



EVE

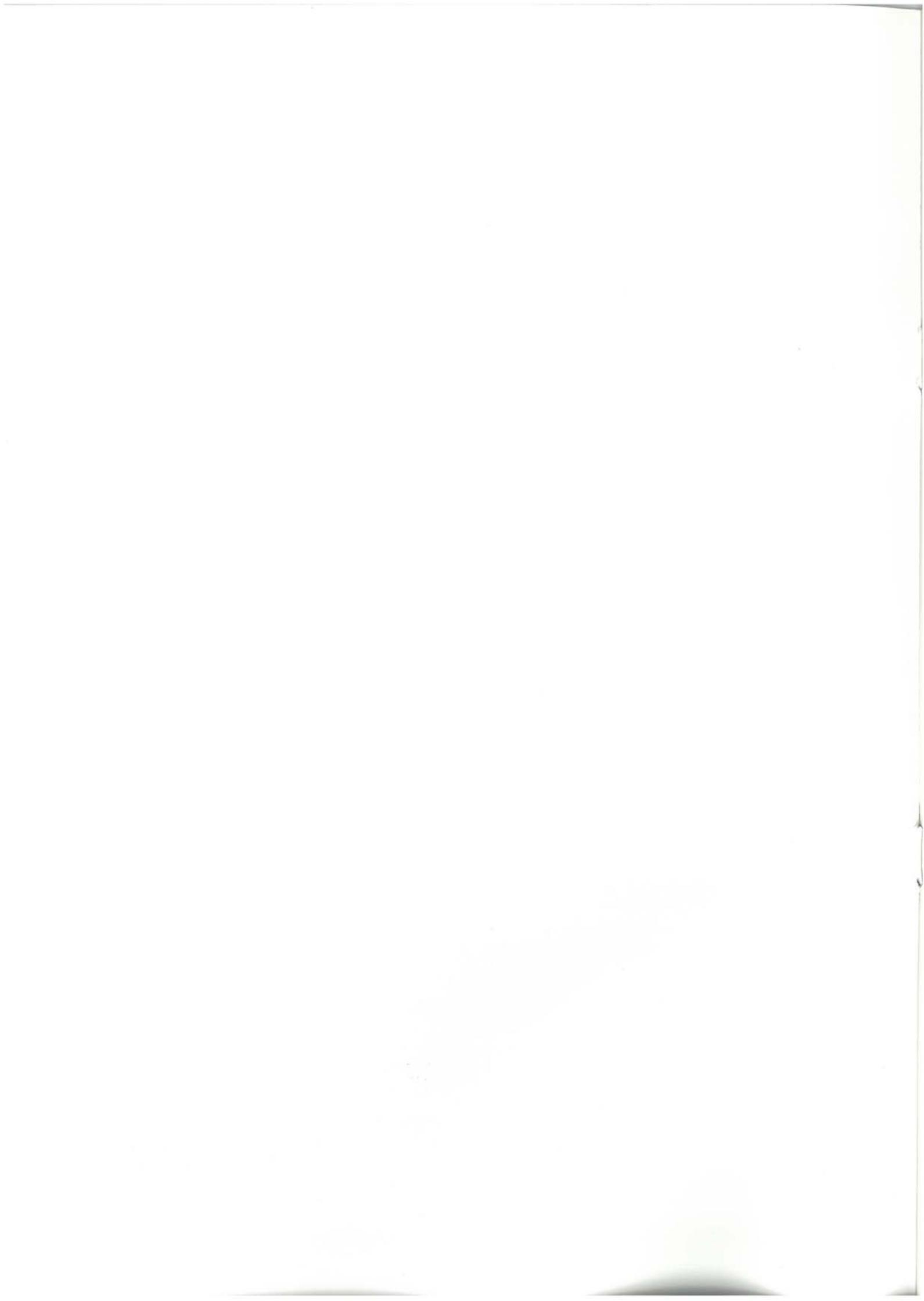
Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



87-I IGORRE

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

87-I IGORRE

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-1178-92

I.S.B.N.: 84-88302-25-8

La presente hoja del MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO a escala 1:25000, ha sido realizada por el siguiente equipo de trabajo:

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

A. Garrote Ruiz

J. García Portero

INGEMISA

A. Arriola Garrido

E. Eguiguren Altuna

I. García Pascual

R. Garrote Ruiz

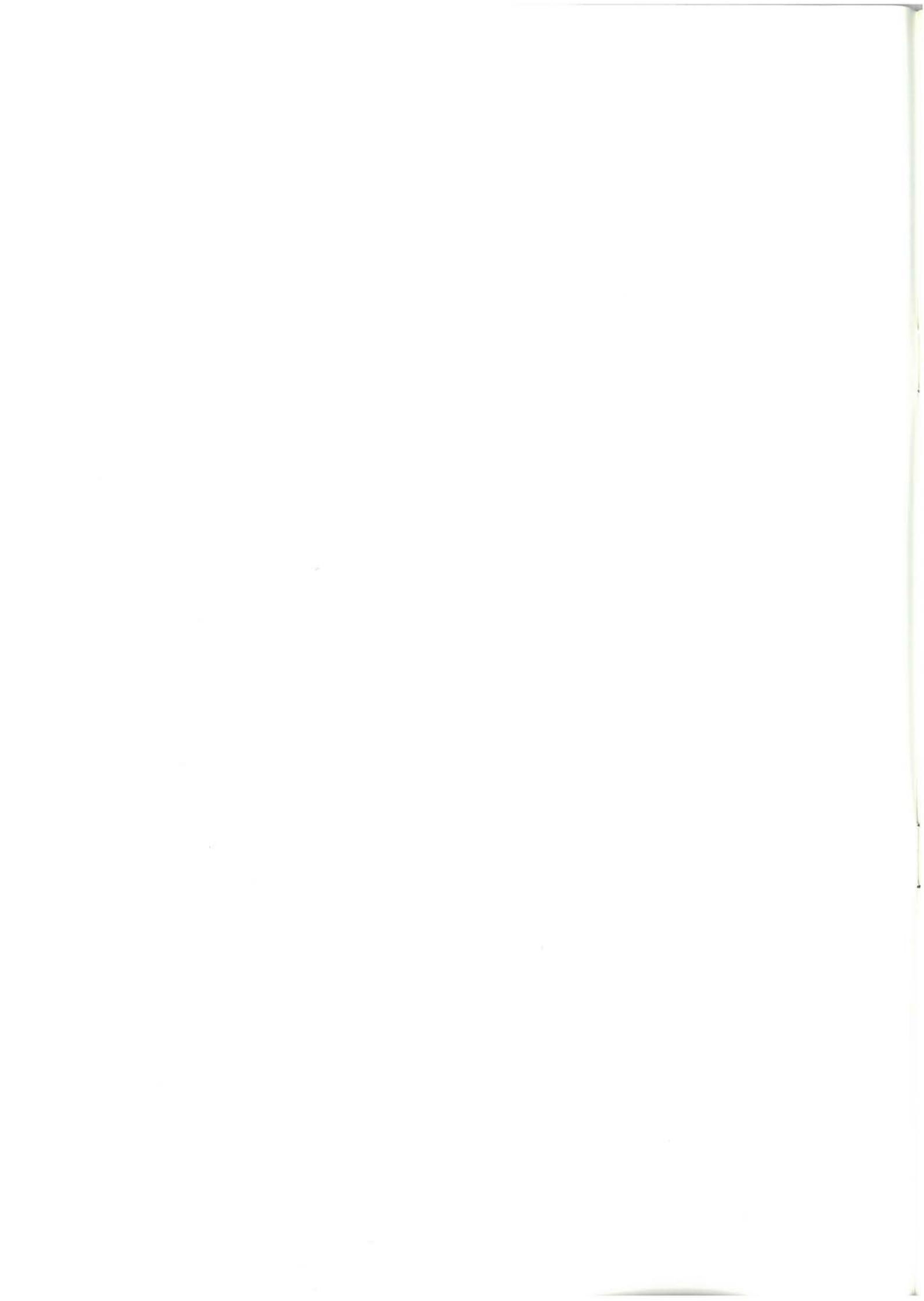
Han participado como colaboradores: J. García Mondéjar y V. Pujalte Navarro. (UNIVERSIDAD DEL PAIS VASCO), que han asesorado en los capítulos de Estratigrafía y Sedimentología.

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1986.



INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO.....	11
2.2. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE AMBOTO.....	13
2.3. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE YURRE.....	14
2.4. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE MANDOIA.....	17
2.5. UNIDAD DE GORBEA.....	18
2.6. CUATERNARIO.....	22
3. SEDIMENTOLOGIA	25
3.1. CICLO PURBECK-WEALD (Hauteriviense ? - Barremiense).....	25
3.2. CICLO URGONIANO (Aptiense-Albiense inferior-medio).....	31
3.3. CICLO ALBO-CENOMANIENSE (Supraurgoniano) (Albiense medio-superior - Cenomaniense inferior).....	40
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	45
4.1. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DURANGO.....	45
4.2. UNIDAD DE YURRE.....	45
4.3. UNIDAD DE GORBEA.....	48
5. PETROLOGIA IGNEA	49
BIBLIOGRAFIA	51



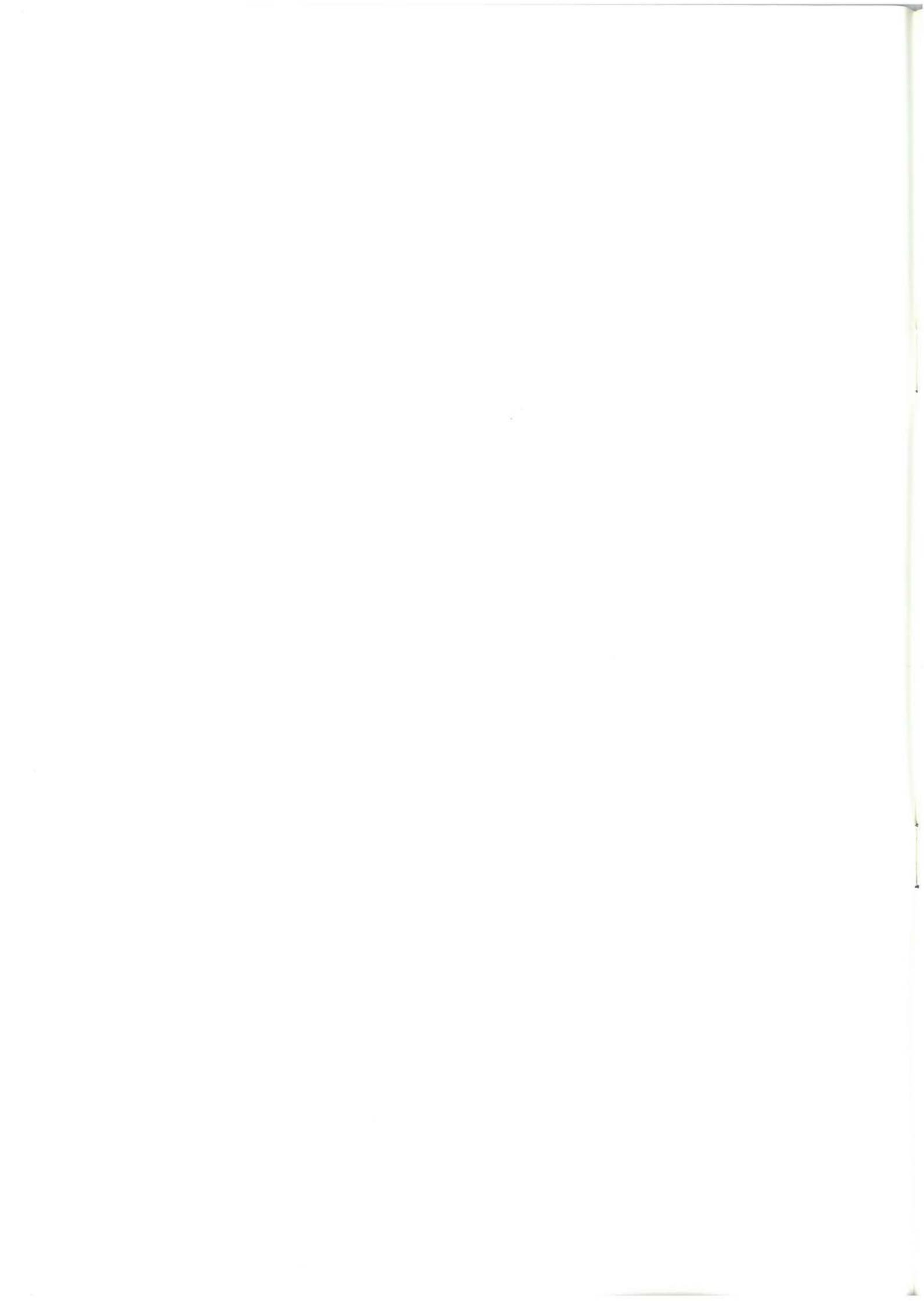
1. INTRODUCCION

Este cuadrante se sitúa en el sureste del territorio histórico de Bizkaia, sobre la comarca de Arratia.

Está atravesado por el río Arratia y sus afluentes, que forman el valle del mismo nombre, donde se asientan los núcleos de población más importantes, Igorre, Zeanuri, Artea, Arantzazu, Areatza-Villaro y Dima. La topografía presenta fuertes pendientes, con importantes diferencias de cota entre los valles y alturas como Mugarra (1008) y el resto del macizo de Aramotz - Eskubaratz, Urrekoaitz (589), Upo

(605), Murga (606), las altiplanicies de Mendigane-Pagomakurre, y las estribaciones meridionales del monte Mandoia.

Geológicamente presenta una relativa complejidad tectónica dado que en este área se encuentran accidentes de importancia regional, que aconsejan diferenciar varias unidades tectoestratigráficas. Los materiales aflorantes son de edad comprendida entre el Barremiense (Neocomiense ?) y el Albiense (Cenomaniense ?). La sucesión de los mismos muestra una variedad litológica notable.



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 las separa. Esta separación de unidades y sectores (figura 2.1.) 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.

En este cuadrante se reconocen dos accidentes de importancia regional (falla de Villaro y falla de Bilbao-Alsasua) que sirven de límite entre la Unidad de Oiz (Sector Durango), situada al norte, y la Unidad de Yurre, (con los sectores de Mandoia, Yurre y Amboto) y la Unidad de Gorbea, situadas al sur.

2.1. UNIDAD DE OIZ. SECTOR DE DURANGO

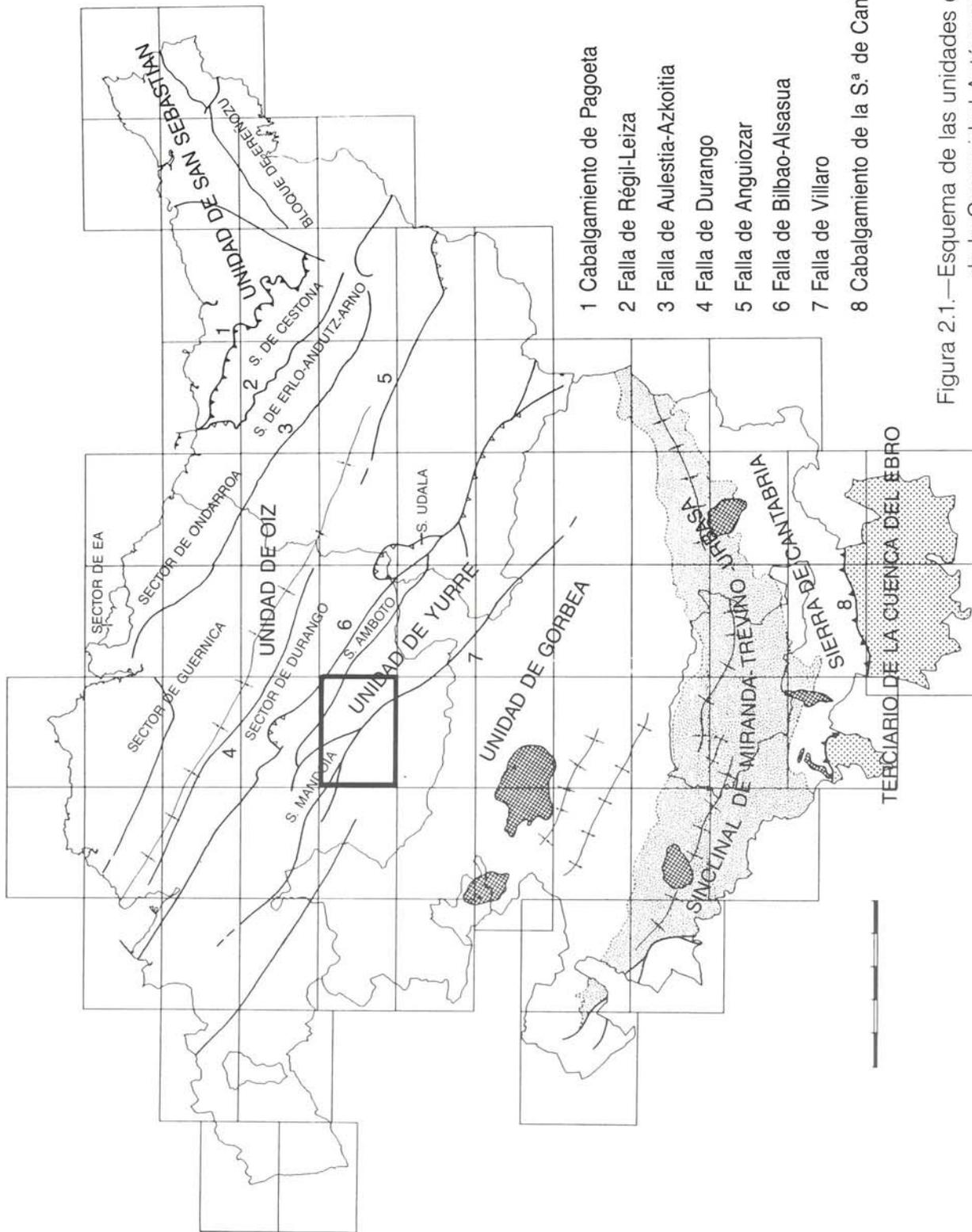
Aparece en el ángulo noreste de la hoja, ocupando una reducida extensión. Está constituida por materiales del Complejo Alboceno-

maniense, precedidos por los niveles terminales del Complejo Urganiano.

El **Complejo Albocenomaniense** (en este cuadrante, **Fm. Durango**), equivalente al Supraurgoniano de RAT (1959), es una sucesión detrítica compuesta por lutitas y areniscas en facies flyschoides. Resulta equivalente en edad a la formación Valmaseda y se sitúa en discordancia (más o menos evidente) sobre el Complejo Urganiano, o incluso como paso lateral parcial del techo del mismo. Localmente puede observarse organización turbidítica. El mejor corte lo ofrecen las pistas que desde el barrio de Orozketa (Durango) ascienden por la vertiente norte de Mugarra.

En esta unidad el término basal de la sucesión formaría parte del Complejo Urganiano, pero al ser poco representativo y estar en paso lateral con materiales netamente detríticos se ha incluido en la formación Durango. Se trata de **margas con clastos calcáreos** (1), mal afloradas, tectonizadas y decalcificadas, que incluyen clastos calcáreos aparentemente aislados y desorganizados, de tamaño hasta métrico. Se supone equivalente al término (7) del Sector de Amboto, en el que la organización litológica es más patente. La potencia máxima puede ser decamétrica.

La serie de la formación Durango comienza con **lutitas con pasadas areniscosas** (2). Son materiales terrígenos esencialmente limo-



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

líticos, micáceos, a veces con disyunción esférica, que se presentan en bancos de potencia decimétrica a métrica, con esporádicas intercalaciones de estratos areniscosos y finos horizontes sideríticos. En corte fresco ofrecen coloraciones oscuras y rojizas, debido a la abundancia de materia orgánica y óxidos de hierro que contienen. La potencia aflorante dentro del cuadrante (que tan sólo constituye el extremo base de la formación), es de orden hectométrico.

Las **areniscas silíceas** (3) son cuerpos lenticulares o tabulares de potencia métrica con una extensión lateral variable. Están compuestos por arena de grano fino a medio con algo de feldespato, mica blanca y materia orgánica. El cemento es silíceo y ocasionalmente carbonatado. En muestra no alterada presenta colores grises a blancos. La oxidación de las menas dispersas tiñe la roca con coloraciones rojizas, pardas o amarillentas.

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

2.2. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE AMBOTO

Forma una banda NO-SE, más o menos coincidente con el macizo calcáreo de Aramotz, limitada por contactos mecánicos principales: al NE la falla de Bilbao-Alsasua y al SO la falla Yurre-Mugarra.

Los materiales reconocidos pertenecen en su mayoría al **Complejo Urganiano**.

En la prolongación hacia el SE del macizo calcáreo de Aramotz (Elorrio, 87-II) se reconoce una estructuración de las calizas, en un pliegue muy apretado (anticlinal de Mugarra) en cuyo núcleo fracturado afloran los terrígenos infrayacentes. Son **lutitas negras con pasadas areniscosas** (4). En este cuadrante se recono-

cen muy exigüamente en su borde este, tectonizadas y limitadas por contactos mecánicos. Por su situación relativa a las calizas de Aramotz en los cuadrantes 62-III (Galdakao) y 87-II (Elorrio), puede deducirse su edad Barremiense - Aptiense, representando el tránsito entre el C. Purbeck - Weald y la base del Complejo Urganiano. Se trata de lutitas oscuras, con laminación paralela (donde es reconocible), abundantes sulfuros oxidados, materia orgánica y pasadas areniscosas rojizas aisladas de potencia centimétrica. Son relativamente frecuentes los nódulos y las septarias. Afloran con cierta calidad en los alrededores del barrio de Orúe.

Las **calizas en bancos decamétricos con rudistas y corales** (5) representan la primera facies claramente marina de la serie. Se define así un conjunto formado por calizas masivas propiamente dichas (sin estructura observable) y calizas estratificadas en bancos decamétricos.

La única característica que permite diferenciar este tramo de las calizas estratificadas en bancos métricos y menores, sería la mayor proporción de micrita, la ausencia casi total de calcarenitas, la menor fracturación de los fósiles de más tamaño y la aparición de biohermos de corales y ostreidos. Es posible que una proporción apreciable de los rudistas no fracturados se halle en posición de vida.

En el caso del macizo de Aramotz, los contactos que separan las calizas masivas de las estratificadas son contactos graduales, algo difusos en ocasiones, definidos a partir de la observación de la zona en foto aérea.

Las **calizas en bancos métricos con rudistas y corales** (6) presentan una lito y biofacies muy características:

Se presentan generalmente en biostromos métricos y en pequeños núcleos monticulares, con textura mayoritariamente fango-soportada y clastos calcáreos de tamaño desde arena

muy fina hasta varios centímetros en su dimensión más larga. Estos últimos están constituidos por fragmentos de rudistas, ostreidos, corales y pequeños bivalvos; mientras que los primeros son orbitolinas y otros bioclastos finos, así como intraclastos y ooides minoritarios.

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

Dentro del macizo de Aramotz, las calizas estratificadas se encuentran como paso lateral gradual de las calizas masivas, o bien como equivalente de una serie de talud compuesta por materiales terrígenos y calizos resedimentados, que se describe a continuación.

Se trata de una serie de talud arrecifal con componente terrígeno, bien organizada en las proximidades de su tránsito lateral a calizas (6). Esta organización va perdiéndose progresivamente hacia el NO. Se han distinguido los siguientes términos:

—**Margas con clastos calcáreos** (7). Litológicamente consta de una alternancia irregular de parabrechas, ortobrechas y ortomegabrechas calcáreas, barras coralinas, areniscas calcáreas y margas con fauna de orbitolinas.

—**Limolitas masivas** (8), grises y con fractura concoide, carbonatadas o decalcificadas, con escaso componente arenoso y ausencia notable de niveles areniscosos.

—**Barras calcáreas** (9). Son barras coralinas, en las que no se han apreciado corales en posición de vida, lo que apunta su carácter biostrómic. Dan en afloramiento un aspecto masivo, sin estructuras que marquen la estratificación. Presentan en su base claros

indicios de deslizamiento por pendientes sin-sedimentarias, con formación de brechas calcáreas a causa de la fricción con el sustrato. Se trata, por lo tanto, de grandes olistolitos calcáreos aislados en un talud margoso-limolítico.

2.3. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE YURRE

Constituye una banda situada al sur del Sector de Amboto, limitada tectónicamente al NE por la falla Yurre-Mugarra y al SO por las fallas de Villaro y de Arantzazu.

Los niveles más antiguos que aparecen en la unidad pertenecen al **Complejo Purbeck-Weald**. Los materiales mayoritarios dentro del complejo son **lutitas y areniscas** (10), alternancia de estratos argilíticos, limolíticos y areniscosos, de potencia decimétrica, a veces en forma de secuencias positivas y negativas. Localmente el sedimento se hace más carbonatado y compacto dando lugar a margas (normalmente decalcificadas) e incluso calizas micríticas en estratos decimétricos. Estos estratos son poco frecuentes en la Unidad de Yurre, contrariamente a la tónica en otras unidades.

Dentro de las intercalaciones margosas y lutíticas son frecuentes los restos fósiles de pequeños bivalvos y gasterópodos de medios salobres o marinos restringidos. También pueden observarse lechos piríticos de potencia centimétrica.

La potencia total de la serie wealdense es difícil de calcular, debido a su grado de plegamiento; no obstante, se estima de orden hectométrico, superior en todo caso a los 500 m. Los afloramientos están dispersos y son en general de mala calidad. Se podrían destacar como áreas de interés las carreteras en los alrededores de Dima y las pistas de acceso a barrios como Oba, Etxebarri, San Andrés o Emaldi.

En el término anterior se intercalan finos **niveles carbonatados: micritas y dolomicri-**

tas (11). Son niveles de potencia centimétrica a decimétrica intercalados en una serie lutítica. Están compuestos por micrita o dolomicrita, ocasionalmente masiva (con fauna de bivalvos) y en otros casos con laminación paralela. Algunos niveles presentan una alternancia milimétrica entre calizas, margocalizas y margas grises, todo ello estructurado en micropliegues de aspecto enterolítico, consecuencia de procesos diagenéticos. La recristalización oblitera totalmente la estructura inicial en las zonas más cercanas a las fracturas principales. En el sector en que nos encontramos se han localizado cuatro niveles con entidad cartográfica en las áreas de San Blas, Areatza-Villaro, Orúe y Oba.

Dentro del término lutítico aparecen también niveles decamétricos de **areniscas** (12), de color claro y grano medio, bien clasificadas y estratificadas en bancos decimétricos, con "ripples" de corriente y oscilación, laminaciones paralelas, muros erosivos, estratificaciones cruzadas y disposiciones frecuentemente canaliciformes. Estas alternan con otras areniscas de grano fino a medio, más oscuras, desorganizadas, micáceas, a veces algo calcáreas, con materia orgánica y cantos blandos, limolitas y escasas argilitas. Son frecuentes las organizaciones secuenciales, tanto positivas como negativas.

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

En el presente trabajo se ha considerado como Complejo Urgoniano toda la sucesión de materiales del Cretácico inferior con facies mayoritariamente marinas.

Constituyen la base del complejo unas **areniscas de grano muy fino y limolitas calcáreas** (13). Tramo potente (hectométrico), formado por areniscas de grano fino a veces desorganizadas y a veces en estratos netos, con buena granoclasificación, y limolitas masivas,

calcáreas o decalcificadas (se trata del equivalente lito y cronoestratigráfico de la formación Ereza, detríticos basales del Complejo Urgoniano). Aparece generalmente en la base de la serie, bastante tectonizado y con contactos difusos y transicionales hacia el término lutítico (18).

Los niveles areniscosos netos presentan espesores variables entre 5 cm y 1 metro, con laminación paralela y "ripples" a techo, y ocasionalmente, organizados en pequeñas secuencias de carácter tanto positivo como negativo. Las lutitas, esencialmente limolitas micáceas, de colores oscuros, constituyen la facies más abundante y están fuertemente bioturbadas. Son frecuentes los restos de lamelibranquios, equinodermos y orbitolinas.

La proximidad de grandes accidentes tectónicos produce en estos materiales una esquisto- sidad que en ocasiones llega a obliterar la estratificación.

Calizas en bancos métricos con rudistas y corales (14). Este tramo presenta unas lito y biofacies muy características, prácticamente idénticas a las de su término calizo equivalente (6) en el Sector de Amboto. Geométricamente también se encuentran, como aquél, en situaciones de "orla" de las calizas masivas.

Calizas en bancos decimétricos a métricos con corales y rudistas (15). Son calizas que presentan tres tipos de organizaciones litoestratigráficas:

1.—Calizas en bancos decimétricos, generalmente con carácter micrítico, bioclástico o biostrómico y cierto predominio de corales y orbitolinas sobre rudistas (por ejemplo en Errelletabaso).

2.—Alternancias de calizas generalmente biostrómicas, con rudistas y corales, en bancos métricos, y calizas impuras (arenosas, margosas, brechoides o nodulosas) (Indusi).

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

Su presencia es minoritaria en los litosomas calizos, localizándose en zonas de tránsito lateral y vertical a terrígenos, como en Indusi, Errelletabaso o Indibiti.

Calizas en bancos decamétricos con rudistas y corales (16). Se define así un conjunto formado por calizas masivas propiamente dichas (sin estructura observable) (área de Baltzola), y calizas estratificadas en bancos decamétricos (Urrekoaitz, etc.). Las características bio y litoestratigráficas son en todo similares a las de sus equivalentes calizos (5) en el Sector de Amboto.

Calizas con componente terrígeno (17). Se trata de bandas métricas a decamétricas que se intercalan en calizas más puras, marcando límites de macrosecuencias (Indusi), o bien de facies de "orla" con geometrías irregulares en los tránsitos laterales y verticales entre calizas y terrígenos equivalentes (Dima Goikoa). También aparecen dentro de las areniscas y lutitas (25), encuadradas en el tránsito lateral de Eskubaratz. Litológicamente son calizas arenosas y/o margosas, con componente micáceo variable. A veces pueden aparecer como estratos de caliza ferruginosa irregularmente estratificada, alternantes con margocaliza nodulosa, de aspecto uniforme o con delgadas intercalaciones margosas onduladas ("wavy laminations"). Finalmente pueden asumir la forma de barras calizas decimétricas, con fauna diversa, alternantes con niveles centimétricos de margas.

Limolitas con pasadas areniscosas, areniscas laminadas de grano fino (18). Tramo de potencia hectométrica, superior a los 700 m, constituido principalmente por lutitas negras, muy poco bioturbadas, en las que se llegan a observar finos estratos areniscosos de espesor milimétrico que marcan la estratificación. Localmente aparecen en las lutitas, lumaquelas de gasterópodos con cemento

carbonatado. Se aprecian también algunos niveles aislados de arenisca silíceas, bien clasificada, con laminación paralela neta, de 10 a 25 cms de potencia, que pueden llegar a formar secuencias negativas.

En los afloramientos noroccidentales, más cercanos a las calizas de Indusi (de las que son equivalentes laterales), el tamaño de grano aumenta, llegando a aparecer areniscas de grano fino-muy fino, laminadas o en estratos difusos.

Los mejores afloramientos aparecen en la zona Oba-Inungane y en la carretera de Indusi a Otxandio.

Areniscas y lutitas (19). Se sitúa en dos posiciones estratigráficas diferentes: como tránsito lateral de la parte media (Albiense inferior?) del litosomo calizo de Indusi, o bien como barras aisladas o términos más potentes, marcando el techo del Complejo Urgoniano. Se trata de un término terrígeno compuesto por areniscas estratificadas y lutitas en proporciones y organizaciones variables.

Areniscas calcáreas y calizas arenosas (nivel-guía) (20). Se trata de un estrato o grupo de estratos de aproximadamente 1 a 3 metros de potencia intercalado a una altura constante cerca del techo del término 13 en el ángulo sureste del cuadrante. Litológicamente es variado y se encuentra intensamente alterado y decalcificado, puede constar de areniscas calcáreas o decalcificadas, o bien calcarenitas arenosas o ferruginosas, siempre bioturbadas. Este nivel contiene orbitolinas, corales solitarios e incluso algún posible ammonites.

Areniscas (21). Son fundamentalmente arenitas-litarenitas de grano medio a grueso, localmente microconglomeráticas. Están bien estratificadas y forman barras con potencia generalmente métrica. Las intercalaciones lutíticas son frecuentes aunque minoritarias dentro del conjunto. Por su parte los niveles microconglomeráticos están muy restringidos a la zona de Moner-Kaitza.

Alternancia regular de areniscas y lutitas (22). Alternancia de estratos centi-decimétricos de arenisca silíceas, con limolitas arenosas. Los bancos areniscosos presentan "ripples" de corriente y algunos calcos de carga como estructuras sedimentarias principales. Las limolitas contienen arena de grano fino, abundante mica y buen número de septarias intercaladas. La potencia del término es deca-métrica, no pudiendo estimarse al estar fuertemente replegado y no aflorar el techo. Aflora con buena calidad en la carretera Dima - Otxandio, en Eguzkin, donde la serie se presenta invertida, y en los alrededores de Zelaigorria.

Lutitas negras con algún nivel arenis-coso (23). Afloran tan sólo en el extremo sureste del cuadrante.

Término esencialmente lutítico, negro, con abundante materia orgánica y mica, en el que se intercalan estratos areniscosos agrupados en niveles decimétricos aislados. Son frecuentes los niveles ferruginosos. La potencia en cuadrantes contiguos es del orden de 350 metros.

Sobre los materiales urgonianos (y en pa-so lateral con parte de los mismos) se dispone el **Complejo Albocenomaniense** o **Supraur-goniano**. Se trata de materiales depositados por la progradación de un sistema de abanicos del-taicos de gran magnitud (formación Valmase-da), formados por diferentes litologías terrígenas que alternan en mayor o menor proporción. En base a criterios de proporcionalidad de litofa-cies se han establecido, dentro de este sector, dos términos diferentes, que se describen a continuación.

Con el término **lutitas negras con sep-tarias** (24) se definen los tramos que presen-tan un claro predominio lutítico. Son materiales esencialmente limolíticos, micáceos, que se or-denar en paquetes potentes con laminación grosera. Muestran coloraciones oscuras y roji-zas debido a la abundante materia orgánica dis-persa y óxidos de hierro que contienen.

La estratificación viene marcada por la ali-neación de septarias; así como por la interca-lación de niveles areniscosos, calcareníticos e incluso alguna parabrecha calcárea, especial-mente en las proximidades de las calizas de Indusi.

Areniscas y lutitas (25). Se trata del típico término alternante de la formación Valma-seda, en el que las lutitas (limolitas), de carac-terísticas similares a las descritas para el término 24, alternan con niveles de areniscas. Las are-niscas, en esta facies, son litarenitas de tonos grises, frecuentemente teñidas de rojo por oxi-dación de menas metálicas, bien estratificadas en bancos centi a decimétricos con abundan-te mica blanca y laminación paralela y cruzada de "ripples", que se ordenan con frecuencia en paquetes de potencia métrica. Aunque la facies alternante es bastante homogénea, el tamaño de grano de las limolitas puede superarse localmente, dándose una alternancia de litarenita-grauvaca negra, de grano fino - muy fino.

Se localizan únicamente en el borde este del cuadrante, en discordancia sobre las calizas de Eskubaratz.

2.4. UNIDAD DE YURRE. SECTOR DE MANDOIA

Este sector aflora en el ángulo noroeste del cuadrante; los términos que componen la columna estratigráfica se depositaron entre Aptiense y Albiense, y corresponden a los complejos Urganiano (términos 26 a 30) y Supraur-goniano (31 y 32). Son facies carbonatadas y terrígenas, representando algunas de estas úl-timas los equivalentes laterales de las primeras, estén o no presentes en el sector. De más anti-guo a más moderno se pueden diferenciar:

Areniscas de grano fino y limolitas calcáreas (26). Afloran parcialmente en el ángulo noroeste del cuadrante. Forman un paquete muy potente y monótono de aspecto general masivo y carente, salvo en niveles alternantes muy localizados, de una organización clara en estratos bien definidos. Se encuentran bioturbadas, con pérdida de la laminación paralela o lenticular original, mal clasificadas y con abundante mica. Presentan colores grisáceos en fractura fresca, y amarillentos cuando están decalcificadas. La fauna es indicativa de un medio marino abierto: equinodermos, orbitolinas, ostreidos, otros bivalvos, ammonites, belemnites, gasterópodos. Son comunes los nódulos y las septarias.

El término puede reconocerse por las pistas que desde el barrio de Amézola, conducen al monte Mandoia.

Calizas en bancos métricos con rudistas y corales (27). Se sitúan a techo del término anterior. Sus afloramientos se extienden como una banda de 125 a 175 metros de potencia que cruza el cuadrante en el ángulo NO. Es la manifestación arrecifal más baja (Aptiense medio) en el sector. La base está constituida por un nivel no cartografiado de caliza impura sobre el que se implanta una sedimentación calcárea más neta, con escasa contaminación terrígena. Esta presenta las características típicas de los biostromos urgonianos, descritas anteriormente en otros sectores (términos 6 y 14).

Sus características pueden reconocerse parcialmente en la pista que conduce al barrio de Amézola, en el barrio de Solatxi y en el arroyo de Gorozitu.

Lutitas con pasadas areniscosas (28). Se sitúan a techo de las calizas. Forman una serie compuesta mayoritariamente por lutitas oscuras ligeramente carbonatadas que intercalan niveles aislados centi-decimétricos

de areniscas silíceas, a veces organizados en paquetes métricos. Son frecuentes las canalizaciones y los fenómenos de inestabilidad en forma de "slumps" de espesor métrico. La potencia del término oscila entre 150 y 250 metros.

Margas, margocalizas, calcarenitas y brechas calcáreas (29). Se disponen a techo del término anterior. Se trata de un término carbonatado-detrítico, equivalente lateral de edificios carbonatados. Presenta una distribución irregular de las diferentes litologías calcáreas. Está formado mayoritariamente por margas, margocalizas, calizas nodulosas y tableadas, y niveles muy localizados de brechas calcáreas y calcarenitas. Son muy frecuentes los fenómenos de inestabilidad y deformación gravitatoria sinsedimentaria. Alguno de estos tramos se han separado en cartografía y definido como **calizas y/o brechas calcáreas** (30). Constituyen litosomas calcáreos de dimensiones irregulares, situados a diferentes alturas de la serie. Pueden darse las siguientes litologías:

- Calizas sin macrofauna (barrio de Barbatxao o Ermitabarri en Zeberio).
- Parches calizos con corales y rudistas (al NE de Ereñozar en Zeberio).
- Barras de brechas y megabrechas netamente estratificadas, sobre todo a techo del conjunto (29), con bloques de tamaño hasta métrico (zona de Arantzazu y carretera de Barañano).
- Niveles de calizas y margocalizas nodulosas o tableadas en alternancia con margas que muestran evidencias de haber sufrido fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria (barrio de Etxaso en Zeberio).

La potencia total de todo el conjunto se estima variable entre 300 y 500 metros.

Sobre los materiales urgonianos y en parte (al menos en otros cuadrantes) como paso lateral del techo de los mismos, se dispone un potente conjunto terrígeno: el **Complejo Albo-cenomaniense**. Se trata de materiales depositados por la progradación de un sistema de abanicos deltaicos de gran magnitud. (Fm. Valmaseda), que alcanzaban un talud terrígeno, deslizándose por su pendiente (Fm. Durango). Está formado por terrígenos de granulometría variada que alternan en mayor o menor proporción, originando diversos términos cartográficos (dos en el caso de este sector):

En la base del complejo se diferencia un potente tramo (mayor de 800 metros) definido como **lutitas (limolitas) con pasadas areniscas** (31). Es un término fundamentalmente argilítico y limolítico, que intercala ocasionales niveles de arenisca calcárea con estructuras turbidíticas. Las lutitas presentan colores oscuros, abundante mica blanca dispersa, así como sulfuros (pirita) que por oxidación llegan a darle tonos rojizos. La estratificación viene marcada por los ocasionales niveles de arenisca, o por la alineación de septarias y nódulos carbonatados de núcleos ferruginosos característicos de estos tramos.

Ocasionalmente se observan niveles de areniscas microconglomeráticas y fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria tales como "slumps" y brechas intraformacionales (carretera a Zalbides). Un corte bastante completo se realiza por la pista que desde el barrio de Garri conduce a Argiñano.

Dentro del término anterior se intercalan localmente estratos areniscosos, constituyendo una alternancia de areniscas y lutitas sin que se observe un claro predominio de ninguna de las litologías. El tramo más potente que presenta esta facies se ha cartografiado y definido como **areniscas y lutitas** (32). Aflora muy limitadamente al E del río Arratia originando el alto geomorfológico de Arandi. La potencia se estima cercana a los 50 metros. Las areniscas son litarenitas grises con mica blanca, bien estratificadas en bancos centi-decimétricos, con laminación paralela y cruzada de "ripples".

2.5. UNIDAD DE GORBEA

Ocupa prácticamente la mitad suroeste de la hoja. Está compuesta por materiales del Cretácico inferior en serie monoclinas buzante al S. Se diferencian tres grandes complejos: Complejo Purbeck-Weald, Complejo Urganiano y una pequeña representación del Complejo Albo-cenomaniense (en este caso, la Fm. Valmaseda).

El **Complejo Purbeck-Weald** definido por PUJALTE (1977) tiene un carácter esencialmente terrígeno. Aflora ampliamente en la mitad SO del cuadrante. La potencia mínima estimada (puesto que faltan los tramos de muro) es cercana a los 2.500 metros. El corte-tipo, de excelente calidad, se realiza por la carretera que desde Artea asciende al alto de Bikotz-Gane. El complejo constituye un monótono conjunto terrígeno dentro del cual se han distinguido, en base a criterios litológicos, varios términos que se describen a continuación.

La facies mayoritaria se ha definido como **lutitas y areniscas** (33). Consiste en una alternancia de estratos argilíticos, limolíticos y areniscosos, de potencias decimétricas, a veces en forma de secuencias negativas. En los niveles de grano más fino, que suelen tener con frecuencia materia orgánica, abundante pirita y cemento carbonatado, aparecen lumaquelas de gasterópodos (glauconia) y bivalvos de aguas salobres o marinas restringidas. Localmente se intercalan, a techo de la serie, niveles con fauna marina (pectínidos, equinodermos).

En las proximidades de Artea, intercaladas en los tramos más bajos, se reconocen **rocas ígneas** (34). Se trata de un cuerpo alargado observable únicamente en dos afloramientos, uno en buen estado (carretera de Bikotz-Gane) y otro en el que se aprecia la roca totalmente alterada. La potencia, métrica a decamétrica, es difícil de estimar. Está compuesto por tres tipos de roca no diferenciables en cartografía:

- Coladas basálticas microgranudas con abundante pirita dispersa e incluso un nivel pirítico decimétrico asociado.
- Tobas blanquecinas muy finas, que se sitúan sobre las coladas anteriores, compuestas por caolinita y óxidos de hierro. Proceden casi con seguridad de un sedimento de origen volcánico con una composición muy similar a la de las coladas.
- Delgadas intercalaciones calcáreas, apenas distinguibles, con fauna de bivalvos de concha fina.

En los alrededores de Artea y en los alrededores del caserío Madariaga se han cartografiado dos nivelillos decimétricos de rocas microgranudas que se han exagerado en cartografía.

A diferentes alturas dentro del complejo se intercalan **niveles carbonatados: micritas, dolomicritas, doloesparitas, calizas estromatolíticas y calizas con pseudomorfos de anhidrita** (35). Se trata de intercalaciones carbonatadas de potencias decimétricas (ocasionalmente métricas) constituidas por calizas y calizas dolomíticas con componente arcilloso variable. Se han reconocido las siguientes litologías:

- Niveles micríticos masivos muy oscuros, total o parcialmente dolomitizados, con ausencia de fauna y abundancia de pirita. Son los más comunes y se reconocen a cualquier altura de la serie.
- Niveles micríticos y esparíticos laminados, total o parcialmente dolomitizados, a veces con laminación alternante de colores claros y oscuros, determinada por la cantidad de materia orgánica. El aspecto de la laminación puede presentar variaciones de potencia debidas al crecimiento de "algal-mats"; otros

están constituidos por "packstone" de bivalvos. Se reconocen en la carretera que desde Zeanuri conduce al barrio de Ozerin.

- Niveles esparíticos con laminación alternante de láminas margosas y láminas esparíticas irregulares, con gruesos cristales de calcita a modo de nódulos que perturban la estratificación. Es muy probable que representen una pseudomorfización de evaporitas, posiblemente de anhidrita, originando una estructura denominada "chicken-wire". Se reconocen sobre todo en los tramos más bajos del complejo, en las cercanías de Artea. También en el lecho del río Zeberio a la altura del barrio de Gezala, se han reconocido niveles de este tipo. Una característica marcada de algunos niveles carbonatados es su gran continuidad lateral (kilométrica) frente a su exigua potencia.

Hay que señalar la presencia en este cuadrante de un manantial de aguas sulfurosas en las cercanías de Gezala, posiblemente relacionado con la abundante materia orgánica y pirita que caracteriza, en general, a los materiales wealdenses.

Las facies más areniscosas del complejo están representadas por el término **areniscas** (36). Comprende aquellos tramos con areniscas claramente predominantes sobre las litologías más finas. Están constituidos por bancos decimétricos de areniscas rojizas u oscuras, de grano medio, bien clasificadas, con "ripples" de corriente y oscilación, laminaciones paralelas, muros erosivos, estratificaciones cruzadas y disposiciones frecuentemente canaliformes. Este tipo de bancos netos alternan con areniscas ligeramente calcáreas, más oscuras, de grano fino a medio, desorganizadas (bioturbadas), micáceas, con materia orgánica y cantos blandos, y con limolitas y escasas argilitas. Son frecuentes las organizaciones secuenciales, tanto positivas como negativas.

A escala del cuadrante, estos términos forman paquetes de potencia decamétrica o incluso hectométrica intercalados a diversas alturas en la facies limolítica general. Presentan una continuidad lateral kilométrica, manteniéndose la potencia constante para cada uno de los paquetes.

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

La serie comienza con el término **areniscas de grano fino y limolitas calcáreas** (37) (Fm. Ereza). Sus afloramientos conforman la alineación Aibelaga-Bikotzgane-Zanburu.

Forman un paquete muy potente (cerca a los 700 metros) y monótono, de aspecto general masivo y carente de una organización clara en estratos bien definidos. Resulta una facies muy similar al término (26) descrito en el Sector de Mandoia.

En la parte alta del tramo, se intercalan en la serie niveles de areniscas muy calcáreas, margas e incluso calizas arenosas con fauna de bivalvos marinos, equinodermos, orbitolinas, etc. Es frecuente la organización en secuencias negativas. El corte tipo puede establecerse en las cercanías del alto de Bikotz-Gane.

Aproximadamente hacia la mitad del término anterior se intercala de forma constante un paquete bien estratificado constituido por una **alternancia de areniscas y lutitas** (38). Presenta potencias cercanas a los 100 metros. Está compuesto por areniscas de grano medio en estratos netos, alternando con lutitas (formando con frecuencia secuencias negativas) y limolitas calcáreas con abundantes orbitolinas dispersas. Localmente (al norte de Mendi-Gane) la litología es de areniscas con canales bien desarrollados y estratificación cruzada de surco y planar, a pequeña y gran escala, y arcillas grises con fauna marina (ammonites, etc.)

(GARCIA GARMILLA, GARCIA PASCUAL Y ORTEGA, 1983). Aquí se detectan signos de inestabilidad gravitatoria, representados por la formación de almohadillas y por niveles slumpizados de potencia decimétrica a métrica.

A techo del tramo de areniscas de grano fino y limolitas calcáreas (37) se dispone (en toda la unidad) la primera barra caliza en facies urgoniana típica o sus equivalentes laterales. Esta barra suele estar compuesta por varios términos carbonatados que se describen a continuación:

Calizas en bancos métricos con rudistas y corales (39). Este tramo presenta unas lito y biofacies con las características habituales en los cuerpos biostrómicos urgonianos. Su descripción es idéntica a la de los términos calizos (6), (14) o (27), presentes en otras unidades.

Son localmente frecuentes los bancos calcareníticos extensivos, a veces localizados en las proximidades de los tránsitos laterales a facies terrígenas (área de Gallartu).

Calizas con componente terrígeno (40). Se trata de la clásica facies de implantación de una rampa carbonatada (aparece en el litosomo de Zanburu; no así en el de Aibelaga). Se desarrolla en forma de biostromos de ostreidos, orbitolinas y/o corales, situados en la base de dicho litosomo. Litológicamente es una caliza impura, con una descripción equivalente a la del término (17) de la Unidad de Yurre.

Calizas en bancos decimétricos a métricos con rudistas y corales (41). Son calizas que presentan tres tipos de organizaciones litoestratigráficas muy similares a las descritas para el término (16) de la Unidad de Yurre.

Esta facies se encuentra como una intercalación decamétrica en las calizas más micríticas de Aibelaga-Semellarro, o como constituyente principal del litosomo de Zanburu.

Como equivalente lateral del litosomo calizo de Aibelaga hacia el SE, se dispone un conjunto de **margas** (42). Se trata de margas arenosas, micáceas, de color claro, masivas o con una cierta laminación concoide, que intercalan finos niveles de arenisca carbonatada de grano fino, localmente rubefactada.

A techo de este primer episodio calizo y en parte como paso lateral del mismo, se dispone un potente conjunto terrígeno-carbonatado denominado "serie de Pagomakurre". La facies mayoritaria se ha definido como **lutitas con pasadas areniscosas** (43). El término está constituido fundamentalmente por argilitas y limolitas oscuras, muy compactas y algo calcáreas, que intercalan ocasionales niveles mili a decimétricos de areniscas calcáreas, además de calcarenitas o calizas arenosas con ostreidos y orbitolinas. Los estratos de arenisca son decimétricos (hasta 1 m) y se organizan en alternancia con argilitas y limolitas. A muro es frecuente encontrar niveles slumpizados y fauna de ammonites y lamelibranquios. La potencia del conjunto se estima cercana a los 600 metros. Por regla general se encuentra mal aflorada, reconociéndose el corte más completo en la subida al alto de Bikotz-Gane.

Hacia el SE del área de afloramiento algunas intercalaciones areniscosas adquieren entidad cartográfica y se definen como **areniscas** (44). Son cuerpos arenosos englobados en el término (43). En el NO son cuerpos de forma aproximadamente lenticular que hacia el SE van aumentando de potencia dentro de la "serie de Pagomakurre". La litología es de areniscas de grano fino a grueso en bancos centi a decimétricos, a veces alternantes con limolitas más o menos calcáreas formando secuencias negativas. La polaridad horizontal en este cuadrante está bien marcada: hacia el SE aumenta el tamaño de grano y la selección del material. Así la serie de Pagomakurre se fracciona en litosomos areniscosos separados por intercalaciones lutíticas.

Del mismo modo las intercalaciones aisladas de calcarenitas adquieren entidad hacia el SE y se cartografían como **barras calcareníticas** (45). Estas constituyen litosomos aislados en la masa terrígena del tramo (43). Son equivalentes laterales de las lutitas y areniscas que los engloban y asimismo, de litosomos calizos no aflorantes, áreas-fuente de las que provienen. Es frecuente la fauna de ostreidos, orbitolinas, equinodermos y braquiópodos. Litológicamente constan de bancos irregulares, difusamente estratificados de "grainstone-rudstone" bioclástica con ocasionales intercalaciones lutíticas centimétricas.

A techo de la serie de Pagomakurre se reconoce un potente conjunto (500 metros aproximadamente), aflorante en los accesos a Zalao y Urigoiti, y definido como **margas, calcarenitas, calizas nodulosas y brechas** (46). Constituyen los equivalentes laterales del litosomo calizo de Itxina, de edad Albiense inferior. Es un término carbonatado que incluye numerosos niveles calcáreos resedimentados (calcarenitas y algunas brechas calcáreas).

Litológicamente constan de niveles calcareníticos o calcirrudíticos, en bancos decimétricos (a veces métricos), con frecuentes contactos intraerosivos y estratificaciones cruzadas, separados por pasadas margosas o lutíticas, o bandas de calizas y/o margocalizas nodulosas. Ocasionalmente son frecuentes los niveles poco potentes de brechas calcáreas.

A una altura determinada dentro del término anterior se ha diferenciado el término **margas y margocalizas con olistolitos de calizas, brechas, calcarenitas y calizas nodulosas** (47). La litología es similar a la del tramo (46), aunque incluyendo niveles de megabrechas calcáreas y olistolitos calizos distribuidos de forma variable en la masa margoso-calcarenítica. El contacto discordante de muro es erosivo por la actuación de los deslizamientos olistolíticos sobre el sustrato autóctono. El contacto de techo también se

considera discordante, ya que las margas autóctonas que recubren el término lo hacen posiblemente en "onlap" sobre materiales con cierta pendiente sindeposicional. Este conjunto puede reconocerse en la pista que desde Urigoiti conduce al manantial de Aldabide (cuadrante de Gorbea).

El **Complejo Albocenomaniense** está representado en esta unidad por una exigua porción de las lutitas basales de la Fm. Valmaseda. El término se ha definido como **lutitas (limolitas) con pasadas areniscosas** (48) y se dispone a techo del término (46) en tránsito gradual. Las margas infrayacentes se van haciendo más arenosas hacia techo, pasando finalmente a limolitas. Hacia el SE (cuadrante de Gorbea) llegan a solapar parcialmente el litosomo calizo de Itxina. Sus características litológicas, a excepción de la inestabilidad sinsedimentaria, son similares a las de los términos lutíticos (2) ó (31) en las unidades anteriormente descritas. En áreas donde se reconoce el techo del tramo (cuadrante de Llodio) se estima una potencia de 500 metros.

2.6. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios son en general de escasa importancia en el cuadrante. Se han distinguido en cartografía los siguientes:

Terrazas fluviales (49). Estos depósitos están constituidos por acumulaciones de materiales de diferentes granulometrías con alta variabilidad espacial tanto en vertical como en horizontal. Normalmente se trata de gravas redondeadas englobadas en una matriz arenolimoso. El espesor es variable, alcanzando en algunos puntos más de 3 metros, aunque generalmente no sobrepasa el metro. Adquieren cierta extensión superficial en el aluvial del río Arratia a su paso por Arantzazu y Artea.

Depósitos aluviales (50). Los depósitos aluviales presentan unas características muy

similares a los depósitos de terraza, si bien el espesor es mayor y más regular.

Depósitos coluviales no compactados (51). Los depósitos de ladera son muy frecuentes dentro de la zona. Se han agrupado bajo esta denominación materiales muy diversos que presentan la característica común de haberse formado por acción de la gravedad. Los coluviales son de dos tipos: de bloques calizos (gravas sin redondear) o de bloques silíceos (algo redondeados y con abundante fracción arcillosa).

Depósitos coluviales calizos cementados y/o compactados (52). Dentro de este término se han englobado los coluviales formados por cantos calizos angulosos o redondeados, con un cemento calcáreo que les confiere cierta cohesión intergranular o que rellena totalmente los poros. Por su morfología, algunos de ellos parecen ser los restos de un sistema coluvial más antiguo casi totalmente desmantelado que se apoyaba sobre los grandes resaltes calcáreos de Aramotz, Urrekoaitz o Indusi.

Depósitos periglaciares (53). Los depósitos periglaciares están formados por materiales muy heterogéneos, abundando las fracciones más gruesas y más finas. Son similares a los depósitos glaciares, si bien no están ligados a formas reconocibles de origen glaciar. El espesor de estos materiales es normalmente reducido, alcanzando en algunos casos los 4-5 metros. Su presencia se restringe a las estribaciones septentrionales del macizo de Itxina, en los alrededores de Urigoiti.

Travertinos (54). El travertino que aparece en esta hoja (únicamente en el área de Orúe) está formado por la precipitación de carbonato cálcico sobre vegetales, por lo que presenta una configuración neta de toba calcárea. Presenta un grado de alteración grande, descomponiéndose en fragmentos irregulares de tamaño decimétrico a tamaño arena gruesa.

Arcillas de decalcificación (55). Estas arcillas, muy frecuentes en los macizos calizos (aquí representadas en Artaun y Egiraun), provienen de la acumulación en zonas deprimidas de los productos del proceso de decalcificación por disolución de las litologías calizas. Tienen un alto contenido en óxidos de hierro y un espesor muy variable que puede alcanzar la decena de metros.

Depósitos antropogénicos (56). Los depósitos de origen antropogénico son acumulaciones de materiales muy heterogéneos, en cuanto a origen y tamaños. Normalmente son escombreras y vertederos, aunque también se incluyen rellenos para obras civiles (embalse de Undurraga).

3. SEDIMENTOLOGIA

El presente capítulo es un intento de establecer los parámetros sedimentológicos y paleogeográficos en una triple vertiente: secuencial, geométrica-estratigráfica y paleogeográfica. Esta interpretación se realiza para las distintas unidades tectoestratigráficas en la posición que ocupan en la actualidad.

La correlación entre unidades puede ser problemática al desconocerse con exactitud sus posiciones originales. En todo caso, el desplazamiento sufrido por las mismas en este cuadrante, quizá de algunos kilómetros a lo largo del corredor de Villaro, puede no tener demasiada importancia en términos paleogeográficos.

En el área de trabajo aparecen materiales pertenecientes al Cretácico inferior, con edades comprendidas entre Neocomiense superior(?) y Albiense medio, aproximadamente.

Después de los episodios de transición representados por Purbeck y Weald, y a partir de la transgresión aptiense, la evolución sedimentaria del Cretácico inferior marino comprende dos nuevos ciclos: uno inicial constructivo carbonatado (Urgoniano), que trae consigo la implantación de sistemas arrecifales y paraarrecifales, y otro final destructivo que se completó con grandes aportes terrígenos a sistemas deltaicos y de abanicos submarinos (Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano).

De acuerdo con las facies de los materiales aflorantes y según su organización, se describen a lo largo del capítulo estos ciclos sedimentarios mayores:

- Ciclo Purbeck-Weald (Hauteriviense?-Barremiense).
- Ciclo Urgoniano (Aptiense-Albiense inferior-medio).
- Ciclo Albocenomaniense o Supraurgoniano (Albiense medio-superior - Cenomaniense inferior).

Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios está compuesto por parejas o grupos de elementos estratigráficos que pueden asimilarse al concepto de "secuencia deposicional" de MITCHUM *et al.* (1977); casi todas ellas comienzan o están separadas por una superficie de discontinuidad que varía desde un simple cambio litológico brusco, hasta una discordancia angular con importante pérdida de registro sedimentario por erosión o no-deposición. Algunas de estas secuencias constituyen macrosecuencias de somerización en el sentido de JAMES (1979).

3.1. CICLO PURBECK-WEALD (Hauteriviense?-Barremiense)

En este cuadrante aflora la parte superior del Complejo Purbeck-Weald (PUJALTE, 1977),

que abarcaría quizá el techo del Neocomiense (facies Purbeck) y el Barremiense completo (facies Weald). El tramo inferior se compone de niveles lutíticos, calcáreos y dolomíticos, correspondientes a depósitos de lagos salobres costeros. Los tramos superiores, por su parte, componen una serie terrígena areniscosa y lutítica, propia de un medio deltaico o de transición a marino. En los episodios finales tiene lugar una transgresión que introduce en el área un medio de llanura mareal terrígena somera (formación Ereza, GARCIA-MONDEJAR y PUJALTE, 1982). En el momento del tránsito se desarrollan en toda la zona pequeños biohermos de ostreidos, muy característicos.

Analizado en su conjunto, el Complejo Purbeck Weald presenta características de medio salobre a marino restringido, muy localmente marino franco. Como rasgo distintivo cabe citar la diferencia de espesores entre los pocos cientos de metros de sucesión carbonatada en la actual zona costera (Gernika, Aulestia; CADEM, 1985) y los más de 2000 metros de materiales terrígenos en el corte de Areatza-Villaro (INGEMISA, 1982), o los más de 1300 metros en la vertiente sur del monte Ganekogorta (G.^a MONDEJAR y G.^a PASCUAL, 1982). Estas diferencias son el reflejo de una fuerte influencia terrígena continental en todo el área del Anticlinorio de Bilbao, mientras que Gernika constituía un paleoalto a salvo de la contaminación terrígena, o bien un enclave situado en una zona distal, más alejada del área-fuente principal de terrígenos, en la línea de costa occidental y meridional purbeck-wealdense (ver figuras 3.1, 3.2.).

En el entorno del cuadrante, la serie puede subdividirse en tres tramos (figura 3.3., corte-tipo en Artea-Bikotz-Gane): el primero de ellos (tramo inferior), correspondiente posiblemente al techo de la facies "Purbeck", se compone de lutitas con intercalaciones calizas y dolomíticas con pseudomorfos de evaporitas, y está escasamente representado al SO de Artea; el tramo intermedio está constituido por una alter-

nancia a gran escala de niveles lutíticos y areniscosos. Estos corresponden generalmente a rellenos de canal, y en aquellos se dan intercalaciones carbonatadas con fauna salobre, en ocasiones incluyendo restos de peces, así como esporádicos niveles calizos o dolomíticos. El tramo superior es similar nuevamente al inferior, aunque con una mayor influencia marina, como se verá más adelante.

A tenor de las facies reconocidas, el medio deposicional durante el Neocomiense superior-Barremiense debió ser similar al descrito por WRIGHT (1985) para el Purbeck de Portugal. Así, el tramo inferior (y en parte también el superior) de la figura 3.3., comparable a la "unidad 8" de WRIGHT (figura 3.4. afloramiento-tipo en Otzerin-Zeanuri), representaría depósitos de lagos dulces a salinos, perennes y someros, en una situación costera marginal. El tramo intermedio, similar a la "unidad 4" de WRIGHT, representa unos depósitos de "lagoon" salobre en situación fronto-deltaica. En la sucesión se intercalan regularmente horizontes carbonatados que señalan recurrencias del tramo inferior, así como abundantes niveles areniscosos que representan depósitos de canal (con estratificación cruzada planar y de surco, etc.), ciclos de desbordamiento en medios pantanosos con lignito, o bien secuencias de relleno de "bahías" interdistributarias.

La evolución paleogeográfica que se visualiza en la serie compuesta de la figura 3.3., es la siguiente:

Sobre un sustrato lagunar costero marginal, con episodios evaporíticos, tiene lugar la progradación o avance pulsante de lóbulos deltaicos. A principios quizá del Barremiense sobreviene la decadencia y abandono de esta actividad, convirtiéndose la zona en una llanura fangosa, probablemente estuarina. Inmediatamente, un nuevo aporte arenoso propicia la instauración de la zona canalizada principal, con estructuras de relleno de canales y de rotura de bordes de canal ("crevasse-splays"). A un nuevo

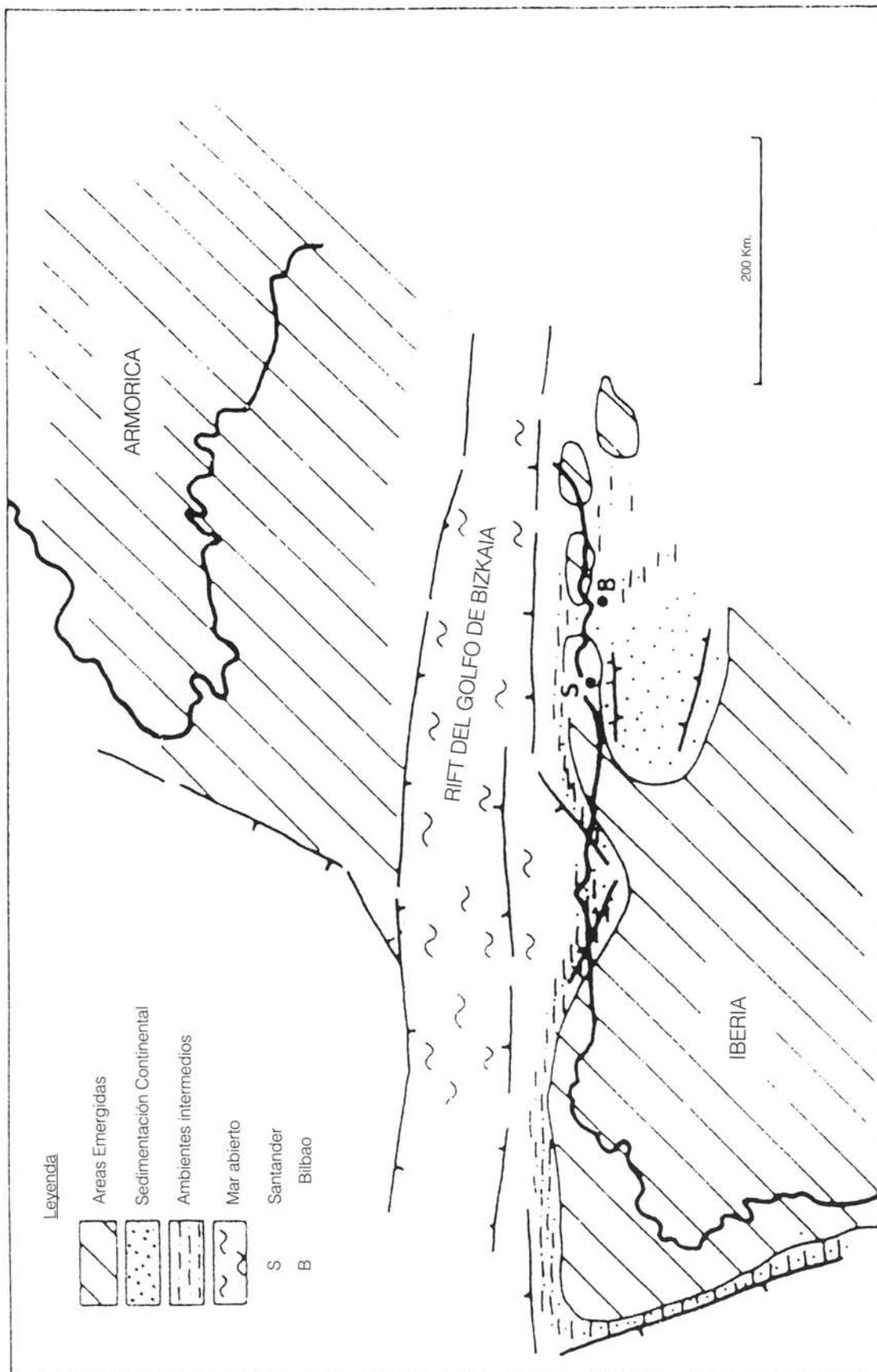
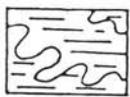
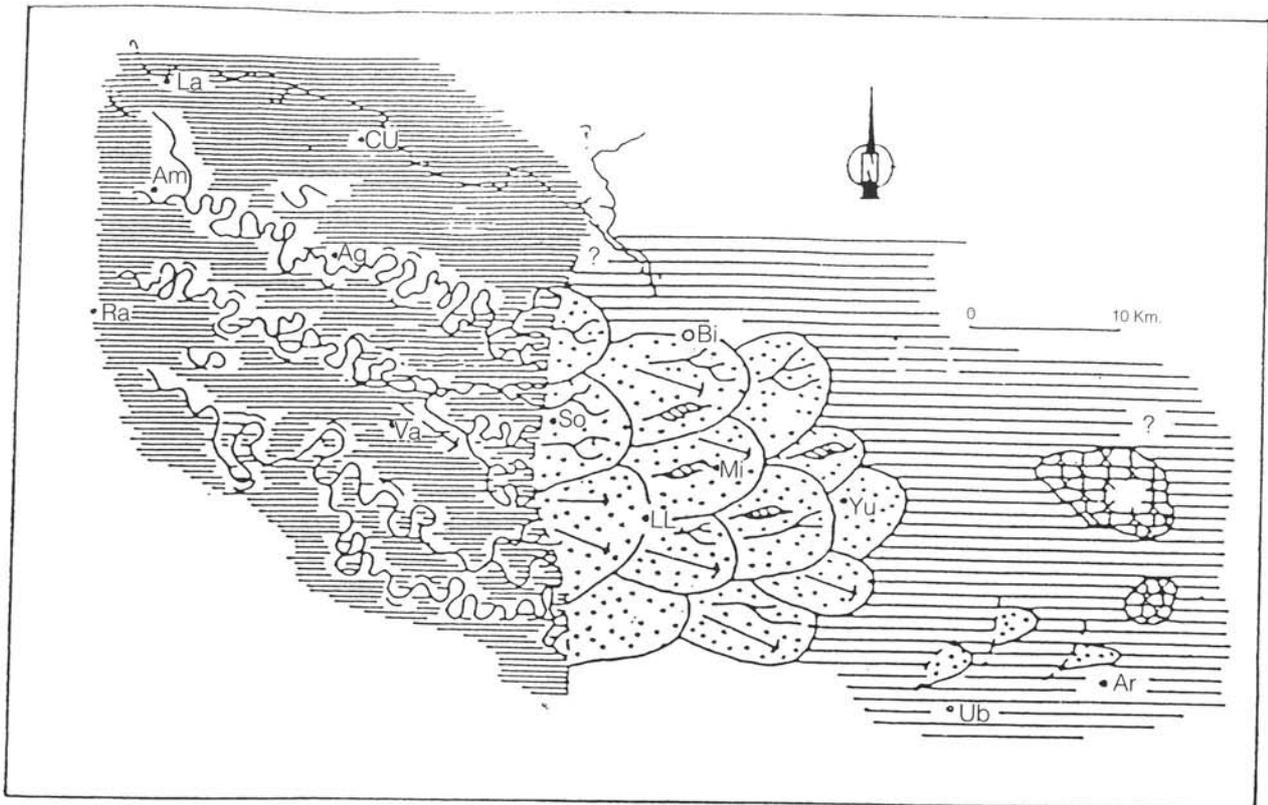


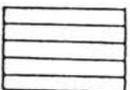
Figura 3.1.—Marco paleogeográfico imaginado para el Complejo Purbeck-Weald en la Cuenca Cantábrica. Tomado de INGEMISA, 1982.



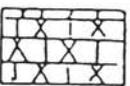
Continental fluvial (ríos meandriformes)



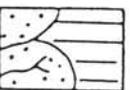
Continental fluvial (llanura de inundación)



Continental lacustre (depósitos arcillosos)



Continental lacustre (calizas con láminac. de algas)



Continental lacustre (areniscas deltaicas)



Paleocorrientes medidas

La: Laredo; Am: Ampuero; Ra: Ramales; CU: Castro Urdiales; Ag: Agüera; Va: Valmaseda; So: Sodupe; Bi: Bilbao; LL: Llodio; Mi: Miravalles; Yu: Yurre; Ub: Ubidea; Ar: Aramayona

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

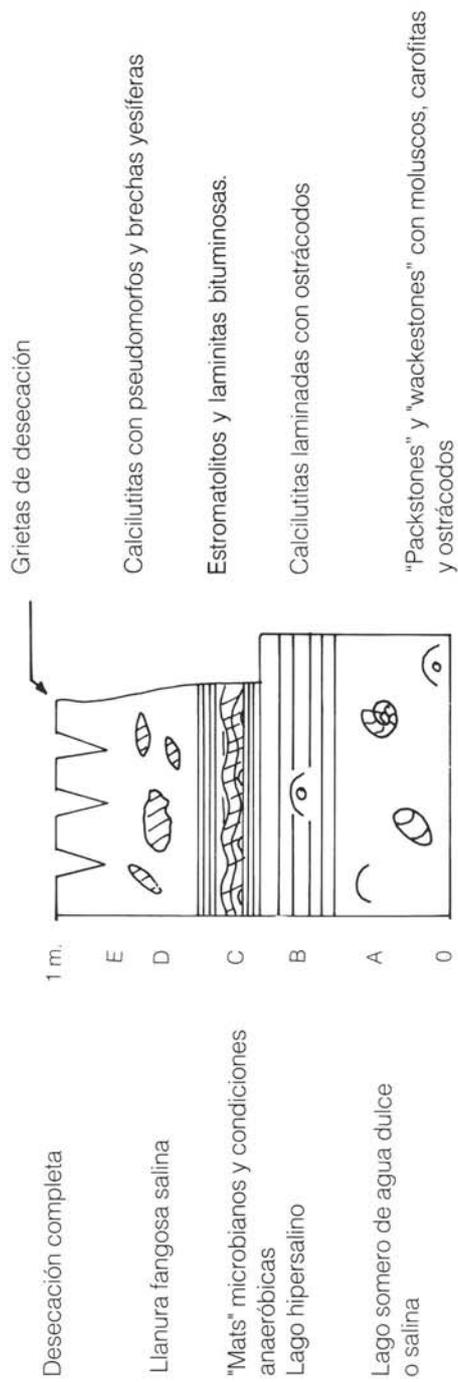


Figura 3.4.-Ciclo idealizado dentro de la "Unidad 8" de la sucesión de "Vale Verde" según WRIGHT (1985). Los términos B, C, y D son frecuentes en la sucesión wealdense del área de estudio y su entorno. El término A aparece sólo localmente y con frecuencia dolomitizado. El término E no ha sido observado en el área del cuadrante.

episodio de llanura lutítica ("lagoon?"), le sucede una progradación terminal con secuencias palustres (lignito) y gran acumulación de fauna salobre a techo.

El tramo superior, por su parte, presenta nuevamente características similares al inferior, aunque con una notable ausencia de intercalaciones calcáreas, posiblemente reflejo de una influencia marina más neta, que constituye el tránsito a la serie mareal suprayacente y que así completa el esquema transgresivo dibujado por la primera invasión marina del Cretácico. Esta transgresión culminará en el Aptiense y Albiense con el desarrollo de los arrecifes urgonianos.

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

Los materiales englobados bajo esta denominación abarcan un intervalo temporal máximo Aptiense-Albiense superior, aproximadamente. El Complejo Urgoniano fue definido por RAT (1959), quien empleó el término de "Complejo" por la heterogeneidad litológica que presenta, y el calificativo de "Urgoniano" por las calizas con facies urgonianas que suponen su rasgo más característico.

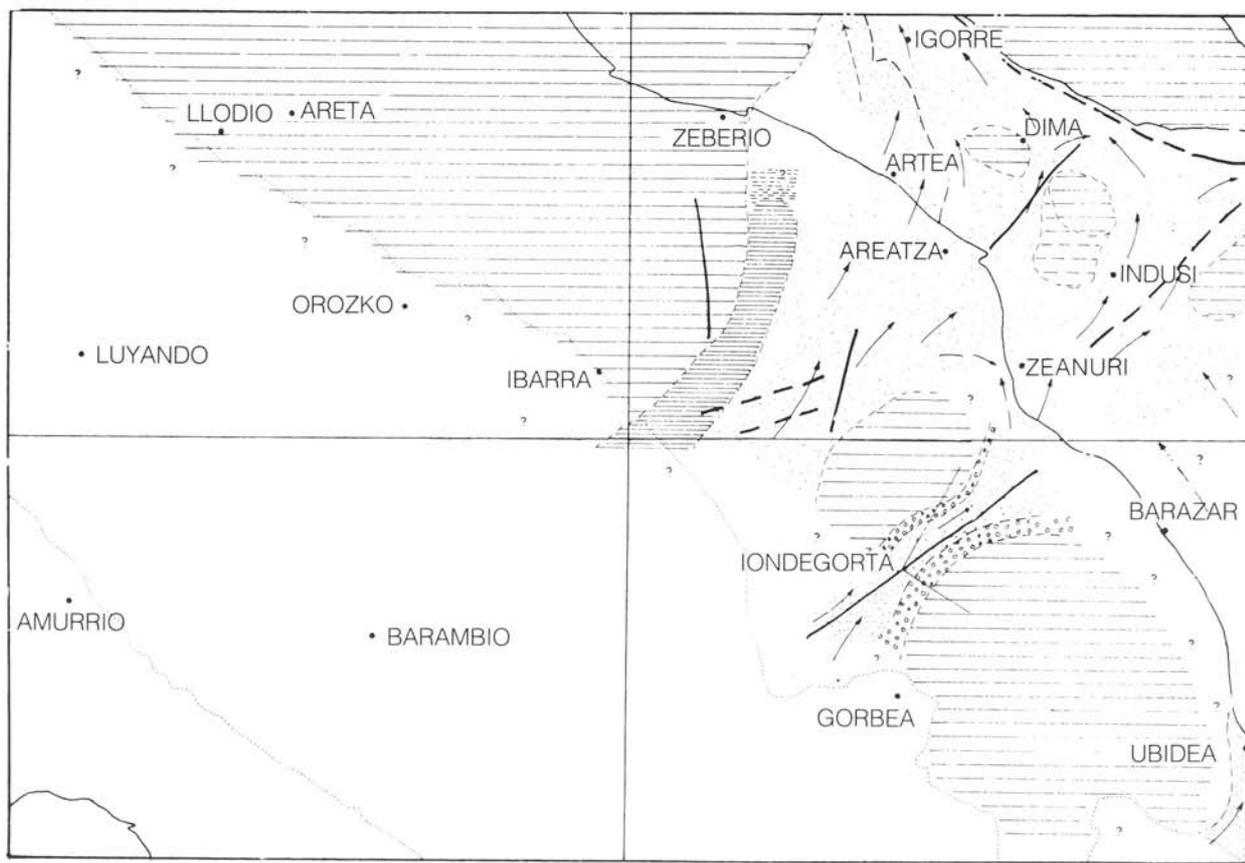
El desarrollo de calizas en el entorno del cuadrante fue diferente en el sector oriental (al E del cuadrante, montes de Durango, zonas de Amboto, Aitzgorri, Aralar) y en el occidental (áreas de Gorbea, Llodio, Bilbao y Encartaciones):

—En el oeste, el crecimiento arrecifal fue incipiente en el Aptiense inferior (1.^a secuencia deposicional urgoniana), claro y bastante extendido superficialmente, aunque no con demasiado espesor, en el Aptiense medio-superior (2.^a secuencia, barra de Arralde-Zanburu en este cuadrante), y verdaderamente espectacular entre el Aptiense terminal y Albiense superior (3.^a secuencia, correspondiente, por ejemplo, al litosomo de Itxina, cuadrante de Gorbea).

—En el este y noreste, por el contrario, tuvo lugar un crecimiento arrecifal continuo durante el Aptiense y Albiense inferior.

La evolución paleogeográfica a lo largo del Urgoniano fue la siguiente: la llanura mareal que se implantó en el área a partir de la base del Aptiense se divide en diferentes segmentos que basculan a lo largo de fallas sinsedimentarias de salto aparentemente muy variable (reducciones de potencia de 800 a 100 m) y direcciones N120°E y quizá N30°-40°E. Esto dio lugar a la formación temprana de ligeros paleoaltos de distinta magnitud en zonas como Aramotz e Indusi, o en Gorbea-Ubidea, Zanburu, etc. (cuadrante de Gorbea), con facies microdeltaicas, más someras. Mientras tanto, en zonas algo más profundas, la influencia mareal permitía el desarrollo esporádico de colonias de ostreidos, orbitolinas, etc. Al mismo tiempo en Indusi y Aramotz ya se habían implantado en el Aptiense inferior los cimientos de la barrera arrecifal que se desarrollaría posteriormente (ver figura 3.8.). Todo el espesor del litosomo calizo pasa, hacia el SE, a facies terrígenas (deltaicas+mareales?), en tanto que hacia el NO (cuadrante de Galdakao) se desarrolla un sistema de talud carbonatado. En el SO y E del cuadrante, invasiones de arena provenientes de abanicos deltaicos se redistribuyeron, por la acción mareal, en dirección N120° E, en diferentes fosas y altos previamente formados (Mendigane e Inungane, respectivamente; umbrales de Zanburu y Ubidea en el cuadrante de Gorbea; paleoalto de Untzeta en el cuadrante de Llodio, etc.). En el umbral de Inungane se depositan sedimentos arenosos mareales, mientras que hacia el este aparece fauna de ammonites (FDEZ. MENDIOLA y G.^a MONDEJAR, 1983) y nautiloideos, propia de mar abierto.

Con el precedente de los crecimientos arrecifales orientales (por ejemplo Aramotz e Indusi-Eskubaratz), llega al SO del cuadrante la implantación generalizada de los primeros arrecifes en el Aptiense medio (figura 3.5., A y B).



0 1 2 3 4 5 Km.

LEYENDA

- Rampa o plataforma carbonatada (a) supuesto
- Talud asimétrico constructivo-destructivo
- Ejes de aportes terrigenos continentales
- Cuenca relativa restringida

SIMBOLOGIA

- Límite de unidades tectonoestratigráficas
- Límite de sectores
- Contactos estratigráficos
- Contactos entre medios sedimentarios
- Fallas con influencia paleogeográfica
- Fallas con influencia paleogeográfica supuesta

Figura 3.5. A—Aproximación a la paleogeografía del Bedouliense-Gargasiense.

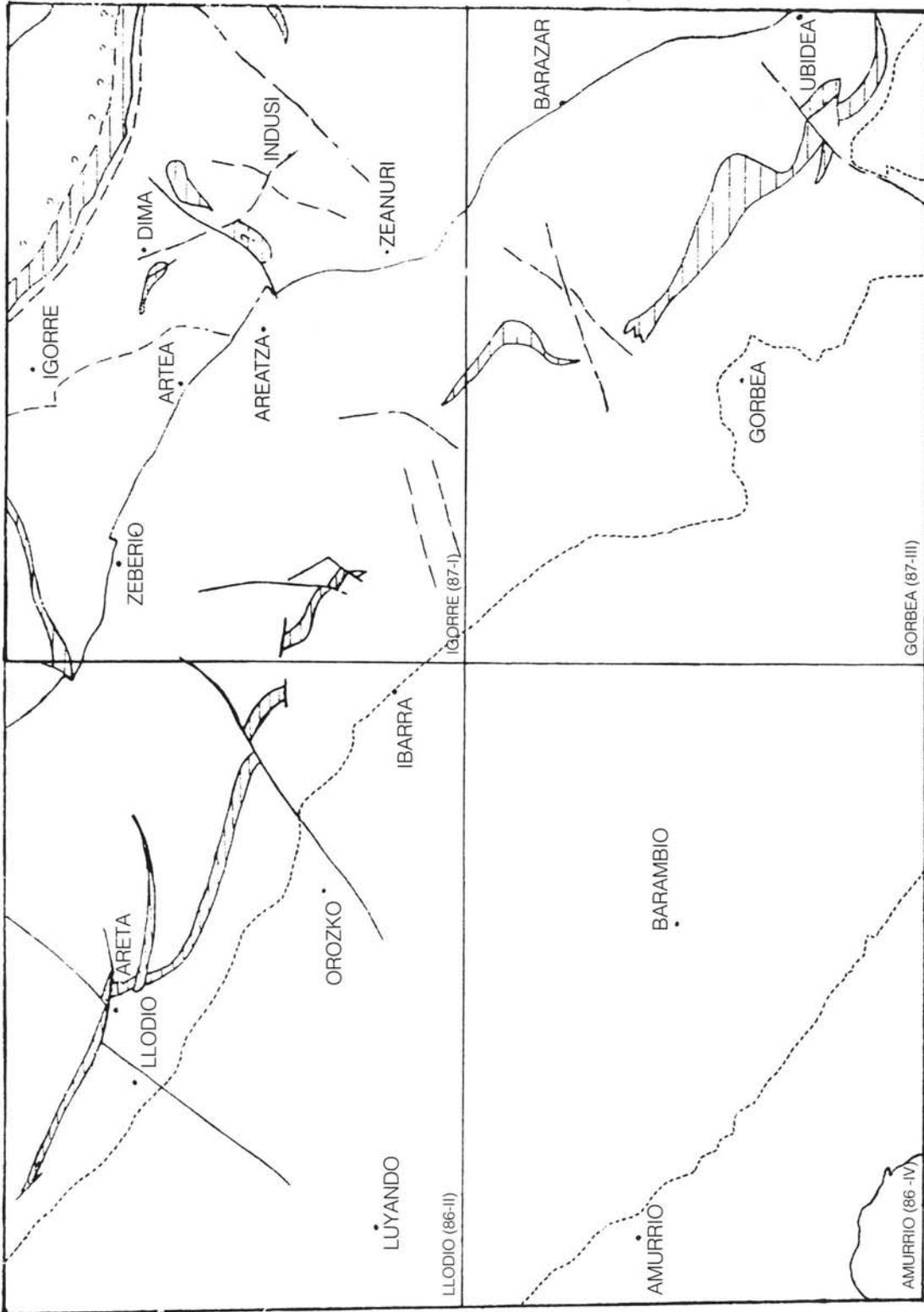


Figura 3.5. B—Situación de afloramientos de caliza Aptoense y su relación con las fracturas que sugieren actuación sinsedimentaria. Las terminaciones laterales son estratigráficas excepto donde se indica falla.

Son formaciones calcáreas de aguas someras, más o menos continuas o aisladas entre sí, y organizadas en secuencias de somerización (JAMES, 1979; ver figura 3.6.). Entre otros rasgos presentan pequeños montículos arrecifales (JAMES, 1978) y taludes incipientes hacia la zona deprimida que suponía el eje terrígeno mareal que se instauró en el área de Mendigane, entre los paleoaltos arrecifales de Zanburu y Aibelaga.

Las incipientes entradas deltaicas que se han descrito en el Aptiense inferior, adquieren mayor entidad durante el tránsito Aptiense-Albiense, e invaden, en una nueva pulsación tectosedimentaria (inicio de la tercera secuencia), la plataforma arrecifal, destruyendo las condiciones de vida de los organismos constructores en la mitad SO del cuadrante (ver figura 3.7.). Sin embargo, la barrera arrecifal Indusi-Eskubaratz-Aramotz apenas resulta afectada, salvo por la intrusión de una pequeña intercalación terrígena (ver al respecto IGME, 1985). Ello es debido a su situación en una zona de alto diapírico, aunque también influida por la actividad de las fallas sinsedimentarias (además de terciarias) de Villaro y Arantzazu. La sucesión correspondiente a este episodio terrígeno se ha denominado "serie de Pagomakurre". Lóbulos arenosos avanzan desde el SE, penetrando en el surco Indusi-Otxandio mientras perduran aún algunos arrecifes en las áreas de Ilunbe (Dima), Urmeta (Eskubaratz-O), o Arimegorta (cuadrante de Gorbea). Estos pequeños reductos de actividad constructora producen detritos calcareníticos que se acumulan en los alrededores (campa de Pagomakurre) en forma de barras mareales o bajíos someros.

Paralizada temporalmente la invasión deltaica y mientras prosigue el crecimiento en la barrera NE, con formación local de montículos y taludes arrecifales ya mencionados, tiene lugar fuera del cuadrante una nueva expansión lateral y vertical (progradación) de los bancos carbonatados, en pugna creciente con las fa-

cies deltaicas, preludio de la Fm. Valmaseda. La expansión progresa durante todo el Albiense inferior, al tiempo que desde el talud arrecifal de Itxina (cuadrante de Gorbea), cada vez más abrupto, se desprendían grandes masas de calizas que se deslizaban por pequeños cañones submarinos hacia el fondo de una cuenca margosa (margas de Orozko). Las margas de Arantzazu serían depósitos equivalentes para el talud de Aramotz. La distribución paleogeográfica de los diversos elementos se visualiza en las figuras 3.8. (A y B) y 3.9.

Al terminar la época de máximo desarrollo, tiene lugar el comienzo de la decadencia del sistema arrecifal. Simultáneamente, un sistema terrígeno deltaico progradante desde el sureste chocaba contra la barrera calcárea y se indentaba con ella (surco de Indusi). Finalmente, hacia el Albiense medio-superior, el avance de los terrígenos rodeó el obstáculo (presumiblemente por el sur) y comenzó a invadir la cuenca carbonatada de Orozko y Arantzazu, sellando definitivamente el sistema sedimentario urgoniano. Las características del sistema terrígeno son deltaicas distales en el sur (Fm. Valmaseda) y pasan gradualmente hacia el norte a tener rasgos de talud terrígeno ("slumps", etc.; SO de Arantzazu).

Se puede, pues, decir como resumen general que la sedimentación urgoniana en el entorno regional fue esencialmente carbonatada. Las calizas de rudistas 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 derrumbios). Se dibuja pues, en general, el clásico esquema "plataforma-cuenca" de WILSON (1975), especialmente desarrollado durante el Albiense.

La formación de calizas urgonianas en unas áreas y de terrígenos en otras, no fue una cuestión de azar en la cuenca urgoniana Vasco-Cantábrica. Como se ha visto, aparte de otros

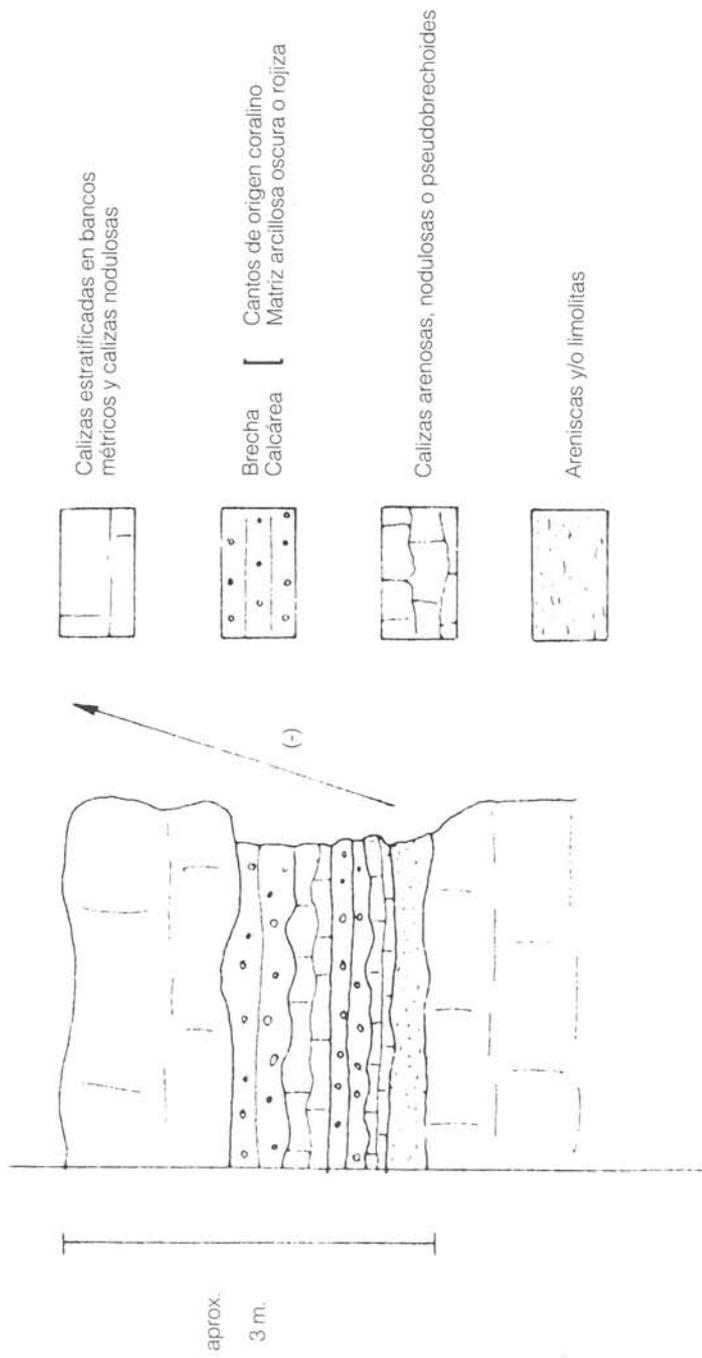
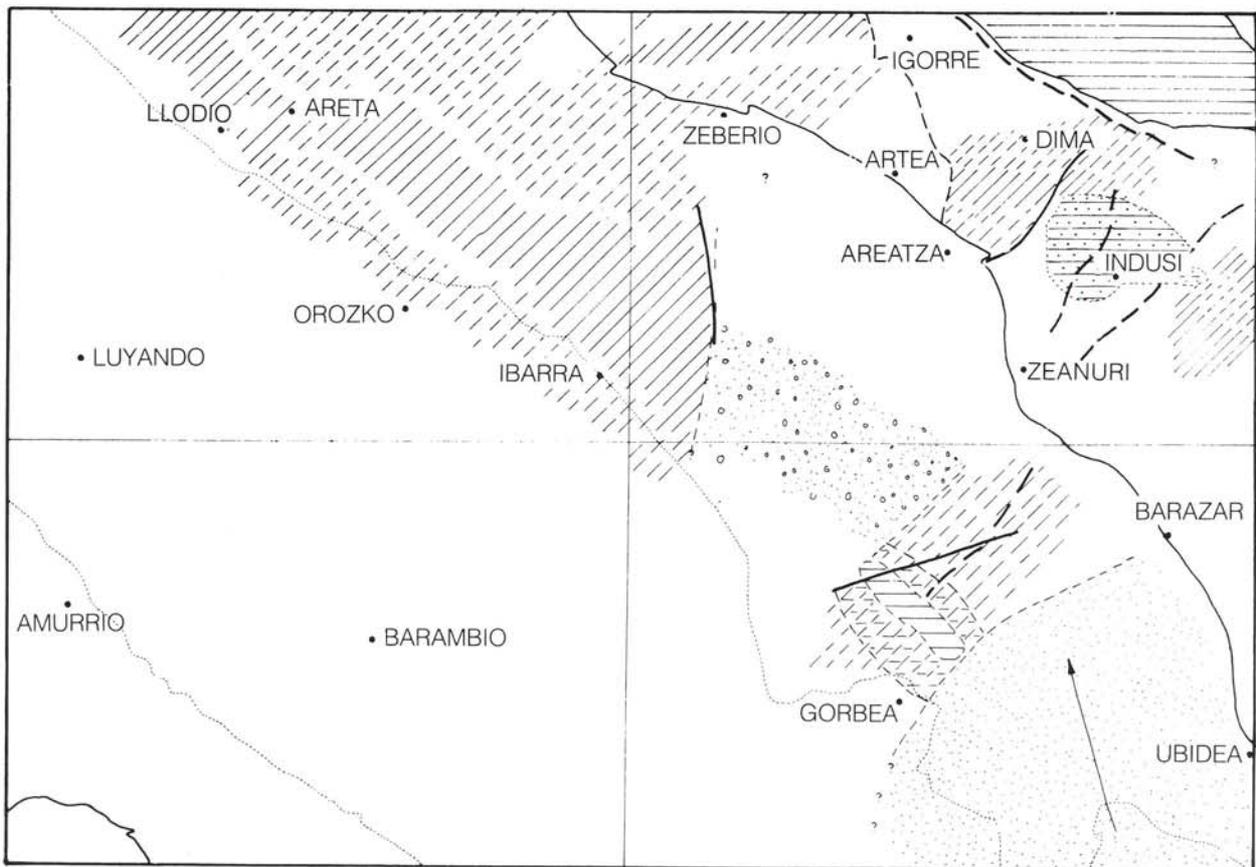


Figura 3.6.—Secuencia-tipo en los ciclos de somerización de las calizas de Orozko.
Ciclos similares se dan en el Aptiense y Albiense calizo de todo el Arco Vasco.



0 1 2 3 4 5 Km.

LEYENDA

-  Plataforma lutítica abierta o restringida (¿prodelta?)
(a) supuesto
-  Bancos arrecifales con alguna intercalación terrígena
(prodeltaica?)
-  Parches calizos
(a) supuestos
-  Terrígenos gruesos
sentido de progradación
-  Eje clástico mixto:
calcarenítico arenoso

SIMBOLOGIA

-  Límite de unidades tectoestratigráficas
-  Límite de sectores
-  Contactos estratigráficos
-  Contactos entre medios sedimentarios
-  Falla con influencia paleogeográfica
-  Falla con influencia paleogeográfica supuesta

Figura 3.7.-Aproximación a la paleogeografía del Gargasiense-Albiense basal

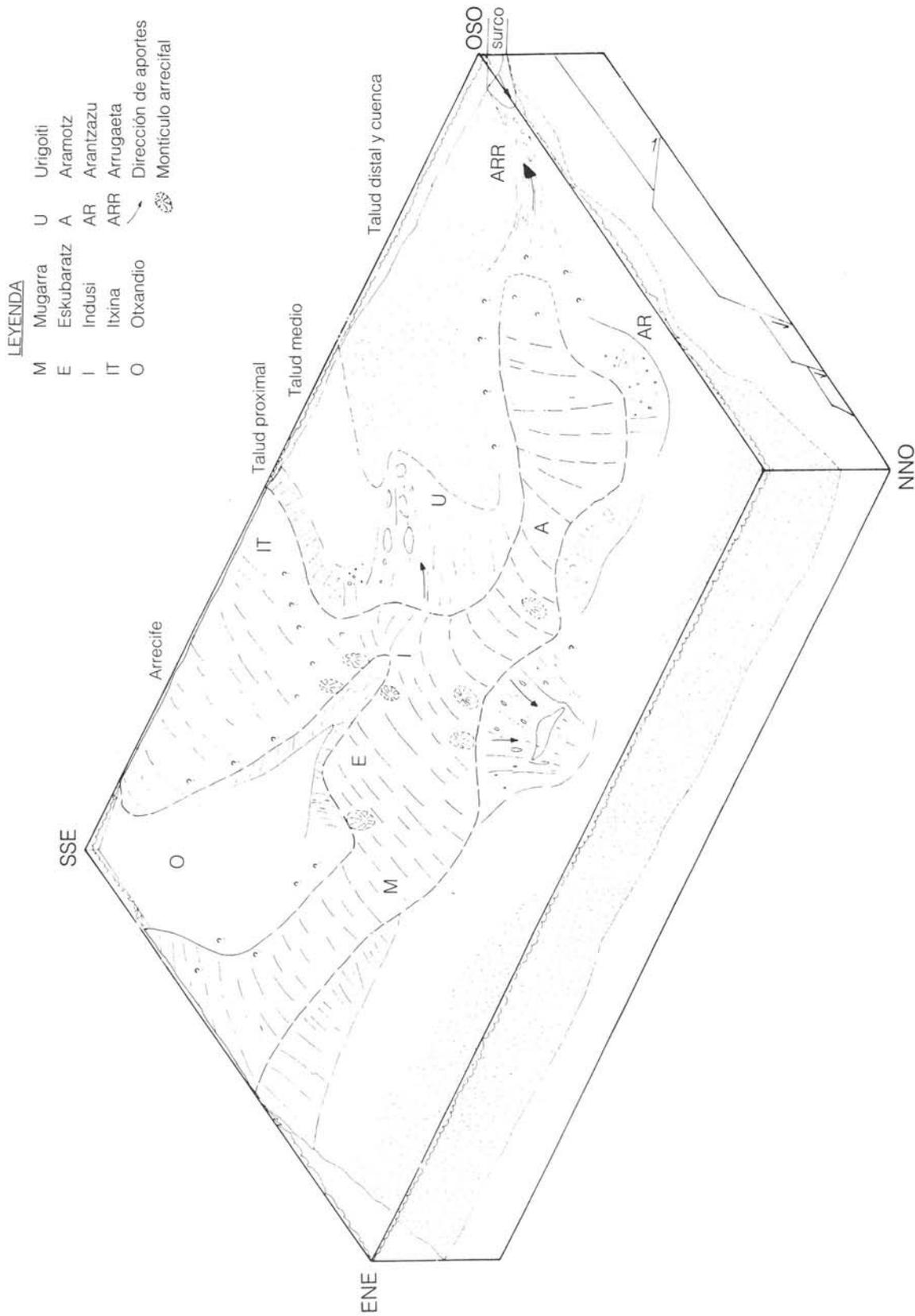


Figura 3.8. A—Reconstrucción paleogeográfica del complejo arrecifal del Albiense inferior-medio en el área Aramotz-Itxina. Nótese la preformación del surco Indusi-Otxandio, los taludes proximales con grandes olistolitos y el surco de Arrugaeta, por donde se canalizan derrubios proximales hacia el suroeste y entradas detríticas hacia el noroeste.

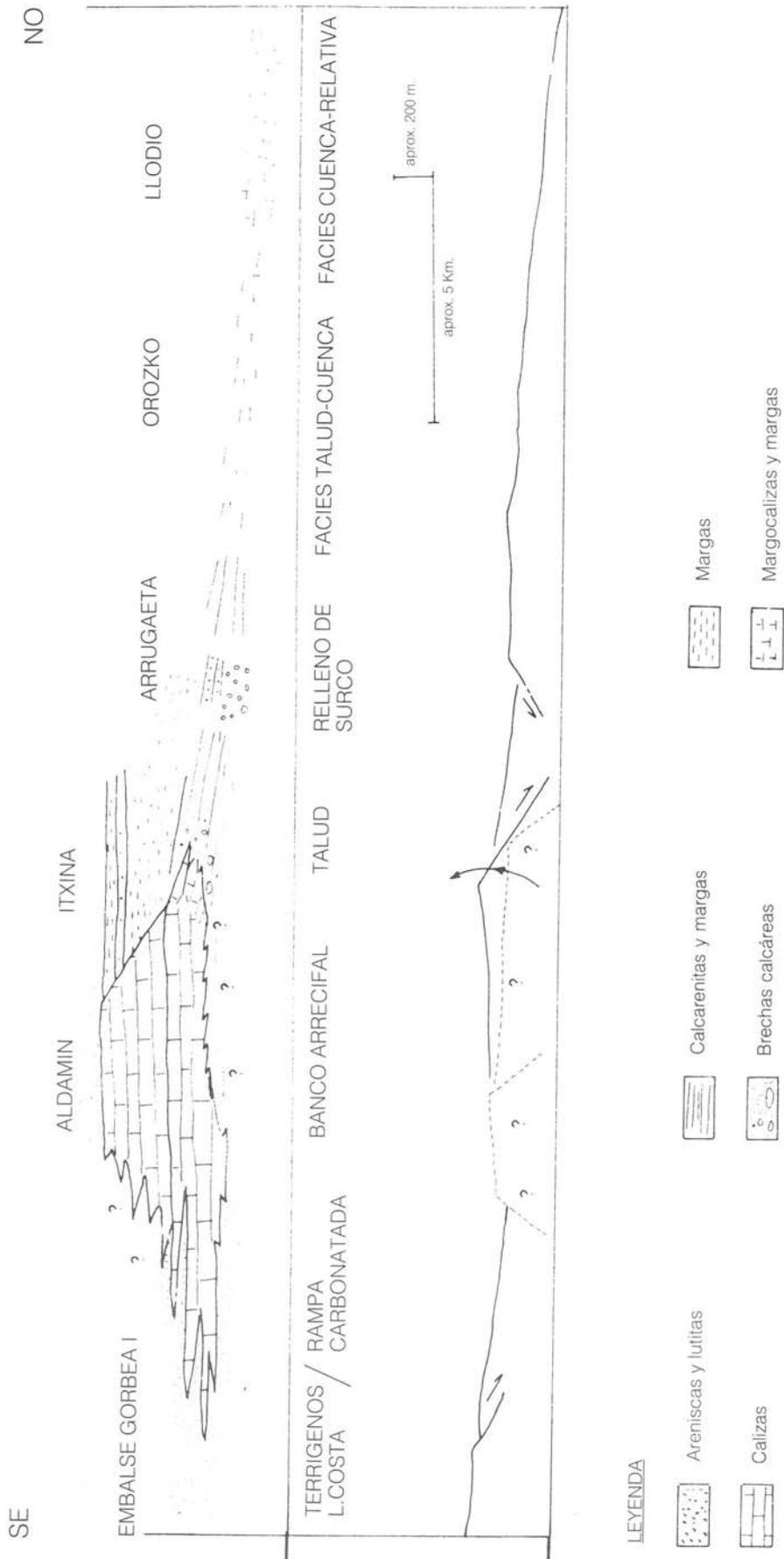
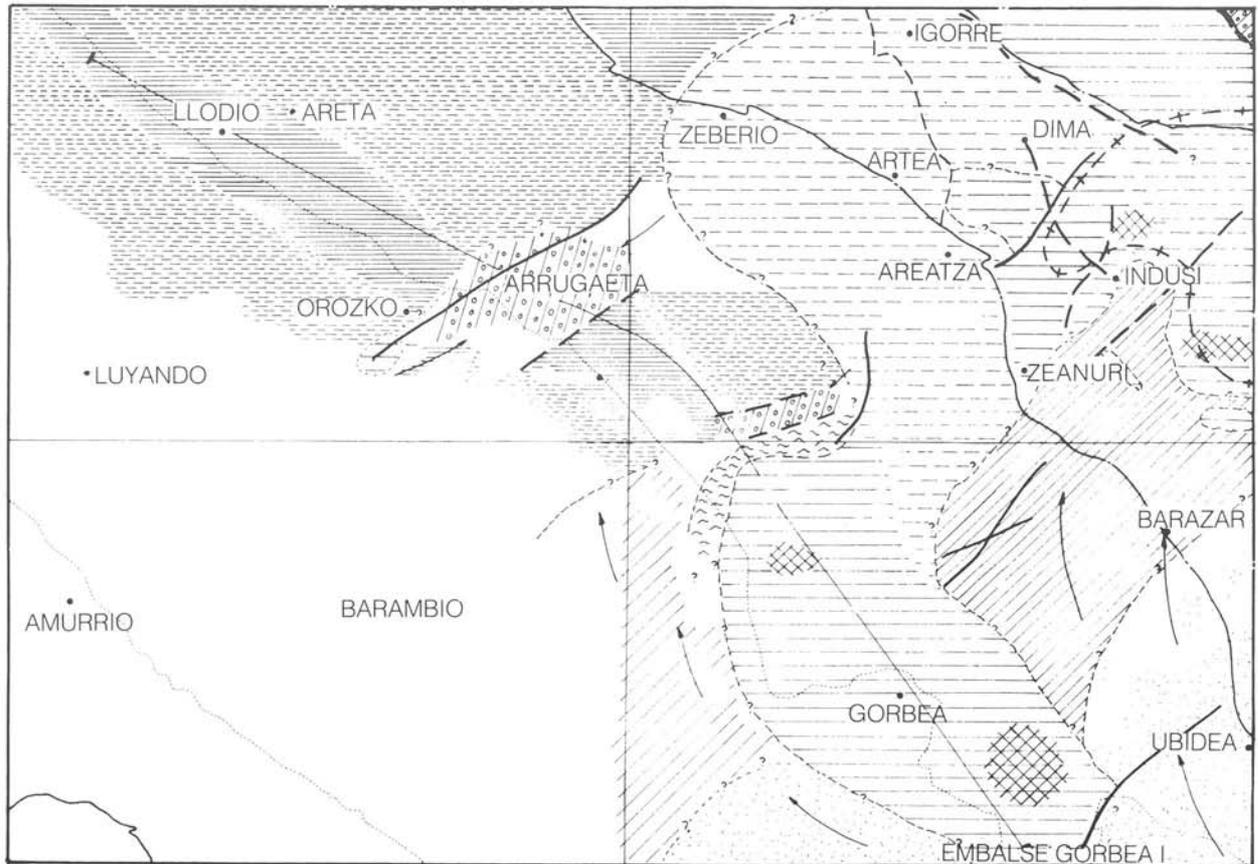


Figura 38. B—Esquema de distribución de los medios sedimentarios en el Albiense inferior de la Unidad de Gorbea. Supuesta disposición y movimiento de las fallas sinsedimentarias. A trazos, durante el Albiense basal; en línea continua, durante el resto del Albiense inferior.



0 1 2 3 4 5 Km.

LEYENDA

- Plataformas y bancos carbonatados (a) supuestos
- Talud destructivo proximal, abierto o canalizado
- Talud constructivo progradante
- Talud distal y cuenca carbonatada (Albiense inferior) o prodelta (Albiense inferior-medio) (a) supuesto
- Facies deltaicas proximales
- Facies deltaicas medio-proximales

SIMBOLOGIA

- Límite de unidades tectonoestratigráficas
- Límite de sectores
- Contactos estratigráficos
- Contactos entre medios sedimentarios
- Direcciones de aportes
- Exposición subaérea local
- Fallas con influencia paleogeográfica
- Fallas con influencia paleogeográfica supuesta
- Corte representado en la figura 3.8 B
- Contorno hipotético del domo diapírico de Dima-Eskubaratz

Figura 3.9.—Aproximación a la paleogeografía del Albiense-inferior (y tránsito al Albiense medio)

controles como la proximidad a vías de llegada de aportes terrígenos continentales, el principal responsable de tal distribución fue la tectónica sinsedimentaria, creando subsidencias diferenciales acusadas en el fondo marino. Se constituyeron así altos (donde se dispusieron las calizas) y surcos (donde lo hicieron los terrígenos), en respuesta a una tectónica de bloques que dejó partes del fondo marino dentro de la zona fótica y otras por debajo de la misma (figura 3.10.). A esta acción tectónica se agregó la originada por movimientos halocinéticos de la sal triásica, como en el caso de Indusi-Dima-Eskubaratz, y posiblemente de la plataforma Itxina-Aldamin, de manera que en el Aptiense y Albiense se encontraban en plena actividad los diapiros que posteriormente llegarían a perforar toda la cobertera cretácica. Estos diapiros crearon intumescencias locales en las áreas de alto (G.^a MONDEJAR y G.^a PASCUAL, 1982; ANTIGÜEDAD *et al.*, 1983; ROBADOR, 1984; CADEM, 1985) contribuyendo decisivamente a la localización de facies de calizas y a la creación de taludes en sentido radial.

Los datos sedimentológicos regionales del episodio urgoniano llevan a considerar que las estructuras más importantes del Arco Vasco (el Sinclinatorio de Bizkaia, el Anticlinorio Nord-Vizcaíno, y quizá en menor medida el Anticlinorio de Bilbao (G.^a MONDEJAR y G.^a PASCUAL, 1982; CADEM, 1985), en el que se sitúa el cuadrante en estudio, no son el resultado únicamente de los procesos tectónicos alpinos, sino que ya tuvieron una importante preforma-

ción a modo de altos y surcos paleogeográficos, durante el transcurso de la sedimentación Aptiense y Albiense.

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

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

En su encuadre regional, los materiales de la Fm. Valmaseda presentan caracteres deltáicos, estando además situados entre las facies fluviales de la Fm. Utrillas al sur y las formaciones de Zufia y Egino (plataformas terrígeno-carbonatadas), y Durango (talud terrígeno) al norte. En una posición más septentrional se sitúa la Fm. Deva, atribuible a un ambiente de surco flysch.

En este cuadrante, los primeros estadios del ciclo comienzan probablemente antes de la destrucción final de la vida en las barreras de arrecifes urgonianos. Tan sólo estos depósitos prodeltáicos, cuyas características se han descrito al final del ciclo urgoniano, llegan a aflorar dentro de los límites del cuadrante (ver figura 3.11.). Un esquema paleogeográfico para la base del Complejo Albocenomaniense se representa en la figura 3.12.

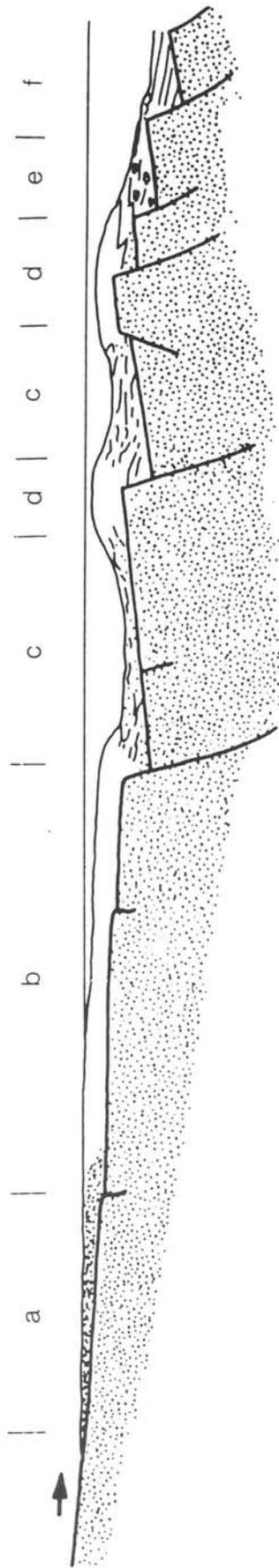


Figura 3.10.—Esquema general del funcionamiento tectosedimentario urgoniano:

- a) Facies de influencia continental.
- b) Plataforma carbonatada.
- c) Cuencas restringidas o "lagoons" de plataforma interna.
- d) Bancos arrecifales ("off-shore banks").
- e) Cuenca marina franca.

Tomado de RAT y PASCAL (1979).

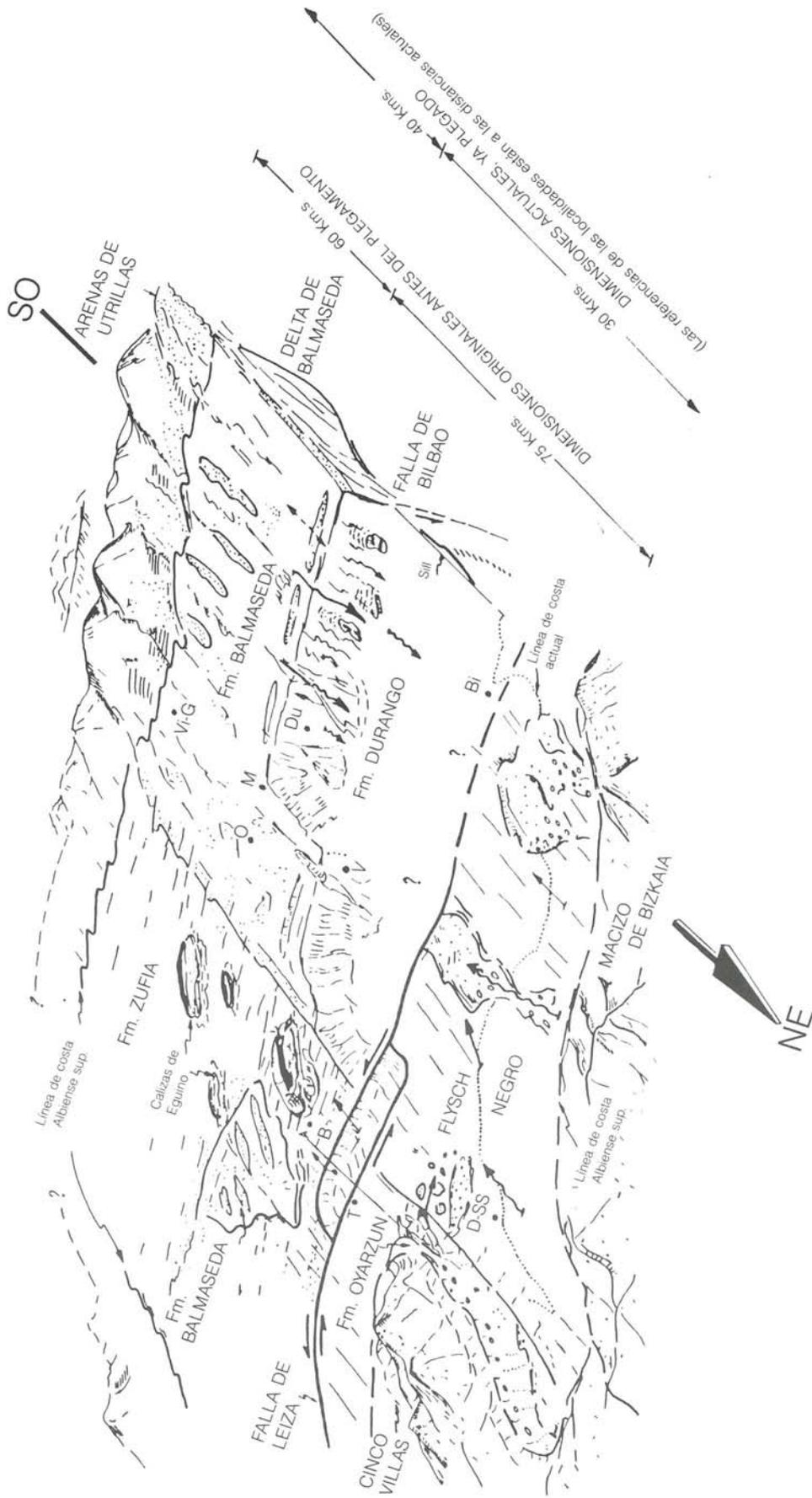
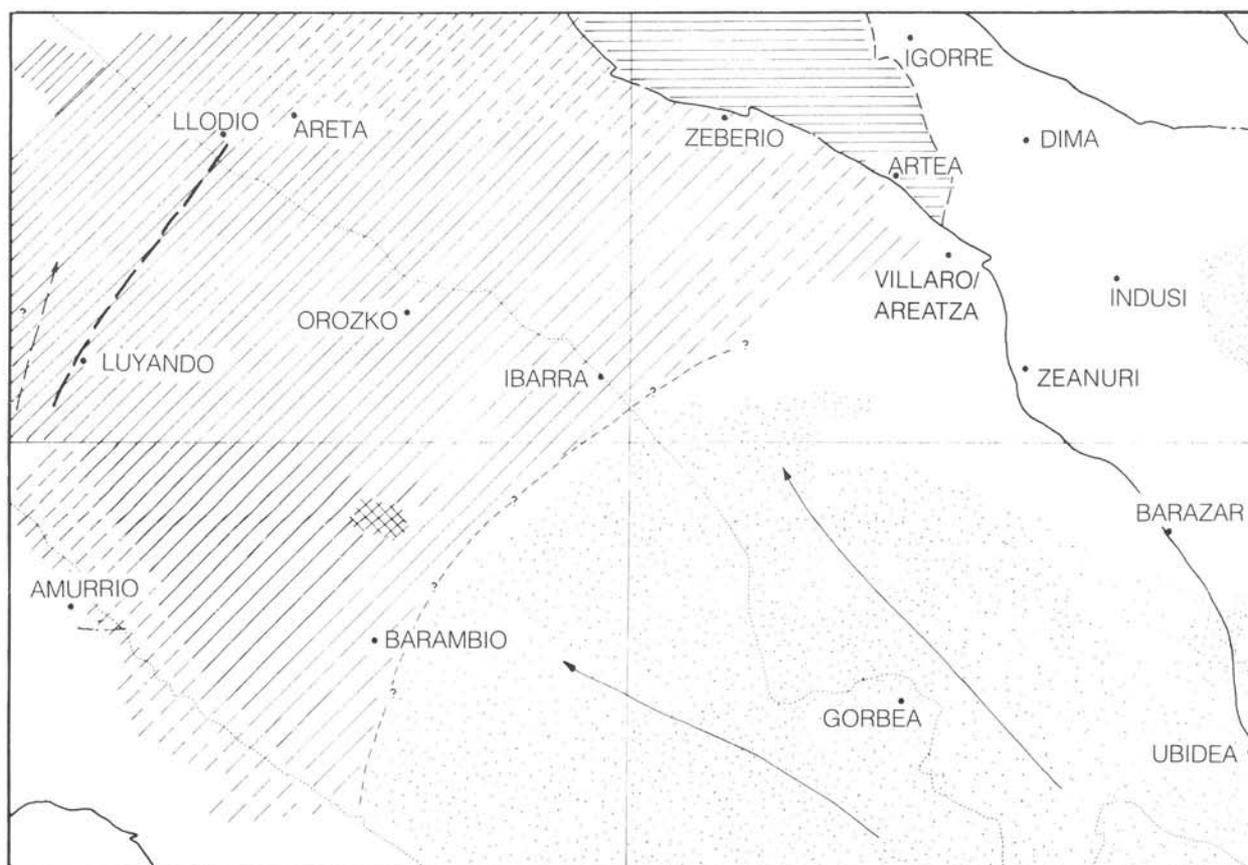


Figura 3.11.—Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior. Bi-Bilbao; D-SS - Donostia-San Sebastián; Vi-G - Vitoria-Gasteiz; Ff-Iolosa; B-Beasain; Du-Durango; V-Vergara; M-Mondragón; O-Oñate. (Explicación en el texto)



0 1 2 3 4 5 Km

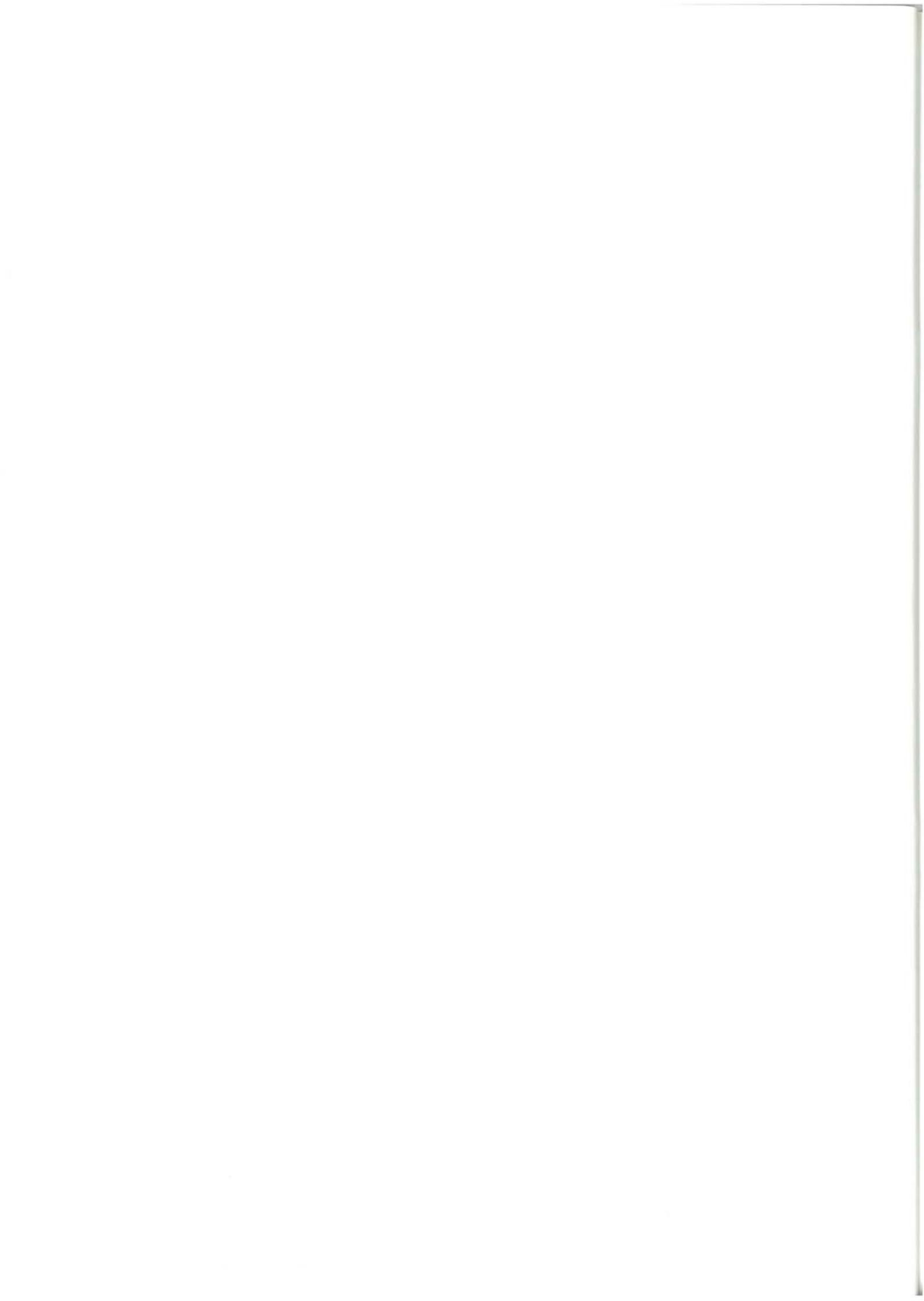
LEYENDA

-  Abanico deltaico proximal progradante (areniscas)
-  Abanico deltaico medio/distal (zona de lobulos) (a) supuesto
-  Depósitos prodeltaicos

SIMBOLOGIA

-  Límite de unidades tectoestratigráficas
-  Contactos estratigráficos
-  Contactos entre medios sedimentarios
-  Fallas con influencia paleogeográfica supuesta
-  Dirección de aportes
-  Exposición subaérea local

Figura 3.12.-Aproximación a la paleogeografía del Albiense medio y superior



4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La hoja de Igorre presenta una gran complejidad estructural. A grandes rasgos se diferencian en la zona tres unidades tectosedimentarias distintas separadas por accidentes de gran importancia regional (figura 4.1.).

4.1. UNIDAD DE OIZ (Sector Durango)

Aflora escasamente en el ángulo NE del cuadrante y está constituida por materiales del Complejo Albocenomaniense que se disponen en serie monoclinas buzantes al NE, constituyendo parte del flanco SO del Sinclinorio de Bizkaia, estructura bien representada en los cuadrantes contiguos del norte. Está limitada al S por un accidente de gran importancia regional conocido como falla de Bilbao-Alsasua. Este accidente lleva una dirección aproximada N120° E y tiene una actuación un tanto compleja. En Lemoa (cuadrante de Galdakao) se manifiesta como una falla inversa, mediante la cual el Complejo Urgoniano de la Unidad de Yurre (situada al sur), cabalga sobre el Albocenomaniense de la Unidad de Oiz. Hacia el SE, discurre por el frente de Aramotz, al mismo tiempo que va disponiéndose subparalela a la estratificación, hasta confundirse con ella en el cuadrante de Elorrio. En este cuadrante parece actuar como una falla subvertical con un claro componente de desgarre.

Los materiales albocenomanienses de la Unidad de Oiz, en este cuadrante, están

plegados y fracturados en la inmediata proximidad de la falla y se recuperan en un corto espacio hacia el NE. Estos pliegues llevan una dirección N120°E subparalela al accidente.

4.2. UNIDAD DE YURRE

Se sitúa al sur de la anterior. Ocupa gran parte de la mitad NE de la hoja estando limitada al N por la falla de Bilbao-Alsasua y al S por otro accidente de gran importancia regional conocido como falla de Villaro. A escala regional constituye una banda muy tectonizada, más o menos coincidente con el núcleo del Anticlinorio de Bilbao, que muestra una completa interferencia de estructuras compresivas y otras propias de un corredor de desgarre.

En este cuadrante y dentro de la misma Unidad se pueden diferenciar tres sectores separados o individualizados tectónicamente por accidentes de menor entidad.

El Sector de Amboto ocupa la zona NE de la Unidad de Yurre coincidiendo con gran parte del litosoma calizo de Aramotz. Estas calizas presentan un esquema de plegamiento claro en el SE, en el cuadrante de Elorrio, que consta de una pareja de pliegues de radio hectométrico (sinclinal y anticlinal de Mugarra). El primero es de eje N120°-130°E buzante al NO y el segundo, subparalelo, está fallado en su núcleo. La continuación de estas estructuras en el

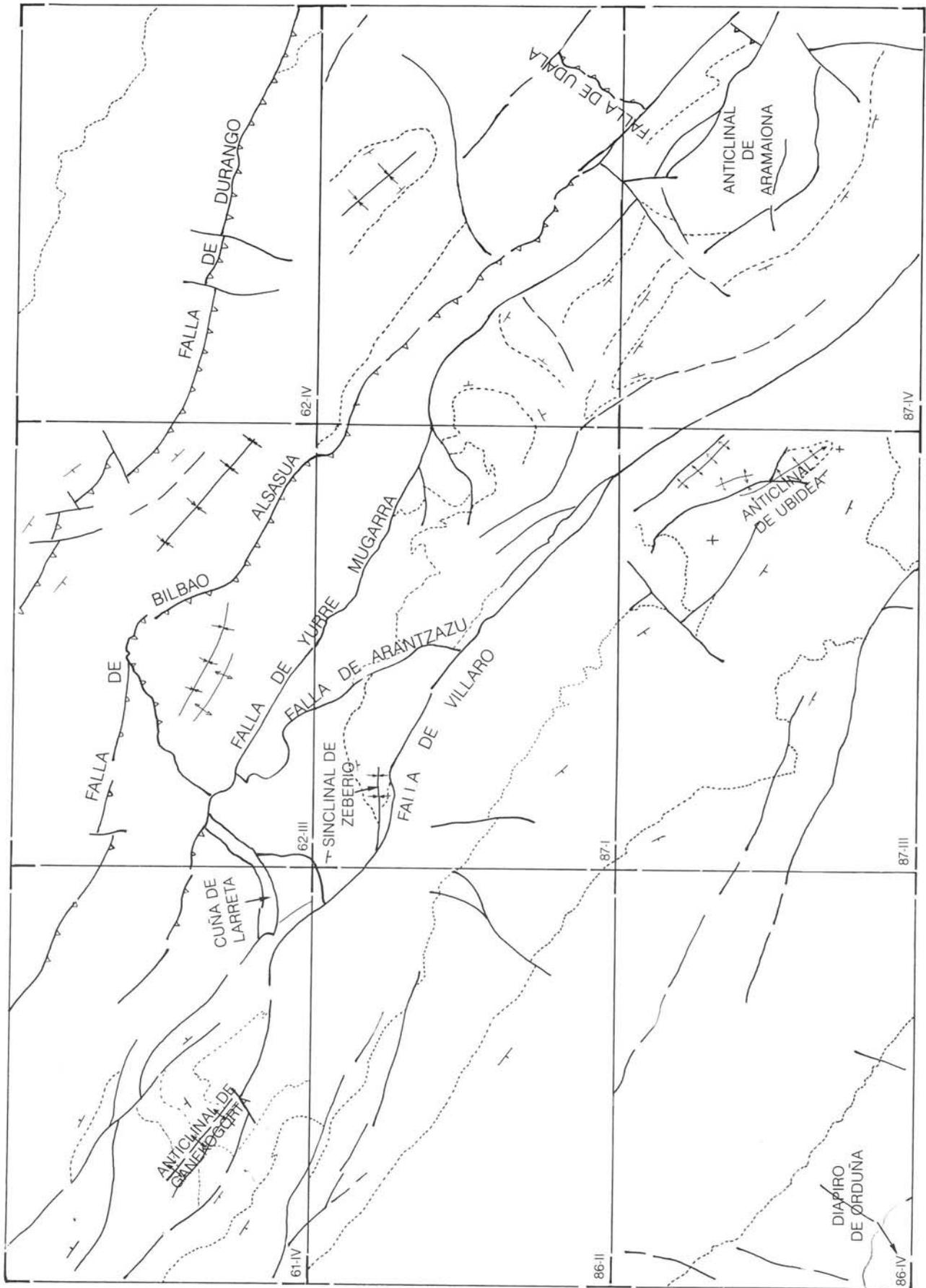


Figura 4.1.—Esquema estructural del cuadrante de Igorre y sus adyacentes.

cuadrante de Igorre resulta problemática dado que el carácter masivo de la caliza no permite apenas el reconocimiento de superficies de estratificación. No obstante más al NO, a partir del tránsito lateral de Aramotz (cuadrante Galdakao), estos pliegues se hacen de nuevo visibles.

El Sector de Yurre se sitúa paralelamente al S del anterior, ocupando la zona central de la Unidad. Está constituida por materiales del Complejo Purbeck-Weald, por litosomas calizos urgonianos y por los equivalentes de calizas y formaciones terrígenas infra y suprayacentes. La fractura que limita al norte este Sector (falla de Yurre-Mugarra o falla de Urkiola) lleva una dirección aproximada N120°. En el NO aparece como una falla inversa de poco salto con vergencia N. En la hoja de Galdakao (62-III) se observan asociadas a este accidente amplias zonas en las que se ha desarrollado un intenso plegamiento y esquistosidad subparalelos. En el SE actúa como falla axial del sinclinal de Mugarra, que se continúa en el cuadrante de Eorrio. En la zona central (Artaun-Oba), la fractura es subvertical con una traza muy rectilínea. Lleva asociada una familia de fallas, E-O y, localmente, en su proximidad, se desarrolla una esquistosidad de dirección E-O.

El límite sur del sector es algo más difícil de trazar. En su parte NO se presenta bastante nítido, estando constituido por un accidente N150° E subvertical o fuertemente buzante al S conocido como falla de Arantzazu. El salto y/o desplazamiento lateral que presenta es notable. En la zona de Arantzazu pone en contacto materiales del Weald con otros del Albiense. En su continuación hacia el SE intersecta con la falla de Villaro que constituye el límite sur de la unidad. Más al SE la continuidad de estas fallas resulta ya problemática. En su lugar se reconoce un corredor algo difuso de fracturas N140° E subverticales o buzantes al sur, alguna de las cuales se manifiesta de gran entidad, al poner

en contacto, ya en las cercanías del borde SE del cuadrante, materiales del Weald con otros de edad Albiense.

El Sector de Yurre presenta en su mitad SE una estructuración clara en dos grandes pliegues conocidos como anticlinal de Eskubaratz y sinclinal de Indusi. Son pliegues de eje N120°-140° E buzante al SE. El anticlinal está poco representado en este cuadrante, reconociéndose tan solo el flanco sur y parte de su cierre periclinal. El sinclinal, sin embargo, se reconoce ampliamente. Ambas estructuras, pero con especial intensidad el sinclinal de Indusi, están afectadas por un sistema subparalelo de fallas, la mayoría de las cuales se manifiestan como fallas subverticales o fuertemente buzantes al sur. Dicho sistema origina al Norte un ligero desplazamiento del sinclinal con respecto al anticlinal de Eskubaratz. Hacia el sur, se desarrolla paralelamente al flanco sur del sinclinal, confundiéndose finalmente con las fallas que constituirían el límite sur de la Unidad. Estas fallas originan esquistosidad, verticalizaciones o incluso inversiones locales de la serie, que se ponen especialmente de manifiesto en aquellas zonas donde los litosomas calizos desaparecen o se adelgazan. Este hecho parece lógico, si se considera que éstas son zonas de debilidad o si se quiere menos competentes, en donde la deformación no ha sido "frenada" por el comportamiento más "rígido" de las calizas. Estas zonas además son más propicias para el desarrollo y la observación de la esquistosidad de plano axial que caracteriza a todo el sinclinal.

En la mitad NO del Sector de Yurre, la continuidad de los grandes pliegues resulta más problemática. No obstante, las estructuras más importantes reconocidas, aunque de menor rango, siguen siendo subparalelas a los grandes pliegues de Indusi y Eskubaratz. Al margen de este plegamiento principal, en el Sector de Yurre se reconocen localmente otras estructuras anormales que responden a dos sistemas distintos, E-O y otro más bien nortado.

El Sector de Mandoia limitado al sur por la falla de Villaro y al E por la falla de Arantzazu, constituye a grandes rasgos una cuña tectónica perteneciente a la Unidad de Yurre. Está formada por materiales de edad comprendida entre el Aptiense inferior y Albiense medio-superior que se disponen en una sucesión monoclinial de dirección aproximada N40° E y buzante al SE. No presenta gran complejidad tectónica. Tan sólo en las proximidades de las fallas que lo delimitan se reconocen pliegues y esquistosidad asociadas. La estructura más destacable es el sinclinal de Zeberio. Se trata de un pliegue E-O fallado en su núcleo, al parecer asociado al movimiento de la falla de Villaro.

Tras el estudio detallado de los distintos sectores, se puede confirmar que la Unidad de Yurre constituye un corredor tectónico complejo, limitado al norte por la falla de Bilbao-Alsasua y al sur por la falla de Villaro. Estos dos accidentes son de gran importancia regional y de régimen muy complejo. Se consideran el reflejo actual de dos de los grandes accidentes tardihercénicos que compartimentaron la cuenca condicionando la sedimentación durante gran parte del Mesozoico, y que han sufrido una reactivación compleja durante las sucesivas fases de la orogenia, actuando como fallas inversas y fallas de desgarre.

Las fallas que delimitan sectores presentan ciertas características comunes entre sí. Casi todas ellas son verticales o fuertemente buzantes al sur. Localmente presentan una evidente actuación como fallas inversas vergentes al norte, mientras en otros puntos parece más clara una actuación como fallas de desgarre. Aunque de menor rango estas fallas podrían considerarse similares a las fallas de Bilbao-Alsasua y de Villaro. Algunas se originan, y todas ellas participan, de la misma dinámica compresiva y de desgarre de los grandes accidentes, originando bloques con movimientos relativos entre sí. Así se explicaría la tectónica tan compleja que caracteriza la unidad. Esta complejidad ven-

dría determinada por la interferencia local de las estructuras compresivas regionales N120°-140°E, con el movimiento relativo de los bloques.

4.3. UNIDAD DE GORBEA

A escala regional se manifiesta como una amplia unidad, situada al sur de la falla de Villaro. Caracterizada por su simplicidad tectónica, gran parte de ella constituye una potente sucesión monoclinial más o menos coincidente con el flanco sur del Anticlinorio de Bilbao. En este cuadrante ocupa gran parte de la mitad SO, y mantiene las características que le son propias a nivel regional. Constituye una sucesión monoclinial buzante al SO, escasamente tectonizada, que abarca materiales de edad comprendida entre el Neocomiense y el Albiense medio-superior. Tan sólo es destacable en esta unidad cierta actividad tectónica asociada a la falla de Villaro y localizada siempre en su proximidad o en las cercanías de fallas secundarias asociadas. Al sur de Artea, por ejemplo, se reconocen tramos de Weald fuertemente replegados en los que se desarrollan potentes brechas de falla.

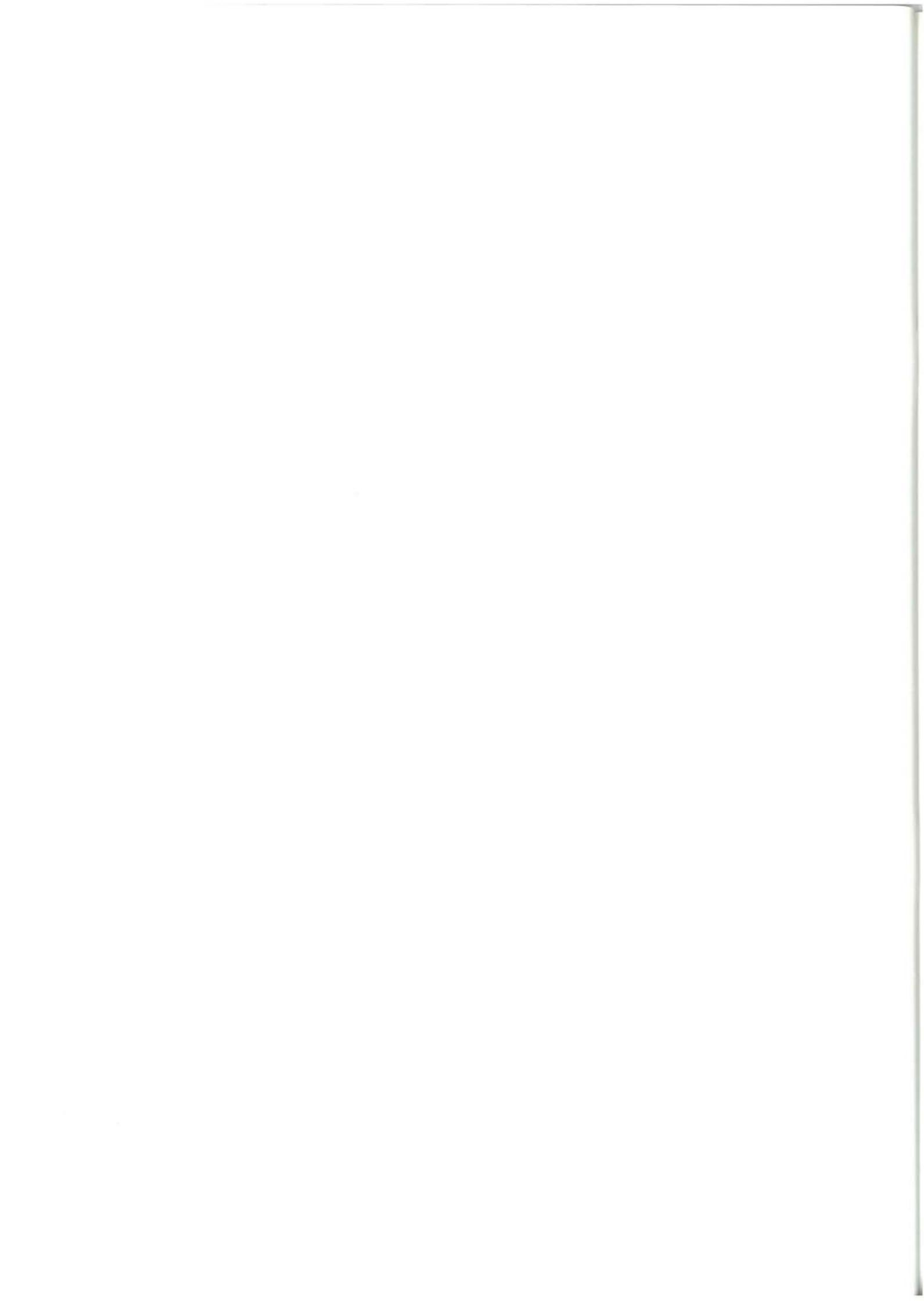
Al SE de Villaro y en las cercanías de Zeanuri, la falla no presenta ya un trazado tan neto. En su lugar se reconoce un corredor de fallas que constituirán su prolongación. Coincidiendo con esta zona se desarrollan localmente pliegues, más o menos aislados, que aunque se consideran de escasa entidad, se desarrollan en una zona relativamente amplia constituyendo una excepción a destacar en una unidad caracterizada precisamente por la ausencia de estas estructuras. El origen de alguno de estos pliegues (sobre-todo los más cercanos a las fallas) puede atribuirse al movimiento relativo de los bloques tectónicos individualizados. Otros sin embargo podrían corresponder a estructuras menores ligadas al gran cierre perianticlinial que describe la Unidad de Gorbea en el cuadrante contiguo del sur.

5. PETROLOGIA IGNEA

La única manifestación ígnea en el cuadrante se encuentra al S de Artea. Se trata de una roca clara de grano fino, muy feldespática, con pirita abundante y aspecto de estar interestratificada. Se observa asimismo, cierta ordenación de los minerales; microscópicamente se aprecia que está formada mayoritariamente por plagioclasa y pirita. También se reconoce una textura fluidal, con vacuolas rellenas de calcita dispuestas según la dirección de flujo, enclaves de textura microcristalina y una generación de plagioclasa tardía. Persisten, por otro lado, restos de actinolita; hay calcita y clorita pseudomor-

fizando a minerales máficos, probablemente anfíboles.

En un afloramiento intensamente meteorizado se ha podido observar que sobre un material que debe de corresponder a la roca original, se dispone una serie arcillosa de color blanquecino con manchas de óxidos de hierro. Posiblemente se trate de tobas andesíticas, o bien, del sedimento residual de una colada basáltica (la misma en progresión lateral u otra inmediatamente superior).



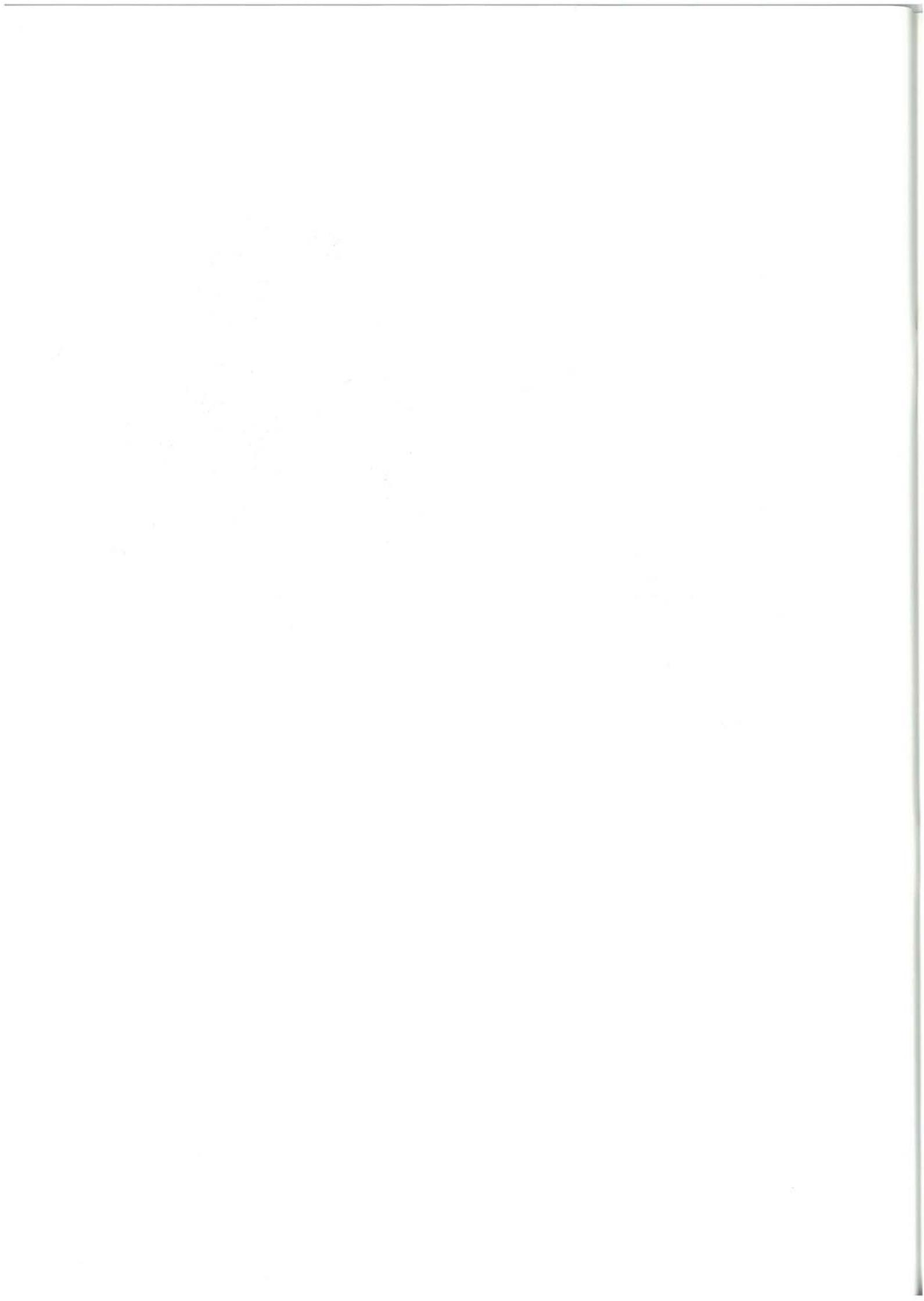
BIBLIOGRAFIA

A) REFERENCIAS

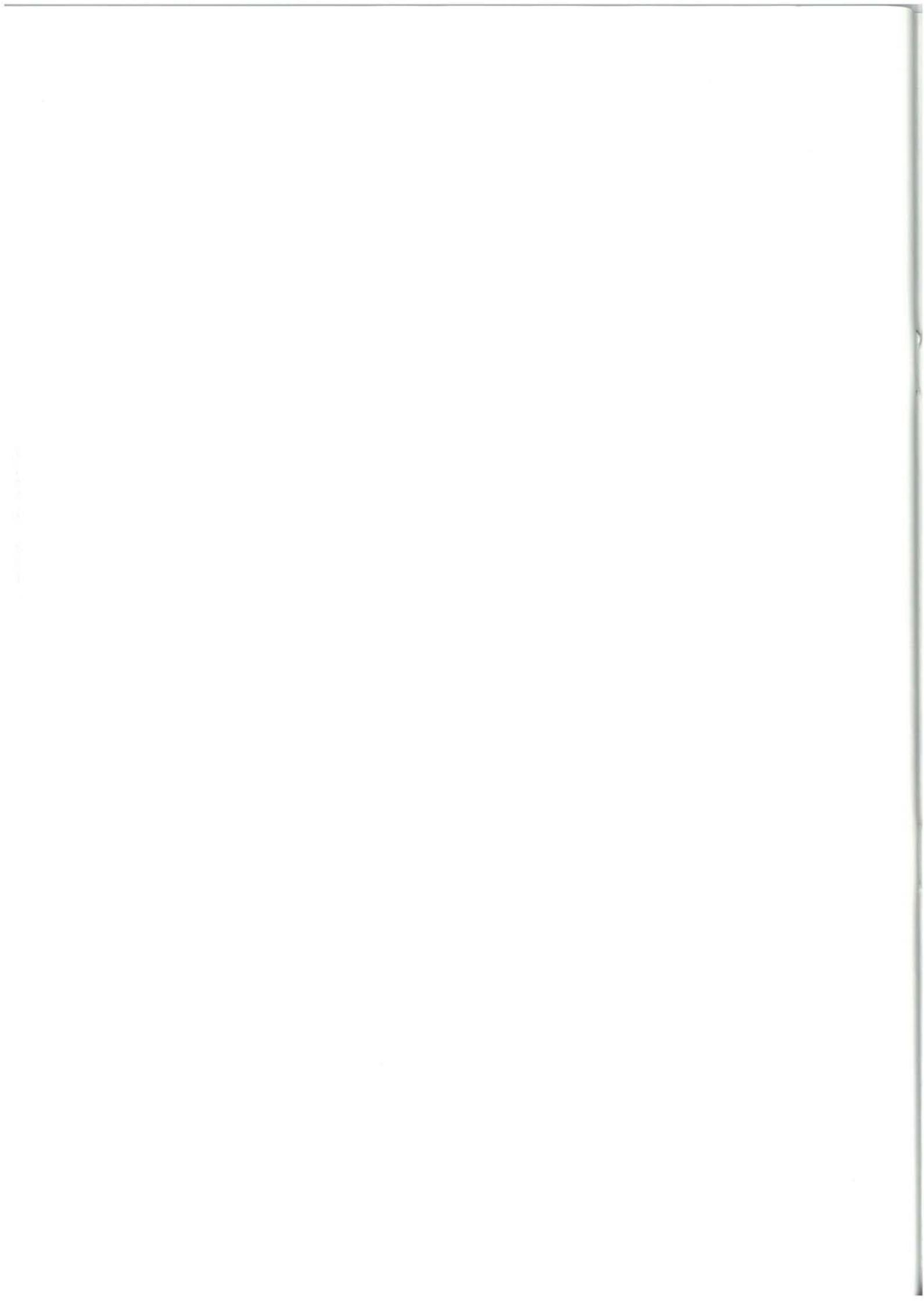
- ANTIGÜEDAD, I., *et al.* (1983).—“Argumentos sedimentológicos e hidrogeoquímicos sobre la existencia de un diapirismo de materiales triásicos en el área de Dima (Bizkaia)” *Vol. IGME*.
- CADEM (1985).—“Investigación geológico-minera del área comprendida en las hojas 1:50.000 de Bermeo y Durango (cuadrantes NO, NE y SO)”. Inédito.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. y GARCIA MONDEJAR, J. (1983).—“Construcciones carbonatadas urgonianas sobre un alto paleogeográfico con actividad diapírica (Duranguesado, Bizkaia)”. *X Congreso Nacional de Sedimentología*. Mahón-Menorca, Sep.-Oct. 1983.
- 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.
- GARCIA GARMILLA, F.; GARCIA PASCUAL, I. y ORTEGA, R. (1983).—“Facies asociadas a las trasgresiones aptienses en el flanco SO del Anticlinorio de Bilbao”. Comunicaciones, X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca, pp. 241-244.
- GARCIA GARMILLA, F. (1987).—“Las formaciones terrígenas del Wealdense y del Aptiense inferior en los Anticlinorios de Bilbao y Ventoso (Bizkaia, Cantabria): Estratigrafía y Sedimentación”. *Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco*.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1979).—“Successions paléogéographiques du Complexe Urganien dans le SE de la Région Basco-Cantabrique (Nord d l'Espagne)”. *Géobios* nº 3, Lyon, pp. 71-78.
- GARCIA MONDEJAR, J. y GARCIA PASCUAL, I. (1982).—“Estudio geológico del Anticlinorio de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua”. *KOBIE* nº 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.
- IGME (1985).—“Estudio geológico a 1:10.000 en el área de Dima”. Inédito.
- INGEMISA (1982).—“Síntesis geológica del País Vasco”. Inédito.
- JAMES, N. P. (1978).—“Facies models 10 Reefs”. *Geoscience*. Canada, Vol. 1, pp. 16-26.

- JAMES, N. P. (1979).—“Shallowing-Upward sequences in carbonates”. En *Facies Models*. Walker (1979) (ed.), pp. 109 - 121.
- 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.
- PUJALTE, V. (1977).—“El Complejo Purbeck-Weald de Santander: Estratigrafía y sedimentación”. *Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco*.
- RAT, P. (1959).—(Tesis Doctoral) “Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques”. *Publications de l'Université de Dijon*.
- RAT, P. y PASCAL, A. (1979).—“De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens”. *Geobios*, Vol. 3, pp. 385-399.
- ROBADOR MORENO, A. (1984).—“Estudio geológico del sector de Bermeo (entre Baquio y Gernica)”. *Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco*.
- WIEDMANN, J. (1979).—“A geological itinerary through the Mid-Cretaceous Vascogotic and Celtiberic Ranges (N. Spain)”. *Mid Cretaceous events. Field Meeting. Northern Spain*. September, 1977.
- WILSON, J. L. (1975).—“Carbonate facies in geologic history”. Berlin. *Springer-Verlag*, 471 pp.
- WRIGHT, V. P. (1985).—“Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal”. En *PALEOALGOLOGY* (THOMEY, D. F.; NITTECKI, M. H.; editores); pp. 330-341.
- B) BIBLIOGRAFIA CONSULTADA
- 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).
- 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 PUJALTE, V. (1981).—“El Jurásico superior y Cretácico inferior en la región Vasco-Cantábrica (parte occidental)”. Libro guía de Jornadas de campo. *Grupo Español del Mesozoico PICS, Mid Cretaceous Events*.
- GARCIA PASCUAL, I. (1981).—“Estudio geológico del Cretácico inferior en el Anticlino de Bilbao entre los ríos Nervión y Cadagua”. *Tesis de Licenciatura. Universidad del País Vasco. Inédito*.
- JAMES, N. P. (1983).—“Chapter 8. Reef environment”. En SCHOLLE *et. al.* (eds): “Carbonate depositional environments”. *AAPG Memoir 33*. Tulsa, Oklahoma.
- 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-16-18.
- 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.
- PARK, R. K. (1976).—“A note on the significance of lamination in stromatolites”. *Sedimentology*, Vol. 23, pp. 379-393.

- PUJALTE, V. (1981).—“Sedimentary succession and paleo-environments within a fault-controlled basin: the “wealdien” of the Santander area, Northern Spain”. In: *Sedimentary Geology*, Vol. 28, pp. 293-325.
- PUJALTE, V. (1986).—“Análisis comparativo de las facies, sistemas deposicionales y contexto estratigráfico de la macrosecuencia oxfordiense-kimmeridgiense en el Sector de Aguilar de Campóo y de la macrosecuencia albocenomaniense en la transversal de Bilbao”. En prensa.
- PUJALTE, V. y MONGE, S. (1985).—“A tide-dominated delta system in a rapidly subsiding basin: the middle Albian-lower Cenomanian Valmaseda Formation of the Basque-Cantabrian Region”. *6th Europ. Tect. Mtg. Sedim. I.A.S. Lleida*. Abst., pp. 381-384.
- 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.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1973).—“Síntesis geológica de la provincia de Alava”. *Ob. Cult. C.A.M. de Vitoria*. 66 pp., 20 figs., 34 láms.
- SOLER, R. *et. al.* (1981).—“Petroleum geology of the bay of Biskay”. In: *Petr. Geol. of the Continental shelf of NW Europe*, pp. 474-482.
- TILL, R. (1979).—“Arid shorelines and evaporites”. En READING, H. G. (editor): “Sedimentary Environments and Facies”. *Blackwell Scientific Publications*; pp. 178-206.
- VOORT, H. B. (1963).—“Zum Flyschproblem im den West Pyrenäen”. *Geologische Rundschau*, Vol. 53, pp. 220-233.







EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA