



EVE

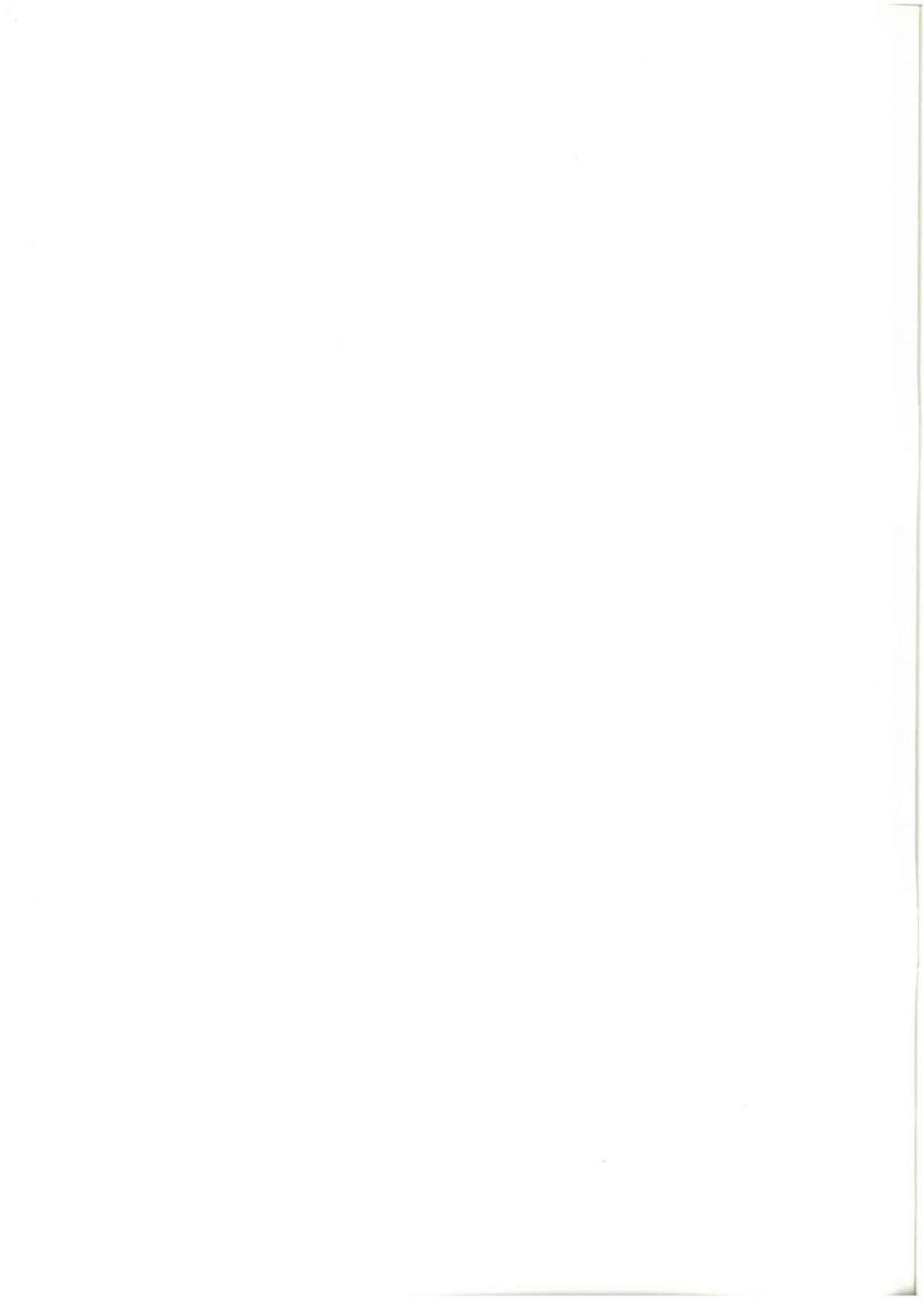
Mapa Geológico
del País Vasco

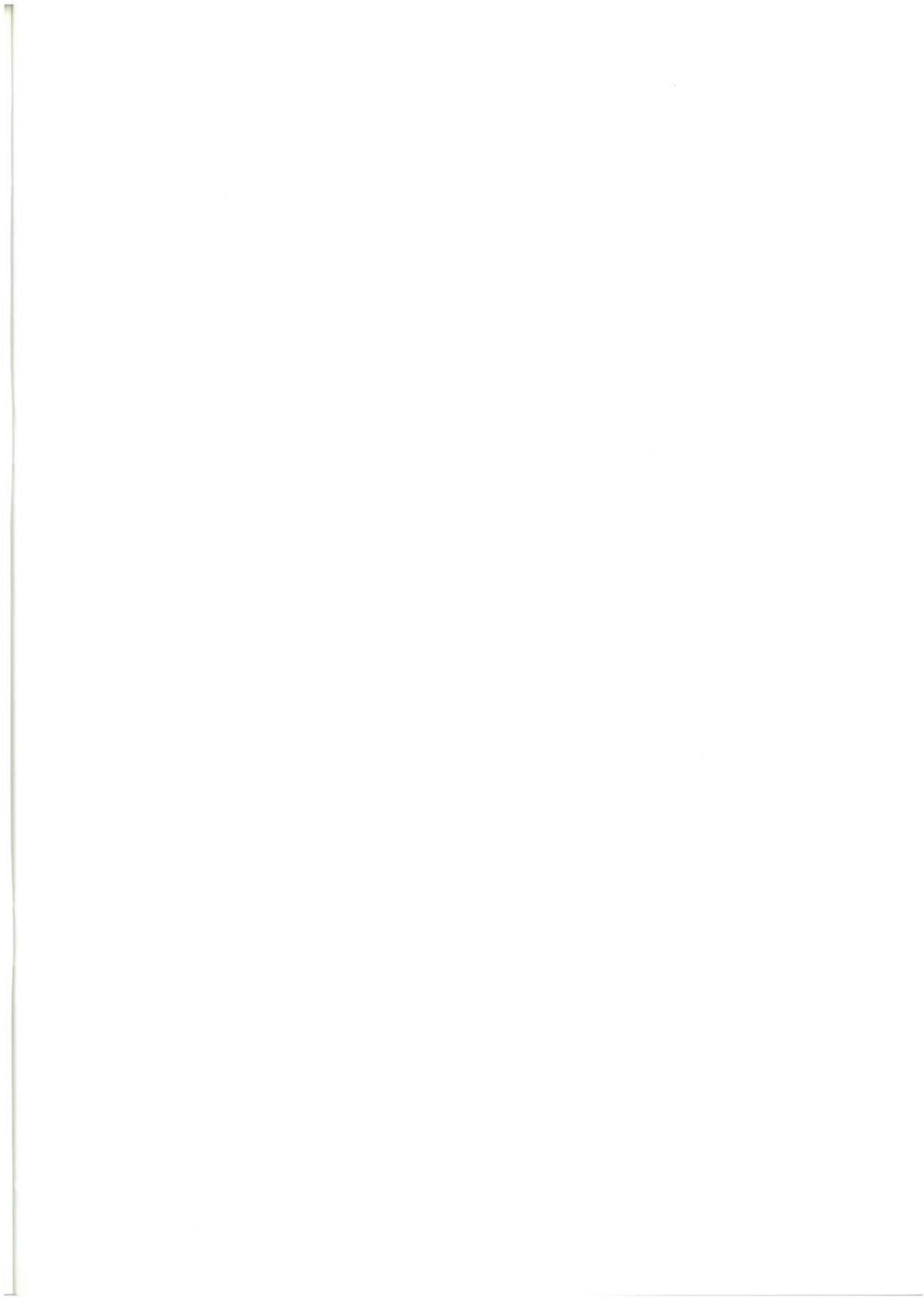
*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



**60-III y 85-I
ZALAMA**

E: 1/25.000





**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

**60-III y 85-I
ZALAMA**

E:1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

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

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Telf.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-413-93

I.S.B.N.: 84-88302-46-0

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

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

A. Garrote Ruiz

L. Muñoz Jiménez

INGEMISA

I. García Pascual

E. Eguiguren Altuna

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1990.

INDICE

	<u>Págs.</u>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. Complejo Urganiano.....	11
2.2. Complejo Albocenomaniense.....	13
2.3. Cuaternario	15
3. SEDIMENTOLOGIA	17
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	29
BIBLIOGRAFIA	35

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Zalama a escala 1:25.000 forma parte de las hojas n.º 60 (Balmaseda) y n.º 85 (Villasana de Mena) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La zona estudiada se sitúa en el ángulo noreste de dicho cuadrante, y corresponde a una superficie aproximada de 44 km² perteneciente al municipio vizcaíno de Karrantza. El resto del cuadrante se reparte entre las comunidades autónomas de Cantabria y Castilla-León (provincia de Burgos).

Morfológicamente consta de unos acusados relieves areniscosos en el Sur (Montes de

Ordunte), que van disminuyendo escalonadamente de cota hacia el Norte, centro del valle de Karrantza.

Los numerosos arroyos definen dos cuencas, las de los ríos Calera y El Cuadro-Presa (que dará origen al río Karrantza) respectivamente, separadas por la divisoria de La Cerroja-Kotobasero.

La zona se encuentra poco poblada, sólo son de destacar pequeñas agrupaciones de caseríos como Aldeacueva, Valnera, La Calera, Salviejo, Lanzas Agudas, Arabuste, Presa y Villanueva de Presa, El Cuadro, etc.

2. ESTRATIGRAFIA

A escala regional este cuadrante se sitúa en el sector noroccidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, al Suroeste del Anticlinorio de Bilbao, dentro de la denominada Unidad de Gorbea.

La zona de trabajo y su entorno inmediato o regional han sido estudiados en época reciente por numerosos autores: RAT (1959), en su Tesis Doctoral, sentó las bases estratigráficas y cartográficas a gran escala de buena parte de la cuenca cretácica vasco-cantábrica. Otros trabajos regionales posteriores son los de RAMIREZ DEL POZO (1971), de carácter eminentemente paleontológico, y PASCAL (1985), quien profundiza en las investigaciones de RAT bajo un punto de vista biosedimentario y megasecuencial.

PUJALTE (1977) y GARCIA MONDEJAR (1979), en sus respectivas tesis doctorales, y posteriormente en sucesivos trabajos y colaboraciones, delimitaron, ordenaron y definieron unidades estratigráficas, algunas de las cuales se estudian en este capítulo, proporcionando también un marco secuencial, sedimentológico y paleogeográfico para las mismas. Por su parte, la cartografía a escala 1:50.000 del Plan MAGNA (Hojas 59-Villacarriedo, 1977, y 60-Balmaseda, 1978) aporta una visión muy útil del entorno geológico próximo al área de estu-

dio. Finalmente, en los últimos años, se han realizado estudios geológicos, mineros e hidrogeológicos de diversa envergadura y extensión superficial: entre ellos cabe citar los del AYUNTAMIENTO DE CARRANZA-CADEM (1985) y GOMEZ (1989). Lógicamente, resultan también fundamentales los datos obtenidos durante la realización de la cartografía 1:25.000 de los cuadrantes adyacentes: Carranza (60-I-III), Trucíos (60-II) y Balmaseda (60-IV/85-II).

A tenor de los datos que se desprenden de estos antecedentes y de los obtenidos en el presente estudio, se puede decir que en el área afloran términos correspondientes a los complejos sedimentarios Urgoniano y Albocenomaniense o Supraurgoniano, recubiertos por escasos depósitos cuaternarios. La disposición general de la serie es la de un gran monoclinial de buzamientos suaves hacia el Sur y Sureste, con materiales de talud carbonatado distal y de sistemas deltaicos, que abarcan un lapso de edades entre el Albiense inferior y probablemente la base del Cenomaniense.

2.1. COMPLEJO URGONIANO

La potencia total máxima del Complejo puede superar los 4.000 metros en Cantabria (GARCIA MONDEJAR, 1979), y oscila alrede-

dor de los 2.000 a 2.500 metros en el Anticlinorio de Bilbao (GARCIA PASCUAL, 1981; GARCIA MONDEJAR y GARCIA PASCUAL, 1982; ORTEGA, 1983; FERNANDEZ MENDIOLA, 1986). Dentro del cuadrante, los materiales urgonianos (tan sólo aflora el techo del Complejo) alcanzan un espesor aproximado superior a los 650 metros.

Los términos distinguidos en cartografía están encuadrados en la zona de tránsito entre talud arrecifal distal y cuenca carbonatada, todos ellos comprendidos en la formación "Margas de Bilbao" (GARCIA MONDEJAR y PUJALTE, 1982). A continuación se describen, de más antiguo a más moderno:

Los materiales más antiguos que aparecen en el cuadrante son unas "**calcarenitas estratificadas**" (1), que intercalan localmente algunas margocalizas y calizas margosas en bancos decimétricos. El término es equivalente lateral más o menos distal de la mitad inferior del litosomo calcáreo de Karrantza, en el cuadrante del mismo nombre. Las calcarenitas están organizadas en bancos decimétricos, con estratificación neta y plano-paralela, y laminación muy patente. Lateralmente se convierten hacia cuenca en facies menos carbonatadas, como los términos (2) y (4), que se describirán a continuación. Afloran únicamente en La Ventilla-Arabuste (ángulo noroeste de la zona), donde la potencia puede cifrarse en unas pocas decenas de metros.

Más representativas del tránsito del talud medio-distal a la cuenca carbonatada son las "**calcarenitas y margas**" (2). Constituyen una alternancia variable de calcarenitas estratificadas en bancos centi-decimétricos y margas calcáreas que afloran principalmente en La Ventilla y al Este de Presa. El porcentaje de calcarenitas oscila aproximadamente entre el 15% — una proporción menor correspondería al término (4)— y el 80%, por encima del cual se consideran como calcarenitas (1), ya descritas. La potencia aproximada de este término en el lí-

mite con el cuadrante de Carranza puede alcanzar los 50 metros. Facies similares pueden aparecer excepcionalmente como evolución lateral de brechas urgonianas (8) (Presa), o bien asociadas a niveles brechoides en la base del Complejo Albocenomaniense (vertiente este del monte Prado).

En algunos niveles inestables o de deslizamiento se evidencia una mezcla de derrubios de distintas áreas fuente, que originan depósitos mixtos de "debris-flow". Estos se han distinguido en cartografía como "**brecha mixta calcosilícea**" (3), compuesta por cantos generalmente centimétricos de calcarenita, margocaliza y arenisca en matriz margoso-lutítica. Afloran muy exiguamente con potencias decimétricas en Cigarrero, donde incluyen un olistolito areniscoso cartografiable, y con espesores métricos en La Mortera, Kotobasero, etc., a diversas alturas en las series distales de talud y prodelta o frente deltaico (en este caso ya dentro del Complejo Albocenomaniense).

El término urgoniano mayoritario en el cuadrante está compuesto por "**margas y margocalizas; niveles calcareníticos aislados**" (4). Representan los primeros episodios terrígenos de cierta batimetría que cabría calificar como de talud más distal o "cuenca", en cuyos materiales se encuentra fauna de mar abierto, como belemnites y ammonites. Aparecen con cierta extensión, aunque mal afloradas, en zonas septentrionales del cuadrante como Presa, Sur de Cigarrero (únicos afloramientos de cierta calidad), etc. La potencia que presentan es muy variable, desde unos 150 metros en el límite con el cuadrante de Carranza (donde se acuñan rápidamente hacia el Norte), hasta pocos metros en pequeñas intercalaciones asociadas a brechas calcáreas: Molino del Campo, Valnera, La Calera, etc.

"**Areniscas silíceas en bancos decimétricos-métricos. Olistolitos areniscosos**" (5). Son areniscas silíceas, prácticamente sin cemento carbonatado, organizadas en

bancos a veces cercanos a los 2 metros de potencia, de planos netos y aspecto masivo. Se sitúan a diversas alturas de la serie (Presa, afloramiento tipo en Cigarrero) en forma de cuerpos decamétricos intercalados en las facies de talud distal. En algunas zonas la inestabilidad sinsedimentaria característica de estas areniscas llega al extremo de formar, en las áreas más distales, **“areniscas silíceas eslumpizadas y/o brechificadas”** (6) (Kotobasero, Aldeacueva, Cigarrero; afloramientos-tipo al Noreste de Presa y Jedio), a veces con bloques areniscos redondeados hasta de 50 centímetros, canalizaciones deformadas, “slumps”, etc., en matriz lutítica negra. Localmente, algún olistolito arenoso métrico llega a ser cartografiable, como se citó en la descripción del término (3). En zonas cercanas al tránsito entre complejos, como Kotobasero, resulta difícil establecer si los niveles de inestabilidad o los olistolitos areniscos provienen de areniscas urgonianas (5), o bien de las propias areniscas albocenomanienses que localmente los engloban. Ante la disyuntiva, se ha optado por agrupar todos los niveles inestables en el término (6), mientras que los olistolitos (cuya morfología parece indicar un mayor transporte) se diferencian como (5). Merecen especial mención las posibles brechas de fricción que creó el olistolito de Aldeacueva (ver término (14) al deslizarse por una pendiente de sustrato arenoso.

En los tramos finales urgonianos y aproximadamente en el tercio basal del Complejo Albocenomaniense se intercalan niveles brechoides de procedencia arrecifal y de talud. Dentro de ellos se han distinguido: **“calizas margosas, calcarenitas y niveles de brechas calcáreas”** (7). Constan de una matriz margosa o margocaliza estratificada regularmente, o más caótica localmente, con fenómenos de inestabilidad tipo “slump”, en la que se intercalan olistolitos dispersos, diferenciados como calizas (14) o areniscas (5) cuando son cartografiables. Los niveles son métricos (Valnera, Cigarrero, El Pedrajo), decamétricos (La Calera, Oeste de El Pedrajo), o de formas irregulares

(Aldeacueva). Entre la fauna existente se han clasificado: *Orbitolina (Mesorbitolina) cf. subconca* (LEYM.), *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* (ROEMER), algas rodófitas corallíneas, que indican una edad Aptiense superior - base del Albiense superior. Son también muy frecuentes las intercalaciones parabrechoides calcáreas derivadas de las propias litologías presentes. Estas intercalaciones se han diferenciado, cuando son cartografiables, como **“parabrechas calcáreas en matriz margocaliza”** (8), de potencias en general inferiores a 10 metros. Como afloramientos-tipo pueden citarse Villanueva de Presa o La Barcenilla, ya en Cantabria. Aparece también en estas series otro tipo de materiales brechoides diferenciados como (15), que se describirán más adelante.

Los términos urgonianos, fundamentalmente terrígenos, que completan el tránsito a la base del Complejo Albocenomaniense son:

— **“Limolitas, margas y areniscas. Niveles calcareníticos aislados”** (9). Término indiferenciado, mixto entre (4), (6) y (10), que se define como una alternancia irregular de dichas litologías, organizadas en bancos centídecimétricos. De potencia decamétrica, difícil de estimar, aflora con escasa calidad en la pista de Valnera a Presa.

— **“Areniscas y limolitas calcáreas o descalcificadas”** (10). Pueden considerarse como una evolución lateral de las areniscas (5), con un mayor contenido de intercalaciones lutíticas. Se han cartografiado dos niveles métricos, escasamente aflorados, en el área de Arabuste-Cigarrero.

2.2. COMPLEJO ALBOCENOMANIENSE

El Complejo Albocenomaniense, sinónimo del Complejo Supraurgoniano de RAT (1959), puede definirse como el potente conjunto, casi exclusivamente terrígeno y localizado en el Cretácico medio (Albiense medio-superior - Ceno-

maniense inferior), que cierra el episodio arrecifal del Cretácico inferior (Complejo Urgoniano), separándolo en la vertical de las amplias plataformas más profundas, características del Cretácico superior. En todo el amplio monoclinal que constituye el flanco suroeste del Anticlinal de Bilbao, el Complejo Albocenomaniense está representado por la formación Balmaseda (GARCIA MONDEJAR y PUJALTE, 1982), una pila de hasta más de 5.000 metros de sedimentos depositados por la progradación de un sistema de abanicos deltaicos de gran magnitud.

Muchas son las razones que inducen a pensar en la coexistencia durante un lapso bastante prolongado de tiempo (Albiense medio - Albiense superior basal?) del sistema deposicional urgoniano (plataforma y cuenca calcárea) con otro de tipo deltaico (sistema albocenomaniense). Así pues, el contacto entre ambos complejos puede tener carácter discordante en los márgenes de la cuenca de Karrantza, mientras que en el centro de la misma podría aparecer más bien como un tránsito lateral entre materiales lutíticos y margosos (como ocurre en el cuadrante de Trucíos).

El carácter progradante hacia el Norte del sistema deltaico hace que las sucesivas avenidas lutíticas avancen cada vez más en esa dirección, llegando a interdigitarse con las facies de talud distal del edificio carbonatado. Este hecho explica las intercalaciones de margas oscuras, lutitas y areniscas (término 9) reconocidas en los niveles de tránsito. A su vez, las facies de talud más alejadas de su área fuente llegan a rebasar su propio ámbito sedimentario, depositándose en las facies lutíticas prodeltaicas. Así se explica la presencia de olistolitos de calizas (14) y brechas calcáreas de todo tipo que se reconocen con mucha frecuencia en la base del Complejo Albocenomaniense.

El conjunto albocenomaniense está formado por litologías de granulometría variada (areniscas, limolitas y argilitas) que alternan en mayor o menor medida. En base a criterios de

abundancia relativa de estas litologías pueden establecerse dentro del conjunto varios términos distintos que se describen a continuación.

Con el término **“lutitas y areniscas oscuras de grano muy fino”** (11) se definen aquellos tramos con un claro predominio de las granulometrías más finas. Constituyendo la base del Complejo Albocenomaniense, se dispone un potente tramo (alrededor de 1.000 metros) que responde mayoritariamente a esta definición. Está formado esencialmente por lutitas oscuras, laminadas, micáceas, con mucha materia orgánica, sulfuros dispersos, nódulos carbonatados y nivelillos milimétricos de arenisca. En general se encuentran mal afloradas, salvo en cortes medianamente continuos como los de Jedio, Sur de La Calera (afloramiento-tipo) o Los Tornos. Los tramos de muro de las lutitas a menudo están eslampizados. Se debe señalar que en la definición de estas facies oscuras en las zonas más orientales de la formación Balmaseda, no se incluye el término “arenisca”. En este cuadrante y en los adyacentes, sin embargo, es necesario incluirlo, puesto que frecuentemente (sobre todo marcando la base de las primeras areniscas bien estratificadas, y en general hacia el Oeste), el tamaño de grano de las lutitas aumenta hasta llegar a arena de grano muy fino.

Ya desde la base, en los tramos lutíticos se intercalan con frecuencia paquetes decimétricos-métricos de areniscas. Son litarenitas micáceas a cuarciarenitas de grano medio, en estratos decimétricos con madurez y grado de organización variable, de tonos grises o blanquecinos, aunque comúnmente teñidas de rojo por oxidación de menas metálicas. Son frecuentes estructuras como estratificación cruzada, “ripples”, almohadillas gravitatorias, “slumps”, etc. Estos paquetes, cuando alternan con otros lutíticos y presentan entidad cartográfica, se distinguen con un nuevo término definido como **“areniscas y lutitas”** (12). Aparecen muy localmente (con potencias métricas-decamétricas) en el tramo basal lutítico (Cigarrero) o como evolución lateral de barras areniscosas (Kotobasero, Valnera y El Rebollar).

Estas facies, sin embargo, hacia techo de la formación Balmaseda (altos de Zalama-Sierra Mesada-Montes de Ordunte) es mayoritaria, constituyendo un segundo tramo muy potente cercano a los 1.900 metros (potencia mínima, ya que el techo se sitúa fuera del área de estudio). La base de este segundo tramo se hace más moderna hacia el Suroeste, indentándose con las lutitas de techo del tramo basal. A esta altura de la serie, es frecuente que las lutitas constituyentes del término y las que marcan la base del tramo presenten un tamaño de grano de arena fina.

Los cortes-tipo se realizan por la pista que desde Lanzas Agudas asciende a Salduero y al portillo de Breña, y por la que parte de la carretera Aldeacueva-La Calera hacia Sierra Mesada y las faldas del alto de Zalama.

Dentro del tramo basal albocenomaniense es frecuente también que las areniscas constituyan por sí solas paquetes con entidad cartográfica; en estos casos se distinguen como **“areniscas”** (13). Se presentan en barras decamétricas de continuidad lateral limitada y frecuentemente eslampizadas. También se distinguen como niveles aislados, más arriba en la serie, dentro ya del tramo alternante (12). Aquí las areniscas adquieren el aspecto de barras métricas, raramente superiores a los 9-10 metros, muy netas y con continuidad lateral kilométrica.

Asociados a los niveles brechoides que se han descrito como (7) y (8), aparecen grandes fragmentos de caliza que se han deslizado por el talud arrecifal. Estos se sitúan a muy diferentes alturas en la serie, desde los de El Pedrajo (base del Albiense medio?) hasta el de La Calera, seguramente ya en pleno Albiense superior. En cartografía se han distinguido como **“olistolitos de calizas arrecifales”** (14). La mayoría de ellos son de dimensiones decamétricas (El Pedrajo), aunque destacan los más de 450 metros de longitud del bloque de Aldeacueva o los más de 250 del que atraviesa la ca-

rrera que asciende al puerto de Los Tornos (Comunidad Autónoma de Cantabria). La litología constituyente es siempre de calizas masivas (micríticas o calcareníticas de grano fino), generalmente sin macrofauna apreciable, salvo algunos biostromos de rudistas en el olistolito de Aldeacueva. Alrededor de este último se adaptan los sedimentos brechoides ad- y suprayacentes, constituidos por los términos (6) y (7), ya descritos, y por niveles de **“orto(mega)brecha caliza en matriz margo-calcárea”** (15). Se trata de cuerpos más o menos estratiformes, de continuidad lateral escasa y potencias variables, métricas a decamétricas, en los que el componente olistolítico es mayoritario. En este cuadrante se encuentran por lo general incluidos en el complejo brechoide de Aldeacueva, y en menor medida en el de Kotobasero.

Dentro de la alternancia albocenomaniense de areniscas y lutitas (12), son frecuentes las intercalaciones de **“areniscas calcáreas y/o calizas arenosas (niveles de abandono)”** (16), localizadas con frecuencia a techo de secuencias deltaicas negativas. Son niveles en general inferiores al metro, de areniscas o calizas arenosas muy decalcificadas, con restos de fauna de orbitolinas y algún bivalvo. Abundan sobre todo en las series del ángulo suroeste del área estudiada, en la vertiente suroeste de Sierra Mesada. Debido a su pequeño espesor, en cartografía se representan como líneas de capa intercaladas en las litologías en las que aparecen.

La potencia total del Complejo Albocenomaniense disminuye progresivamente hacia zonas más occidentales. En la columna de Balmaseda (cuadrante del mismo nombre, situado al Este) se alcanzan los 3.500 metros, mientras que en la sección de Los Tornos (al Suroeste del cuadrante) se citan potencias cercanas a los 3.100 metros.

2.3. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios son generalmente de escasa entidad. En el área estudiada se han diferenciado los siguientes tipos:

“Terrazas fluviales” (17). El único ejemplo que se ha cartografiado se restringe a dos pequeños relictos en el aluvial del río Calera, al Sur de La Ventilla, que se sitúan a un nivel ligeramente más alto que el aluvial del río.

“Depósitos aluviales” (18). Son de escasa entidad, con desarrollo longitudinal y poco potentes, circunscritos al cauce del río Calera.

“Coluviales silíceos indiferenciados” (19). Se trata de coladas de barro formadas por una matriz arcillosa con pequeños cantos lutíticos y bloques areniscosos. Los únicos depósitos cartografiados se encuentran sobre las lutitas de la vertiente norte del alto de Santipiña y en las laderas del valle del río del Cuadro.

3. SEDIMENTOLOGIA

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

De acuerdo con los materiales aflorantes y según su organización, se distinguen en el entorno del cuadrante estos ciclos sedimentarios mayores.

- Ciclo Hauteriviense(?)-Barremiense (Purbeck-Weald), no representado en el cuadrante.
- Ciclos Urgoniano y Albocenomaniense (Aptiense-Cenomaniense inferior). Ciclo conjunto que abarca materiales de los complejos Urgoniano y Albocenomaniense, que en este cuadrante se encuentran fuertemente interrelacionados.

Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios está compuesto por parejas 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 brusco litológico-sedimentológico hasta un "onlap" sobre un sus-

trato previamente estructurado, o incluso una discordancia angular con importante pérdida, por erosión o no-deposición, de registro sedimentario.

Por lo general los ciclos Urgoniano y Albocenomaniense (Supraurgoniano) suelen presentarse bien definidos y con frecuencia separados por una superficie neta, si no discordante, o asociada a un hiato en la sedimentación.

Sin embargo, en este cuadrante y en su entorno existe una fuerte interacción entre los dos sistemas sedimentarios, por lo cual se opta por abordar su estudio sedimentológico y paleogeográfico de forma conjunta. La distribución espacial y cronoestratigráfica de ciclos y secuencias se visualiza en las figuras 3.1. y 3.2.

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. Las áreas de tránsito entre altos y surcos paleogeográficos están marcadas por la abundancia de fenómenos de inestabilidad gravitatoria ("slumps" y flujos de barro y derrubios).

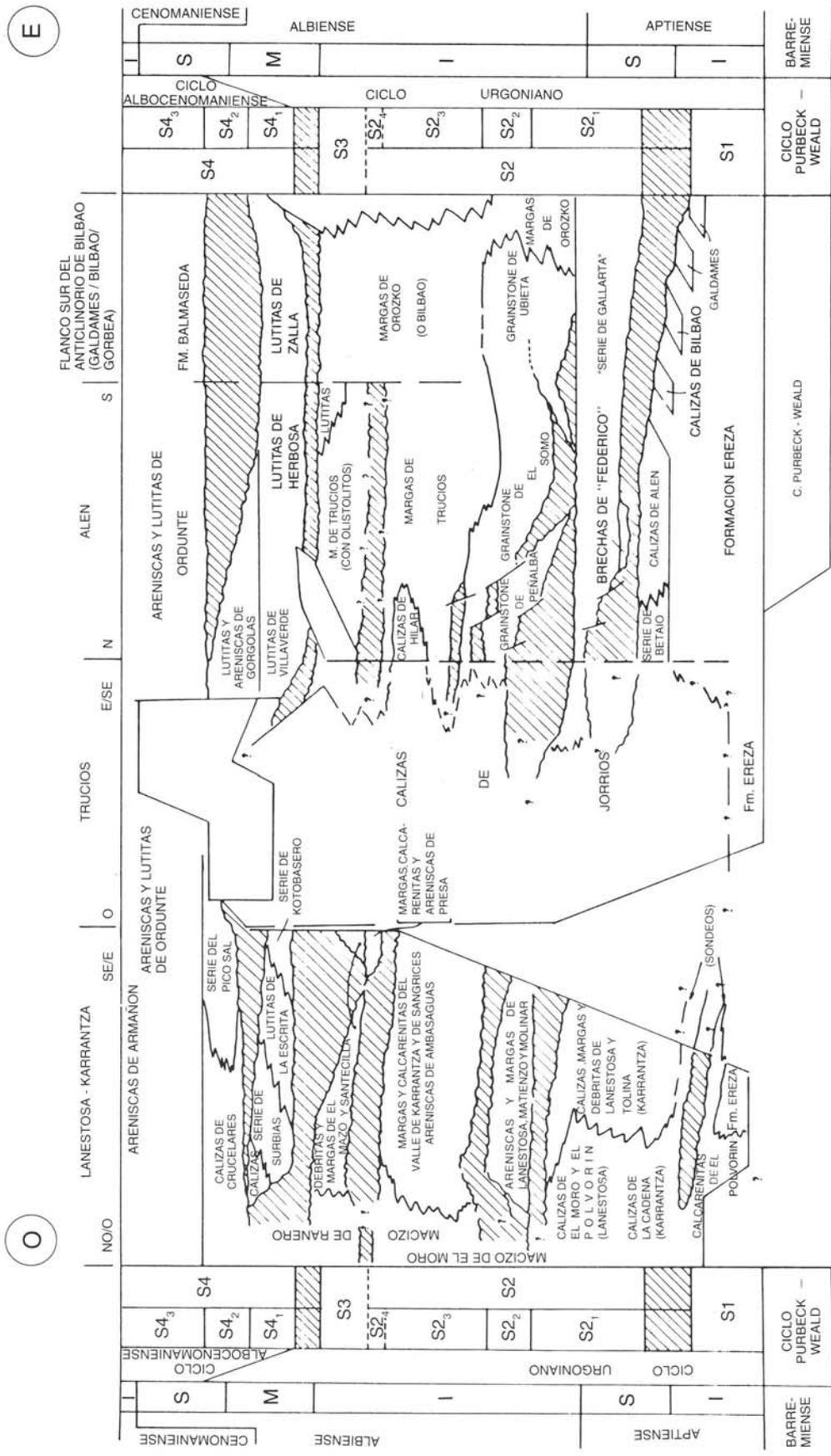


Figura 3.2.—Organización y distribución de Ciclos y Secuencias en el área de trabajo. Con referencia al conjunto del flanco S del Anticlinorio de Bilbao. Las dimensiones verticales no expresan potencias sino lapsos de tiempo.

Por otro lado, los datos sedimentológicos del episodio urgoniano llevan a considerar, en la línea de lo anteriormente expuesto, que las estructuras más importantes del Arco plegado Vasco, el Sinclinorio de Vizcaya y el Anticlinorio Nor-Vizcaíno, y quizá en menor medida el Anticlinorio de Bilbao, en el que se encuentra el cuadrante en estudio, no son el resultado únicamente de los procesos tectónicos alpinos, sino que ya tuvieron una importante preformación a modo de altos y surcos paleogeográficos, durante el transcurso de la sedimentación aptiense y albiense.

Por su parte, el **Ciclo Albocenomaniense** (Supraurgoniano de RAT, 1959) es el episodio terrígeno que cierra el ciclo marino-somero arrecifal urgoniano y lo separa de la sedimentación carbonatada extensiva de las grandes plataformas del Cretácico superior.

En su encuadre regional, los materiales albocenomanienses de la formación Balmaseda presentan caracteres deltaicos, estando además situados entre las facies fluviales de la formación Utrillas, al Sur, y las formaciones Zufía y Egiño (plataformas terrígeno-carbonatadas) y Durango (talud terrígeno) al Norte. La distribución paleogeográfica regional está representada en las figuras 3.3. y 3.4.

El Ciclo Albocenomaniense viene a situarse generalmente en "onlap" sobre los relieves arrecifales urgonianos y su continuación en la cuenca proximal, lo que implica hiatos locales en la sedimentación. Este es el caso en la zona de estudio, ya a partir de la secuencia S3. A ello se debe la desaparición de la S2₄ en Karrantzeta y la de la S3 dentro del propio cuadrante y, en general, las variaciones de las potencias albocenomanienses en el flanco sur del Anticlinorio de Bilbao.

Dentro del flanco sur del Anticlinorio de Bilbao, la formación Balmaseda se puede dividir en tres tramos. Los dos primeros son más areniscosos, corresponden al Albiense superior,

período con la máxima velocidad de sedimentación, y abarcan la totalidad de la secuencia S4. El episodio final es lutítico y corresponde al Cenomaniense inferior, período con una sedimentación más lenta y que no se halla representado en el cuadrante.

Los tres tramos se estructuran en una macrosecuencia simétrica progradante-retrogradante. En la primera parte de la macrosecuencia (S4₁ y S4₂) las lutitas de prodelta o talud terrígeno de la serie de Kotobasero (figura 3.2.) intercalan cuerpos areniscosos de talud, con frecuentes signos de inestabilidad sinsedimentaria. En la segunda parte (S4₃), a una serie areniscosa de lóbulos deltaicos retrogradantes le sucede, fuera del cuadrante, un nuevo episodio de prodelta con influencia marina creciente. Es de destacar que los primeros estadios de la progradación deltaica coexisten con los últimos arrecifes, antes de la destrucción total de la vida en las barreras urgonianas. Las facies que van apareciendo hacia el Noreste (área de Balmaseda) muestran características mareales, apuntando una notable somerización del medio de depósito con respecto al aparato deltaico que avanza principalmente desde el Sur, y cuyos aportes parecen descender por un escarpe coincidente con la falla Norte-Sur del río del Cuadro, paralela a la de Lanestosa. En el momento de máxima retrogradación deltaica, cuando la presión de los terrígenos gruesos decrece y permite ciclos de abandono en los lóbulos, se detecta la presencia de "niveles de abandono" calcareníticos, con indicios de probable exposición subaérea o a las aguas meteóricas.

Las variaciones de subsidencia que se producen en el transcurso de la sedimentación albiense y cenomaniense fueron el resultado de movimientos verticales conocidos por los autores como "fase antecenomaniense" o "fase áustrica". En esta época se rejuvenecieron los relieves emergidos y se produjo una gran movilidad en el fondo marino con creación de nuevos altos y surcos, o acentuación de los ya existentes.

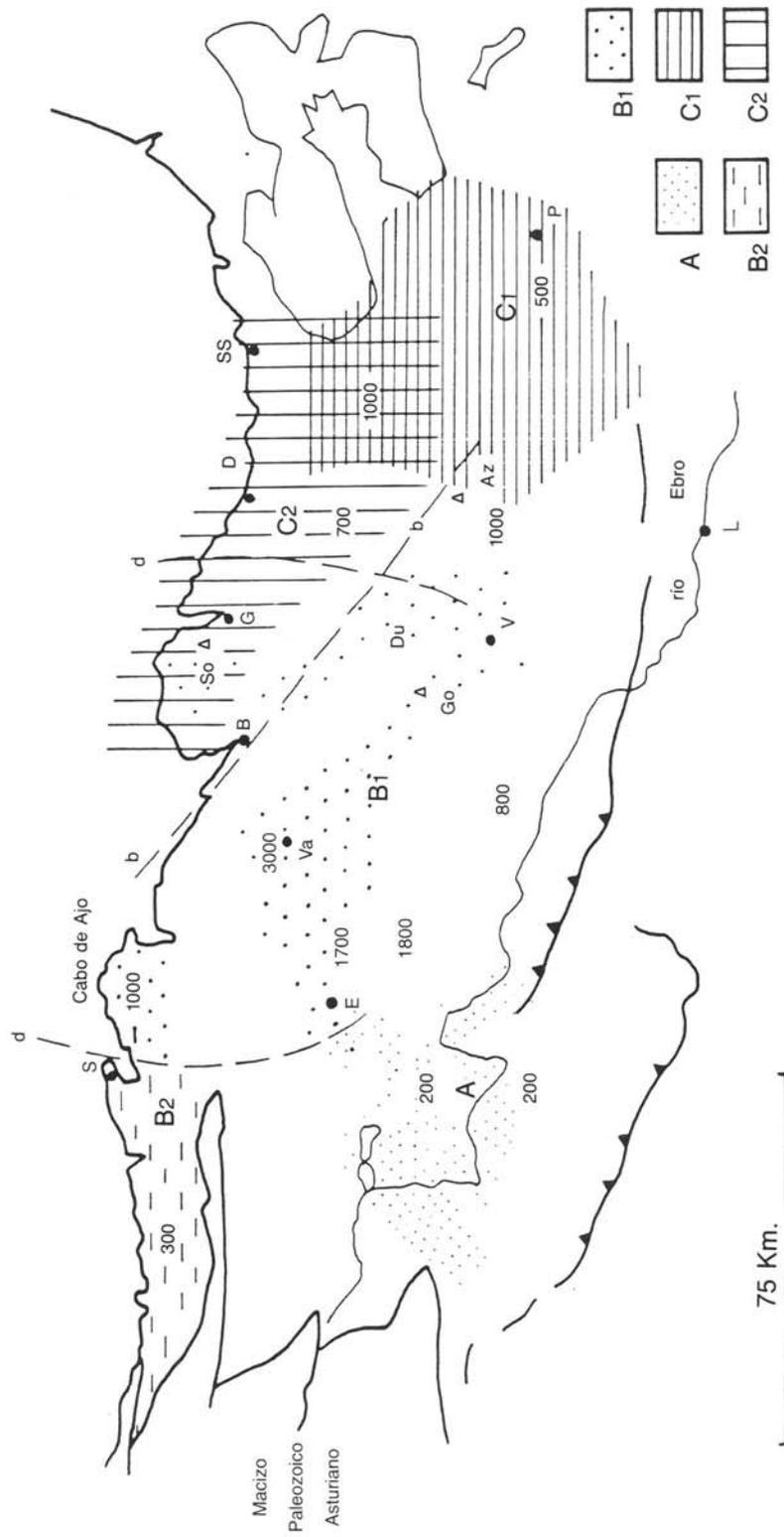


Figura 3.3.—El sistema deltaico de Balmaseda (Albiense superior - Cenomaniense-inferior):

- A) Expansiones en medio continental (facies de arenas y arcillas de Utrillas).
 - B) Acumulación deltaica marina, medios poco profundos: B1: arenas, arcillas, conglomerados...lóbulos deltaicos sobre sustrato fuertemente subsidente. B2: expansiones terrígenas laterales sobre sustrato poco subsidente. B2: expansiones terrígenas laterales sobre el sustrato poco subsidente; importante desarrollo de formaciones calizas sub o intermareales)
 - c) Parte distal en aguas profundas: (Fms Zúñia y Egino-C1: arcillas negras con nódulos, decantación terrígena en medio circatorial, Fms Durango y Deba C2: Flysch negro)
 - dd) Límite aproximado de los grandes espesores detríticos (las cifras indican el orden de magnitud de los espesores).
 - bb) Sistema de falla de Bilbao, que ha debido tomar parte en la localización del frente deltaico.
- Az: Aizgorri B: Bilbao; D:Deva; Du: Durango; E: Espinosa de los Monteros; G: Gorbea; L: Logroño; P: Pamplona; S: Santander; So: Sollube; SS: San Sebastian; V: Vitoria; Va: Valmaseda.

Modificado de FEUILLEE y PASCAL Y RAT (1983)

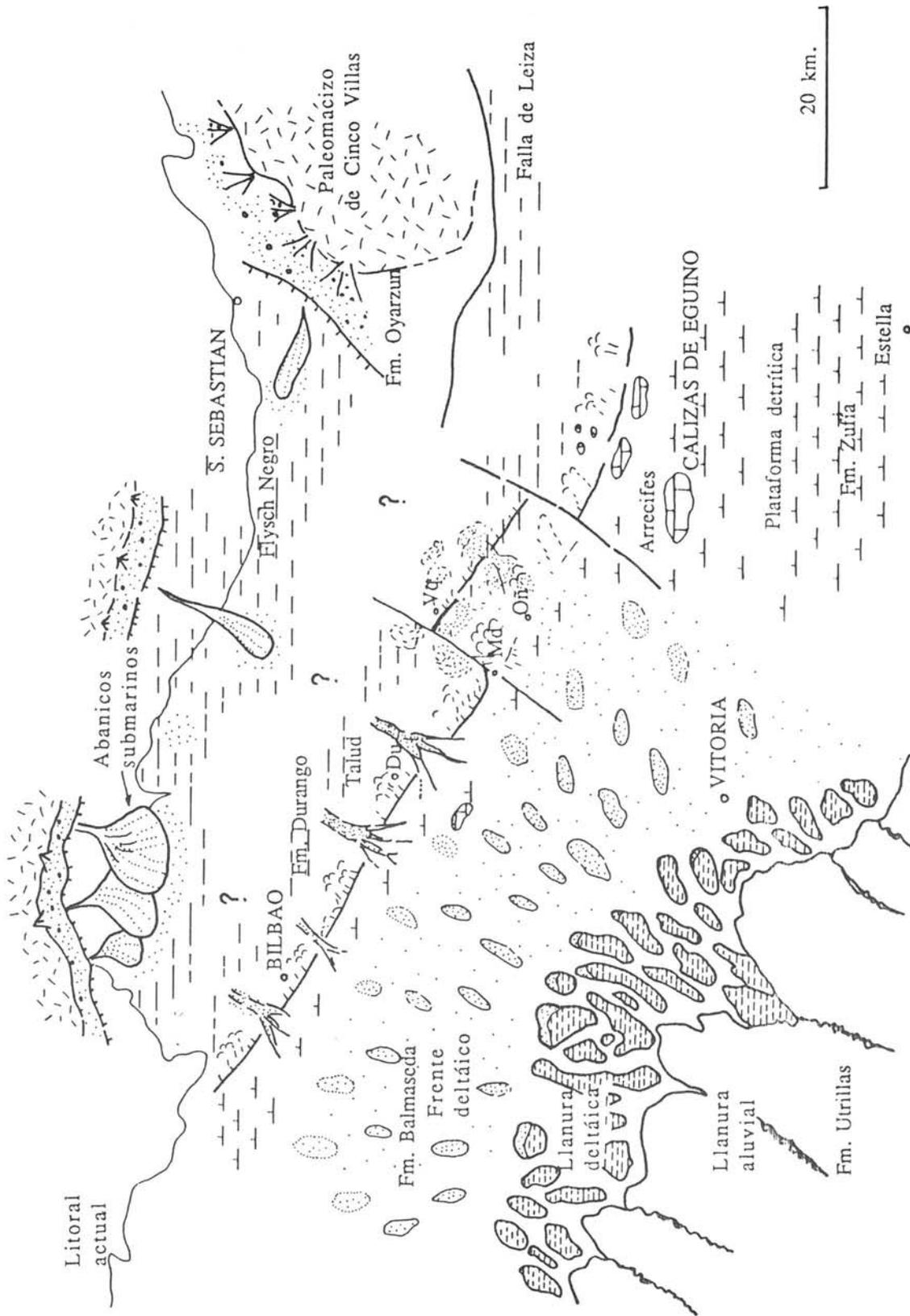


Figura 3.4.—Esquema paleogeográfico (muy generalizado) del País Vasco para el Albiense superior-Cenomanense inferior ("Supraurgoniano").

Los materiales urgonianos y albocenomanienses del entorno próximo se depositaron en tres sectores diferenciados de la cuenca (figura 3.5.), abarcando el cuadrante la parte meridional del "subsector" K₂. El primero de dichos sectores, que se denomina de Alén, se sitúa en el Este, entroncado con la historia secuencial y paleogeográfica del Anticlinorio de Bilbao, y constituye un paleoalto escalonado con reducción de potencias en los sentidos Noroeste y Noroeste. A los dos restantes sectores, que comprenden los tres cuartos occidentales de los afloramientos urgonianos, se les denominará Trucíos y Karrantza.

Dentro de estos sectores se individualizan "subsectores" o cuencas subsidiarias, con distintos comportamientos a lo largo del lapso urgoniano, como podrían ser los surcos o depresiones de Karrantza y Trucíos, o los paleoaltos (umbrales) de Moro-Ranero (parte de la Barrera de Ramales), Jorrios, Concha o Crucelares.

En el desarrollo de este capítulo de Sedimentología se tratará de esbozar la evolución de cada elemento paleogeográfico y sus relaciones mutuas a lo largo de los lapsos correspondientes a las diferentes secuencias deposicionales. Se describirá ahora, por lo tanto, la evolución paleogeográfica de los distintos sectores:

Durante la segunda secuencia, se produce una alternancia de ambientes con mayor o menor contaminación terrígena (S₂, a S₂₃), que coinciden con una etapa de movimiento diferencial en los bloques del sustrato según la misma red de fallas sinsedimentarias que actuaban desde el Aptiense inferior. Esto origina el fraccionamiento del área en bancos arrecifales como el de Jorrios (cuadrante de Trucíos) o el de Moro-Ranero (cuadrante de Carranza), y taludes y cuencas profundas donde se depositaron las margas de Trucíos y Karrantza (S₂₃, banda norte del cuadrante, a S₃), simultáneamente a los episodios de talud destructivo de

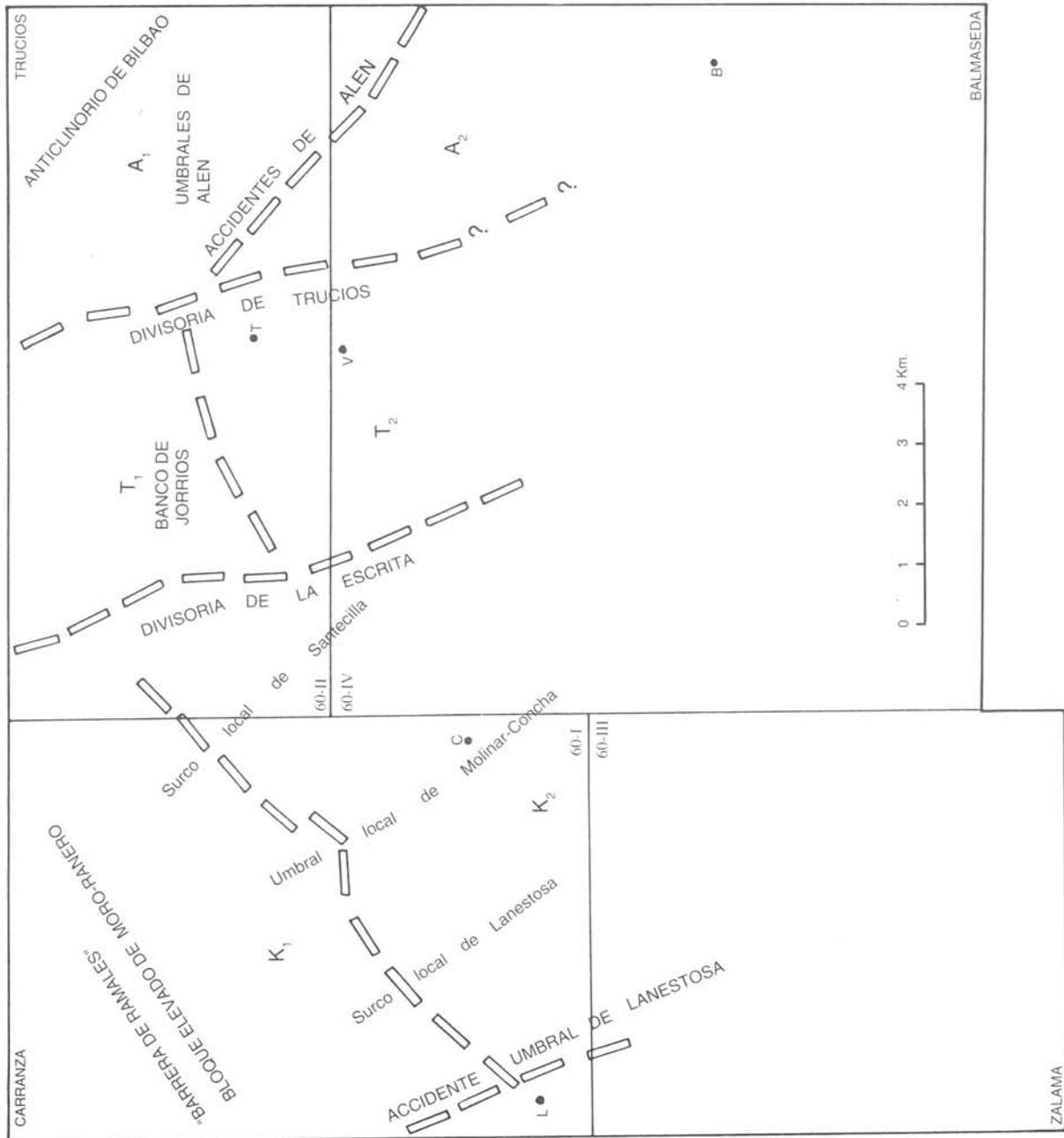
Arabuste y Herada (figura 3.6.), y sus equivalentes en los cuadrantes de Carranza, Trucíos y Balmaseda.

Al final del lapso de depósito de la secuencia S₂ se producen nuevos movimientos en los accidentes que separan los sectores K₁ y K₂ de la figura 3.5., lo cual origina una aceleración de la subsidencia diferencial y un aumento de las pendientes en los taludes carbonatados. Como consecuencia, aumenta la inestabilidad sinsedimentaria y la potencia de los depósitos en el área de cuenca, de manera que la secuencia constituye el principal episodio de relleno de depresiones del Ciclo Urganiano. Los sucesivos basculamientos de la serie determinan la morfología en cuña de la subsecuencia S₂₄, y su recubrimiento discordante por la S₃ (figura 3.1.). A partir de este momento se inicia un nuevo basculamiento del sustrato, que provoca un aumento de la batimetría y, por tanto, una retrogradación arrecifal en las plataformas septentrionales. Esta será más lenta durante el resto del Albiense inferior, y se acentuará en el Albiense medio, coincidiendo con la llegada al área del prodelta albocenomaniense.

En estadios más avanzados del crecimiento arrecifal, la expansión progresa durante todo el Albiense inferior (S₃), creando fuertes taludes arrecifales progradantes y retrogradantes, cada vez más abruptos, en los litosomas de Ranero y Jorrios (figura 3.2.). Los taludes se desarrollaron a través de fases constructivas y destructivas, éstas últimas en forma de desprendimientos de grandes masas calizas. Los bloques y derrubios se deslizaban por pequeños cañones submarinos hacia el fondo de la cuenca margosa en el surco local de Lanestosa (Norte del cuadrante). Tectoestratigráficamente, la secuencia S₃ representa un lapso de equilibrio entre progradación y subsidencia, unido a la instauración de taludes destructivos con producción de debritas con grandes olistolitos en la depresión del valle de Karrantza.

Al terminar la época de máximo desarrollo tiene lugar el comienzo de la decadencia

FIGURA 3.5-Zonación del área de trabajo en sectores (Alén, Trucios y Karrantza) y subsectores paleogeográficos durante el Ciclo Urgoniano



- A₁: Paleoalto de Alén: Zona axial del Anticlinorio de Bilbao.
- A₂: Depresión escalonada (Arcentales).
- T₁: Paleoalto de Jorrios: Edificio arrefical.
- T₂: Depresión de Trucios.
- K₁: Paleoalto de Moro - Ranero. Margen SE de la "Barrera de Ramales".
- K₂: Depresión del Valle de Karrantza, con sus altos y surcos locales.

- L: Lanestosa
- C: Concha (Karrantza)
- T: Trucios
- V: Villaverde
- B: Balmaseda

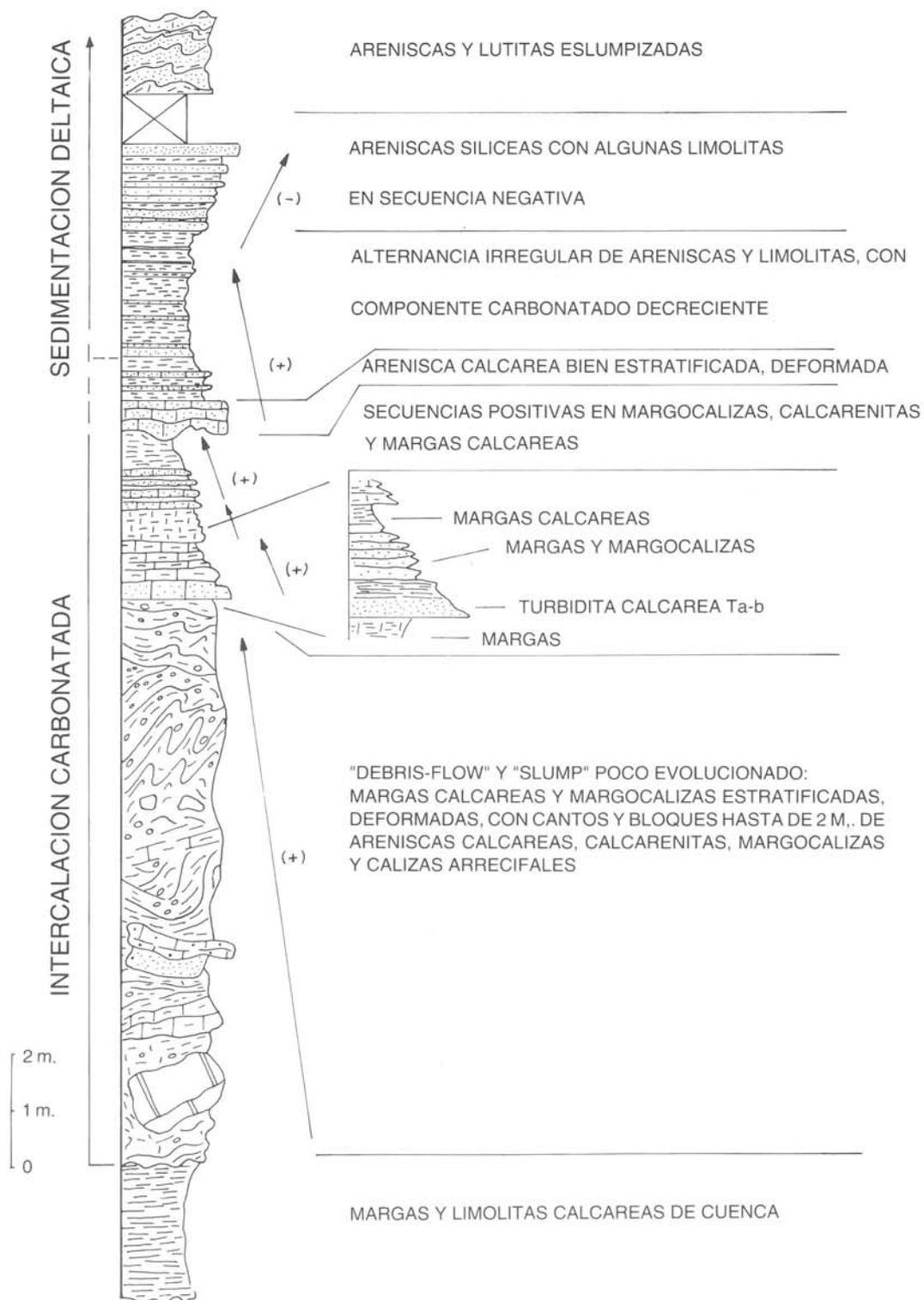


Figura 3.6.—Columna local de la parte superior y más distal de la subsecuencia S2₃ en Herada (Cantabria), en el valle del río Calera. Es significativa la presencia de secuencias negativas de progradación deltaica arenosa, preludeo del Complejo Albocenomaniense, cuya base se encuentra muy cercana.

del sistema arrecifal (secuencia S4): en los últimos estadios de crecimiento de los grandes edificios de Ranero y Jorrios la elevación del fondo marino ocasionó localmente una exposición del techo de los arrecifes. Este nuevo basculamiento dio lugar al mayor episodio destructivo del entorno: gran cantidad de olistolitos y derrubios se intercalan en las lutitas de prodelta de S4, en las áreas de Aldeacueva (figura 3.7.), Valnera, La Calera, Kotobasero, etc. en el Norte del cuadrante. Simultáneamente, el sistema terrígeno deltaico, progradante desde el Sur y en parte desde el Norte, iba alcanzando con sus facies de prodelta más distales la barrera calcárea.

Con la posterior llegada de los abanicos deltaicos aparecen areniscas canalizadas, con estructuras tractivas muy bien desarrolladas, a las que aún sigue afectando la inestabilidad sinsedimentaria acentuada por los escapes de fluidos y la elevada velocidad de sedimentación.

Mientras tanto, las areniscas masivas de la zona de Armañón y Pico Sal (Trucíos), y Balmaseda presentan facies que sugieren una influencia mareal. Simultáneamente continúa el avance desde el Sur de las facies deltaicas de la formación Balmaseda, con sus típicos "niveles de abandono" de la actividad de los lóbulos deltaicos. Durante estos episodios aumentaba la influencia marina lo suficiente como para permitir la proliferación de orbitolinas,

e incluso la formación de bancos de ostreidos en facies arenosas.

Como resumen de la evolución paleogeográfica, se puede concluir que las secuencias definidas coinciden con episodios evolutivos en la cuenca de depósito. En líneas generales es posible, pues, diferenciar un primer episodio de establecimiento de plataformas tabulares locales de tipo rampa carbonatada (Aptiense inferior a base del Albiense inferior) en los sectores de Alén y Karrantza. En un segundo episodio comenzó a establecerse una subsidencia diferencial más acusada, creándose plataformas y cuencas locales según el esquema clásico de WILSON (1975) y escalones de batimetría creciente en general hacia el Sur. Finalmente, en una tercera etapa, la progradación de las facies destructivas se generalizó, desplomándose éstas por los taludes hacia las depresiones de Trucíos y Karrantza. Todos estos movimientos y basculamientos crearon en el área un relieve previo a la llegada de los terrígenos meridionales de la formación Balmaseda. Este relieve se pone de manifiesto en las diferencias generales de facies y potencia en el Complejo Albo-cenomaniense y, a menor escala, en las relaciones de los terrígenos de prodelta y de plataforma terrígena-mareal con el techo de los edificios arrecifales en las áreas de Ranero (Carranza) o Crucelares (Trucíos).

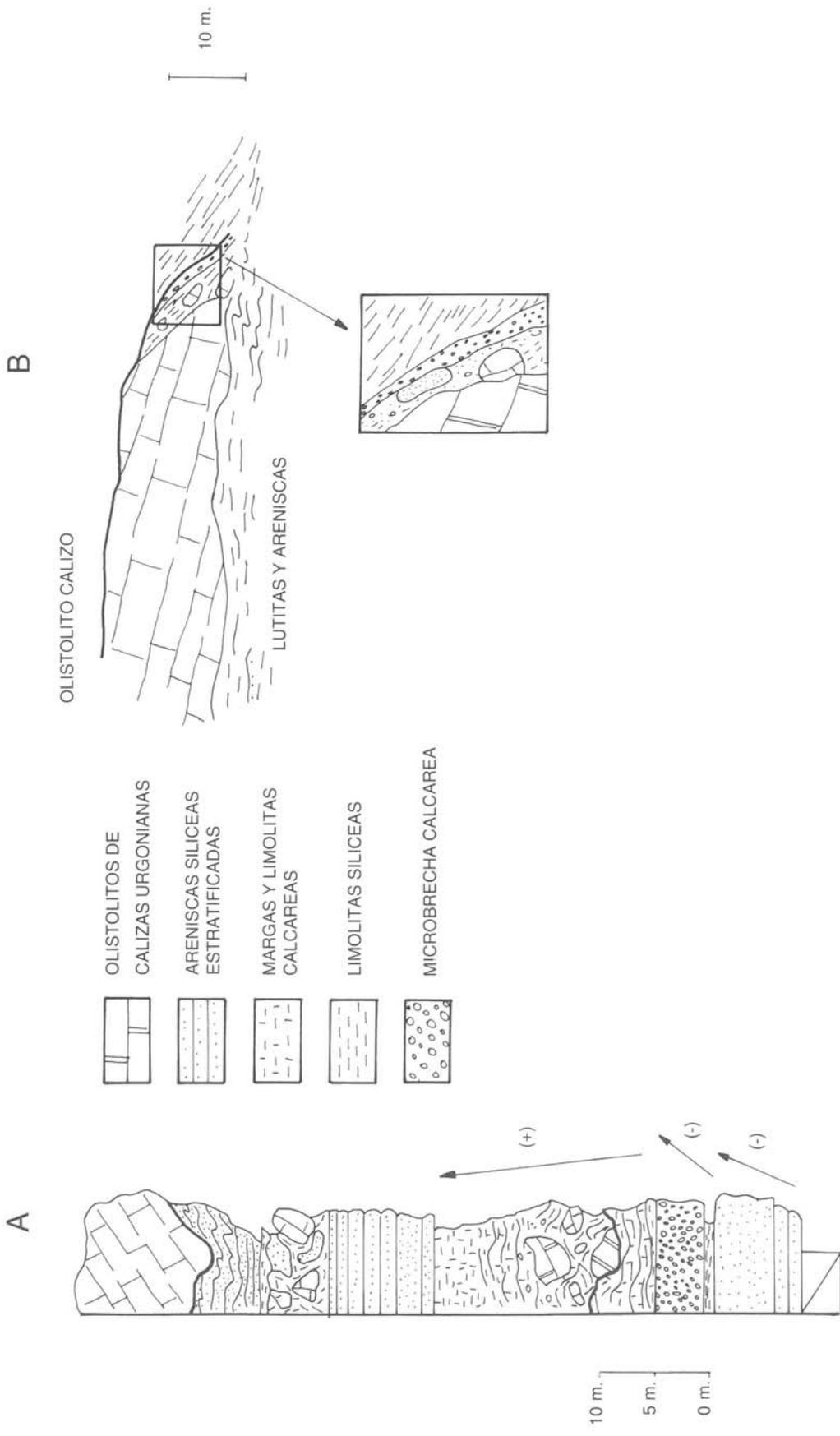
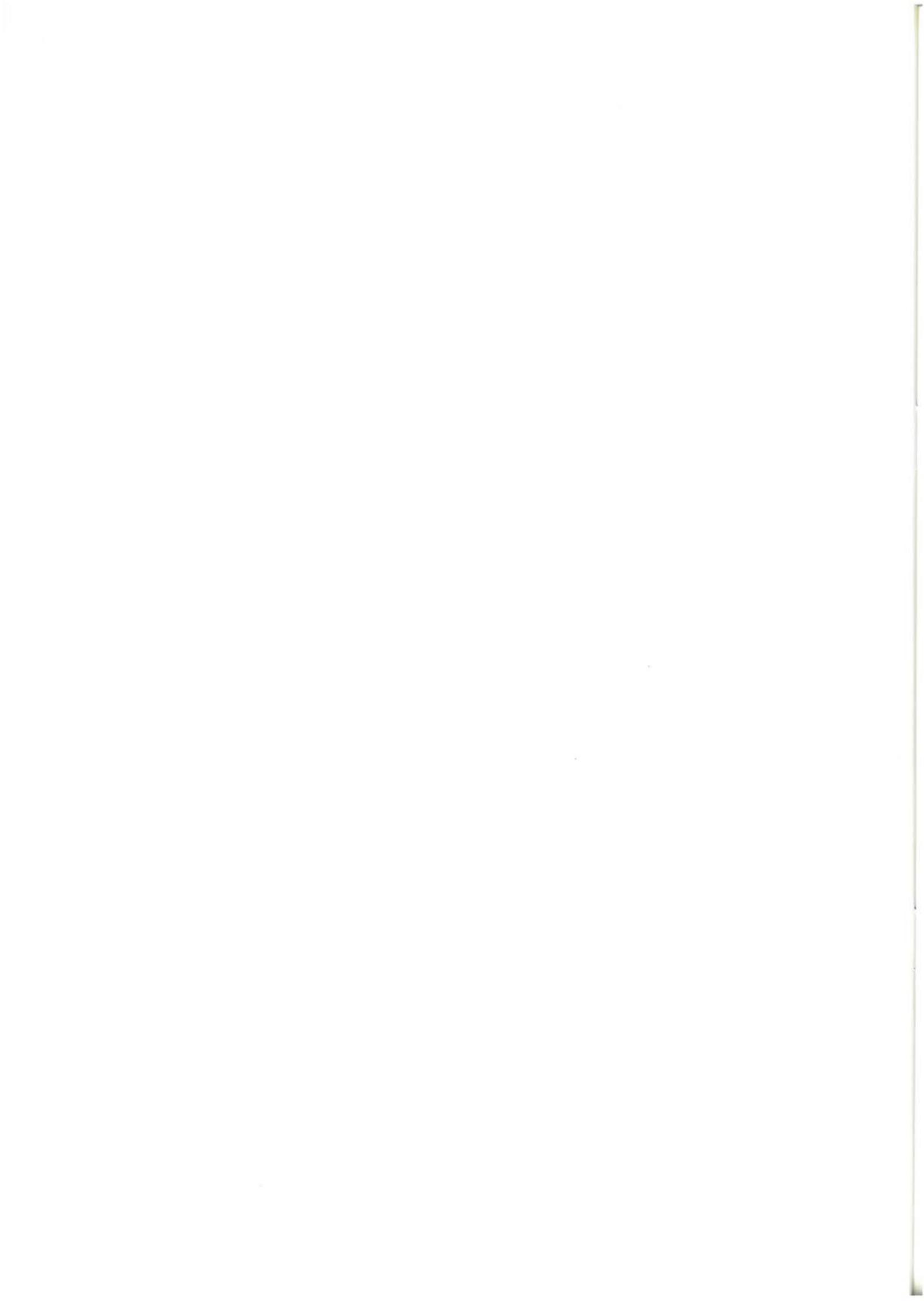


Figura 3.7.—Depósitos de talud carbonatado dentro de la facies de prodelta albocenomaniense (S4₁) en el área de Aldeacueva

A.— Serie detrítica de La Sorrasa

B.— Relaciones laterales entre las debritas y el olistolito de Aldeacueva.

La serie A representa la "cola" de deslizamiento del gran olistolito situado aproximadamente a 1 Km.



4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Desde el punto de vista estructural, el cuadrante de Zalama se sitúa al Oeste del dominio tectónico conocido como Arco Vasco, dentro de la llamada Zona Externa. Dicha zona es más o menos coincidente con la Unidad de Gorbea (figura 4.1.). Esta unidad, que se extiende al Sur del Anticlinorio de Bilbao, abarcando gran parte de su flanco sur, se caracteriza por una relativa calma tectónica, que contrasta con la tectónica compleja que domina en el núcleo del Anticlinorio.

El cuadrante de Zalama carece de complejidad. Presenta una estructuración sencilla que consiste básicamente en una serie monoclinial de dirección media N 80°-90° E y suavemente buzante al Sureste. Sobre esta serie se desarrollan fallas de escasa importancia, que han sido puestas de manifiesto por deducción cartográfica.

Estas fallas responden a dos sistemas distintos:

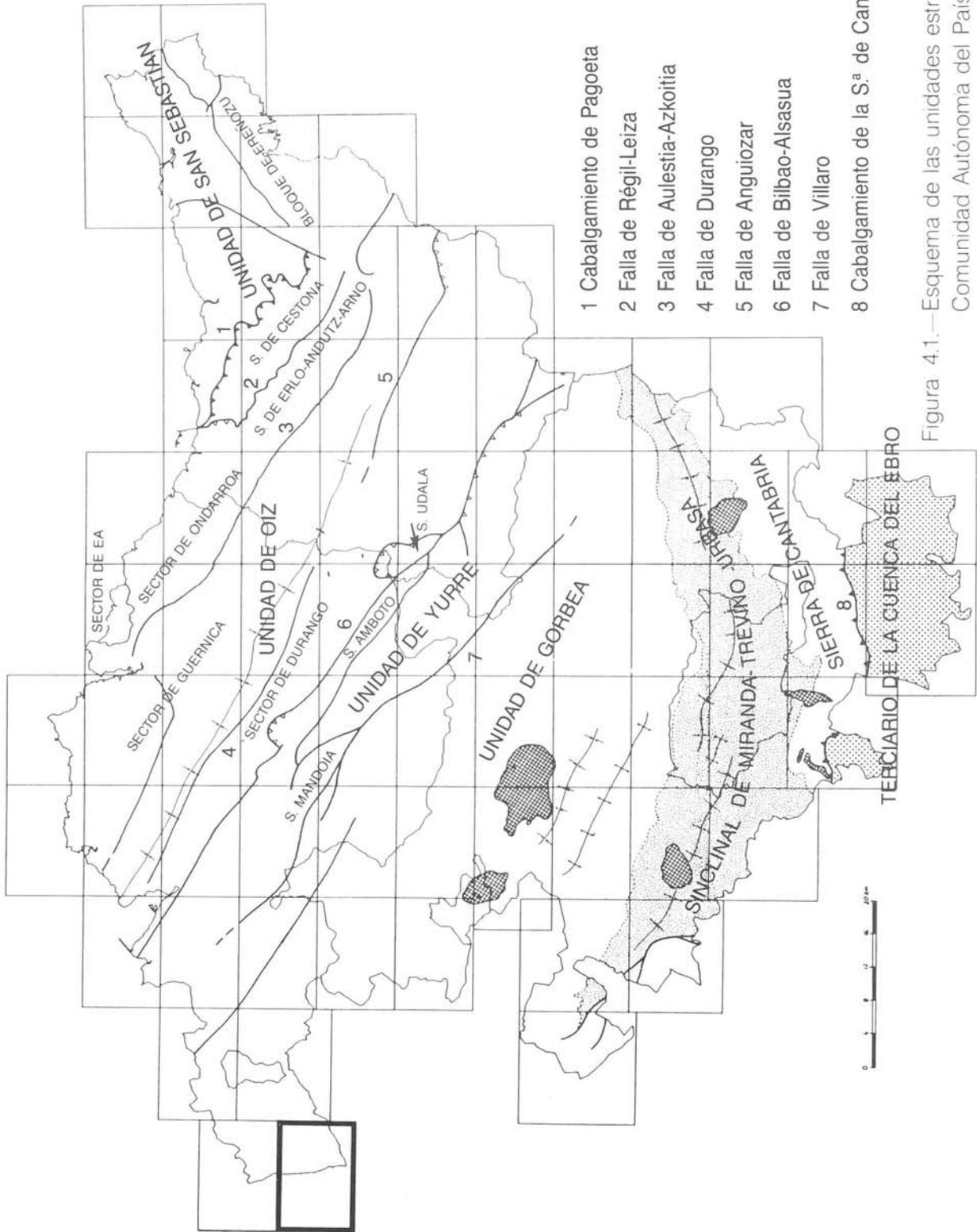
—Las fallas N 50° E parecen constituir la prolongación de un sistema bien desarrollado al Norte, en el cuadrante contiguo de Carranza. Allí se manifestaban como fallas subverticales o buzantes al Sureste, de escaso salto y cuya disposición, subparalela a la lineación que dibuja el tránsito a facies de talud de la barrera

calizoarrecifal, hacía sospechar un origen y cierta actividad sinsedimentaria. Estarían ligadas por tanto a un accidente posiblemente de zócalo, que controló la configuración paleogeográfica plataforma-cuenca actuando como falla sinsedimentaria, al menos durante el lapso Aptiense-Albiense.

—El sistema N 150°-160° E, peor desarrollado, podría constituir también la prolongación en este cuadrante del sistema de fracturas verticales y de escaso salto N 130°-140° E, desarrollado también en el cuadrante de Carranza, y al que se asocian localmente mineralizaciones importantes, así como silicificaciones, dolomitizaciones y surgencias de aguas termales.

La serie monoclinial reconocida en el cuadrante de Zalama forma parte del cierre periclinial de una macroestructura conocida como **“anticlinal de Karrantza”** y desarrollada en un ámbito más amplio que el propio cuadrante (figura 4.2.).

A escala regional, el anticlinal de Karrantza se manifiesta como un suave pliegue, de amplio radio y suaves buzamientos, que presenta una geometría extraña, con varios ejes que buzan en general hacia el Sureste. El eje principal lleva una dirección variable N 110° E, E-O. Las variaciones de rumbo que afectan a



- 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.

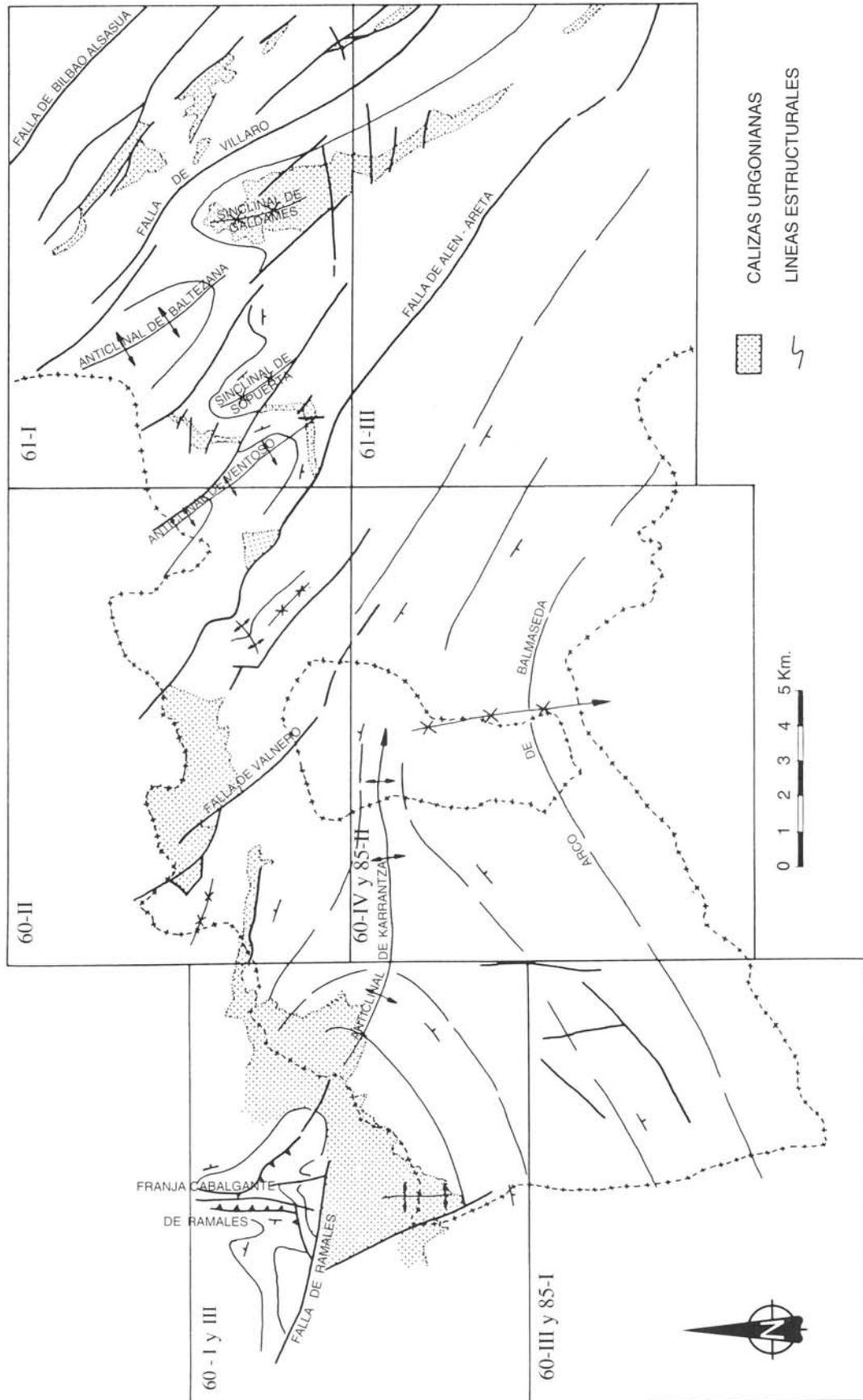


Figura 4.2—Esquema estructural del entorno del cuadrante

esta estructura parecen estar condicionadas por la interferencia local con otras estructuras N-S, perpendiculares a ella. Esto parece reconocerse al menos, en el cuadrante cercano de Balmaseda en donde el anticlinal de Karrantza, que se sigue en dirección N 110° E, desde el cuadrante de Carranza, gira ligeramente hasta adoptar una dirección E-O y se amortigua en la convergencia con otra estructura muy laxa, de dirección N-S, conocida como **“arco de Balmaseda”** y que parece responsable de los cambios de dirección observados en el área.

Como se verá, éste no es un caso aislado de convergencia de estructuras longitudinales con otras transversales. En zonas alejadas, situadas al Norte del área de trabajo (cuadrante de Carranza), se observan también algunos notables ejemplos.

El anticlinal de Karrantza, a escala regional, constituye la terminación y amortiguación oriental de la **“falla de Ramales”** y su banda de plegamiento asociada. Estas estructuras de dirección aproximada N 110° E, E-O, que se prolongan a su vez hacia el Oeste hasta enlazar con un cabo o saliente del Macizo Paleozoico Asturiano, conocido como **“franja cabalgante de Cabuérniga”**, se consideran el reflejo de accidentes profundos de zócalo sobre materiales de cobertera.

La falla de Ramales, en el área de Ramales-Gibaja, intersecta con un accidente N-S, probablemente de zócalo de gran importancia regional, conocido como **“franja ca-**

balgante de Ramales”. Este se manifiesta como un accidente de desgarre, con salto en la vertical, que se continúa como una franja tectónica desde Ramales y se prolonga hasta la zona de Colindres a través de distintos afloramientos triásicos. En este caso, las relaciones temporales de este accidente N-S con la falla de Ramales y su banda de plegamiento asociada y en consecuencia con el anticlinal de Karrantza, no son tan claras. Ninguna de las dos parece que corte o desplace a la otra. Cabe también la posibilidad de que la franja cabalgante y la falla de Ramales no sean otra cosa que el mismo accidente, sólo que plegado. De cualquier modo se advierte que el anticlinal de Karrantza adopta una geometría domal en esta intersección.

Al Norte de dicha intersección, sin embargo, la franja cabalgante de Ramales constituye el límite occidental de la Unidad de Gorbea y del Arco Vasco. Articula además este dominio con la **“franja costera de Santander”**, pudiendo ser responsable de las notables variaciones del rumbo de las estructuras longitudinales en ambos dominios. Dicha variación configura a escala regional una estructura contraria al Arco Vasco, que bien podría considerarse como un elemento N-S similar al arco de Balmaseda anteriormente descrito. En realidad, ambas estructuras constituyen un par de pliegues (sinclinal y anticlinal) que parecen haberse formado como consecuencia de un acortamiento paralelo al eje de las estructuras longitudinales (figura 4.3.).

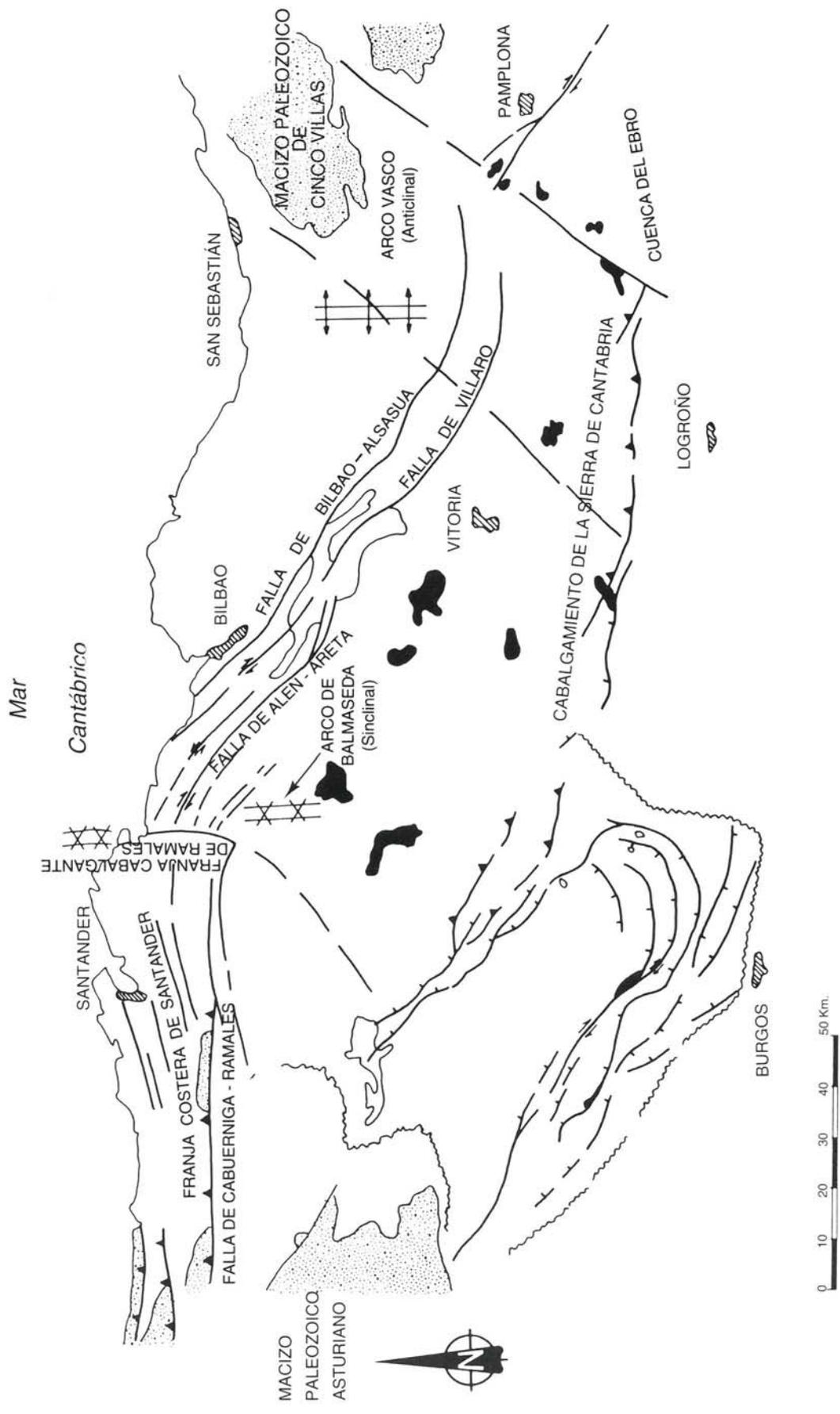
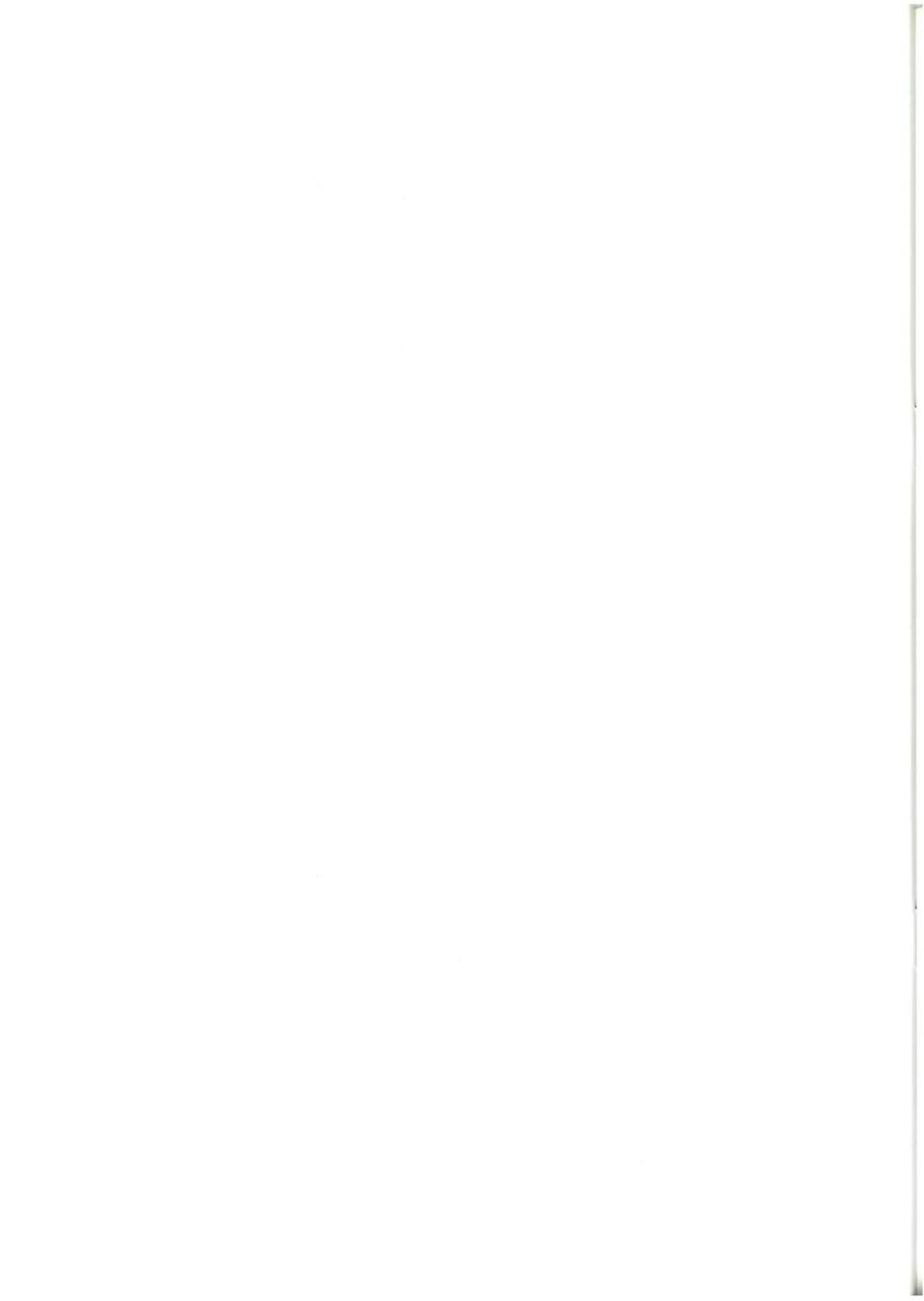


Figura 4.3—Variación del rumbo de las estructuras longitudinales



BIBLIOGRAFIA

- CADEM-AYTO. CARRANZA (1985).—“Proyecto para la mejora del abastecimiento de agua a los núcleos urbanos de Carranza”. Síntesis geológica. Inédito.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. (1986).—“El Complejo Urganiano en el Sector Oriental del Anticlinorio de Bilbao”. *Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco*.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1979).—“Successions paléogéographiques du Complexe Urgonien dans le SE de la Région Basco-Cantabrique (Nord de l'Espagne)”. *Géobios* n.º 3, Lyon, pp. 71-78.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1979).—“El Complejo Urganiano del Sur de Santander”. *Universidad del País Vasco*. Facultad de Ciencias. Dpto. de Geología. Lejona-Bilbao. *Tesis Doctoral*. Published University Microfilms International, 673 pp, 203 figs., 10 anexos.
- GARCIA MONDEJAR, J. 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 MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1982).—“Región Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general”. En “*El Cretácico en España*”. *Univ. Complutense de Madrid*, pp. 145-160.
- 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.
- GOMEZ, J. J. (1989).—“La cuenca de Lanestosa (Vizcaya). Distribución de facies en el subsuelo y mineralizaciones de Pb-Zn”. *XII Congreso Español de Sedimentología*.
- LEEDER, M. R. (1982).—“Sedimentology: process and product”. *Allen & Unwin*, 344 pp.
- 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”) Tulsa (Oklahoma). *Am. Ass. Petrol. Geol.* pp. 53-62.

- ORTEGA, R. (1983).—“El Cretácico inferior en la región minera de Bilbao entre los ríos Cadagua y Mercadillo”. *Tesis de Licenciatura. Universidad del País Vasco.*
- PASCAL, A. (1985).—“Les Systèmes biosédimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge nord-ibérique”. *Mem. Géol. Univ. Dijon, 10.* BRGM, Orléans, 569 pp.
- PUJALTE, V. (1977).—“El Complejo Purbeck-Weald de Santander: Estratigrafía y sedimentación”. *Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco.*
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico en el Norte de España (región Cantábrica)”. *Memoria IGME, T. 73,* pp. 1-357.
- RAT, P. (1959).—“Les pays Crétacés Basco-Cantabriques”. *Publications de l'Université de Dijon. Tesis Doctoral.*
- READING, H. G. (editor) (1978).—“Sedimentary environments and facies”. *Blackwell,* 577 pp.
- SCHOLLE, BEBOUT & CLYDE (eds.) (1983).—“Carbonate depositional environments”. *AAPG Memoir 33;* Tulsa, Oklahoma, 703 pp.

EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA