero) con continuidad lateral grande y potencia variada. Frecuentemente aparecen coladas interestratificadas con potencia y continuidad lateral relativamente pequeña. La potencia máxima se reconoce al noroeste de Rigoitia y se estima cercana a 400 metros.

El tercer episodio volcánico, no siempre representado, estaría compuesto nuevamente a partir de coladas con intercalaciones finas de rocas volcanosedimentarias con desarrollo lateral muy restringido. Al norte de Rigoitia alcanza un espesor aproximado de 150-200 metros.

Un cuarto episodio generaría de nuevo rocas volcanosedimentarias de muy escaso desarrollo vertical, interestratificadas con rocas sedimentarias y en constante cambio lateral de facies con ellas.

Esporádicamente vuelven a aparecer, en posiciones más altas del Cretácico superior,

niveles de rocas volcánicas. Un corte bastante completo del Complejo Volcánico puede realizarse por la carretera que une las localidades de Mungia y Gernika.

Interestratificadas dentro del Complejo Volcánico se localizan algunas intercalaciones de rocas sedimentarias con entidad cartográfica. En el borde norte del cuadrante se diferencia un conjunto de litología muy variada, con predominio local de lutitas y/o limolitas, definido como **areniscas, argilitas, limolitas y margas con niveles brechoides** (11). Las argilitas constituyentes son oscuras, con mica dispersa, y masivas; localmente el aumento del tamaño de grano las convierte en limolitas. Las areniscas que intercalan son de grano medio, en niveles de potencia decimétrica y en un avanzado estado de alteración. Las margas están estratificadas en bancos decimétricos y presentan localmente "slumps" y niveles brechoides. Dentro de este grupo hay intercalaciones de brechas volcánicas como las descritas anteriormente.

A techo del conjunto volcánico o, localmente, como equivalente lateral, se dispone una serie alternante de **areniscas calcáreas y margas** (12) con caracteres turbidíticos. El conjunto está bastante mal aflorado, pudiendo reconocerse parcialmente en la carretera de Mungia-Gernika. Las areniscas son de tamaño de grano fino-medio y se disponen en bancos regulares de potencia variable, desde centimétrica a métrica. Las margas, generalmente meteorizadas, tienen una proporción muy variable de carbonato, siendo más correcto, en algunos casos, considerarlas como lutitas. Este conjunto, de potencia cercana a 250 metros intercala ocasionalmente niveles de **microconglomerados** (13). Son niveles con potencias que varían de 0,5 a 1,5 metros, con una litología mixta de "grainstone" arenoso con orbitolinas y cantos de cuarzo bien redondeados de varios milímetros. Estos niveles están representados en la zona del alto de Mazoga y en la carretera Mungia-Gernika.

Por encima de los materiales descritos anteriormente y localmente a techo de las rocas volcánicas, se disponen **margas y margocalizas; niveles brechoides** (14). Es un conjunto formado mayoritariamente por margas y margocalizas blanquecinas, en bancos decimétricos-métricos, que muestran frecuentemente niveles resedimentados constituidos por brechas de cantos redondeados, centi-decimétricos, de margocaliza en matriz margosa, procedentes de la misma serie y formadas por deslizamiento gravitacional de margas y margocalizas en estado muy plástico. El conjunto alcanza una potencia mínima (no se observa el techo) cercana a 200 metros y pueden reconocerse parcialmente en la carretera de Mungia-Gernika.

Por encima de los términos descritos, y sin una relación clara debido a la tectónica, se dispone un potente y monótono conjunto definido como **margas y margocalizas; intercalaciones de areniscas y calcarenitas** (15). Es un conjunto muy heterogéneo que aflora en ambos flancos del sinclinorio de Bizkaia, en cuyo flanco norte está bastante bien representado. Consta de un tramo basal formado mayoritariamente por margas y margocalizas que incluyen localmente niveles de caliza micrítica. Dentro de este tramo se ha diferenciado, al sureste de Fruniz, un paquete de 15 a 20 metros de potencia de **margas y margocalizas rojas** (16).

Por encima del tramo basal margocalizo, el término (15) comienza a intercalar finos niveles (centi-decimétricos) de calcarenitas arenosas y/o areniscas calcáreas, con estructuras turbidíticas. Como resultado, algunos tramos constituyen a esta altura una alternancia irregular de estas litologías con margas y margocalizas. Localmente las margas intercaladas en estos tramos resultantes, presentan una baja proporción de carbonato siendo más correcto en algunos casos considerarlas como lutitas más o menos calcáreas. Las intercalaciones calcarenítico-arenosas, que se hacen frecuentes y potentes hacia techo de la serie muestran

lateralmente una clara evolución; así en las zonas más orientales comienzan a intercalarse ya en tramos muy bajos del término (15). La progresiva disminución de potencia y su desaparición hacia el oeste, conlleva que, en estas zonas, el techo local del tramo basal margocalizo, alcance una mayor altura estratigráfica. La potencia total del término es difícil de estimar puesto que falta el muro, pero podría superar ampliamente los 1200 metros. A falta de un buen corte tipo, la serie puede reconocerse puntualmente por las numerosas pistas y carreteras que cruzan la mitad norte del cuadrante.

En el flanco sur del sinclinorio el término (15) está pobremente representado por puntuales y aislados afloramientos al noroeste de Lezama. La potencia del conjunto es difícil de estimar ya que se encuentra muy replegado y tectonizado.

En el flanco norte, como consecuencia de su evolución vertical, el término anterior da paso de forma gradual a otro definido como **alternancia de areniscas calcáreas, lutitas y margas** (17), caracterizado por una mayor abundancia de aportes detríticos (que es lo único que los diferencia). Los estratos de arenisca calcárea se hacen más abundantes y potentes (decimétricos, ocasionalmente métricos) siendo más esporádicos los tramos margosos y margocalizos. El carácter flyschoides se mantiene y los niveles slumpizados son menos frecuentes. Esta facies se desarrolla, según las dataciones paleontológicas, a lo largo del Campaniense. Al igual que el término anterior, lateralmente pierde el carácter arenoso hacia el oeste, dando paso, al oeste de Meaca, (al menos los tramos a muro) a términos similares al anterior. La potencia mínima estimada (puesto que falta el techo) en zonas orientales es cercana a 2200 metros.

En el flanco sur los materiales equivalentes afloran en una estrecha franja que se extiende al norte de Lezama y Larrabezúa cruzando oblicuamente el cuadrante. El contacto con el término infrayacente no se observa con claridad

y es seguro que esté mecanizado. La potencia es difícil de estimar debido a la tectónica que domina en la zona y al plegamiento generalizado.

A continuación de este tramo, se desarrolla un tramo margoso y margocalizo de edad Maastrichtiense, que en el flanco sur del sinclino se apoya de forma normal sobre sus precedentes, mientras que en el flanco norte aflora en forma de cuña tectónica (al norte de la alineación alto de Berriaga-Urrusturi).

El conjunto Maastrichtiense está formado por dos términos distintos. El más bajo está formado mayoritariamente por una alternancia en bancos decimétricos de **margas y margocalizas** (18), de tonalidades blanquecinas, que incluyen localmente niveles algo más calcáreos de caliza micrítica.

El segundo tramo está formado por una alternancia en bancos decimétricos de **margas y margocalizas rojas** (19). La edad de este tramo sería Maastrichtiense superior, aunque no se descarta que en este término esté incluida parte del Danés.

2.2.4. Terciario

Los materiales atribuidos a esta edad afloran en ambos flancos y zona axial del sinclinal de Bizkaia en forma de estrecha franja que cruza diagonalmente el cuadrante.

En el flanco norte, los materiales más bajos reconocidos son **conglomerados y areniscas silíceas** (20) del Paleoceno. Afloran de forma discontinua en dos afloramientos que originan los resaltes topográficos de Urkulumendi y Arburu. Se disponen en contacto mecánico con materiales campanienses-maastrichtienses del término 17, faltando entre ambos todo el Maastrichtiense superior y posiblemente parte del Paleoceno.

Son areniscas gruesas y conglomerados con cantos de cuarzo bien redondeados,

ordenados en paquetes métricos. Algunos niveles están "slumpizados", llegando en su evolución a convertirse en "debris flow". En las areniscas se observa la presencia de cantos blandos de material lutítico, con tamaños centimétricos. En general todo el paquete presenta características turbidíticas. Aunque es difícil de estimar, debido a la tectónica, la potencia mínima que alcanza es del orden de 75 metros.

En el flanco sur los materiales terciarios más bajos aflorantes son **areniscas y lutitas** (21). Han sido datadas como Paleoceno, y aunque no se observa una relación directa, probablemente sean equivalentes laterales del término anterior.

Las areniscas aquí son menos abundantes, predominando los tramos con dominio lutítico. Aflora pobremente al norte de Zamudio con una potencia difícil de estimar debido a la tectónica.

Por encima de los términos paleocenos descritos se disponen **calizas y margocalizas alternantes** (22). Forman una serie monótona, representada en ambos flancos del sinclinal por calizas micríticas y margocalizas de tonalidades blanquecinas alternantes en bancos decimétricos, con aspecto flyschoides y correspondientes a la base del Eoceno inferior. En Zugastieta se sitúan sobre los conglomerados paleocenos, con una potencia cercana a los 100-125 metros. Al norte de Zamudio aflora más ampliamente con una potencia similar.

Hacia techo se dispone ya un conjunto muy heterogéneo definido como **alternancia de areniscas calcáreas, calcarenitas, margas, lutitas y calizas** (23). Se trata de un conjunto formado por una alternancia en niveles decimétricos-centimétricos de areniscas y calcarenitas, con margas más o menos arenosas, o lutitas, de características flyschoides, que incluye localmente en algunos tramos niveles centi-decimétricos de caliza micrítica, además de numerosos "slumps" y niveles brechoides.

A la heterogeneidad que presenta este término, se añade una variabilidad litológica lateral importante. La potencia de este conjunto que abarca la parte baja y media del Eoceno inferior es difícil de estimar, debido a que en la mitad oeste del cuadrante está muy plegado y el techo no se reconoce, mientras que en la mitad oriental, gran parte de la serie se encuentra repetida por fallas.

En el corte de Zugastieta-Autzagane, la relativa buena calidad de los afloramientos permite distinguir dentro de este término una parte basal, con pocas intercalaciones de niveles "duros", de otra final caracterizada por el aumento progresivo de la frecuencia de estos niveles. Esto trae consigo la individualización cartográfica, en la zona este, del tramo basal denominado **alternancia de lutitas, margas, areniscas y calizas** (24). Su prolongación hacia el oeste resulta sin embargo más problemática.

En el borde sur del cuadrante aflora escasamente, a techo del término (23), un monótono conjunto definido como **alternancia de areniscas y lutitas** (25), formado por areniscas de grano grueso localmente microconglomeráticas, en bancos decimétricos-métricos, que muestran un aspecto masivo, sin estructuración interna (aunque ocasionalmente se ha visto grano selección y laminación paralela), y que intercalan ocasionales niveles lutíticos. Contienen numerosos cantos blandos y muestran estructuras de deformación hidrolástica. Esta sucesión está fuertemente meteorizada presentando un típico color amarillento.

2.3. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO

Este sector ocupa aproximadamente el ángulo suroeste del cuadrante.

Está formado por materiales de edad comprendida entre el Albiense superior y el Cenomaniense, correspondientes a la formación Durango y Cretácico superior.

2.3.1. Formación Durango

La formación Durango, que agruparía los afloramientos del flanco sur, es una formación similar en cuanto a litología y edad a la formación Deva, diferenciándose en la organización de los materiales; fue definida por MATHEY (1982), y equivale al "Complejo Supraurgoniano" de RAT (1959) y al "Deva Flysch" de VOORT (1964).

Está formada por una sucesión esencialmente detrítica, compuesta por lutitas y areniscas, que se combinan definiendo, según su abundancia relativa, términos diferentes que muestran características propias.

Los elementos diferenciados dentro de esta sucesión son los siguientes:

— **Areniscas y lutitas** (26).—Es el elemento más frecuente dentro de la formación, se define así porque muestra un porcentaje similar de niveles de lutitas y areniscas, que se disponen en bancos alternantes.

Las potencias medias de los niveles arenosos (centimétricos a decimétricos) son generalmente mayores que en los lutíticos.

— **Areniscas** (27).—Se denomina así al tramo compuesto esencialmente de areniscas y algunos niveles de lutitas. Los niveles areniscos presentan potencias decimétricas e incluso métricas, mientras que los lutíticos son milimétricos-decimétricos. Es frecuente observar, en la base de los estratos, cantos de granulometría más gruesa (microconglomerados) decrecientes en tamaño hacia el techo de los mismos.

— **Argilitas y limolitas** (28).—Conforman este término aquellos tramos en los que existe un claro predominio de los materiales lutíticos sobre los areniscos.

Las lutitas se presentan en niveles que alternan o incluyen estratos, generalmente poco

potentes, de areniscas y algunos horizontes ferruginosos.

2.3.2. Cretácico superior

Está formado por un conjunto de rocas sedimentarias de carácter carbonatado o detrítico-carbonatado, en el que se instalan varios cuerpos de rocas volcánicas de carácter básico.

Al sur de Lezama puede reconocerse un tramo de unos 200 metros de potencia, situado a techo de la formación Durango definido como **margas, lutitas, niveles aislados de margocalizas y "slumps"** (29). Podría considerarse como un término que marca el tránsito hacia las litologías carbonatadas del Cretácico superior.

El término mejor representado se define como **margas y margocalizas; intercalaciones de areniscas calcáreas** (30). Son rocas carbonatadas impuras de color gris, con fractura concoide y aspecto masivo, localmente se observan pequeños cristales de mica blanca disseminada. Presentan nivelillos interstratificados de areniscas, lutitas, margocalizas e incluso micrita, así como algunos niveles de brechas intraformacionales.

Las rocas volcánicas incluidas se presentan como **coladas de rocas microcristalinas** (31). Además de éstas se han localizado algunos afloramientos, de dimensiones reducidas, de "rocas granudas" básicas (gabro-diorita), que por su forma pueden ser pequeños lacolitos. Están formados por una roca granuda a microgranuda, con mayor proporción de leucocratos que de melanocratos, y disyunción en bolos. Los contactos con las rocas encajantes son difusos.

2.4. CUATERNARIO

Los materiales recientes que se disponen sobre la sucesión descrita se corresponden con:

— **Depósitos coluviales** (32).—Son derrubios de ladera, que se localizan sobre todo a favor de pendientes fuertes en las faldas de los crestones arenosos y microconglomeráticos. Están compuestos por arenas sueltas y bloques de tamaño variable (hasta varios metros cúbicos) de materiales generalmente silíceos.

— **Depósitos aluviales** (33).—Se reducen a las terrazas de inundación y lechos de ríos y arroyos.

Llegan a tener un desarrollo importante los aluviales del río Butrón.

3. SEDIMENTOLOGIA

En el presente cuadrante aparecen materiales pertenecientes a las potentes sucesiones mesozoicas y terciarias 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:

- Ciclos Urgoniano y Albocenomaniense (Aptiense-Cenomaniense inferior). Ciclo conjunto que abarca materiales de los complejos Urgoniano y Albocenomaniense, que en este cuadrante se encuentran interrelacionados.
- Ciclo Cretácico superior (Cenomaniense superior-Maastrichtiense).
- Ciclo Paleoceno medio (Montiense?-Thanetiense) - Eoceno (Ilerdiense-Cuisiense inferior?).

Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios está compuesto por grupos 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 paso de las formaciones Deva o Durango al Cretácico superior), hasta un "onlap" sobre un sustrato previamente estructurado (por ejemplo solapamiento de la formación Deva sobre el sustrato urgoniano, o del Campaniense sobre el sustrato presenoniense), o incluso una discordancia angular con importante pérdida, por erosión o no-deposición, de registro sedimentario (como en el caso del Paleoceno medio sobre el sustrato cretácico).

La distribución espacial y cronoestratigráfica de ciclos y secuencias se visualiza en la figura 3.1.

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

Por lo general los ciclos Urgoniano y Albocenomaniense (Supraurgoniano) suelen presentarse bien definidos y con frecuencia separados por una superficie neta, si no discor-

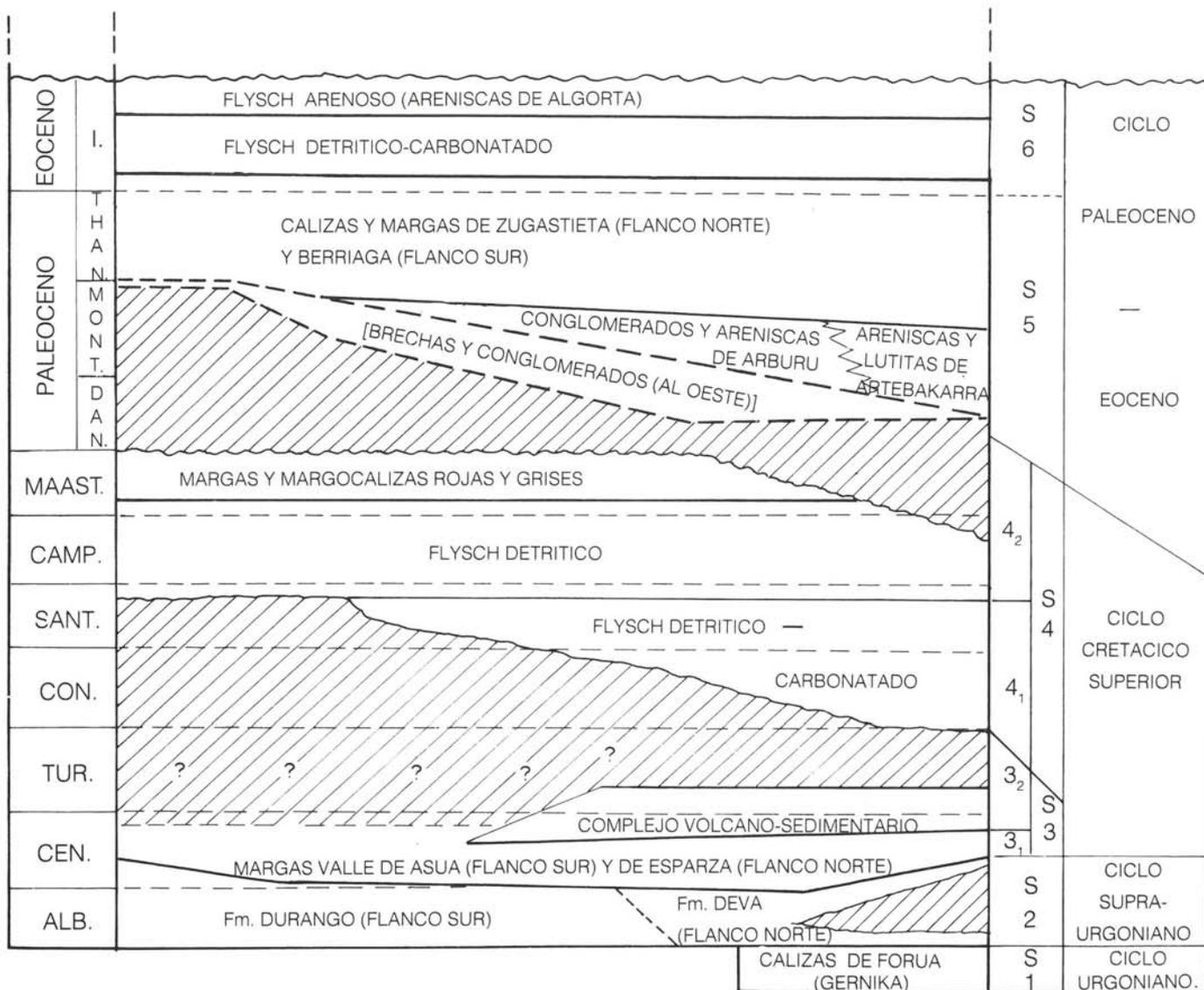
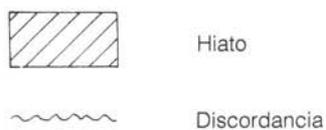


Figura 3.1.-Esquema de la organización cíclica y secuencial para los materiales cretácicos y terciarios en el entorno del cuadrante. Las brechas y conglomerados paleocenos están representados al oeste, en el cuadrante de Getxo.



dante, o asociada a un hiato en la sedimentación.

Sin embargo, en este cuadrante y en su entorno se da una fuerte reducción interna de la serie Albocenomaniense, quizá sin ruptura importante sobre las calizas urgonianas, además de cierta interacción entre los dos sistemas sedimentarios, por lo cual se ha optado por abordar el estudio sedimentológico y paleogeográfico de las dos secuencias constituyentes (S1 y S2) de forma conjunta.

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.

El desarrollo de calizas en el área fue incipiente en el Aptiense inferior (1.^a secuencia deposicional urgoniana); neto y bastante extendido superficialmente, aunque no con demasiado espesor, en el Aptiense superior basal (2.^a secuencia); y verdaderamente espectacular entre el Aptiense terminal y Albiense superior (3.^a secuencia, única presente dentro de los límites del cuadrante).

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.

El **Complejo Albocenomaniense** (representado por las formaciones Deva y Durango en el flanco norte y sur del sinclinorio, respecti-

vamente) constituye el episodio terrígeno que cierra el ciclo marino somero arrecifal urgoniano y lo separa de la sedimentación carbonatada de tipo flysch o plataforma, característica del Cretácico superior.

Tras la sedimentación urgoniana comienza el depósito de facies finas de llanura de cuenca turbidítica ("basin plain").

Sobre las facies descritas progresa desde el norte, lejos del cuadrante, un abanico submarino en macrosecuencia negativa: llanura de cuenca, orla de lóbulo distal y finalmente lóbulos proximales. Las facies más distales se acunaban contra el relieve que constituían los arrecifes urgonianos de Gernika, dando origen a facies terrígenas costeras muy poco potentes, que dan paso inmediatamente a la transgresión del Cretácico superior.

Paralelamente a esto, desde el sur progresa un sistema de abanicos deltaicos que pasa a facies de talud terrígeno (formación Durango) a la altura del ángulo suroeste del cuadrante. El esquema paleogeográfico se muestra en la figura 3.2.

La distribución y geometría de los medios sedimentarios en el conjunto de cuadrantes septentrionales sugiere la presencia de umbrales canalizadores en Bakio, Bermeo, Mungia y Gernika.

3.2. CICLO CRETACICO SUPERIOR (Cenomaniense superior- Maastrichtiense)

Comprende dos secuencias principales (S3 y S4), con sus subsecuencias correspondientes (ver figura 3.1).

El Cretácico superior alcanza un espesor total de 3000-3500 metros en el sinclinorio de Bizkaia, y de unos 2500 metros en la franja de Donostia-San Sebastián.

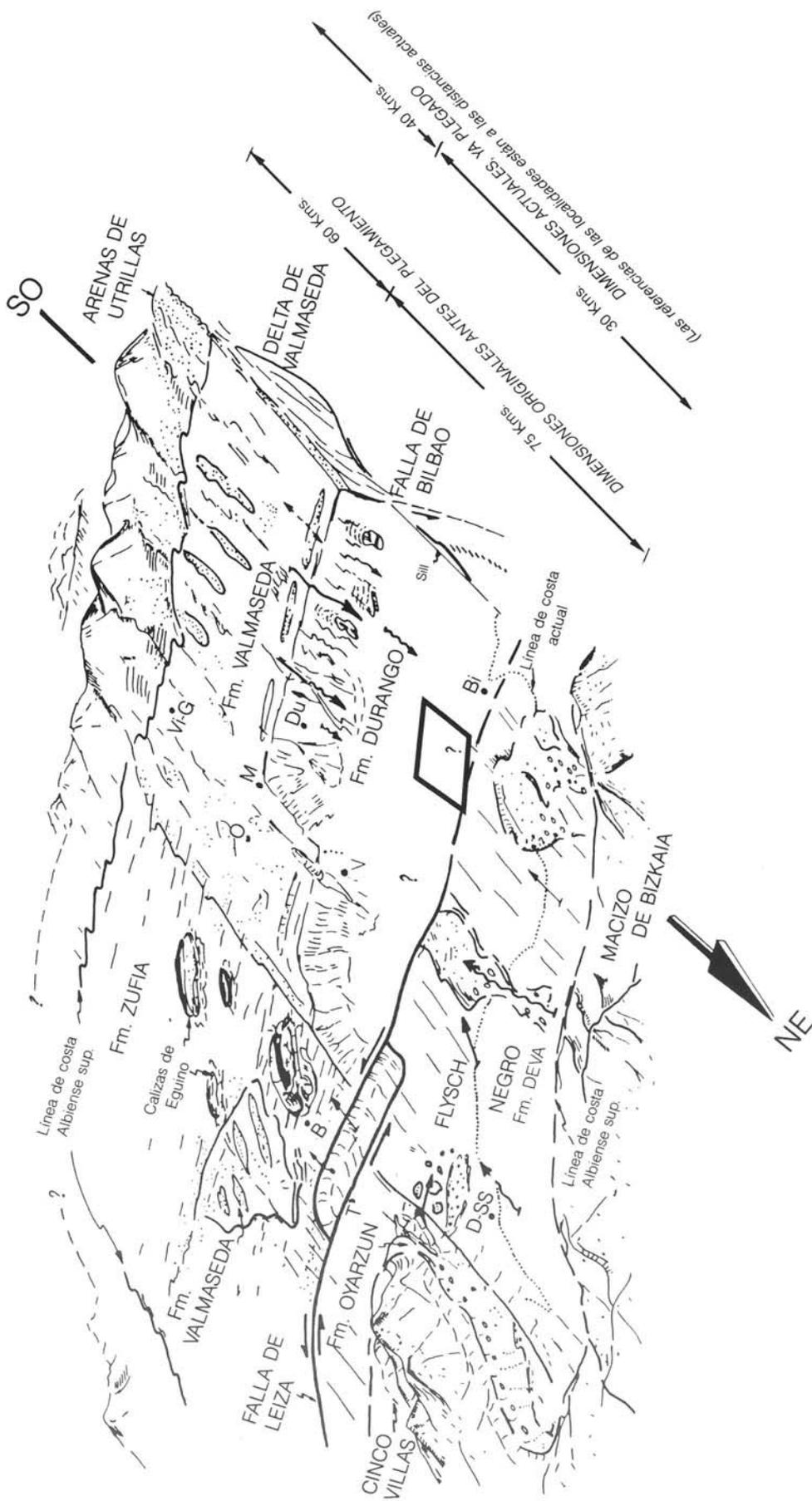


Figura 3.2.—Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior. Bi-Bilbao; D-SS-Donostia-San Sebastián; Vi-G-Vitoria-Gasteiz; T-Tolosa; B-Beasain; Du-Durango; M-Mondragón; O-Oñate.



Situación aproximada del cuadrante de Lezama.

A nivel de la Cuenca Cantábrica, la transgresión del Cretácico, iniciada en el episodio Urgoniano, continuó en el Cenomaniense interrumpida por una fase regresiva en el Cenomaniense superior. La máxima intensidad de la transgresión se produjo en el Turoniense inferior. El Turoniense superior vino marcado por una regresión generalizada. El Coniaciense-Santoniense inferior es transgresivo, y le sigue una regresión en el Santoniense superior que continuó hasta el fin del Cretácico. La elevación final viene marcada por calizas "garumnienses" de agua dulce.

En el Surco "flysch", por el contrario, se mantuvo la tendencia transgresiva, hasta un máximo constituido por las "calizas rojas del Danés" (ORUE-ETXEBARRIA, 1983).

Se han reconocido en las provincias de Gipuzkoa y Alava, pequeñas discontinuidades en las bases del Cenomaniense y del Turoniense respectivamente (WIEDMANN, 1979). En Bizkaia, se localizan discontinuidades en el Cenomaniense, Turoniense-Coniaciense y Turoniense-Campaniense, según las zonas.

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").

En el entorno del presente cuadrante la evolución paleogeográfica del Cretácico superior está basada en los datos que proporcionan los afloramientos de dirección NO - SE que flanquean el Sinclinorio de Bizkaia y al mismo tiempo constituyen los márgenes del "surco flysch". Se describen, por tanto, los acontecimientos tectosedimentarios que tienen lugar en las áreas

marginales, mientras se supone que el surco principal experimenta una subsidencia más o menos continuada. El esquema geométrico resultante se visualiza en la figura 3.3., y la evolución paleogeográfica en la figura 3.4. Dicha evolución pasa por los siguientes momentos:

1.—Se hereda un relieve diferencial más o menos acusado, relicto del Aptiense-Cenomaniense inferior.

2.—Dicho relieve se mantiene o se agudiza a lo largo de la secuencia S3 hasta el Turoniense, debido al funcionamiento de las fallas sinsedimentarias heredadas de las directrices albienses, N 125° E y N 40° E. Estos movimientos originan altos paleogeográficos en Errigoiti (Rigoitia), y Berriaga (cuadrante de Mungia) y surcos adyacentes en Líbano de Arrieta (Mungia) o Mendata (Gernika); ver figura 3.3. 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 la erosión de relieves submarinos, y la caída y acumulación de materiales brechificados en cuadrantes colindantes como Getxo.

3.—Entre Turoniense y Santoniense se produce el relleno de algunos surcos locales, satélites del "surco flysch" principal, 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.

4.—En el Campaniense inferior comienza el relleno definitivo del desnivel existente entre los extremos noroeste y sureste del "surco flysch". En el Campaniense superior se consigue la uniformidad casi total del fondo marino, salvo en el área de Errigoiti (Rigoitia). El área-fuente terrígena noroccidental pierde su influencia.

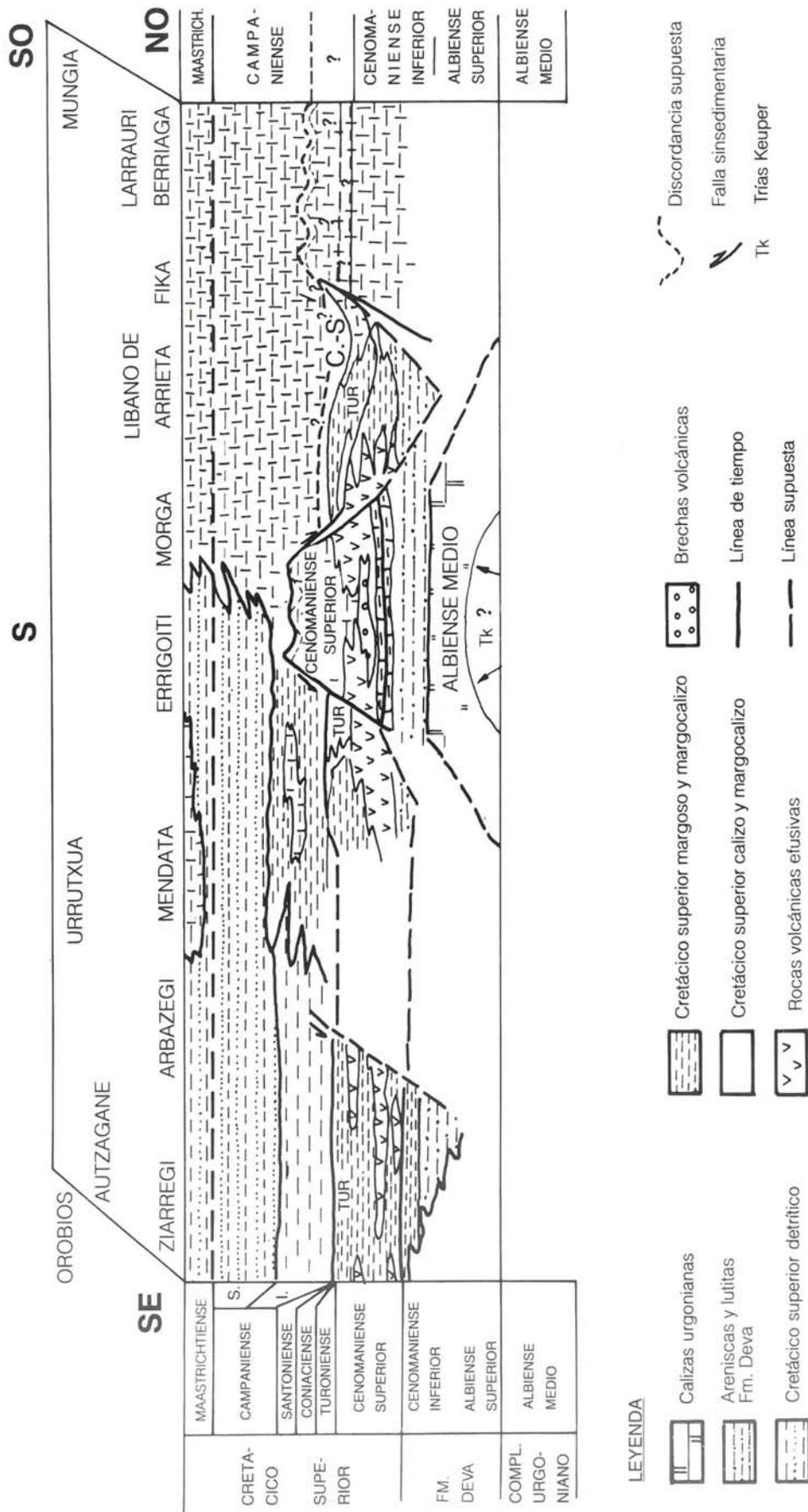


Figura 3.3.—Esquema litológico y de líneas de tiempo en la dirección SE-NO para el Cretácico medio y superior (secuencias S3 y S4) en el flanco norte de Sinclinorio de Bizkaia. Quedan reflejados los altos y surcos secundarios en la zona de alto paleogeográfico general que representaba el margen noreste del Surco Flysch.

TUR: Turoniense C-S: Coniaciense - Santoniense.

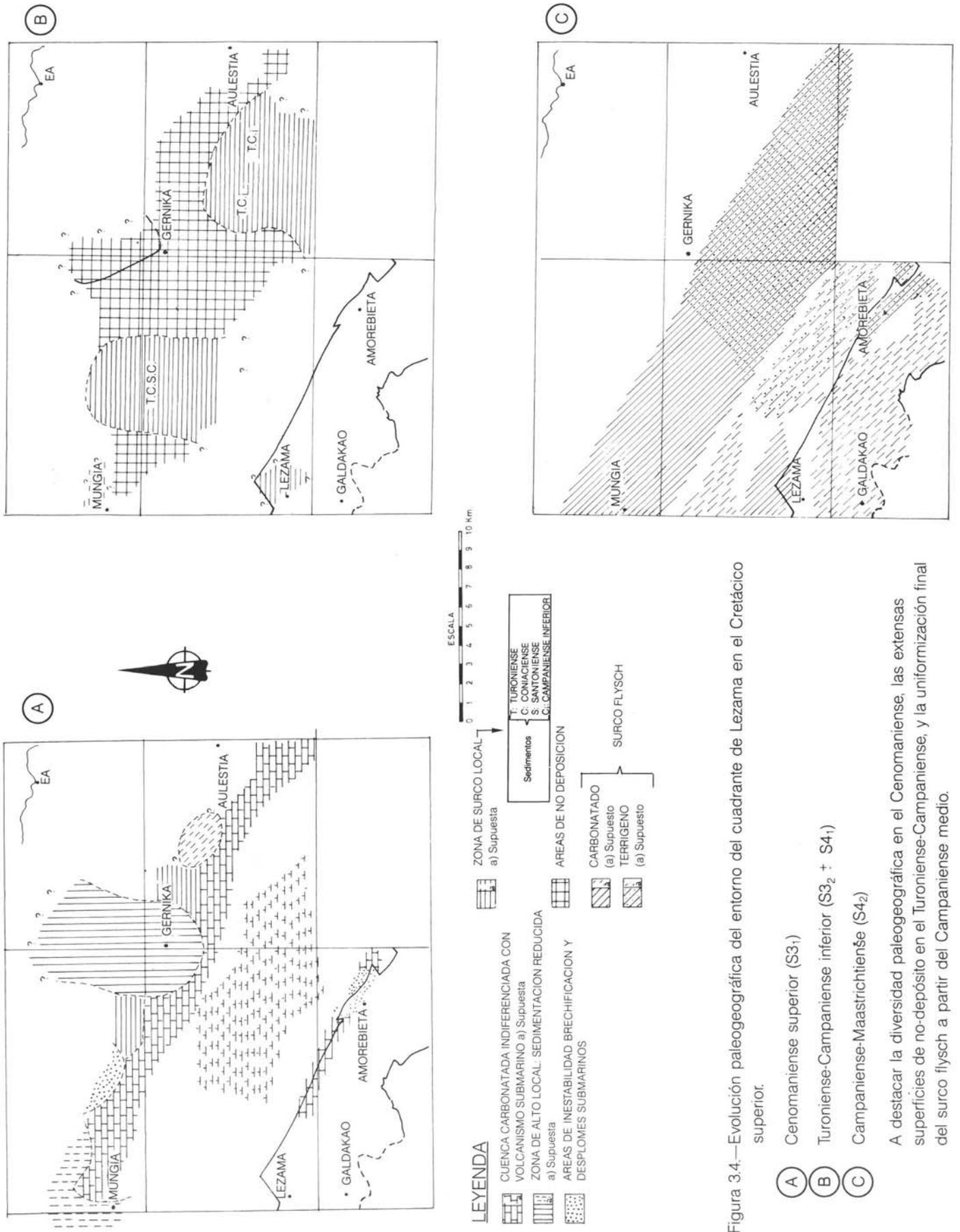


Figura 3.4.—Evolución paleogeográfica del entorno del cuadrante de Lezama en el Cretácico superior.

- (A) Cenomaniense superior (S3₁)
- (B) Turoniense-Campaniense inferior (S3₂ + S4₁)
- (C) Campaniense-Maastrichtiense (S4₂)

A destacar la diversidad paleogeográfica en el Cenomaniense, las extensas superficies de no-depósito en el Turoniense-Campaniense, y la uniformización final del surco flysch a partir del Campaniense medio.

5.—En el Maastrichtiense se mantienen las condiciones creadas durante el Campaniense superior, aumentando la batimetría de los depósitos hasta llegar a las calizas rojas pelágicas del Maastrichtiense superior (área de Urrustimendi-Berriaga).

3.3. CICLO PALEOCENO-EOCENO (Montiense?-Cuisiense?)

Los materiales de la base del terciario en el presente cuadrante están constituidos por conglomerados y areniscas silíceas de edad Paleoceno medio, discordantes sobre un sustrato Maastrichtiense, sobre los que a su vez retorna una sedimentación pelágica en forma de depósitos calizos margocalcáreos y arenosos, todo ello representado en la macrosecuencia S5.

Los litosomas de terrígenos gruesos brechificados deben representar acúmulos por deslizamiento, en las proximidades de áreas-fuente septentrionales, o de escarpes sinsedimentarios, correspondientes a fracturas activas de dirección general N 25° E, relacionadas con emplazamientos triásicos y relieves sindeposicionales desde el Aptiense, y efusiones volcánicas en el Cretácico superior, al menos hasta el Paleoceno.

Pese a la complicación tectónica, se puede suponer que estos acúmulos terrígenos deslizados reposan en discordancia erosiva sobre el sustrato de cuenca carbonatada hemipelágica, que vendría dado por las margas y micritas adyacentes. Sobre los terrígenos del Paleoceno inferior vuelve a instalarse un medio hemipelágico como el que predominaba al final del Cretácico superior (Maastrichtiense).

En lo referente a la macrosecuencia negativa S6, plenamente eocena, cabe destacar la fuerte tectonización a que están sometidos los materiales en el núcleo y flanco sur del Sinclinatorio de Bizkaia. No obstante, y teniendo en cuenta datos de cuadrantes adyacentes (Gernika-Lumo, Mungia, Galdakao, Bilbao y Getxo) se ha podido establecer la presencia de altos y surcos parciales dentro del gran "surco flysch", así como la progradación desde el oeste de un abanico cuyas facies, sucesivamente más proximales, recubren la llanura submarina.

La evolución paleogeográfica en el Paleoceno y Eoceno se representa en la figura 3.5., y puede resumirse como sigue:

1.—Sobre los materiales paleocenos se instala una sedimentación carbonatada hemipelágica, correspondiente a un medio de llanura de cuenca ("basin plain").

2.—Los materiales de tipo flysch que los recubren corresponden al mismo ambiente marino, pero con un influjo terrígeno progresivamente creciente, reflejo de la llegada de las facies más distales de un abanico turbidítico (posiblemente progradante, en general, desde el oeste). La frecuencia de depósitos micríticos hemipelágicos disminuye, pasando a ser sustituidos por lutitas como sedimento autóctono.

3.—La secuencia terciaria se cierra, en la parte superior del Eoceno, con el depósito de las potentes areniscas de Algorta, y con un nivel brechoide que marca el comienzo de la inestabilidad luteciense, que será originada por la Orogenia Alpina.

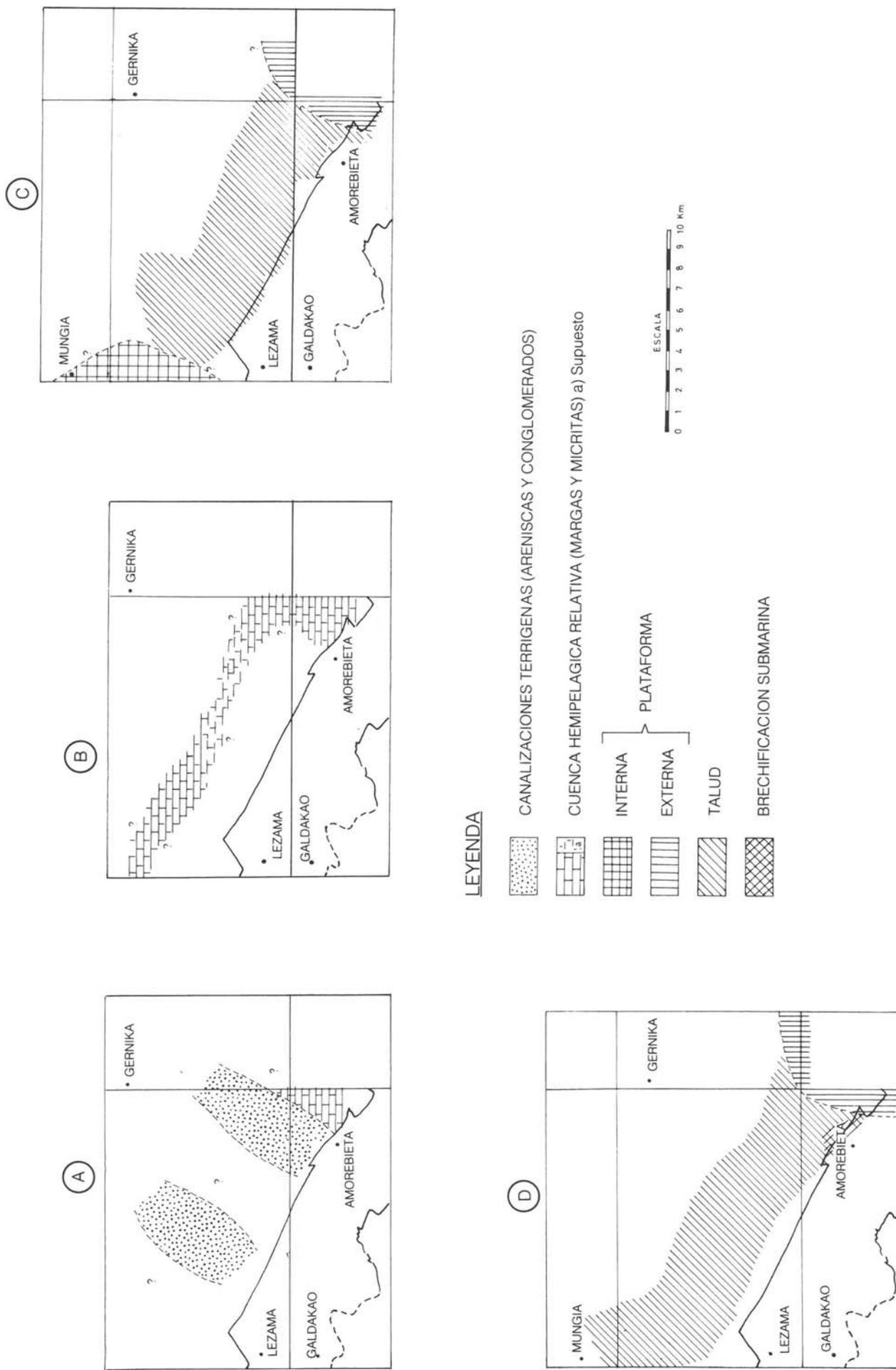
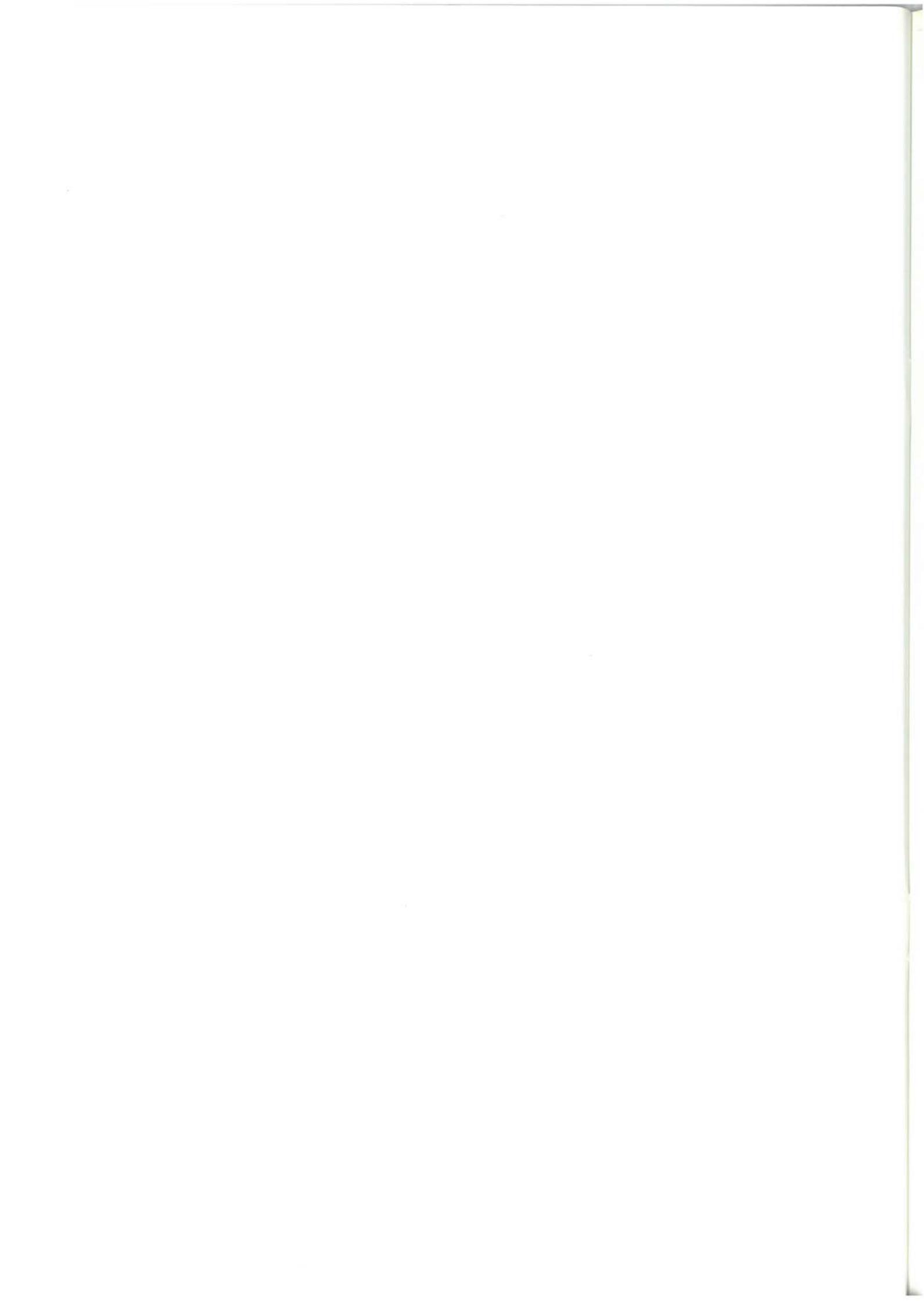


Figura 3.5.—Evolución paleogeográfica a lo largo del Ciclo Paleoceno - Eoceno en el entorno del cuadrante de Lezama. (A) y (B) Macrosecuencia positiva Paleoceno - Eoceno (S5). (C) y (D) Macrosecuencia negativa Eoceno (S6), con episodios de brechificación submarina.



4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Desde el punto de vista estructural, este cuadrante pertenece a la Unidad de Oiz. Dentro de esta amplia y compleja unidad se ha diferenciado dos sectores individualizados por un accidente de importancia regional, conocido como falla de Durango (figura 4.1).

El Sector de Gernika aflora al norte de este accidente ocupando una gran extensión dentro del presente cuadrante. En su ángulo noreste, las rocas volcánicas dibujan una compleja estructura de interferencia, resultado de la convergencia de un pliegue sinclinal N 130° E, de flanco sur invertido, con otro pliegue N 40° E cuyo flanco sureste aparece invertido en la proximidad del diapiro de Gernika. Esta estructura está limitada al noroeste por la falla de Arrillas-Axpe, que continúa por el vecino cuadrante de Mungia, y al sur por una falla de dirección NO-SE y de importancia regional conocida como falla de Aulestia-Azkoitia.

Este es un accidente cuya traza cartográfica puede seguirse desde Azkoitia hasta la costa oeste de Bizkaia pasando por Aulestia, Gernika y, dentro del presente cuadrante, por Rigoitia. Los datos cartográficos de carácter regional sugieren que se trata de un desgarre dextral, aunque probablemente a tenido otros movimientos a lo largo de su compleja historia.

Dado que la estructura de interferencia antes mencionada constituye un caso aislado en todo el cuadrante, y que se sitúa en la intersección de las dos fallas descritas, parece probable que el origen de la segunda generación de pliegues N 40° E no obedezca a esfuerzos compresivos regionales, sino que se desarrollen como estructuras secundarias asociadas al funcionamiento de la falla de Aulestia-Azkoitia y/o a la falla de Arrillas-Axpe, o incluso al movimiento de las masas diapíricas cercanas.

Hacia el suroeste de este área, el conjunto campaniense constituye una sucesión monoclinial de dirección N 130° E buzante al sur, relativamente tranquila, tan sólo interrumpida localmente por pliegues angulares N 130° E vergentes al norte. Este plegamiento, dado que no afecta a la totalidad de la serie, podría considerarse ligado a fallas subparalelas no detectadas en cartografía. La relativa calma estructural que caracteriza a la serie queda interrumpida al noroeste, donde las capas comienzan a disponerse en dirección N 90° E describiendo con ello una ligera inflexión. Ya en la proximidad de Botiolas, la irrupción de materiales triásicos en un corredor tectónico, como prolongación del diapiro de Mungia, provocan plegamiento y tectonización generalizados, con verticalización e inversiones locales de la serie.

Hacia el sur, la serie campaniense, que constituye el flanco norte del Sinclinorio de

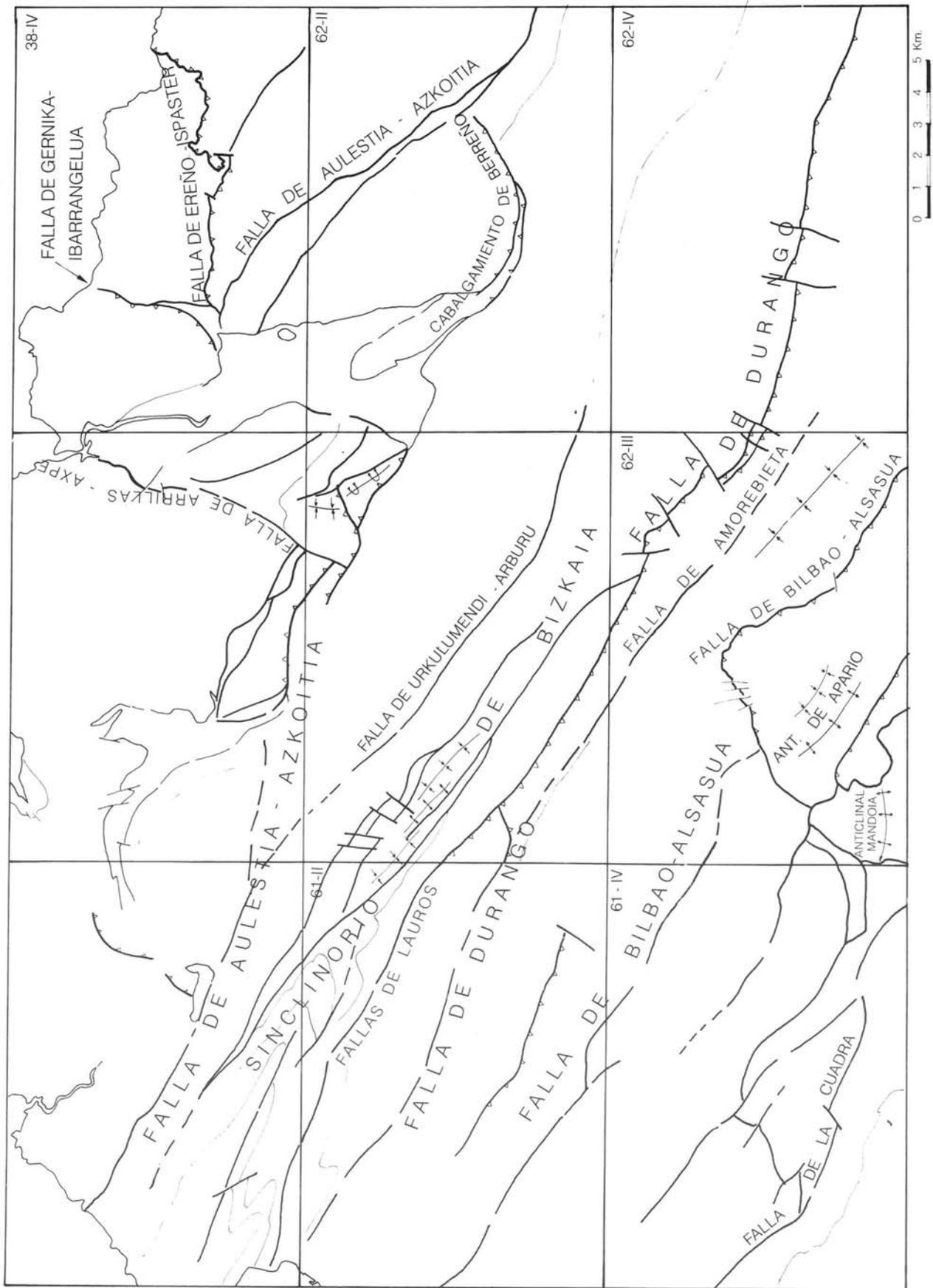


Figura 4.1.-Esquema estructural del cuadrante de Lezama y sus adyacentes.

Bizkaia, está limitada por un accidente de dirección N 130° E (falla de Urkulumendi-Arburu) que cruza diagonalmente todo el cuadrante. Esta falla, subvertical o buzante al sur, pone en contacto directo la serie campaniense con materiales terciarios de la zona axial del Sinclinorio, de forma que entre ambos conjuntos, gran parte de la serie maastrichtiense no está representada. Las observaciones realizadas en otros cuadrantes parecen indicar caracteres de desgarre para este accidente.

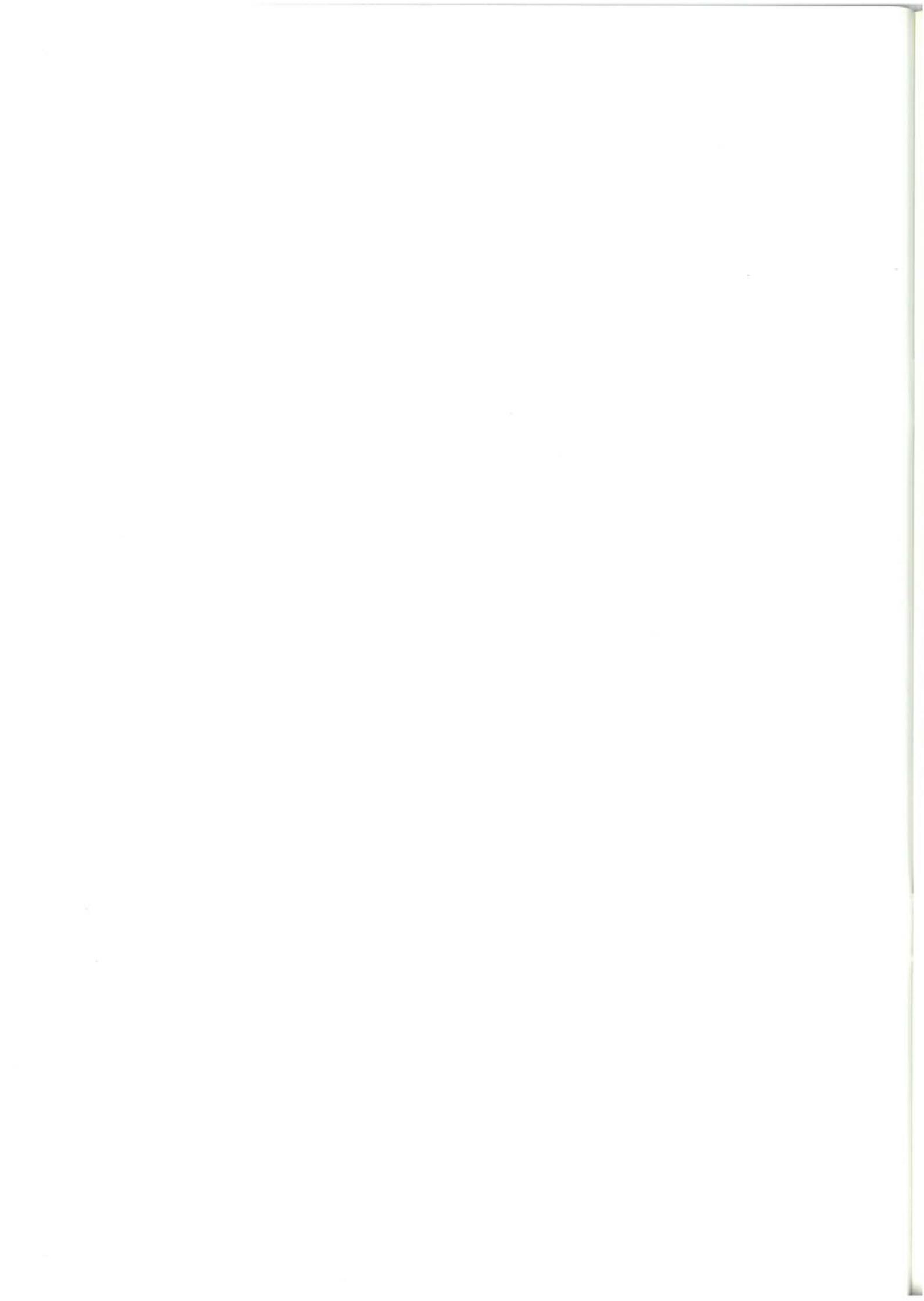
Al sur de la falla Urkulumendi-Arburu, la serie eocena se muestra intensamente plegada; se reconocen estructuras muy apretadas N 130° E vergentes al norte o de plano axial subvertical. Algunas estructuras parecen afectadas a su vez por una tectónica de desgarre que genera pliegues de eje subvertical.

El límite sur de esta banda plegada lo constituye un accidente con forma de cuña tectónica, constituida por materiales del Cretácico superior, que cruza longitudinalmente el cuadrante desde el ángulo noroeste. Este accidente

que repite la serie eocena al sur, podría interpretarse como una falla inversa con vergencia al norte.

En la franja comprendida entre este accidente y la falla de Durango, situada al sur, se observa un plegamiento suave, subparalelo a los accidentes que la limitan. Se reconocen además un conjunto de fallas, que cortan longitudinalmente las estructuras. Es probable que se trate de fallas de desgarre con una componente de salto en vertical más bien escaso.

Al suroeste de esta zona, se reconocen ya materiales correspondientes al Sector de Durango. El límite norte del sector viene determinado por un accidente, o conjunto de accidentes, conocido como falla de Durango, a favor del cual el flanco sur del Sinclinorio de Bizkaia cabalga sobre su zona axial. El Sector de Durango, que ocuparía el ángulo suroeste del cuadrante, se muestra intensamente replegado y tectonizado, reconociéndose aquí pliegues comúnmente angulares con cierta vergencia al norte.



5. PETROLOGIA

Las rocas ígneas aflorantes en el cuadrante de Lezama pertenecen a dos conjuntos diferentes: ofitas del Trías y complejo volcánico del Cretácico superior.

5.1. OFITAS TRIASICAS

Están compuestas por un entramado de cristales prismáticos de plagioclasas y melancratos y presentan textura ofítica microgranuda, holocristalina, homométrica de grano fino.

Como minerales principales se han diferenciado plagioclasas calcáreas y piroxeno casi totalmente uralitizado. Como accesorios se encuentran feldespato potásico, menas metálicas, rutilo y esfena. Los minerales secundarios proceden de la transformación de los principales y son hornblenda (marrón y verde), actinolita, clorita, micas blancas (moscovita y sericita), biotita, menas y óxidos, y en algunas muestras serpentina de alteración de olivino. Como producto de alteración es muy frecuente la epidota.

La mayoría de la hornblenda tiene origen uralítico, no quedando del piroxeno original más que algunos relictos. La hornblenda marrón ha sufrido una transformación en hornblenda verde que la pseudomorfiza en forma de agregados cristalinos; también se transforma en

actinolita, biotita, mica blanca y clorita. La esfena sufre una transformación (probablemente por oxidación) a menas metálicas.

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

Se puede considerar que esta roca es un microgabro.

5.2. COMPLEJO VOLCANICO DEL CRETACICO SUPERIOR

Dentro de este complejo se pueden diferenciar tres conjuntos petrográficos:

- Rocas microgranudas.
- Rocas porfídicas.
- Rocas volcanoclásticas.

Las **rocas microgranudas** se corresponden con lacolitos, "sills", diques y posibles núcleos de coladas.

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

Mineralógicamente están compuestos por: plagioclasas de hábitos idiomorfos-hipidiomor-

fos, con maclas polisintéticas y de "Carlsbad", que se presentan fuertemente zonadas; piroxeno monoclinico (augita) de hábito idiohipidiomorfo, 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, calcita de plagioclasa y melanocratos.

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

De las menas metálicas destaca el hematites, que en ocasiones llega a ser muy abundante.

Se podrían clasificar como microgabros (aunque en ocasiones el tamaño de grano aumenta hasta presentar aspecto de gablo) 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., con grado 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 milímetros). Presenta maclas y un grado de alteración medio (en ocasiones alto). En algunas coladas de tendencia traquítica llegan a estar ausentes. También se encuen-

tran como relictos o pseudomorfizados por otros minerales. Pueden estar transformados en anfíbol marrón.

La matriz alcanza diversos grados de cristalinidad y textura, desde microcristalinas a criptocristalinas, con fenocristales de tamaño reducido, a vítreas con textura esferulítica. Cuando el grado de cristalinidad lo permite, se observa que mayoritariamente está formada por una generación de plagioclasas, de hábito alargado, orientada según la dirección de flujo o en un entramado desordenado. En ocasiones aparecen cristalitas 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 relleno de fracturas. Calcita, clorita, cuarzo y menas se encuentran relleno de 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, monocristalina o en agregados, clorita en agregados radiales y cuarzo (calcedonia) en agregados.

Las vacuolas no siempre están presentes; muestran formas redondeadas, esféricas o ameboides, alargadas y orientadas según la dirección del flujo. En general están rellenas de minerales.

Todas las rocas de este grupo, además de ser porfídicas, pueden presentar 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 muy angulosos (tienden a la redondez con el movimiento), de varios centímetros de tamaño 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. La alteración y 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 las siguientes:

Brechas de lava almohadillada. Se trata de rocas formadas por fragmentos de lava almohadillada, subangulosa, de tamaño centídecimétrico inmersas en una matriz tobácea más fina, en proporciones variables.

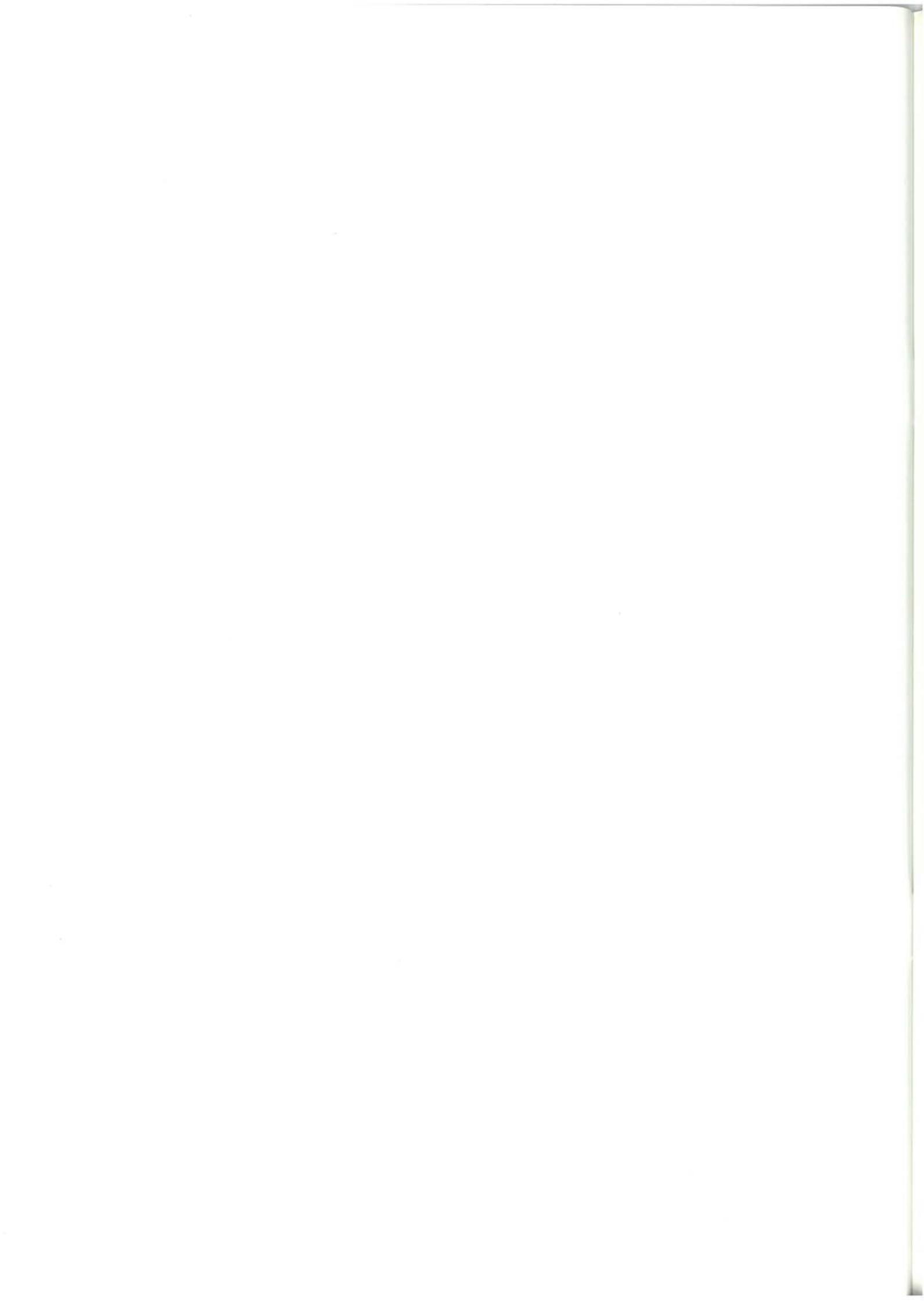
Los fragmentos pueden llegar a ser muy escasos y presentan textura hialopilitica, pertítica y pilotaxítica, con numerosas vacuolas rellenas de clorita y/o calcita y/o cuarzo.

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 formadas por componentes mayoritariamente volcánicos retrabajados por procesos sedimentarios. Suelen presentar estructuras sedimentarias, grano-selección, 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 muy fino, que conforman niveles muy poco potentes totalmente alterados.



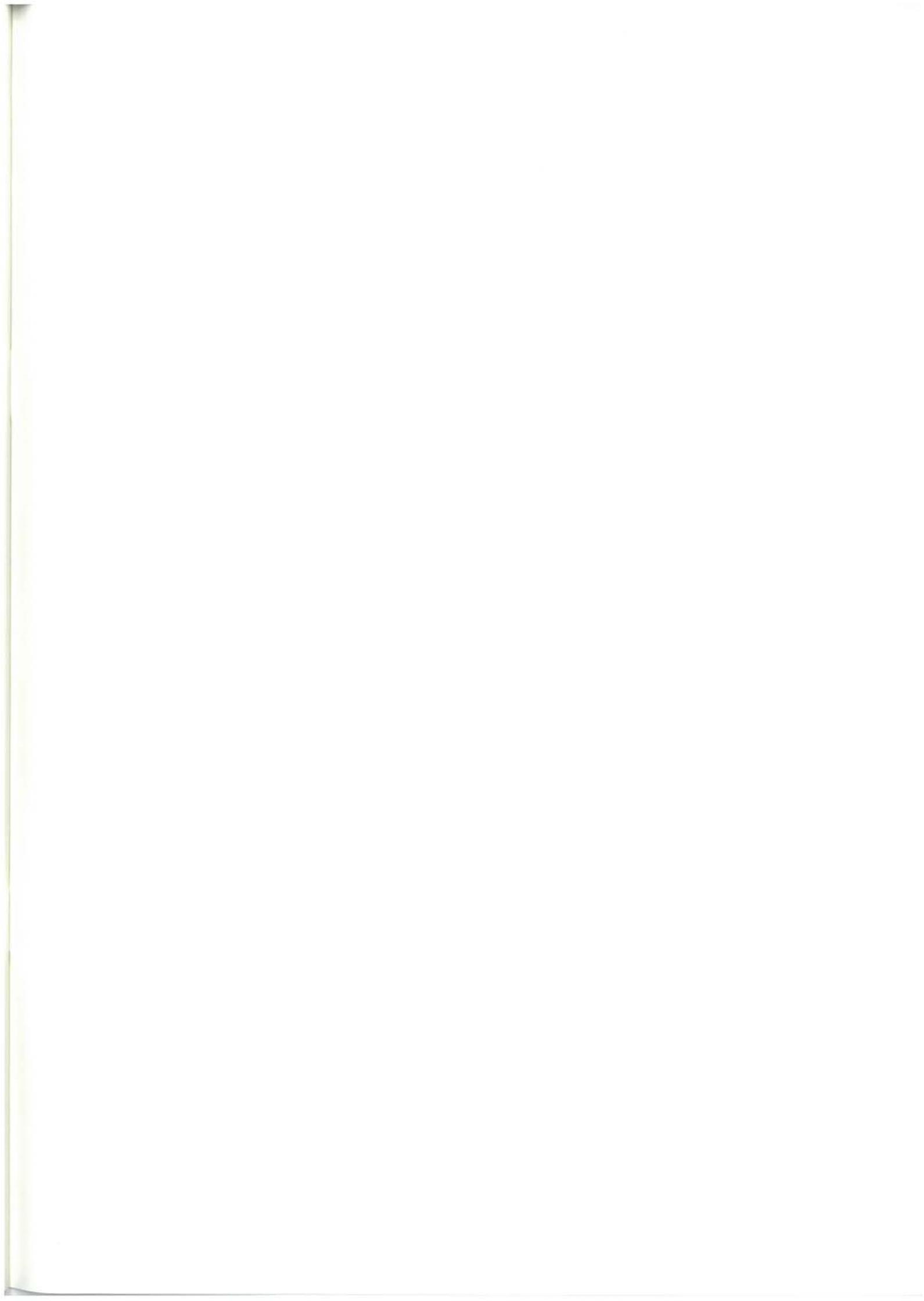
BIBLIOGRAFIA

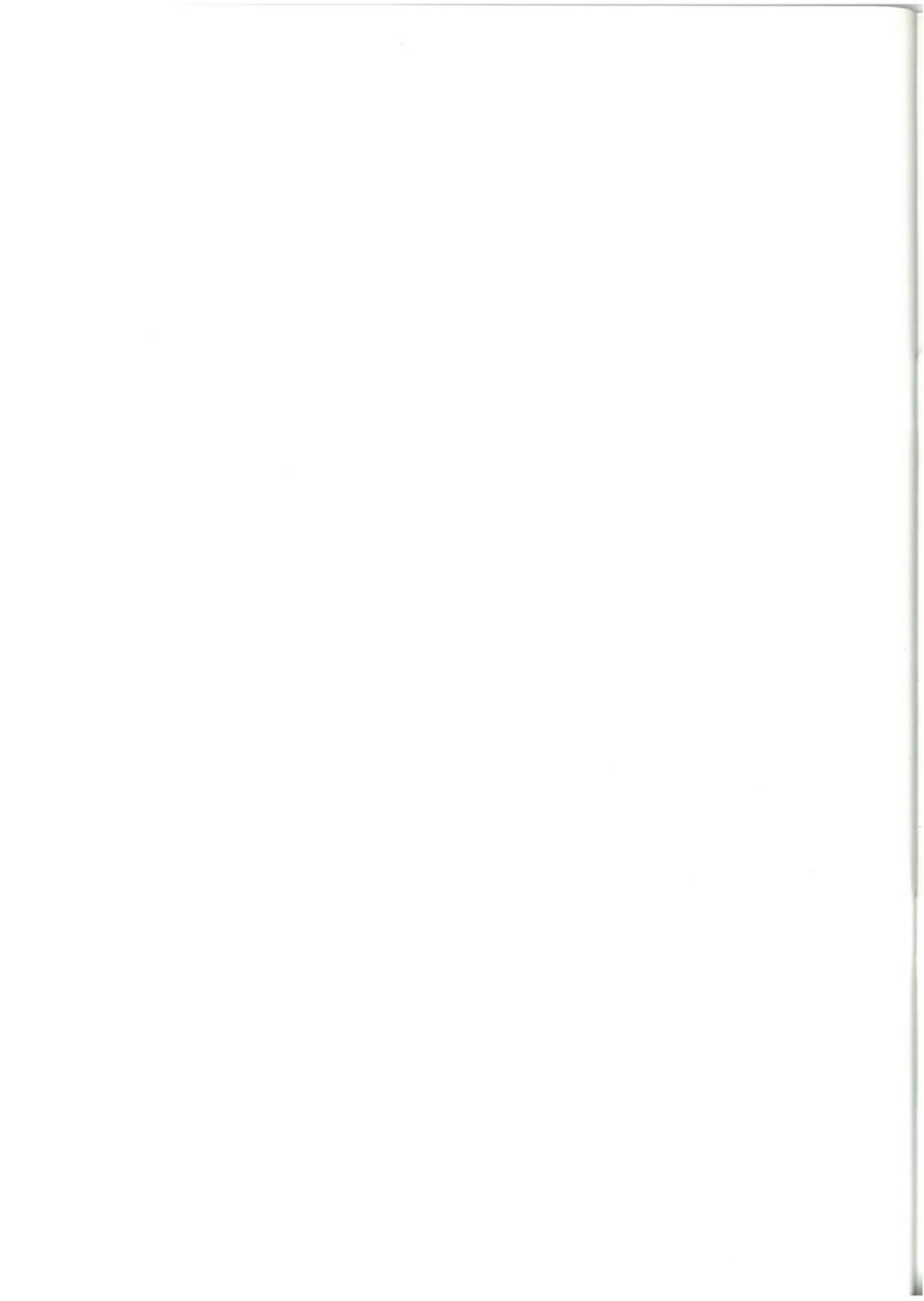
- AGUILAR TOMAS, J.M. (1975).—“Sedimentología y Paleogeografía del Albiense en la Cuenca Cantábrica”. Tesis Doctoral. *Estudios Geológicos*, Vol. XXXI, pp. 1 - 213. Instituto “Lucas Mallada”, C.S.I.C. (España).
- AZAMBRE, B. y ROSSY, M. (1976).—“Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales 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, Vizcaya” *Dpto. de Geología (Estratigrafía). Universidad del País Vasco. Comunicación Congreso de Sedimentología de Mahón-Menorca*, Sept.-Oct. 1983.
- BOILLOT, G. *et al.* (1973).—“La zone nord-pyrénéenne, ses prolongements sur la marge continentale nord-espagnole et sa signification structurale”. *C.R.Ac.Sc., Serie D*, vol. 227, pp. 2629-2632.
- BOILLOT, G. *et al.* (1974).—“Le rôle des décrochements tarde hercyniens dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins a l'ouest et au nord de la Peninsula Ibérique”. *Revue Geogr. Phys et Geol. Dyn.* Vol. XVI - 1, pp. 75-86.
- BOILLOT, G. y CAPDEVILLA, R. (1977).—“The Pyrenees: subduction and collision?”. *Earth and planetary science letters*. pp. 151-160.
- COOPER, M.R. (1977).—“Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocol.*” 22. pp. 1-60. Amsterdam.
- CUEVAS, J.; GARROTE, A. y TUBIA, J.M. (1981).—“Análisis y significado de diferentes tipos de estructuras en el magmatismo del Cretácico superior de la cuenca Vasco-Cantábrica (1.^a Parte)”. *Munibe* vol. 1-2, pp. 1-20.
- CHOUKROUNE, P. (1974).—“Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de la chaîne à schistosité subverticale”. Thèse sc. nat. Montpellier. 276 pp.
- CHOUKROUNE, P. y MATTAUER, M. (1978).—“Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne”. *Bull. Soc. Géol. France* vol. XX. pp. 689-700.

- 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 BRGM* (2) I.N. 3, pp. 149-178.
- DEWEY, J.F. *et al.* (1973).—“Plate tectonics and the evolution of the Alpine System”. *Bull. Geol. Soc. Am.* pp. 3137-3180.
- FEUILLÉE, P. (1967).—“Le Cénomanién des Pyrénées basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique”. *Mém. Soc. Géol. France. Nouvelle Serie*, tomo 46, vol. 108, pp. 1-343.
- FEUILLÉE, P. (1970).—“Y-a-t'il des Flysch Pyrénéens?”. *Bull. Soc. Géol. France*. N. 4 pp. 603-611.
- FEUILLÉE, P. y MATHEY, B. (1976).—“The interstratified breccias and conglomerates in the Cretaceous flysch of the Northern Basque-Pyrénées: Submarine out-flow of diapiric mass; some comments” *Sediment. Geol.* Vol 16, pp. 85-87.
- FEUILLÉE, P.; PASCAL, A. y RAT, P. (1983).—“Le système deltaïque de Valmaseda (Albien supérieur-Cénomanién inférieur)”. En “*Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique*” pp. 117-122.
- FLOQUET, M. y RAT, P. (1975).—“Un exemple d'interrelation entre socle, paléogéographie et structure dans l'arc pyrénéen Basque: la sierra d'Aralar”. En: *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*. Vol. XVII. Fasc. 5, pp. 497-512.
- 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-Albiense”. En: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense. Madrid, pp. 63-84.
- GARCIA MONDEJAR, J. *et al.* (1977).—“Ciclos sedimentarios mayores del Jurásico superior-Cretácico inferior de Santander”.
- GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, I. (1982).—“Estudio geológico del 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 en el anticlinorio de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua”. *Tesis de Licenciatura. Universidad del País Vasco*. Inédito.
- 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”. Inédito.
- JAMES, N.P. (1978).—“Facies models 10. Reefs”. *Geoscience*. Canada vol. n.º 1, pp. 16-26.
- JAMES, N.P. (1979).—“Shallowing-Upward sequences in carbonates”. En *Facies Models*. Walker (1979) (ed.) pp. 109-121.
- LE PICHON, X. *et al.* (1971).—“Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne”. *Centre Océanologique de Bretagne*, Brest, France. Contribution n.º 41 du Groupe Scientifique du Centre Océanologique de Bretagne. V. 11, pp. 1-44.
- MAGNIEZ, F. y RAT, P. (1972).—“Les foraminifères des formations à spongiarites 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 Arçó 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 basco-cantabrique et nord-ibérique” pp. 97-106.
- MITCHUM, R.M. *et al.* (1977).—“The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis”. In PAYTON, CH.E. 1977; “Seismic stratigraphy applications to the hydrocarbon exploration” (Oklahoma). *Am. Ass. Petrol Geol.* pp. 53-62.
- MONTADERT, L. *et al.* (1973).—“L'histoire structurale du Golfe de Gascogne”. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* T. III. Paris. Ed. Technip. pp. VI. - 61-1, VI. - 61-18.
- 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.
- OLIVE, A. *et al.* (1984).—“Influencia de las formaciones urgonianas en la sedimentación supraurgoniana en el sector oriental de la Cuenca Cantábrica”. *I Congreso Español de Geología*. Segovia, 9 - 14 Abril 1984. Tomo I; pp. 53 - 65.
- ORUE-ETXEBARRIA, X. (1983).—“Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno del Sinclinatorio de Bizkaia (corte de Sopelana-Punta Galea)”. *Universidad del País Vasco*. Tesis Doctoral, Kobie.
- PEYBERNES, B. (1976).—“La chaîne des Pyrénées ne résulte pas d'un coulissage le long d'une faille nord-pyrénéenne”. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*. III, pp. 204-210.
- PEYBERNES, B. (1976).—“Le Jurassique et le Crétacé Inférieur des Pyrénées Franco-espagnoles, entre la Garonne et la Méditerranée”. Tesis Doctoral. *Sciences Naturelles*. 459 pp., 149 figs., XLII Pl.h.t. Imp. C.R.D.P. Toulouse.
- PUJALTE, V. (1981).—“Sedimentary succession and paleo-environments within a fault-controlled basin: the “wealdien” of the Santander area, Northern Spain”. In: *Sedimentary Geology*, 28, pp. 293-325.
- PUJALTE, V. (1982).—“La evolución paleogeográfica de la cuenca wealdense de Cantabria”. *Cuadernos de Geología Ibérica*.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y AGUILAR TOMAS, M.J. (1969).—“Ciclotemas en el Aptiense superior y Albiense inferior de Nograro (Alava)”. *Acta Geológica Hispánica*. Instituto Nacional de Geología. C.S.I.C. (España). n.º 5 Vol. IV, pp. 113-118.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)”. *Mem. Inst. Geol. y Minero (IGME)*, T. 78, 3 vols., 357 pp., 50 figs., 19 tablas, 138 pls. *Tesis Doctoral*.
- 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. VI, pp. 1-48).
- RAT, P. y PASCAL, A. (1959).—“De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens”. *Geobios N 3*, PP. 385-399.
- RAT, P.; AMIOT, M.; FEUILLÉE, P.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A. y SALOMON, J. (1983).—“Conclusion-Rémar-

- ques-Suggestions'. En: *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*. Tomo 9, pp. 177-180.
- RIAZA MOLINA, C. (1984).—“De la importancia de las fallas N 20° en la creación del golfo de Vizcaya. Estudio de detalle del arco Santanderino”. *Congreso Español de Geología*. Tomo III, pp. 265-278.
- ROBADOR MORENO, A. (1984).—“Estudio geológico del sector de Bermeo (entre Baquio y Guernica)”. *Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco*.
- ROSSY, M.; MATHEY, B. y SIGAL, J. (1979).—“Precisions sur l'âge du magmatisme Crétacé supérieur du sinclinorium de Bizcaye (Espagne)”. *VII Reunión Ann. Sci. Terre, Lyon*, 411 pp.
- SOUQUET, M.P. *et al.* (1975).—“Nouvelle interpretation de la structure des Pyrénées”. *Comptes Rendus Hbd. des Séances de l'Académie des Sciences. Série D*. Vol. 281, pp. 609-612.
- VOORT, H.B. (1964).—“Zum Flyschproblem im den West Pyrenäen”. *Geologische Rundschau* 53, pp. 220-233.
- 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*, 471 pp.





EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA