



EVE

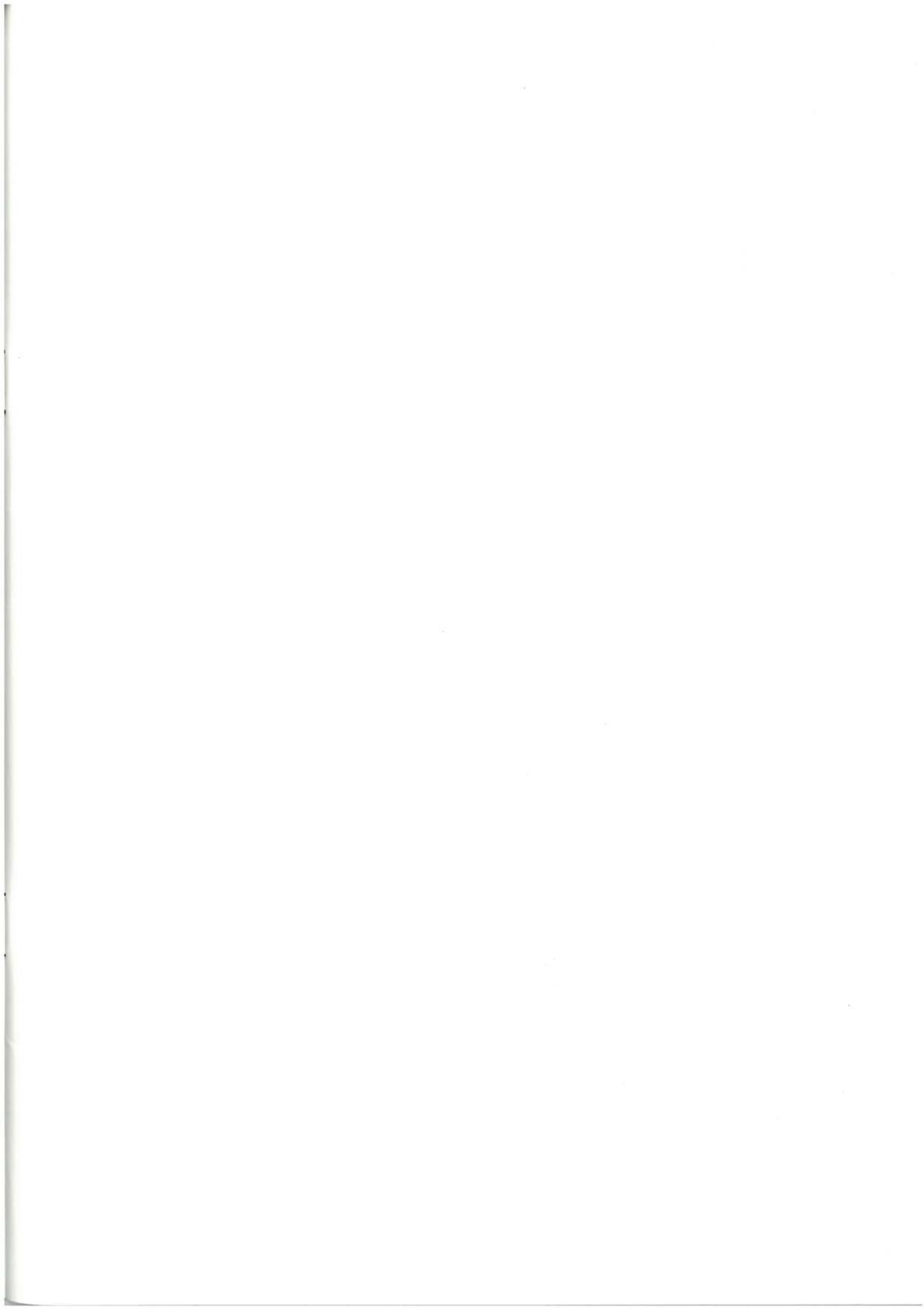
**Mapa Geológico
del País Vasco**

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



112-II LEGUTIANO

E: 1/25.000



**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

112-II LEGUTIANO

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-420-93

I.S.B.N.: 84-88302-62-2

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

A. Arriola Garrido
E. Eguiguren Altuna
I. García Pascual

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1988.

INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. UNIDAD DE YURRE.....	11
2.1.1. Complejo Purbeck - Weald (1 a 3).....	13
2.1.2. Complejo Urganiano + Supraurgoniano (4 a 15).....	13
2.2. UNIDAD DE GORBEA.....	19
2.2.1. Complejo Urganiano (16 a 25).....	19
2.2.2. Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano (Fm. Valmaseda) (26 a 31)	21
2.2.3. Cretácico superior (32 a 42).....	22
2.3. CUATERNARIO (43 a 47).....	26
3. SEDIMENTOLOGIA	29
3.1. CICLO PURBECK-WEALD (Hauteriviense? - Barremiense).....	29
3.2. CICLO URGONIANO (Aptiense-Albiense inferior-medio).....	30
3.3. CICLO ALBOCENOMANIENSE (Albiense medio-Cenomaniense inferior).....	38
3.4. CICLO CRETACICO SUPERIOR (Cenomaniense superior-Campaniense superior).	41
3.4.1. Distribución secuencial.....	41
3.4.2. Esquema evolutivo general en el Cretácico superior.....	47
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....	51
4.1. UNIDAD DE YURRE.....	51
4.2. UNIDAD DE GORBEA.....	54
BIBLIOGRAFIA	57

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Legutiano a escala 1:25.000 forma parte de la hoja número 112 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, Vitoria.

Comprende parte de los territorios históricos de Alava, al sur, y Gipuzkoa en el ángulo noreste del cuadrante.

Coincidiendo aproximadamente con el límite territorial, se produce un cambio morfológico: la sierra de Elgeamendi - Albertia se sitúa en el ángulo noreste, junto con las estribaciones occidentales de la sierra de Urkilla. Este conjunto incluye cotas como Idiazabal (1.002 metros), Elgeamendi (942 metros), Albertia (868 metros), Ixiakoaitza (912 metros), Miritza (885 metros), Maroto (864 metros), etc....

Al sur, en el territorio alavés, se sitúa una depresión ocupada puntualmente por los embalses de Urrúnaga y Ullibarri, que da paso a un relieve alomado con cotas como Santa Cruz (699 metros), Urbina (698 metros), Mojón Redondo (670 metros), etc., que se elevan sobre una llanura ondulada situada a unos 550 metros de altitud media.

La depresión central está excavada en los niveles lutíticos y margosos del Cretácico medio, mientras que al norte se elevan relieves calcáreos o areniscoso - conglomeráticos del Cretácico inferior, y al sur las calizas y margocalizas del Cretácico superior.

Los principales núcleos de población son Legutiano / Villarreal de Alava y Leinz-Gatzaga / Salinas de Léniz, ya en territorio guipuzcoano. Entre los cursos de agua más importantes destacan los ríos Zadorra y Santa Engracia, que desaguan finalmente en el Ebro, y al norte el nacimiento del río Deva, que vierte sus aguas al Cantábrico. Así pues, la sierra de Elgeamendi-Albertia constituye una divisoria principal de aguas.

Geológicamente, los materiales que constituyen la zona se enclavan en la Cordillera Vasco-Cantábrica. Los términos aflorantes presentan edades comprendidas entre el Barremiense y el Santoniense, aproximadamente. Las estructuras predominantes son las ONO-ESE, paralelas a las directrices principales de este sector central de la Cuenca.

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 (figura 2.1.). 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 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.

La línea de fractura que separa regionalmente las unidades de Yurre (al noreste) y Gorbea (al suroeste) se denomina falla de Villaro.

En el cuadrante de Legutiano, la falla de Villaro, de dirección N 125° a 155° E, atraviesa el sector noreste del cuadrante, dividiendo éste en dos zonas correspondientes a dichas unidades. La diferenciación entre ambas desaparece hacia el sureste, fuera de este cuadrante, por amortiguación (posible fosilización) de la falla en los materiales del Cretácico superior.

Así pues, los términos litológicos quedan estructurados en dos sucesiones diferentes, correspondientes a las unidades de Yurre y Gorbea, que se describirán a continuación de norte a sur.

2.1. UNIDAD DE YURRE

Aflora en el ángulo noreste del cuadrante. Se encuentra afectada por importantes accidentes mecánicos de salto hasta hectométrico.

Estructuralmente se trata del flanco noreste de un amplio cierre perianticlinal, buzante hacia el sureste, que presenta ciertas diferencias en la sucesión con respecto al flanco suroeste. En efecto, a partir de un sustrato común, que aflora en ambos flancos o unidades (términos 4 y 16), aparecen en la Unidad de Gorbea distintos términos calizos y terrígenos (17 a 29, integrantes de los complejos Urganiano y Albocenomaniense), que tienen como equivalente una serie comprensiva (5 a 10) de litología más uniforme en la Unidad de Yurre.

Esta sucesión comprende materiales de edades Hauteriviense (?) a Cenomaniense inferior, pertenecientes a los complejos sedimentarios Purbeck-Weald, Urganiano y Albocenomaniense o Supraurgoniano (formación Valmaseda).

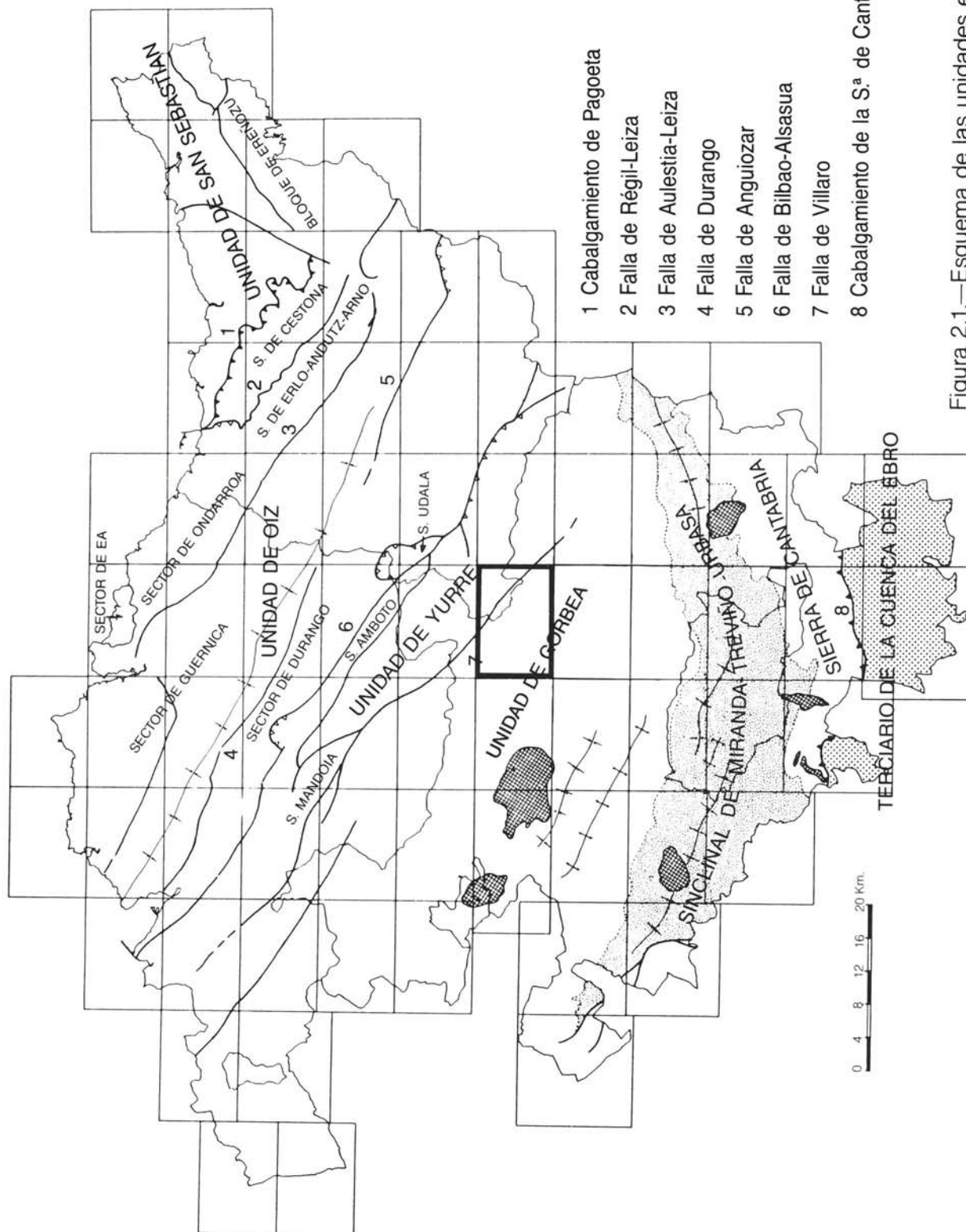


Figura 2.1.—Esquema de las unidades estructurales de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

2.1.1. Complejo Purbeck-Weald

Definido por PUJALTE (1977); muestra un carácter esencialmente terrígeno, y aflora a favor de un conjunto de fallas de gran salto, al sur de Bolibar (Eskoriatza). Está formado por dos términos:

Lutitas negras y calizas (1). Es un término mixto, compuesto por una sucesión de lutitas negras, laminadas, piríticas y con abundante materia orgánica, en la que se intercalan niveles calcáreos laminados o con morfologías onduladas producto quizá de incipientes laminaciones estromatolíticas. Las calizas contienen localmente un importante componente de sulfuros (pirita). Afloran fuertemente replegadas en el lecho del arroyo Urkulu.

Separando distintos niveles calco-lutíticos aparece un término de **lutitas negras y niveles de areniscas** (2), compuesto por la misma litología mayoritaria que el término anterior, aunque sin presencia de calizas y con esporádicas intercalaciones areniscosas.

Separado de los términos anteriores por una fractura de salto desconocido (debe ser hectométrico, si se compara las facies en contacto con las que aparecen en los cortes - tipo de Bikotz-Gane o Villaro), aparece un tercer término que representa el techo de la serie wealdense y que es difícil de diferenciar de su suprayacente urgoniano. Se trata de **areniscas y lutitas negras** (3) irregularmente alternantes y con afloramientos de mala calidad. Las areniscas, en bancos centimétricos, presentan cemento silíceo y grano fino a medio. En el único afloramiento de lutitas de cierta calidad, éstas presentan los caracteres típicos de esta facies wealdense: colores negros, abundancia de micras y materia orgánica, contaminación local por aportes arenosos de grano muy fino, laminaciones concoides groseras, etc.

La potencia de los términos es imposible de determinar a causa de la intensa tectoniza-

ción, aunque debe ser hectométrica por comparación con sucesiones vecinas.

2.1.2. Complejo Urgoniano + Supraurgoniano (4 a 15)

Tal como se entiende hoy la concepción de RAT (1959), este conjunto estratigráfico puede definirse como un "complejo arrecifal y pararrecifal compuesto por calizas de rudistas y corales, que incluye terrígenos asociados al sistema bioconstructor y que es de edad Cretácico inferior".

Las dataciones en el Complejo Urgoniano del cuadrante realizadas en base a orbitolínidos no son congruentes entre sí. Mientras que en la Unidad de Yurre no presenta problemas de correlación (los retazos de la barra inferior datan el Aptiense superior y los de la barra superior un rango Aptiense superior - Albiense medio), en la Unidad de Gorbea ambas barras (calizas de Ixiakoaitza y de Landa-Santa Marina) están datadas localmente como Aptiense superior en sentido estricto. Esto implicaría la práctica inexistencia del Albiense en esa zona, además de chocar con la geometría de los depósitos. Por ello, no se tendrá en cuenta la datación aptiense de Albertia. La distribución crono y litoestratigráfica se refleja en la figura 2.2.

La serie urgoniana en esta zona es mayoritariamente terrígena gruesa, con esporádicas intercalaciones calcáreas de diversa entidad y origen. A continuación se describen los términos terrígenos, para pasar posteriormente a las diversas intercalaciones calcáreas. La sucesión comienza con unas **areniscas de grano fino y limolitas calcáreas** (4), que afloran con cierta extensión en la vertiente noroeste de la cabecera del río Deva, en el núcleo del anticlinal de Arlabán, y de forma más exigua y con peor calidad, en la vertiente este del arroyo Urkulu.

Este término es asimilable a la formación Ereza de GARCIA MONDEJAR (1982) y por

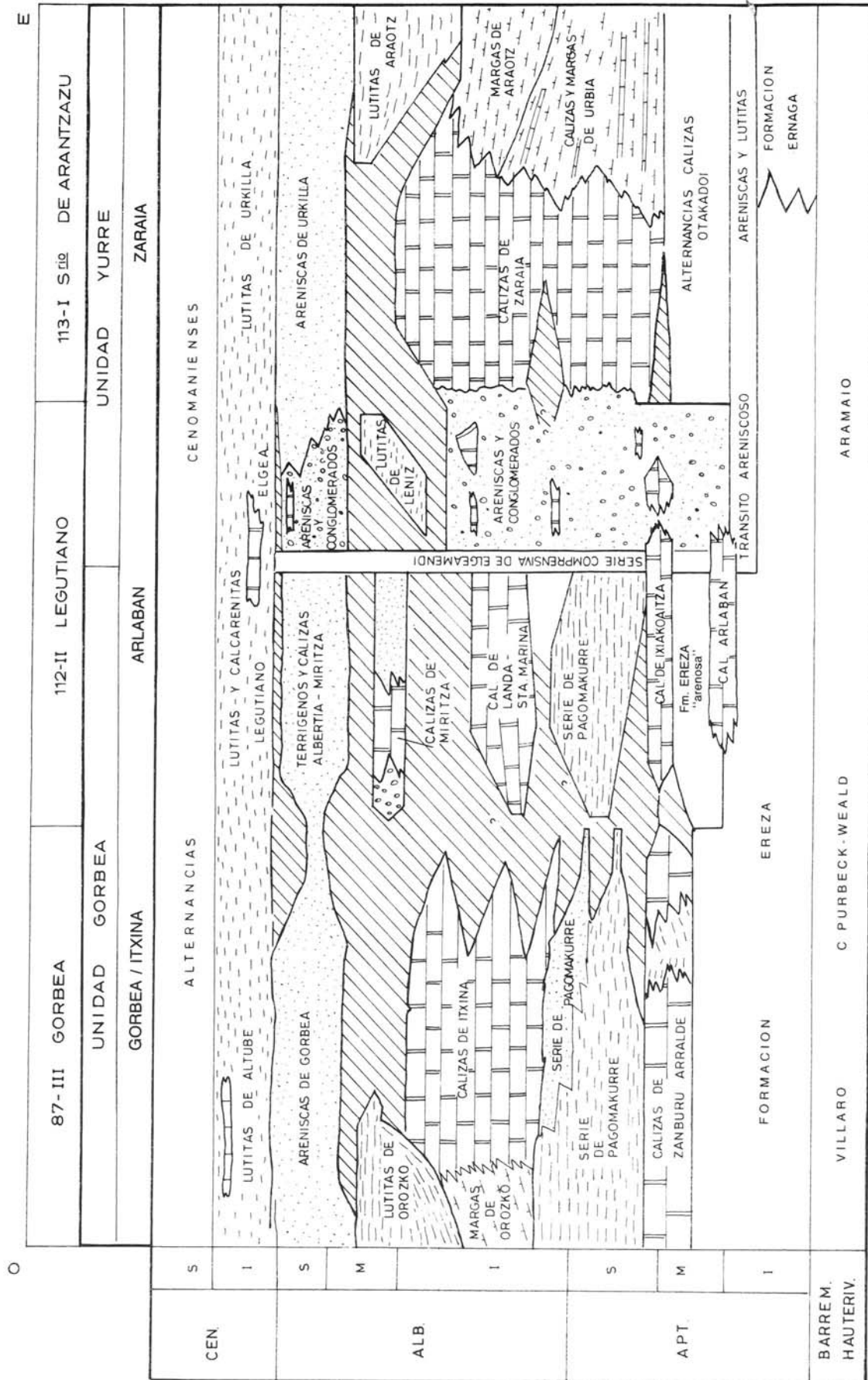


Figura 2.2.—Correlación lito y cronoestratigráfica en el Cretácico inferior del área Gorcea - Zaraia.

lo tanto de edad Aptiense inferior. Son materiales fuertemente replegados, de litología monótona y uniforme: limolitas y/o areniscas de grano muy fino, calcáreas o decalcificadas, masivas o con laminaciones groseras, con disyunción en bolos o esquistosidad de fractura que oblitera la estratificación, generalmente difícil de observar. Localmente se intercalan niveles centimétricos de areniscas de grano medio, alineaciones de septarias o estratos de caliza arenosa con fauna de orbitolinas. Estos últimos, cuando adquieren entidad suficiente (potencia decimétrica - métrica), se han distinguido en cartografía, exagerando su potencia, como términos calizos que se describirán más adelante.

La potencia del término (4) terrígeno basal urgoniano en este cuadrante es difícil de establecer, debido por un lado a que no aflora el muro y a lo replegado de la serie en el sur, y por otro, a la falta de afloramientos y de definición del contacto entre (3) y (4) en el norte. No obstante, el espesor del término puede cifrarse orientativamente en este último punto en unos 100 - 150 metros. Los mejores afloramientos, aunque muy replegados, aparecen en el corte del descenso desde el puerto de Arlabán a Eskoriatza.

A techo del término anterior aparecen, únicamente en la vertiente este del arroyo Urkulu, barras métricas de areniscas silíceas bien estratificadas que se intercalan en la litología monótona del término (4) para constituir un cuerpo decamétrico (aproximadamente 50 - 70 metros) de **limolitas, areniscas de grano fino y areniscas estratificadas** (5). Este término, jalonado a muro y techo por pequeños parches calcáreos, constituye el término de tránsito al suprayacente, formado por **areniscas silíceas masivas con lutitas y conglomerados** (6), que conforman una serie terrígena comprensiva ("serie de Elgeamendi") de edad aproximada Aptiense medio - Albiense inferior, y que equivaldría, por tanto, a formaciones o series como las calizas de Galdames, la serie de

Pagomakurre, las calizas de Itxina y las margas de Bilbao. Igualmente, equivaldrían a una buena parte de las calizas de Zaráia situadas inmediatamente al este, en el vecino cuadrante de Santuario de Arantzazu. Litológicamente se trata de una sucesión general areniscosa silícea, masiva o en bancos decimétricos - métricos, en la que se intercalan esporádicamente finos niveles lutíticos, cuya presencia aumenta hacia el norte, barras conglomeráticas y litosomas calizos de morfología lentejonar. En la cabecera del arroyo Urkulu, la serie consta de potentes barras areniscosas de grano medio a grueso, masivas y alteradas, con laminación de "ripples" o con estratificación cruzada mal conservada, de surco o planar de bajo ángulo, intercaladas en una sucesión de areniscas silíceas y lutitas con intercalaciones de calizas arenosas de ostréidos. Todo esto apunta a una disminución del tamaño de grano terrígeno hacia el norte. Los mejores afloramientos se localizan en el arroyo Ugarana y en las pistas de montaña que unen los altos de Elgeamendi, Urkitza, Idiazabal, Bostoro y Aitzorrotz. La potencia estimada del término es del orden de 300 a 500 metros.

Inmediatamente al norte del límite del cuadrante la fauna de ammonites ha datado el término como de edad Albiense superior, de forma que, localmente, la serie comprensiva de Elgeamendi podría haber alcanzado la base del Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano.

Las facies conglomeráticas presentes en la sucesión terrígena son cartografiables localmente como barras decamétricas de **conglomerados arenosos** (7). Son orto y paraconglomerados silíceos en matriz arenosa, con cantos redondeados de tamaño generalmente inferior al decimétrico. Incorporan localmente clastos centimétricos areniscosos e incluso calizos, lo que podría apuntar a un área fuente parcialmente intraformacional. La morfología de las barras es elongada y de potencia variable, sugiriendo quizá amplias canalizaciones rellenas de sedimentos groseros, más proximales que los infrayacentes.

Las intercalaciones calcáreas en la serie terrígena son frecuentemente cartografiables, con potencias máximas cercanas a los 50 metros, y excepciones, como la masa (olistolítica?) de Aitzorrotz que podría alcanzar los 200 x 1.000 metros. Se han diferenciado tres facies:

- 1.— En el tránsito de muro a la serie de Elgeamendi, y dispersos entre las facies terrígenas se sitúan pequeños litosomas planares aislados de **calizas en bancos decimétricos a métricos, con corales y rudistas** (8). Como características generales presentan un mayor porcentaje relativo de facies biostrómicas sobre las biohémicas, así como una mayor presencia de calizas impuras o finas intercalaciones terrígenas que marcan la estratificación. Todo esto suele llevar aparejado un predominio de corales y orbitolinas sobre los rudistas, generalmente de pequeña talla.
 - 2.— Dentro de la serie de Elgeamendi son frecuentes las intercalaciones de calizas arenosas con fauna de orbitolinas y ostréidos. Cuando éstas adquieren entidad suficiente (potencia decimétrica a métrica), se han distinguido en cartografía exagerando su potencia, incluyéndolas dentro del término **calizas impuras** (9). Este término se define como calizas arenosas, arcillosas, brechoides o nodulosas, siempre con fuerte contenido terrígeno. A veces aparece en forma de niveles de caliza oscura, ferruginosa, alternantes con pasadas margo-arenosas.
- Se han cartografiado fundamentalmente en las áreas del alto de Arlabán e Idiazabal.

- 3.— **Calizas en bancos métricos con rudistas y corales** (10). Es la facies

calcárea más frecuente en las intercalaciones de la serie de Elgeamendi. Las barras calizas decamétricas se interpretan como apéndices de la gran plataforma de Zaráia, relacionados con períodos de crecimiento lateral extensivo de la misma, y que han sido luego desgajados y reorientados por la fuerte tectonización existente en el anticlinal de Arlabán.

En el caso de las calizas de Aitztonor, no se descarta su procedencia olistolítica, acorde con las brechas calcáreas situadas inmediatamente al norte, en el límite con el cuadrante de Otxandio.

Este tramo presenta una lito y biofacies muy característica. La litología general es de calizas con escasa contaminación terrígena y, a menudo, con aspecto masivo en afloramiento.

Se presentan generalmente en biostromos métricos, con textura mayoritariamente fango-soportada y clastos calcáreos de tamaño arena muy fina hasta varios centímetros en su dimensión más larga. Estos últimos están constituidos por fragmentos de rudistas (requiénidos, colonias de radiolítidos), ostréidos, corales y pequeños bivalvos; mientras que los primeros son orbitolinas y otros bioclastos finos, así como intraclastos y ooides minoritarios.

No son frecuentes los bancos calcareníticos extensivos, que en otras situaciones están localizados en las proximidades de los tránsitos laterales a facies terrígenas. En este caso, las facies biostrómicas e incluso biohémicas parecen mayoritarias, constituyendo pequeños núcleos constructivos aislados. La biofacies,

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

Intercalados en los cuerpos biostrómicos pueden aparecer orto y parabrechas calcáreas con cantos hasta decimétricos compuestos por fragmentos diversos, entre ellos biostromos de ostréidos.

Además de las facies brechoides mencionadas, se debe citar que, en la margen derecha del arroyo Urkulu, entre los extensos depósitos coluviales que se acumulan al pie de las calizas de Zaraia, aflora un complejo de brechas calcáreas (43), al parecer con caracteres locales de megabrecha (algunos afloramientos podrían ser grandes olistolitos). Este término se encuentra intensamente tectonizado, por lo cual es difícil de establecer hasta qué punto la brechificación que se aprecia es debida a un fenómeno sinsedimentario o bien tectónico. La matriz de los clastos es margo-arenosa y el cemento es esparítico con mineralizaciones de galena y óxidos de hierro. El aspecto en afloramiento y la posición de las facies brechoides con contactos indeterminados entre materiales wealdenses y urgonianos basales, y próximos a un coluvial de bloques calcáreos de gran magnitud, impulsan a interpretar este término como un gran bloque megabrechoide, deslizado en el Cuaternario desde su localización original, en el talud occidental del edificio de Zaraia, hasta su posición actual en el fondo del valle.

Por encima de la serie comprensiva de Elgeamendi se sitúan 5 términos que se han atribuido por posición estratigráfica y correlación litológica a la formación Valmaseda.

En el sector septentrional (noroeste de Salinas de Léniz) aparece una serie que por correlación regional se corresponde con las lutitas basales de la formación Valmaseda. Aquí, sin embargo, se trata de unas **lutitas micáceas con septarias** (11), de aspecto diferente: grano más grueso, laminación concoide, aspecto más masivo y desordenado por la ausencia de nivelillos areniscosos que marquen la estratificación y por la presencia, en cambio, de arena mal clasificada dispersa en la roca, con frecuentes "ripples" aislados de corriente. La potencia del término, regionalmente hectométrica, es imposible de calcular aquí al estar muy replegado y al presentar contactos mecánicos en techo y muro.

En el sector meridional (arroyo Ugaran-Elgea) el contacto basal de la formación Valmaseda es también mecánico, si bien por datos regionales del conjunto de cuadrantes situados en el entorno, parece detectarse un hiato en el Albiense medio, faltando en esta serie (al igual que en la vecina unidad de Gorbea) el equivalente, precisamente, al término basal albocenomaniense (11) que se acaba de describir. Así, la serie de la formación Valmaseda abarcaría en sus facies habituales tan sólo el Albiense superior y el Cenomaniense inferior. Finalmente, algunos datos (como los ammonites del Albiense superior citados anteriormente, al norte, y el contacto entre los conglomerados y las lutitas del techo alboce-nomaniense, al sur) indican que la serie de Elgeamendi pudo alcanzar el Albiense superior, al menos localmente, sustituyendo a las habituales facies de la formación Valmaseda.

Esta formación abarca en el ángulo sureste del cuadrante los siguientes términos:

- 1.—**Areniscas y lutitas** (12).—Es un término que se ha definido para aquellos tramos en los que las areniscas y las lutitas aparecen en

proporciones similares sin un dominio claro de ninguna de las dos litologías.

Las areniscas están compuestas por granos de tamaño arena media a gruesa, con algo de feldespato (más blanquecino); mica blanca abundante y materia orgánica (tallos y restos vegetales parcialmente transformados en carbón). Los granos están cementados por sílice, y ocasionalmente por carbonato o material ferruginoso. Se encuentran bien estratificadas en bancos del orden de los 0,5 metros, en los que a veces pueden apreciarse estructuras con laminación paralela y cruzada debida a "ripples". Los niveles más gruesos presentan tonalidades más claras, entre grises y pardo-amarillentas.

Las lutitas están compuestas por materiales detríticos de tamaño limo o arcilla. En corte fresco ofrecen coloraciones oscuras, muy características, debido generalmente a la abundancia de materia orgánica o derivados de la misma. Esta puede hallarse dispersa en la roca, o formar niveles milimétricos. Gran parte de ella se encuentra en avanzado estado de transformación. También se aprecian sulfuros dispersos o concentrados en pequeños nódulos.

- 2.— **Calizas arrecifales estratificadas** (13). Se trata de intercalaciones métricas, muy localizadas, de calizas coralinas con porcentaje variable de biohermos de rudistas. La facies es similar a las barras más antiguas que se han descrito incluidas en los terrígenos urgonianos.

Dentro de la formación Valmaseda esta facies aparece en dos aflora-

mientos entre Marieta y el arroyo Re-katxo, intercala tanto en las areniscas y lutitas (12) como en las lutitas (14).

- 3.— Finalmente, a techo de la serie aparece un término uniforme, mal aflorado, compuesto por las mencionadas **lutitas** (14). A pesar de los escasos afloramientos, se comprueba que las características generales se mantienen con respecto a otros términos lutíticos de la formación Valmaseda; son lutitas mal clasificadas, que presentan una laminación grosera. La estratificación está marcada por los nivelillos minoritarios de arenisca o por la alineación de septarias o de nódulos carbonatados característicos de estos tramos. Estos nódulos con frecuencia tienen su núcleo ferruginizado.

Intercalados principalmente en la base del término lutítico aparecen niveles de areniscas y lutitas (12) y de **calcarenitas y calizas arenosas** (15), en estratos generalmente decimétricos y separados por bandas lutíticas de potencia variable. En las unidades adyacentes se trata de calcarenitas bioclásticas ferruginosas, de grano grueso; calizas arenosas de aspecto azoico y uniforme; niveles calcáreos ferruginizados con nódulos septariformes o combinaciones de los tres elementos. La potencia está exagerada en cartografía.

2.2. UNIDAD DE GORBEA

Ocupa los tres cuartos sudoccidentales del cuadrante. Está constituido por el núcleo antiformal de Arlabán y por su flanco suroeste, estructura monoclinual escasamente tectonizada. La zona de núcleo presenta numerosos pliegues y fallas de direcciones N 120° E y

N 40° - 50° E, sobre todo en las proximidades del corredor formado por las fallas de Villaro y Arlabán. Como elementos tectónicos diferenciados deben destacarse los cierres perianticlinales de Arlabán y Albertia-Legutiano, cuyas capas describen giros simétricos con respecto al corredor de fallas de Villaro y Arlabán.

La Unidad de Gorbea abarca en este cuadrante materiales correspondientes a los complejos sedimentarios Urgoniano, Alboce-nomaniense o Supraurgoniano (formación Valmaseda) y del Cretácico superior, lo que comprende un lapso temporal Aptiense inferior-medio a Santoniense, aproximadamente.

2.2.1. Complejo Urgoniano

En esta unidad no están representados los materiales correspondientes a la parte inferior del Complejo. La edad resultante va desde el Aptiense medio-superior hasta el Albiense inferior. Los datos regionales apuntan a la ausencia del Albiense medio en la Unidad entre las áreas de Gorbea y Zaraia.

El término más antiguo de la serie está compuesto por **areniscas de grano fino y limolitas calcáreas** (16), con las mismas características que las descritas para el término (4), a muro de la serie, de la Unidad de Yurre.

En la Unidad de Gorbea, este término aflora al suroeste del alto de Arlabán, en forma de areniscas muy calcáreas y limolitas progresivamente más decalcificadas hacia arriba en la sucesión. El corte de mayor calidad es el de la carretera de Arlabán, donde la potencia es imposible de calcular debido a lo replegado de la serie.

Continuando con la columna, el siguiente término se define como **areniscas silíceas y lutitas apizarradas; limolitas calcáreas** (17). Representa aproximadamente el Aptiense

medio y está compuesto por esas litologías en proporción variable; por lo general predominan las lutitas oscuras, apizarradas, con áreas de limolitas carbonatadas laminadas o masivas. Entre ellas se intercalan con frecuencia métrica-decamétrica, barras de arenisca silícea de espesor decimétrico-métrico y carácter masivo o con laminación paralela. Algunas de estas barras presentan espesores decamétricos. La potencia del término (estimada orientativamente en 150-200 metros) no es tanta como su extensión superficial sugiere, ya que los frecuentes repliegues lo hacen aflorar en un área importante. Así, a favor de fracturas aparecen frecuentemente retazos del infrayacente, lo que sugiere una potencia no tan desarrollada del término.

En los afloramientos situados en la carretera al sur de Salinas de Léniz y en la vertiente noreste del alto de Maroto aparece un nivel decamétrico en el que la serie terrígena intercala calizas oscuras ferruginosas con una nutrida fauna de ostréidos formando lumaquelas y ha sido diferenciado en cartografía como **calizas de ostréidos, lutitas y areniscas** (18). En otros lugares adopta una forma de caliza biostrófica coralina en barras y, finalmente, puede presentarse como caliza o margocaliza nodulosa, de aspecto más bien uniforme o por el contrario, con intercalaciones margosas onduladas ("wavy laminations"). Estas facies aparecen en la pequeña cantera situada al noroeste del alto de Arlabán.

Las **calizas en bancos métricos con rudistas y corales** (19) muestran las típicas facies urgonianas al igual que en toda el área (ver descripción del término 10). A destacar en esta unidad la presencia de dos bandas decamétricas que están separadas por una potente serie terrígena con la que se interdigitan.

La banda inferior tiene una mayor apariencia biostrófica en las áreas de Ixiakoaitza e Isuskiza; en otras zonas presenta intercalaciones lutítico-arenosas y/o calizas impuras del tipo (20), o en bancos decimétricos (término 21), ya descritas con anterioridad. Asimismo, en los extremos de la banda aparecen facies de areniscas y conglomerados que denotan una influencia terrígena acusada.

La banda superior evidencia una menor contaminación terrígena con facies de calizas más puras. Se distinguen dos áreas de mayor desarrollo vertical, como son la de Santa Marina (sureste) y la de Landa (noroeste), ambas cercanas a los extremos de la banda. En estas áreas se dan facies biohémicas de rudistas y ostréidos que lateralmente pasan a biostromos y a calcarenitas bioclásticas groseras. En la base de algunas secuencias calcáreas aparecen micritas o calcarenitas de grano muy fino, con laminación paralela.

Merecen especial mención las discordancias internas o de techo del término (pueden ser la misma superficie), el paso a calizas brechooides (oeste de Isuskiza, o calizas de Albertia). En el área de Landa parece ponerse de manifiesto la existencia de dos barras superpuestas oblicuamente (progradantes?) en la banda superior. No obstante, la presencia de pliegues y fallas en el entorno no permite asegurarlo con certeza.

Las **calizas impuras** (20) presentan en esta unidad las mismas características que en la de Yurre: se pueden encontrar calizas arenosas (vertiente norte de Ixiakoaitza), a veces con orbitolinas (Landa), o intercaladas con niveles areniscosos (noreste de Albertia); calizas brechooides (alto de Maroto), etc. Generalmente aparecen con potencias métricas (ocasionalmente decamétricas) que están exageradas en cartografía. Se sitúan como intercalaciones aisladas o como tránsitos

laterales de calizas más puras, a diversas alturas de la serie urgoniana.

Finalmente, las **calizas de bancos decimétricos con corales y rudistas** (21), ya descritas en el término (8), aparecen como intercalaciones en los términos de calizas más puras, generalmente en las inmediaciones de tránsitos laterales a terrígenos.

Entre las dos barras calizas principales que se han mencionado se sitúa una potente serie terrígena que representa el Aptiense superior (400-500 metros de potencia máxima), compuesta por un término central de grano fino y de otros de grano más grueso a muro y techo. Estos últimos presentan caracteres vagamente alternantes entre areniscas y lutitas en el nivel inferior, mientras el superior es netamente areniscoso.

El término **limolitas y areniscas laminadas de grano fino** (22) corresponde al cuerpo central. Presenta litológicamente un aspecto uniforme: limolitas y areniscas de grano fino o muy fino, micáceas, decalcificadas y con laminación paralela mili a centimétrica, o bien con laminaciones concoides groseras. Se evidencia una polarización lateral en la disminución del tamaño de grano hacia el noroeste.

El término **areniscas silíceas masivas y estratificadas; areniscas y lutitas** (23) está compuesto por estratos de areniscas silíceas pardas o amarillentas, bien seleccionadas y con escasa matriz fina. En la secuencia general se intercalan barras de **areniscas con estratificación cruzada** (25) marcando la geometría de los litosomos, que resulta ser netamente oblicua, en la zona sureste, a las alineaciones calizas.

En la vertiente sur del alto Maroto aparece una barra de **conglomerados** (24) silíceos, heterométricos, de cantos centimétricos y matriz arenosa de grano medio-grueso. Los cantos pueden provenir de materiales

cuarzosos, cuarcíticos o areniscosos. Los afloramientos son dispersos y de mala calidad. La potencia ha sido exagerada en cartografía, siendo en realidad inferior a 10 metros.

2.2.2. **Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano** (Fm. Valmaseda) (26 a 31)

Sobre los materiales urgonianos y en paso lateral con parte del techo calizo de los mismos, se dispone un conjunto detrítico formado por una alternancia de areniscas, lutitas y conglomerados, en mayor o menor proporción, que aflora en el tercio norte del cuadrante. Como ya se ha mencionado, puede deducirse por criterios geométricos regionales y de correlación litológica y secuencial, la posible presencia de un hiato que abarque el Albiense medio.

Por otra parte, en el área de Miritza pueden localizarse dos discordancias en relación con las calizas más altas: una de muro, puesta de manifiesto por la oblicuidad entre las barras terrígenas (23 y 25) y las calizas arrecifales; y otra que afecta a las barras conglomeráticas y areniscosas (27 y 29) y a las intercalaciones calizas terminales. El hiato puede estar asociado preferentemente a una de las discordancias o a ambas.

Así, se parte de la base de que el conjunto de litologías gruesas (término 27, 28 y 29) representarían el Albiense superior muy reducido, mientras que las lutitas (30), con sus intercalaciones, corresponderían a un Cenomaniense inferior, también reducido, que adquiere hacia el noroeste un espesor más cercano al habitual.

Esta serie terrígena se compone de materiales depositados por la progradación de un abanico deltaico de gran magnitud. En los cuadrantes de Llodio, Amurrio y Gorbea las potencias de la formación oscilan entre 4.000 y más de 5.000 metros. Sin embargo, la

potencia que alcanza en esta zona puede reducirse hasta menos de 1.200 metros en la vertical de las calizas de Santa Marina (barra superior). Este rápido acuñamiento, centrado especialmente en el Albiense medio y parte del superior, debe estar controlado por la existencia de relieves en el fondo marino.

Los elementos litológicos básicos presentes son limolitas, areniscas de grano fino a grueso y conglomerados silíceos. La combinación de los tres en distintas proporciones da origen a cuatro facies principales que han llevado a distinguir en cartografía 5 términos diferentes, más uno de intercalaciones carbonatadas, que se describen por orden de aparición en la columna:

Areniscas y lutitas (26). Es un término que se ha definido para aquellos tramos en los que las areniscas y las lutitas aparecen en proporciones similares, sin un dominio claro de ninguna de las dos litologías. En el sureste se sitúan a techo de la serie en forma de litosomas lentejonares en tránsito lateral a tramos lutíticos (sur de Marieta). En el noroeste (monte Albertia, Isuskitza), por el contrario, aparece en la base de la sucesión y constituye la totalidad del material no lutítico, apoyándose en discordancia compleja sobre las calizas de Albertia. También aparece en forma de barras aisladas al oeste del embalse de Urrúnaga.

Litológicamente son equivalentes a las descritas anteriormente como el término (12).

Areniscas indiferenciadas (27). Se trata de una facies general compuesta por bancos decimétricos a métricos de arenisca silícea de grano medio-grueso, bien clasificada, masiva o con estratificación paralela o cruzada de surco, planar, etc. Pueden darse intercalaciones esporádicas de lutitas, areniscas de grano fino, o conglomerados silíceos sin estratificación aparente. También se han diferenciado en cartografía niveles de **areniscas conglomeráticas** (29), que localmente

pueden llegar a ser paraconglomerados silíceos en matriz arenosa. Componen tres cuerpos de potencia decamétrica y extensión lateral hectométrica.

Este grupo de términos recubren en discordancia angular a la unidad deposicional infrayacente compuesta por calizas y/o por las propias areniscas. A la altura del arroyo Arlabán completan un tránsito lateral al término areno-lutítico (26).

Localmente, se distinguen cuerpos geométricamente irregulares o lentejonares de **areniscas silíceas de grano fino o muy fino** (28), micáceas, de colores oscuros, masivas o con finas laminaciones paralelas y en general alteradas y mal afloradas. Estas areniscas representan una facies poco común dentro de la formación Valmaseda. Hacia el noroeste pasan a areniscas y/o lutitas, mientras hacia el sureste se convierten paulatinamente en el término más representativo de la serie: las **argilitas y/o limolitas** (30) de techo de la formación. Este término ya ha sido descrito anteriormente como (14) y, al igual que en aquel, incluye intercalaciones de **calcarenitas y calizas arenosas** (31), también con las mismas características que el ya descrito (15).

2.2.3. Cretácico superior (32 a 42)

Con el nombre de Cretácico superior (RAT, 1959) se denomina un conjunto de materiales de plataforma carbonatada comprendidos entre el techo de las diversas formaciones terrígenas del Complejo Albocenomaniense (en este caso la formación Valmaseda), que se sitúa en el tránsito entre Cenomaniense inferior y medio, y la base de los tramos calizos paleocenos o, en su caso, de los conglomerados terciarios.

Dentro de la hoja, los materiales del Cretácico superior ocupan la mitad suroccidental. El conjunto puede dividirse en tres grupos en una primera aproximación (figura 2.3).

I.—Alternancias Cenomanienses (Cenomaniense superior-Turonense basal?); potencias máximas de 500-600 metros.

II.—Serie de Orduña, de carácter margoso y calizo, que abarca materiales desde el Turonense inferior hasta, como mínimo, el Campaniense medio; estando representados en este cuadrante únicamente los tramos más bajos (hasta el Santoniense basal). En ella destacan las calizas de Subijana, cuyos equivalentes distales margosos aparecen en el borde oeste del cuadrante.

Por su parte, los equivalentes de las "calizas turonienses" o de Gárate aparecen en el cuadrante como materiales margocalizos, eslumpizados, con evidentes signos de inestabilidad sinsedimentaria.

III.—Sucesión mixta maastrichtiense, propia del sinclinal de Miranda-Treviño, que no aflora en los cuadrantes septentrionales de la Plataforma Alavesa.

2.2.3.1. Alternancias Cenomanienses

Se corresponden con el denominado "Flysch de Bolas" (CIRY y MENDIZABAL, 1949), de edad Cenomaniense superior-Turonense basal y con la parte alta de la formación Arceniega de AMIOT (1982). Afloran regionalmente en una banda de dirección NO-SE, desde Arceniega hasta los alrededores de Asparrena, así como en forma de enclaves dentro del diapiro de Orduña. El contacto con los últimos tramos lutíticos del Complejo Albocenomaniense presenta en general un carácter transicional. Las lutitas van haciéndose más carbonatadas y paralelamente comienzan a intercalar cada vez más niveles calcáreos. Dentro del cuadrante de Legutiano afloran en las

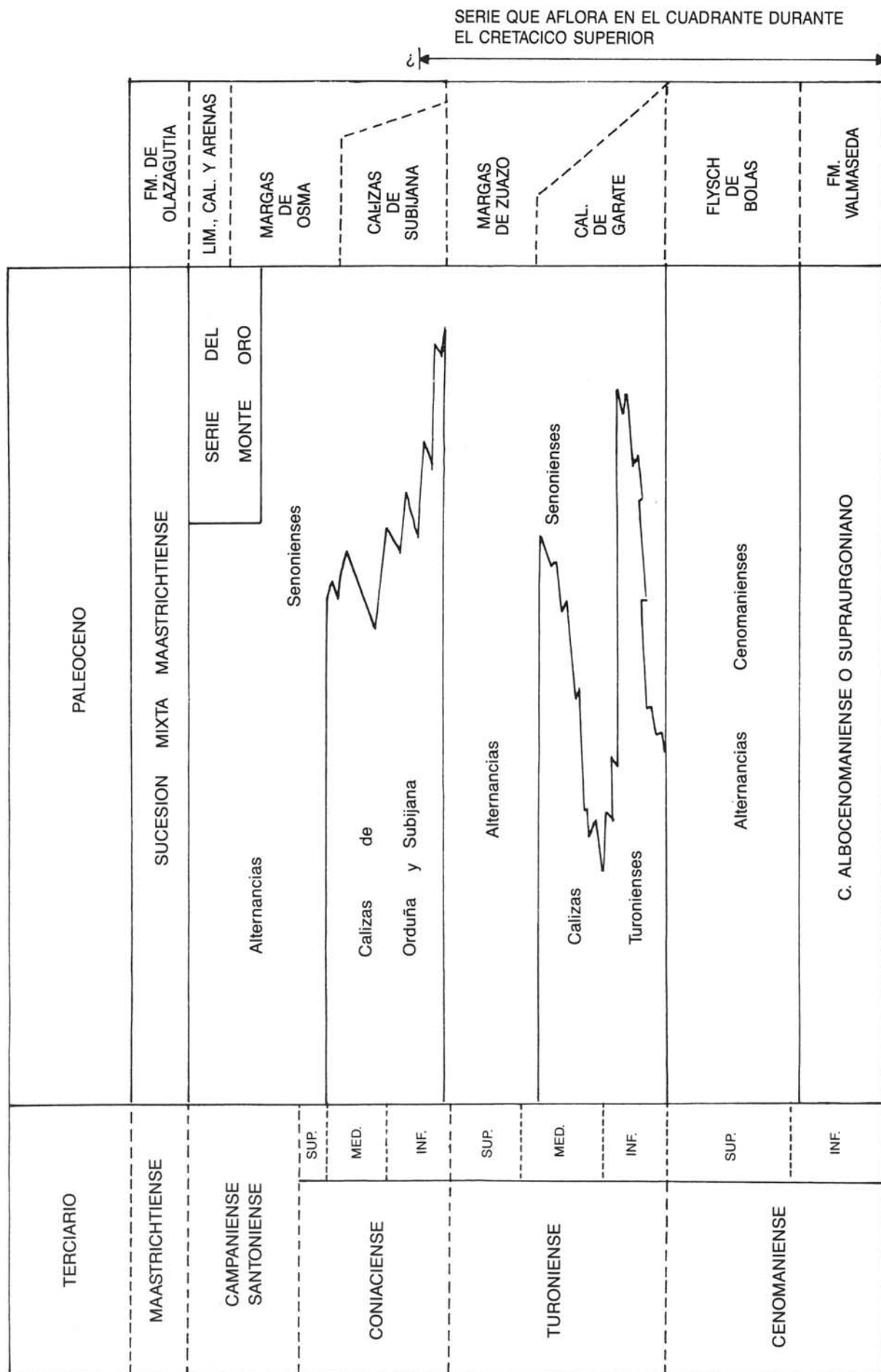


Figura 2.3.—Distribución de los elementos estratigráficos del Surco Alavés, para el Cretácico superior.

playas del sur del pantano de Urrúnaga, en la carretera de Legutiano a Vitoria, y en las playas septentrionales del pantano de Ullibarri. Morfológicamente constituyen valles o zonas deprimidas.

La combinación litológica regionalmente mayoritaria en este conjunto, aunque minoritaria para el cuadrante, puede describirse como una alternancia irregular de margocalizas o calizas y margas (32). Dentro de esta facies general, la abundancia relativa de sus componentes varía considerablemente según la localización vertical u horizontal. Esto lleva a la definición, además de la facies general, de otros cinco términos que se han diferenciado en cartografía y que se describen a continuación según la sucesión que aparece en el cuadrante.

Alternancia irregular de margocalizas o calizas nodulosas y margas o limolitas (32). Se trata de una facies general mayoritaria en otros cuadrantes. En este caso se limita a dos niveles muy continuos de muro y techo, y a otras intercalaciones comprendidas dentro del término general limolítico que se describirá a continuación. Se define como una combinación irregular de las litologías citadas. En cuanto al contenido faunístico se pueden destacar: *Rotalipora appenninica* RENZ, *R. cushmani* MORROW, *R. deecki* FRANKE, *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI, *Dicarinella difformis* GANDOLFI.

Limolitas carbonatadas. Ocasionales niveles calcáreos (33). Término esencialmente limolítico en el que se intercalan irregularmente finos estratos centimétricos de caliza o margocaliza nodulosa.

Es el término mayoritario de las Alternancias Cenomanienses y su potencia va aumentando progresivamente hacia el este. GARCIA RODRIGO y FERNANDEZ ALVAREZ (1972) citan: *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), *Rotalipora appenninica* O. RENZ, *R. greenhornensis* (MORROW), *R. renzi*

GANDOLFI, *R. cushmani* MORROW, *Heterohelix* sp., *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), espículas y equinodermos.

Areniscas calcáreas y limolitas (34).

Término predominantemente areniscoso formado por estratos centi a decimétricos de areniscas calcáreas, laminadas, micáceas, de granulometría variable, entre los que se intercalan niveles limolíticos. En el área del pantano, al sur de Legutiano las areniscas no presentan carácter carbonatado tratándose de areniscas silíceas. Estas areniscas presentan frecuentemente fragmentos de bivalvos. La decalcificación confiere a la roca localmente tonos rojizos.

Alternancia regular de calizas y margas en bancos centimétricos (35). Se trata de una alternancia regular en estratos netos, escasamente nodulosos, de potencias centimétricas que lateralmente pasan a términos muy nodulosos, constituyendo la facies indiferenciada (32).

Calizas, calizas brechoides y margas (36). Dentro del conjunto de las distintas alternancias cenomanienses pueden individualizarse algunos tramos caracterizados por la potencia decimétrica-métrica de sus estratos calizos (calcarenitas), alguno de los cuales puede presentar características brechoides. En estos tramos se intercalan niveles decimétricos de margas o incluso limolitas calcáreas.

En la costa sureste del pantano de Urrúnaga se reconocen varios niveles de calizas y calizas brechoides. Se trata de calcarenitas y brechas sinsedimentarias de cantos de calcarenita con formas de adaptación entre sí (lo que implica un depósito en condiciones anteriores a la litificación), inmersos a su vez en una matriz también calcarenítica. Los bancos brechoides presentan potencia métrica.

2.2.3.2. Serie de Orduña

Abarca las formaciones de Valle de Mena, tránsito lateral de Ribera Alta, y Las Losas

de AMIOT (1982). Está compuesta por tres elementos, estos son: "alternancias senonienses", calizas de Gárate y calizas de Orduña o Subijana.

A continuación se describe la serie de Orduña en el orden cronológico en que van apareciendo estos elementos:

Las "alternancias senonienses" presentan su máximo intervalo cronoestratigráfico en la transversal de Gopegi (cuadrante de Zuya, 112-I). La sucesión constituye un conjunto de alternancias entre margas, margocalizas, calizas margosas, micritas y calcarenitas. Estas litologías se combinan de forma que originan en el ámbito del Cretácico superior hasta 6 facies de contenido carbonatado creciente, diferenciables en cartografía. Dichas facies se intercalan entre sí con frecuentes pasos laterales, originando series diferentes según las distintas transversales.

Como equivalente lateral de las "calizas de Gárate" aflora, en el borde suroeste del embalse de Urrúnaga, una **alternancia de margocalizas y calizas. Brechas y "slumps"** (37). Se sitúa directamente sobre el techo de las "alternancias cenomanienses", presentando en estos primeros metros frecuentes perturbaciones en la estratificación por fenómenos de "slumping". Es de destacar la presencia de discordancias a muro y techo, originadas por fenómenos de deslizamiento erosivo y "onlap" o decapitación, respectivamente.

La potencia máxima del término puede superar los 125 metros. Como afloramientos representativos, pueden citarse los que se pueden observar al sur del pantano de Urrúnaga y al sureste del pantano de Ullibarri.

Intercalados en los afloramientos sudorientales del término anterior (37) se sitúan algunos niveles cuya característica general es la de formar una **alternancia regular de calizas laminadas, margocalizas y margas con brechas y "slumps"** (38).

La apariencia de la serie es la de estar fraccionada en bancos alternantes (en ocasiones hasta métricos) de caliza masiva y marga o margocaliza menos resaltante. El examen en detalle de los bancos duros pone de relieve su división en estratos más finos, decimétricos, con contactos netos en general. En cuanto al contenido faunístico se puede citar: *Rotalipora appenninica* O. RENZ, *R. cushmani* MORROW, *R. deeki* FRANKE, *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI, *Dicarinella difformis* GANDOLFI.

Los afloramientos principales se encuentran en el sureste del embalse de Ullibarri: la alineación de montes al sur de Landa y la localidad de Nanclores de Gamboa.

El término más potente de las "alternancias senonienses" lo constituyen unas **calizas laminadas, margocalizas y margas** (39) que abarcan en el cuadrante los equivalentes distales de las margas de Zuazo, calizas de Subijana y base de las margas de Osma. Este término gana componente carbonatado hacia el oeste, al tiempo que aumenta la potencia de los niveles duros, evolucionando lateralmente a otras facies que se describirán posteriormente como equivalentes más proximales de las calizas de Subijana. Litológicamente es una margocaliza rítmicamente enriquecida en carbonato, con abundantes niveles calcareníticos. Dentro del contenido micropaleontológico cabe citar: *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO, *M. coronata* BOLLI, *M. cf. sigali* REICHEL, *M. cf. renzi* GANDOLFI, *M. cf. undulata* LEHMANN, *Dicarinella cf. imbricata* MORNOD y *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI, *G. lapparenti tricarinata* QUEREAU, *G. sigali* REICHEL, *Cytherella ovata* (ROEMER), *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Pterigocythere allinensis* GREKOFF y DEROO, *Pithonella ovalis*, (KAUFMANN), (GARCIA RODRIGO y FERNANDEZ ALVAREZ, 1972).

Dentro del término anterior se han distinguido en los alrededores de Urbina unas **calcarenitas laminadas; localmente brechas**

intraformacionales (40). Presentan una forma en conjunto lentejona, con base erosiva desapareciendo lateralmente en pocos kilómetros.

Se trata de una facies formada fundamentalmente por estratos decimétricos-métricos de calcarenitas arenosas laminadas, separados por niveles milimétricos de margocalizas arenosas. En algunos casos presentan organización cercana a la turbidítica, con laminación paralela y "ripples" de corriente (T_{b-c}). Dentro de este conjunto son frecuentes algunos niveles brechoides intraformacionales, truncaciones erosivas de elevado ángulo ($> 15^\circ$), estructuras de arrastre por deslizamiento sinsedimentario hacia el sur, así como numerosas discordancias internas.

Se ha encontrado: *Globotruncana coronata*, *Globotruncana sigali* REICHEL, *Cytherella ovata* (ROEMER), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), (GARCIA RODRIGO y FERNANDEZ ALVAREZ, 1972).

Dentro de las "alternancias senonienses" se reconocen facies que son equivalentes laterales directos, más o menos distales, de las calizas de Subijana. En el ángulo suroeste del cuadrante aparecen dos de estos términos, los cuales hacia el sureste se hacen indistinguibles dentro de las alternancias.

Margocalizas masivas y estratificadas (41). Litológicamente consta de una alternancia aparente de estratos duros y blandos, si bien la naturaleza de ambos es muy similar, siendo la cantidad de carbonato una diferenciación de origen diagenético. Localmente, esta diferenciación entre estratos es mínima, adquiriendo la roca un aspecto masivo.

Alternancia de calizas laminadas y margocalizas compactas (42). Es una facies litológicamente similar al término general (37), aunque con una mayor presencia de carbonato que se refleja en una mayor frecuencia y potencia de los estratos calizos. Se sitúa como

tránsito lateral de las facies calcáreas del Coniaciense inferior (calizas de Orduña) en el cuadrante de Zuya. En este cuadrante pasa lateralmente y progresivamente a términos menos calcáreos (39). El contenido micropaleontológico más significativo es el siguiente: *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO, *M. renzi* GANDOLFI, *M. paraconcovata* PORTHHAULT, *M. cf. sigali* REICHEL, *M. sinuosa* PORTHHAULT, *Dicarinella imbricata* MORNOD, *Hedbergella gr. simplex* MORROW, *H. flandriani* PORTHHAULT. La asociación faunística da una edad Turoniense superior-Coniaciense inferior.

La nitidez de la estratificación depende en gran medida de las condiciones de afloramiento y de la meteorización que afecte a estas alternancias. La potencia del tramo se estima cercana a los 600 metros.

2.3. CUATERNARIO

Es necesario destacar, en primer lugar, el **bloque deslizado de brechas calcáreas** (43), hectométrico, que se localiza en el arroyo Urkulu en el ángulo noreste del cuadrante. Forma parte del extenso coluvial de Zaráia y se sitúa en contacto con materiales wealdenses y urgonianos. Su litología brechoide se ha descrito ya al final del término (10), dentro de la Unidad de Yurre.

El resto de depósitos cuaternarios no son significativos en este cuadrante. Destacan por su extensión los **aluviales** (44), desarrollados con cierta entidad en el río Santa Engracia y en el arroyo Arlabán, donde se han preservado de forma intermitente a lo largo de su curso. La cabecera de este arroyo fue capturada por el retroceso de la cuenca alta del río Deva. Los depósitos aluviales actuales pueden, por tanto, ser relictos de otros antiguos más extensos.

Litológicamente están compuestos por arcillas, arenas y gravas redondeadas, en proporciones y organizaciones diversas. Los espesores

son muy variables y difíciles de estimar debido a la falta de secciones verticales potentes de los materiales acumulados.

Los **coluviales** (45) agrupan diversos tipos de materiales y depósitos de ladera: coluviales mixtos arcillo-arenosos con bloques silíceos, principalmente con origen en el Cretácico inferior; es destacable la acusada inestabilidad de ladera en materiales de la formación Ereza, en los alrededores de Leinz Gatzaga / Salinas de Léniz.

Los depósitos **aluvio-coluviales** (46) se han diferenciado como tales al no presentar

rasgos que los definan con precisión como aluviales o coluviales, por lo cual se suponen fruto de la intersección de ambos procesos. Se sitúan en el cambio de pendiente entre las elevaciones de la sierra de Elgea-Albertia y la llanura de los embalses Urrúnaga y Ullibarri. Por lo general presentan límites difusos en paso a recubrimientos no cartografiados. Tienen carácter arenoso, con cantos aislados tamaño grava o conglomerado.

Los **depósitos antropogénicos** (47) son en general de pequeña extensión y muy dispersos: diversas escombreras de residuos, balsas, explanaciones para construcción, etc.

3. SEDIMENTOLOGIA

El presente capítulo es un intento de establecer en el ámbito del cuadrante los parámetros sedimentológicos en una triple vertiente: geométrico-estratigráfica, referida a las dimensiones horizontales y verticales de los cuerpos rocosos y a su relación mútua; secuencial, es decir, relativa a la sucesión de ambientes en el transcurso del tiempo; y paleogeográfica, relativa a la coexistencia de diferentes ambientes sedimentarios en un período determinado.

En el área de trabajo aparecen materiales pertenecientes al Cretácico inferior y superior, con edades comprendidas aproximadamente entre Hauteriviense - Barremiense y Santoniense.

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

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

- Ciclo Cretácico superior (Cenomaniense-Campaniense), representado en el cuadrante por la sucesión Cenomaniense superior - Santoniense.

Cada uno de estos ciclos tectosedimentarios está compuesto por parejas o grupos de elementos estratigráficos (cuerpos rocosos), algunos de los cuales pueden asimilarse al concepto de secuencia deposicional de MITCHUM *et al.* (1977). Casi todas ellas comienzan o están separadas entre sí por superficies de discontinuidad. Estas varían desde un simple cambio litológico brusco hasta un "onlap" o solapamiento sobre un sustrato previa o simultáneamente estructurado, o incluso una discordancia con importante pérdida de registro sedimentario. Algunas de estas secuencias deposicionales constituyen macrosecuencias de profundización o somerización en el sentido de JAMES (1979).

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

El Jurásico superior y la parte baja del Cretácico inferior (pre-Aptiense) están representados en el País Vasco por depósitos no-marinos, de ambientes intermedios y transicionales a marinos, que se describen en

la literatura bajo las denominaciones de facies Purbeck y facies Weald. En el Anticlinorio de Bilbao y en las zonas de Aramayona y anticlinal de Aitzgorri aparecen sucesiones potentes (2.000 metros), de las que no aflora el muro, formadas principalmente por materiales terrígenos de grano fino. En Gernika y en Gipuzkoa, las sucesiones son considerablemente menos potentes (100 a 300 metros), y de carácter más calcáreo. En Bizkaia, las influencias marinas procedentes del norte son mucho más ostensibles que en Cantabria (PUJALTE, 1981), por lo que cabe suponer que existirían conexiones con el océano, aunque imperfectas y tal vez esporádicas. En la Sierra de Cantabria (límite sur de Alava), el Complejo Purbeck-Weald (definido por PUJALTE, 1977), está representado por conglomerados poligénicos areniscas y arcillas abigarradas.

Estas diferencias son el reflejo de una fuerte subsidencia diferencial y de un basculamiento de los bloques del sustrato. Esta dinámica está en el origen de la fuerte influencia terrígena continental en todo el área del Anticlinorio de Bilbao, mientras que Gernika constituía un paleoalto a salvo de la contaminación terrígena. La alineación de umbrales se encontraba alejada de la línea de costa occidental y meridional purbeck-wealdense.

En el entorno del cuadrante, y 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, aparecen repetidamente series y ciclos comparables a la "unidad 4" de WRIGHT, que representa unos depósitos de "lagoon" salobre situado en un frente deltaico. En la sucesión lutítica de cuadrantes contiguos, se intercalan niveles areniscos que representan depósitos de canal (con estratificación cruzada planar y de surco, etc.), ciclos de desbordamiento en medios pantanosos con lignito, o bien

secuencias de relleno de bahías entre canales distributarios.

También aparecen con cierta frecuencia intercalaciones carbonatadas que se corresponden en líneas generales con la "unidad 8" de WRIGHT. Representan momentos de calma en pequeñas cuencas cerradas, con interrupción de los aportes terrígenos y desarrollo de tapices algales o "algal-mats" en los que se asientan comunidades biológicas bentónicas. Estos episodios suelen cerrarse con épocas de clima árido, en las que se depositan yesos o sales, y que pudieron llegar a la desecación total de algunas cuencas.

Así pues, en un medio de llanura de inundación o estuario lutítico salobre se dan áreas de "lagoon" carbonatado y pequeñas cuencas palustres con lignito, en las que aparecen incluso huellas de pequeñas raíces. En este escenario intruyen esporádicamente lóbulos deltaicos o de desbordamiento de canales. La influencia marina, siempre poco acentuada, penetraría cíclicamente cada vez con más frecuencia e intensidad en el dominio continental. Tan sólo al final del ciclo aparece una tendencia transgresiva dibujada por la primera invasión marina del Cretácico, que llevará al establecimiento de medios mareales y arrecifales carbonatados (Ciclo Urgoniano).

Estos fenómenos son atribuibles a una nueva y brusca aceleración de los procesos de "rifting" en el Golfo de Bizkaia. La margen continental ibérica está cruzada por importantes líneas de fallas tardihercínicas que, sometidas a distensión, se reactivaron, dando como resultado una serie de bloques elevados y cuencas; en los primeros la sedimentación sería escasa o nula, en tanto que en las cuencas se acumularon fuertes espesores.

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

Después de los episodios de transición representados por el Complejo Purbeck-Weald,

y a partir de la invasión marina o 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 pararrecifales (algunos de ellos localmente destructivos), y otro final destructivo que se completó con grandes aportes terrígenos a sistemas deltaicos y de abanicos submarinos (Complejo Albocenomaniense o Supraurgoniano).

Los materiales englobados bajo la denominación de Complejo Urgoniano pueden abarcar un intervalo temporal máximo Aptiense - Albiense medio, 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 de rudistas y corales en facies urgonianas que suponen su rasgo más característico.

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).

La formación de calizas urgonianas en unas áreas y de terrígenos en otras, no fue una cuestión de azar en la cuenca urgoniana del Arco Vasco. Aparte de otros controles como la proximidad a vías de llegada de aportes terrígenos continentales, el principal responsable de tal distribución fue la tectónica sinsedimentaria, creando subsidencias diferenciales acusadas en el fondo marino. Se constituyeron así altos con sedimentación terrígena reducida o inexistente, 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 3.1). A esta acción

tectónica se agregó la originada por movimientos halocinéticos de la sal triásica, como en el sector sureste del litosoma de Aitzgorri y en otros muchos del entorno (Eskubaratz, Dima, Gernika, Ugao-Miravalles; ver figura 3.2). De esta manera, en el Aptiense y Albiense se encontraban en plena actividad los diapiros que posteriormente llegarían a perforar toda la cobertera cretácica. El emplazamiento de los diapiros en la cuenca no tiene aspecto de haber sido casual, sino que más bien refleja cada uno de los puntos de intersección de estructuras profundas de zócalo (ver figura 3.2).

Los datos sedimentológicos del episodio urgoniano llevan a considerar, por todo lo anteriormente expuesto, que las estructuras más importantes del Arco plegado Vasco, el Sinclinorio de Bizkaia y el Anticlinorio Nord-Vizcaíno, y quizá en menor medida de los Anticlinorios de Bilbao y Aitzgorri, en el que se localiza 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.

El desarrollo de calizas en el entorno del cuadrante (ver figuras 2.2 y 3.3) fue incipiente en el Aptiense inferior - medio (1.^a secuencia deposicional urgoniana; ver cuadrantes de Igorre, Zegama, Santuario de Arantzazu, barras basales en San Adrián, cuadrante de Asparrena), creciente en el Aptiense medio y el Albiense basal (2.^a secuencia: calizas de Galdames y litosomos principales de Zaráia, Aitzgorri, Aramotz, Eskubaratz, etc.) y verdaderamente espectacular entre Albiense inferior y superior (3.^a y 4.^a secuencias, donde puedan diferenciarse, correspondientes a la formación de grandes taludes en los sistemas de Aitzgorri, Itxina, Amboto, etc.).

La evolución paleogeográfica a lo largo de este lapso fue la siguiente, la llanura mareal que se implantó en la mayor parte del Arco Vasco

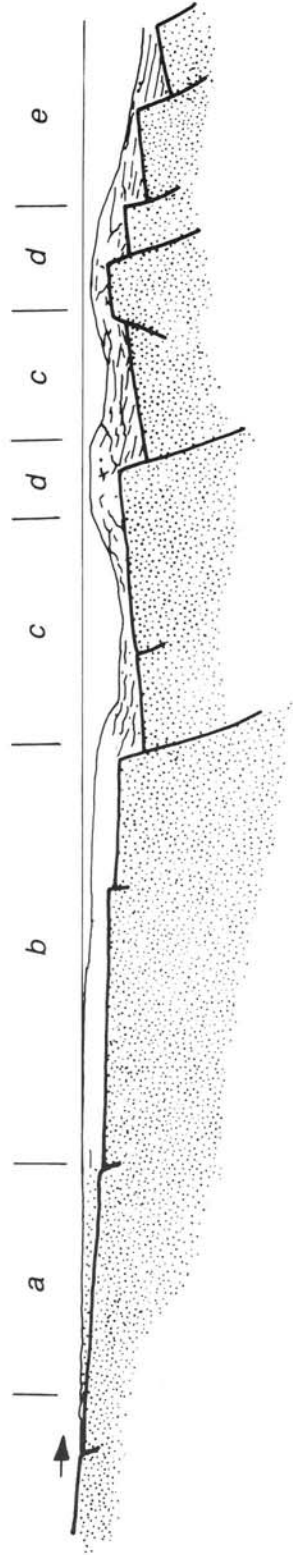


Figura 3.1.—Esquema general del funcionamiento tectosedimentario urgoniano:

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

Tomado de RAT y PASCAL (1979).

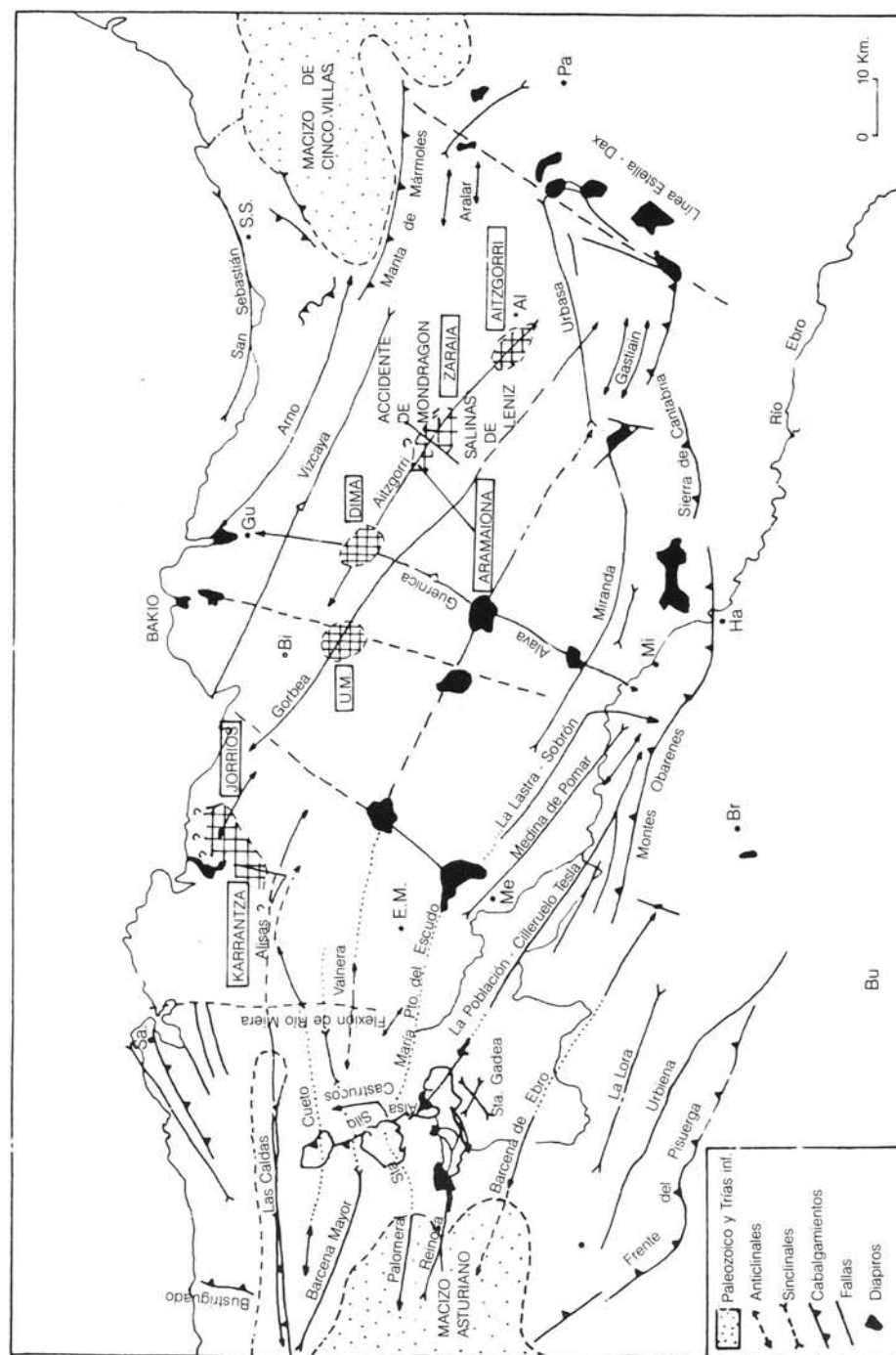


Figura 3.2.—Esquema tectónico de la región Vasco - Cantábrica según GARCIA - MONDEJAR (modificado de WIEDMANN, 1979) en el que se ha añadido el domo diapírico de Dima (que permite demostrar la validez de la directriz Alava - Gernika). Dentro del mismo esquema de directrices regionales pueden encajarse la intumescencia diapírica de Ugao - Miravalles (U - M), que completa la alineación Urduña - Mungia - Bakio, así como el alto de Aitzgorri y el domo de Karrantza, muy probablemente del mismo origen. Los paleoaltos de Aramayona y Zaraia pueden tener componente diapírica (Salinas de Léniz), aunque su control principal debe obedecer a la actuación del "accidente de Mondragón" y estructuras asociadas.

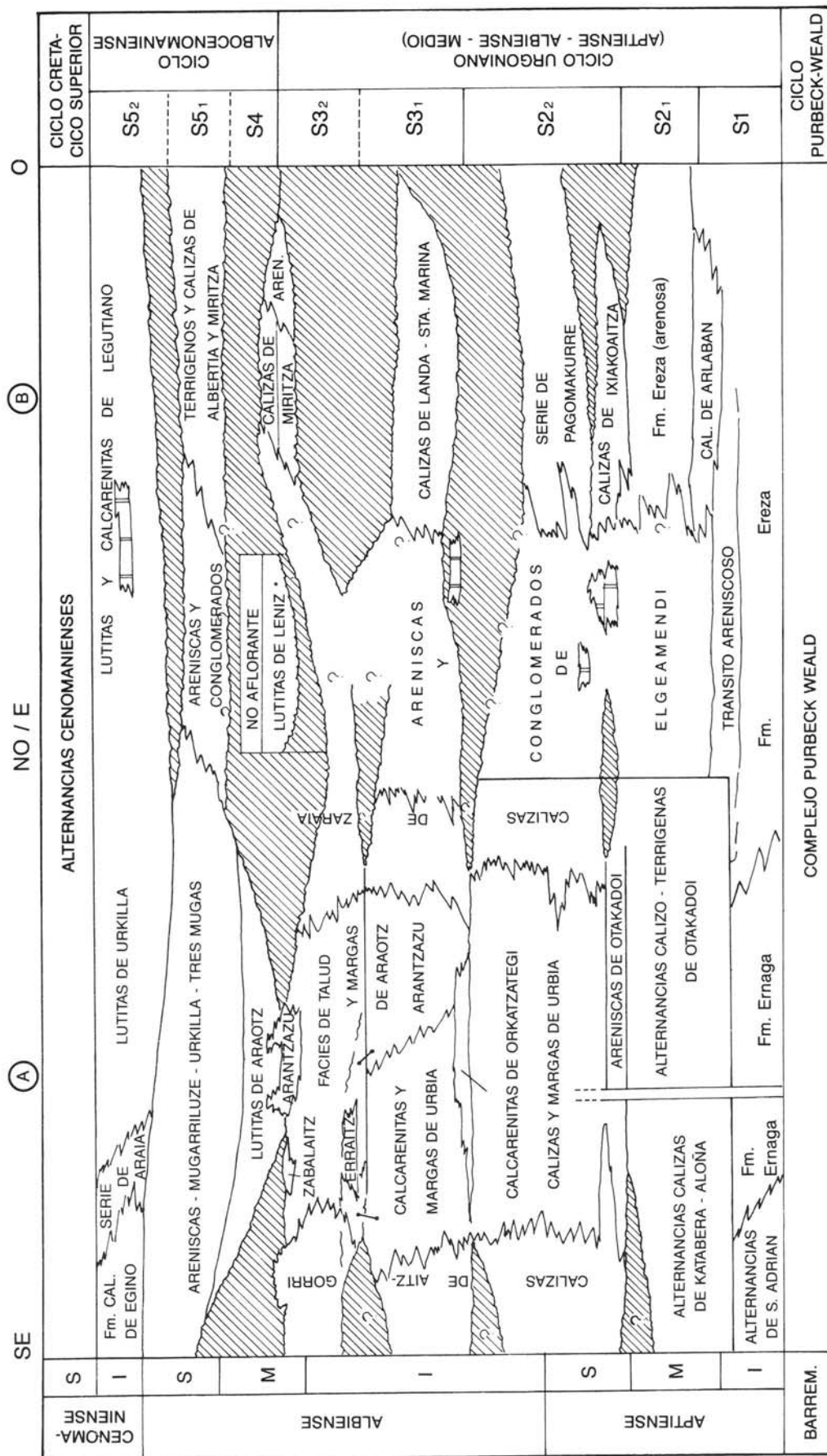


Figura 3.3.—Organización y distribución secuencial en el Cretácico inferior del cuadrante (B) en relación con las principales secuencias establecidas para el sistema Aitzgorri - Zaraia (A) (cuadrantes de Santuario de Arantzazu, Zegama y Asparrena).

(*) A esta altura cronoestratigráfica se situarían las "lutitas de Léniz", aflorantes en esa localidad y separadas tectónicamente de los materiales representados en el esquema.

a partir de la base del Aptiense se divide en diferentes segmentos a lo largo de fallas sin-sedimentarias, quizá de escaso salto, y de direcciones aproximadas N 120° E y N 30 - 45° E. Esto dio lugar a la formación de incipientes paleoaltos en las sierras de Elgea y Aitzgorri, entre otros, con facies carbonatadas someras en las que se desarrollaron inicialmente y de forma esporádica colonias de ostréidos, orbitolinas, etc.

Más adelante, hacia el Aptiense medio, comenzó la subsidencia diferencial, y con ella la segunda secuencia urgoniana (S2) y el crecimiento de arrecifes de rudistas y corales que formaron estructuras incipientes de rampa carbonatada (norte de Maroto), localmente con cierta morfología domal. Paralelamente, las zonas deprimidas, más arenosas, quedaron restringidas al oeste (series terrígenas en Arlabán y Elgeamendi), parcialmente interpenetradas con las calizas de Zaraia, en el cuadrante contiguo de Santuario de Arantzazu. En esta fase aptiense comienzan los movimientos sinsedimentarios del accidente de Mondragón, que alcanzará gran importancia en episodios sucesivos.

Durante esta segunda secuencia, las alternancias de ambientes con mayor y menor contaminación terrígena en Zaraia contrastan con los gruesos depósitos conglomeráticos de Elgeamendi (donde consiguen prosperar algunos parches arrecifales; ver figura 3.4) y con la secuencia de somerización progresiva en el sector de Arlabán: llanura deltaico-mareal arenosa sobre la que se instaura un sistema de rampa carbonatada con intercalaciones terrígenas. El consiguiente movimiento sinsedimentario de los bloques, separados por fallas de zócalo original ya el fraccionamiento del gran litosomo de Aitzgorri en bancos arrecifales como el de Zaraia (cuadrante de Santuario de Arantzazu), y cuencas restringidas intraplataforma, donde se depositaron primero las margas de Urbia (ver figura 3.3) y posteriormente sucesivas series de talud destructivo, mucho más desarrolladas.

La granulometría de los terrígenos disminuye desde Elgeamendi hacia el norte y noroeste. La asociación de facies, con presencia de barras areniscas con "ripples", pequeñas dunas, zonas microcanalizadas, etc., apunta a una plataforma siliciclástica mareal muy somera con influencias más continentales (deltaicas) hacia el sur. En las zonas más alejadas del área fuente silícea, dentro del sector de Elgeamendi, que aún se mantienen en la zona fótica, se produce crecimiento arrecifal esporádico (ver figuras 3.4 y 3.5) durante episodios de detención relativa del aporte terrígeno. Estos deben coincidir en líneas generales con el crecimiento de las dos barras calizas de Ixiakoaitza y Landa-Santa Marina en los altos de Arlabán. Los movimientos del sustrato crean durante la segunda secuencia urgoniana una paleotopografía de altos y surcos, de forma que en Miritza, y posiblemente también en Iñurrieta, se instalan crecimientos arrecifales con facies de mayor batimetría y contenido terrígeno entre ellos (figura 3.5).

En los últimos estadios del crecimiento arrecifal, la expansión progresa durante todo el Albiense inferior y medio (tercera secuencia) creando importantes taludes arrecifales progradantes y retrogradantes, cada vez más abruptos, en los litosomos principales de Zaraia y Aitzgorri.

Dentro del cuadrante, la tercera secuencia está representada por parte de los conglomerados de Elgeamendi, y por las calizas de Landa-Santa Marina y parte de sus terrígenos infrayacentes, que consisten en barras areniscas intercaladas en facies de grano más fino.

La geometría oblicua de las barras areniscas con respecto a las calizas infra y suprayacentes sugiere una progradación, quizá hacia el noroeste, que rellena los surcos interarrecifales a partir del área fuente terrígena situada al sureste. Los cantos de conglomerado presentan un cierto componente arenoso e incluso calizo, lo que avala su carácter erosivo sobre facies previas, ya litificadas.

Posteriormente al relleno terrígeno del surco, volvió a renacer la actividad orgánica constructiva, primero uniformemente y luego centrada en zonas de crecimiento como Miritza (Santa Marina) y Landa. En ellas aparecen facies biohermales, como bancos de rudistas y ostréidos, posiblemente del género *Chondrodonta*. En secuencias tanto verticales como laterales, aparecen sucesivamente facies biostrómicas de rudistas, barras calcareníticas o micríticas, y finalmente terrígenos de "lagoon" o de cuenca relativa. En el área de Landa, se da una posible estructura de progradación en general hacia el oeste (ver figura 3.5) terminando en facies más profundas y en una probable falla sinsedimentaria, que separaba el subsistema de otro alto con características propias (zona de Isuskitz). Más al oeste se localizaba un área al parecer más profunda (Albertia), donde se aprecian facies destructivas y discordancias múltiples (figura 3.5). El sistema completo desaparece hacia el oeste en el "surco de Otxandio", donde mueren también las calizas de Gorbea. Mientras tanto, en Elgeamendi se ralentizaba el funcionamiento del aparato conglomerático y proliferaban los edificios arrecifales de tipo biohémico - domal, integrados por grandes rudistas; requiénidos (*Pseudotoucasia*) y colonias de posibles monopléuridos. En los flancos de los pequeños domos se acumulaban brechas calcáreas. Al mismo tiempo, el banco de Zaraia proporcionaba desde el este grandes clastos que se acumulaban al pie de la plataforma como megabrechas calcáreas o posibles olistolitos hectométricos (Aitz-Zorrotz, etc.).

Todo el conjunto calizo - terrígeno de las tres secuencias anteriores está recubierto en discordancia localmente angular (Miritza, ver figura 3.5), y con presencia local de brechas calcáreas (Albertia), por materiales terrígenos pertenecientes a la formación Valmaseda que incluyen, en sus áreas más someras, pequeños edificios arrecifales inconexos, junto a abanicos conglomeráticos.

Paralelamente, un gran sistema terrígeno deltaico progradante desde el sur y suroeste (formación Valmaseda) y quizá desde el este, iba alcanzando con sus facies más distales la barrera de umbrales noroeste-sureste integrada por Gorbea, altos de Arlabán, Zaraia, Aitzgorri, etc. Finalmente, hacia el Albiense medio - superior, el avance de los terrígenos rodeó los umbrales penetrando por los surcos interarrecifales y comenzó a invadir las cuencas carbonatadas de Orozko, surco de Otxandio, Araotz-Urkilla, etc.; solapando simultáneamente los márgenes de los bancos calizos o umbrales.

El cambio de la paleogeografía urgoniana a la supraurgoniana no fue un fenómeno brusco, ni siquiera rápido. Las primeras llegadas de terrígenos albocenomanienses tienen lugar al final del Albiense inferior, pero el régimen arrecifal persistió en las plataformas carbonatadas, que quedaron en buena parte a salvo de la contaminación. Sin embargo, la continuación de los aportes terrígenos determinó, primero una notable reducción del dominio carbonatado (en el Albiense medio), y posteriormente, su práctica desaparición (Albiense superior). De este modo, la localización de las plataformas, bancos y umbrales urgonianos condicionó en parte la distribución de los sedimentos terrígenos supraurgonianos, tal como señala también OLIVE *et al.* (1984).

3.3. CICLO ALBOCENOMANIENSE

(Albiense medio - Cenomaniense inferior)

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 en las grandes plataformas del Cretácico superior.

En su encuadre regional, los materiales albocenomanienses de la formación Valmaseda presentan caracteres deltaicos, estando además

situados entre las facies fluviales de la formación Utrillas al sur y las formaciones Zufía y Eguino (plataformas terrígeno - carbonatadas) y Durango (talud terrígeno) al norte. La distribución paleogeográfica regional está representada en la figura 3.6.

El Ciclo Albocenomaniense viene a situarse generalmente en "onlap" sobre los relieves arrecifales urgonianos, lo que implica hiatos locales en la sedimentación (figura 3.3 y 3.5). Este es el caso en el área de estudio, a partir del Albiense medio (S4). Así, la disposición geométrica de los niveles y facies apunta que durante este episodio la sedimentación fue muy reducida en áreas como Miritza y Albertia, y prácticamente inexistente o incluso con incidencia de la erosión en Landa, Isuskizta, Oketa-Ubidea (cuadrante de Gorbea), Zaraia y Aitzgorri (cuadrantes de Santuario de Arantzazu y Zegama respectivamente). Sin embargo, en surcos o cubetas profundos o de subsidencia rápida y constante, como Léniz, Otxandio u Orozko, se dio un gran acúmulo de lutitas prodeltaicas del Albiense medio. En ensilladuras menos profundas que sirvieran de entrada, se produjo un "by-passing" de terrígenos finos, previo a su relleno, como en el caso de Albertia-Legutiano (figura 3.5).

La secuencia S5 abarca el resto de la formación Valmaseda, constituyendo con la S4 una macrosecuencia negativa-positiva, S4-S5₁-S5₂.

En la S5₁ se alcanza la máxima progradación deltaica, cuyos terrígenos gruesos logran rebasar los umbrales, con lo cual provocan la muerte definitiva de las últimas comunidades arrecifales supervivientes al Albiense medio en zonas como Miritza o el techo de los litosomas de Zaraia y Aitzgorri. Simultáneamente se produce el relleno arenoso de depresiones como el surco de Albertia o las cuencas de Orozko, Urkilla, etc.

Es muy posible que la actividad de los sistemas conglomeráticos de Elgeamendi conti-

nuase, con algunas interrupciones quizá importantes pero no detectables, durante el Albiense medio y superior, cesando al mismo tiempo que los aportes areniscos regionales de la formación Valmaseda.

Así pues, en la secuencia S5, a una serie areniscosa de lóbulos deltaicos progradantes - retrogradantes le sucede un episodio de prodelta con influencia marina creciente.

A partir de este momento comienza ya el retroceso o retrogradación deltaica, que durará hasta el Cenomaniense medio. A lo largo de este estadio y coincidiendo con los momentos de abandono cíclico de la presión progradante de los terrígenos, se intercalan biostromos calizos residuales en la serie deltaica. Sin embargo, son las calcarenitas las más abundantes, como reflejo de fases destructivas en construcciones arrecifales más o menos cercanas (Zaraia), o consecuencia de la propia removilización de residuos bioclásticos, en los horizontes de abandono de la sedimentación deltaica.

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 áustica. 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.

* * *

Todo el sistema sedimentario del Cretácico inferior se basa en la subsidencia diferencial y en la capacidad de crecimiento de las comunidades arrecifales para contrarrestar los movimientos verticales del sustrato, así como en la dirección y velocidad de sedimentación de los aportes terrígenos que entran a formar parte del sistema.

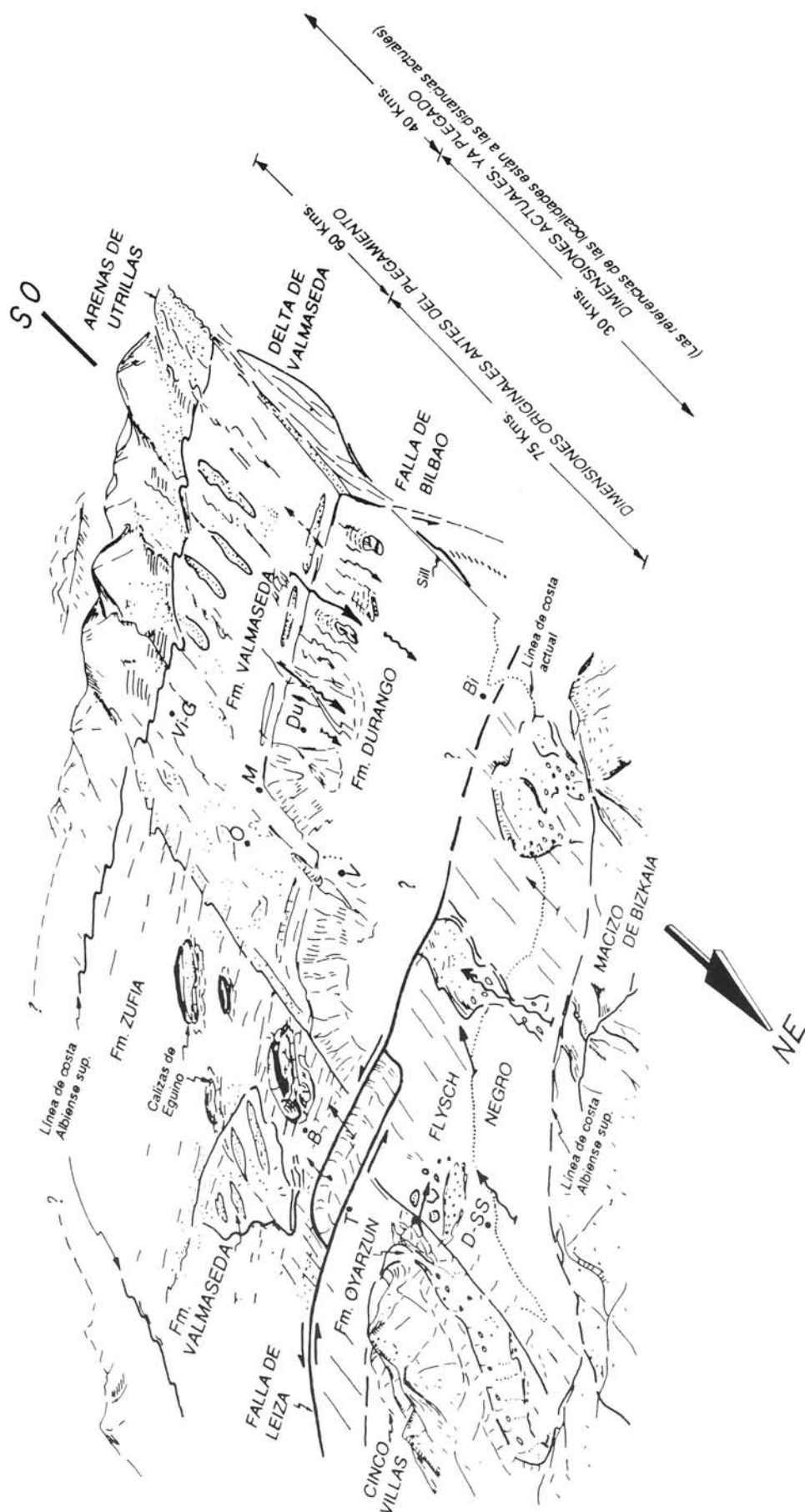


Figura 3.6.—Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior.
 Bi - Bilbao; D-SS - Donostia-San Sebastián; Vi-G - Vitoria-Gasteiz; T - Tolosa;
 B - Beasain; Du - Durango; V - Vergara; M - Mondragón; O - Oñate.

Paleogeográficamente, el esquema evolutivo general resultante durante el Cretácico inferior es el de una serie de plataformas relativamente estables a lo largo del tiempo. En su entorno se formaron taludes constructivos o destructivos, en diversas épocas y lugares, y se establecieron cuencas carbonatadas y ejes terrígenos mareales y/o deltaicos que aislaban entre sí las plataformas calcáreas principales y los bancos "off-shore" de diversa entidad que se fueron individualizando.

La tectónica sinsedimentaria parece atravesar por cuatro etapas, algunas de ellas relacionadas con las secuencias deposicionales que se han mencionado:

- 1.— Subsistencia lenta, uniforme y generalizada. Actividad halocinética incipiente (Neocomiense - Aptiense inferior). Depósitos wealdenses y de la formación Ereza, muy monótonos. Aparición de parches arrecifales aislados.
- 2.— Subsistencia más acelerada, con actividad halocinética creciente: desarrollo de rampas carbonatadas (Bedouliense superior). Fracturación sinsedimentaria en pequeños bloques y fraccionamiento de las calizas aptienses en microsistemas sedimentarios (Gargasiense).
- 3.— Subsistencia muy rápida, generalizada. Fracturación en bloques principales sobre los cuales la influencia de la halocinesis parece ser moderada (Albiense). Individualización de plataformas y bancos "off-shore" sobre las rampas preexistentes. Mantenimiento de la compartimentación en grandes bloques hasta el Albiense medio con fuerte progradación de las plataformas y bancos arrecifales; acumulación de facies de talud destructivo. Llegada del prodelta de la formación

Valmaseda. Subsistencia generalizada salvo en umbrales muy localizados.

- 4.— Ligera actuación de umbrales localizados, entre Albiense superior y Cenomaniense inferior. Creación local de arrecifes y facies destructivas. Nuevo predominio local de la halocinesis (caliza arrecifal de Eguino) sobre la tectónica de bloques.

Finalmente, el enorme acúmulo de sedimentos que representa el episodio de la formación Valmaseda uniformiza el sustrato, de forma que pueden establecerse los amplios elementos paleogeográficos característicos del Cretácico superior en los surcos de Salvatierra y Vitoria.

3.4. CICLO CRETACICO SUPERIOR

(Cenomaniense superior - Campaniense superior)

Como ya se ha mencionado, tras el desarrollo de importantes relieves diferenciales en el fondo marino durante el megaciclo Urgoniano, la llegada de la formación Valmaseda uniformiza el sustrato, de forma que pueden establecerse los amplios elementos paleogeográficos transgresivos, característicos del inicio del Cretácico superior. El proceso tiene excepciones locales en las áreas de intumescencia probablemente halocinética combinada con tectónica de bloques: diapiros extruidos como el de Murguía (cuadrante de Zuya) o no aflorantes como el de Aitzgorri - Egino, paleoalto complejo de Arlabán - Maturana (cuadrantes de Legutiano, Vitoria - Gasteiz y Salvatierra), etc., todos ellos en el entorno próximo del cuadrante.

3.4.1. Distribución secuencial

La transgresión cenomaniense que comienza en este ciclo viene acompañada por un

basculamiento hacia el sur, que dio lugar al levantamiento del Anticlinorio de Bilbao, a un aumento de la subsidencia en el Surco Alavés (donde se produce el depósito de potentes series margosas; figura 3.7), y a un desplazamiento del eje de subsidencia hacia el sur hasta el Santoniense (RAMIREZ DEL POZO, 1971).

En el Surco Alavés, donde se definen con mayor claridad, el ciclo consta de hasta seis secuencias deposicionales. De ellas, sólo las tres inferiores afloran en el cuadrante (figura 3.8). Durante la primera secuencia (Cenomaniense medio - Turoniense basal), la transgresión (profundización) lenta y continua era contrarrestada por el desarrollo de altos fondos locales (somerización), de características calcareníticas y brechoides.

Estas intercalaciones de altos fondos calcareníticos desaparecen casi por completo al este del diapiro de Murgia (cuadrante de Zuya), siendo sustituidas por litologías más uniformes y de batimetría quizá constante. La acusada potencia diferencial que se observa, junto con la presencia localizada, en la misma vertical, de cuerpos areniscosos albocenomanienses y de calizas con signos de inestabilidad sinsedimentaria avalan la instalación de surcos locales en Ullibarri-norte y Manurga (figura 3.9, cuadrante de Zuya). Estas estructuras comenzaron a actuar posiblemente en el Cenomaniense inferior (techo de la formación Valmaseda).

Se pone así de manifiesto un surco mayor con su depocentro aparente en la zona de los embalses de Ullibarri y Urrúnaga. El aumento de potencia en las alternancias margocalcáreas pudo deberse a un desdoblamiento múltiple de cada secuencia "banco-interbanco" como ocurre en cuencas estables con gran continuidad (kilométrica) de estratos (FERRY y MONIER, 1987). Sin embargo, la inestabilidad acusada que se viene manifestando en estos medios de plataforma externa abierta, hace pensar en la intervención de truncaciones erosivas, hiatos deposicionales, etc., como

factores que contribuyen a controlar las variaciones de potencia en un medio de subsidencia diferencial.

El episodio transgresivo que había tomado cuerpo en el Cenomaniense final, se ve truncado cuando todo el sistema de alternancias cenomanienses a gran escala (flysch margoso, flysch calizo y calcarenítico y limolitas), se ve cortado en discordancia por la instauración, en los cuadrantes occidentales, de una plataforma calcárea extensiva justo en la base del Turoniense. La inestabilidad asociada a este episodio se refleja en este cuadrante por la banda turoniense de Nanclares de Gamboa, que atestigua la fortísima reducción de la serie en un contexto de continuos deslizamientos gravitacionales con truncaciones, "slumps" y brechas sinsedimentarias. Así, el Turoniense datable en el área de Legutiano (barrera del embalse de Urrúnaga) se reduce a 2 - 3 metros de materiales perturbados, cubiertos en paraconformidad por sedimentos coniacienses bien estratificados (como adelantaba AMIOT, 1982). En efecto, en este cuadrante puede observarse un nivel irregular, métrico-decamétrico, de materiales deslizados y brechificados que corresponde a la secuencia turoniense. Este nivel se encuentra, seguramente, limitado a muro y techo por las dos discontinuidades (figura 3.10) que se dan como supuestas en Manurga (cuadrante de Zuya), y que son sólo parcialmente visibles en el área de los embalses cuando el nivel de agua es excepcionalmente bajo.

La discontinuidad de techo de la secuencia turoniense es también claramente definible en cuadrantes como Vitoria-Gasteiz y Salvatierra, y en menor medida en Asparrena. Esta discontinuidad claramente visible en los cuadrantes orientales, debe transformarse hacia el oeste, entre Manurga y Orduña en algún tipo de paraconformidad enmascarada por la monotonía de las series margosas.

La tercera secuencia (Coniaciense) del ciclo Cretácico superior está formada por la macrosecuencia que forman el techo de las

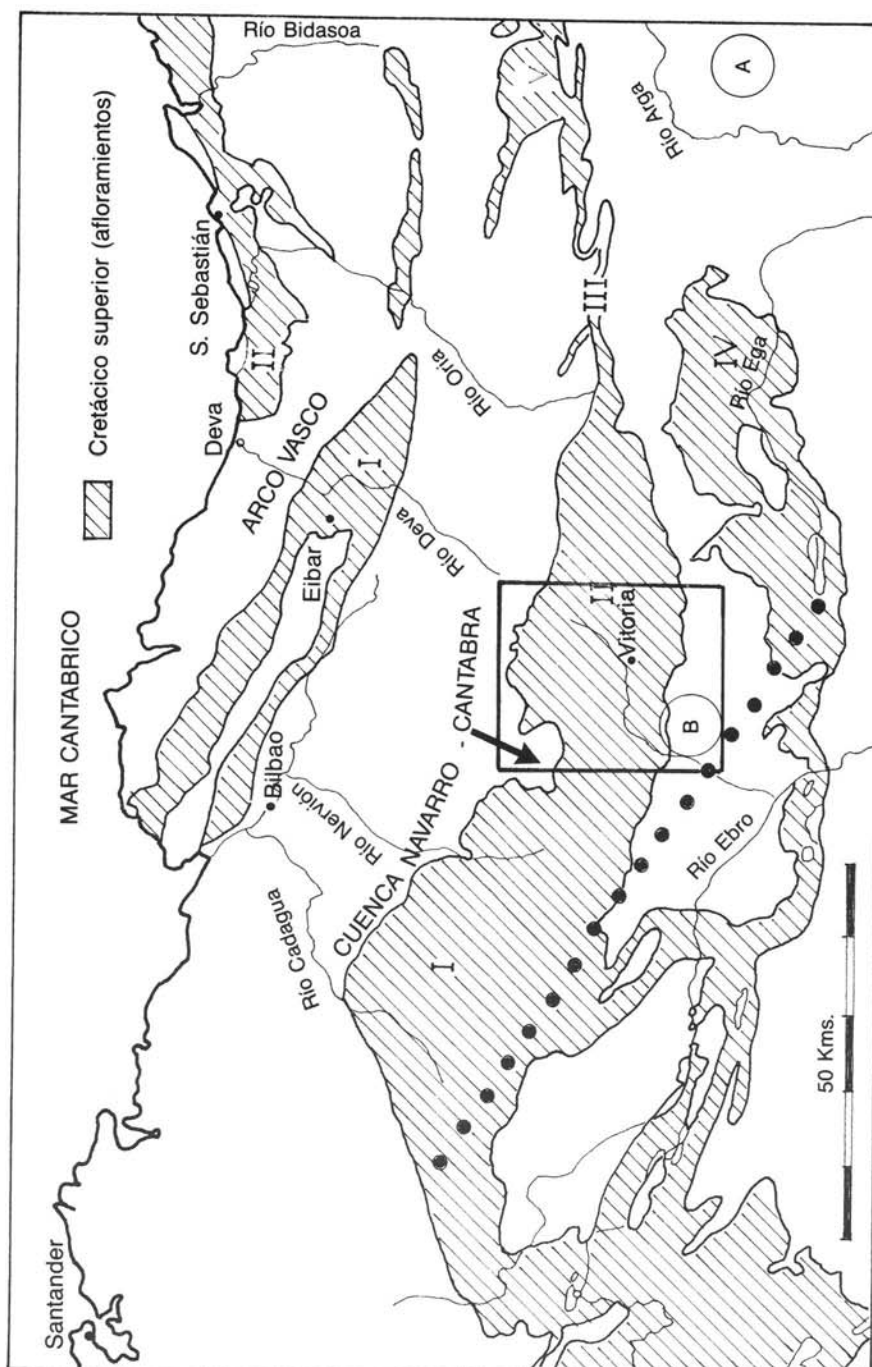


Figura 3.7.— (A) Situación regional del Surco de Vitoria con respecto a los afloramientos del Cretácico superior en la Cuenca Cantábrica Oriental. La línea de puntos gruesos indica el límite septentrional del área costera o de transición. (B) Localización y geometría del surco y de los altos umbrales paleogeográficos que lo rodean y que funcionaron en el Cretácico superior. Se incluye toponimia que se cita en el texto.

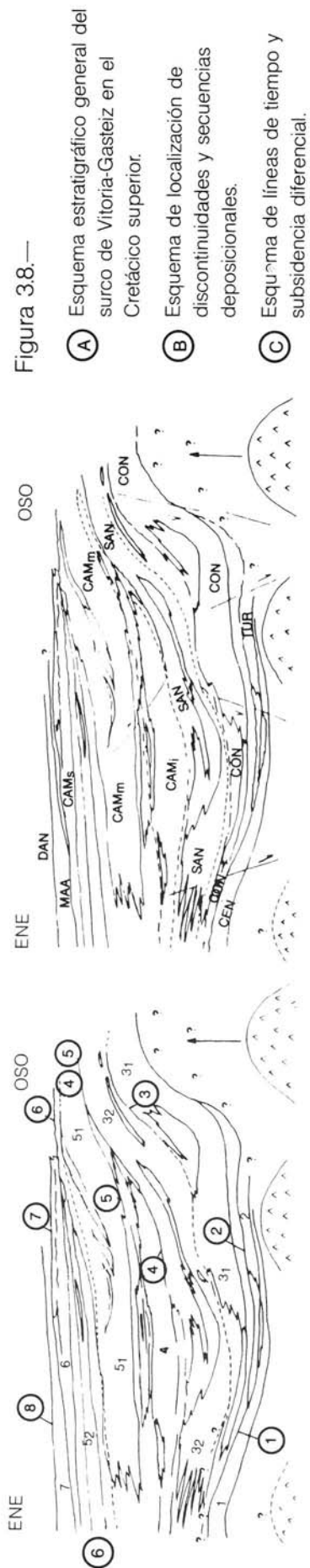
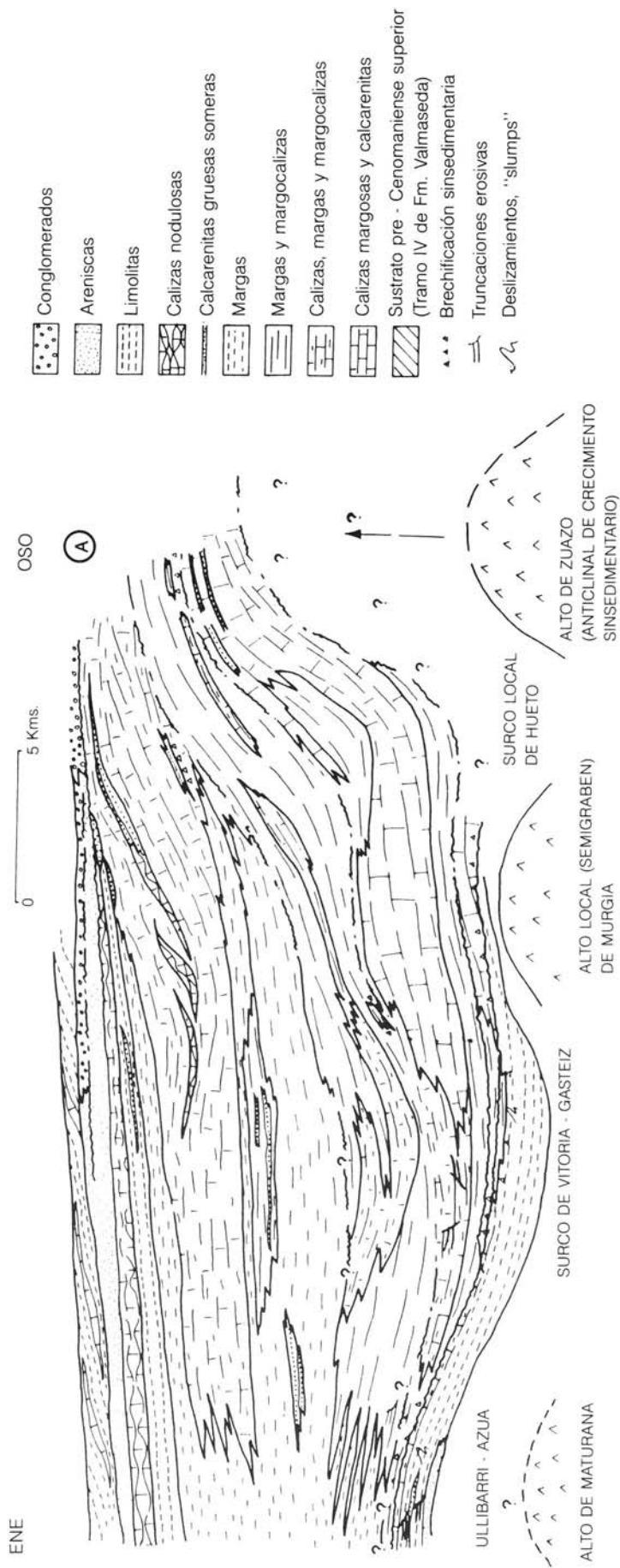


Figura 38.—

- (A) Esquema estratigráfico general del surco de Vitoria-Gasteiz en el Cretácico superior.
- (B) Esquema de localización de discontinuidades y secuencias deposicionales.
- (C) Esquema de líneas de tiempo y subsidencia diferencial.

- (B) Los números representan las secuencias y sus partes tal como se describen en el texto. Los números rodeados por un círculo representan las discontinuidades.
- (C) Las líneas de tiempo son continuas si coinciden con rupturas sedimentarias netas y discontinuas si coinciden con paraconformidades o con discontinuidades deducidas. Las líneas subverticales indican áreas de subsidencia diferencial y/o planos de fallas sinsedimentarias.

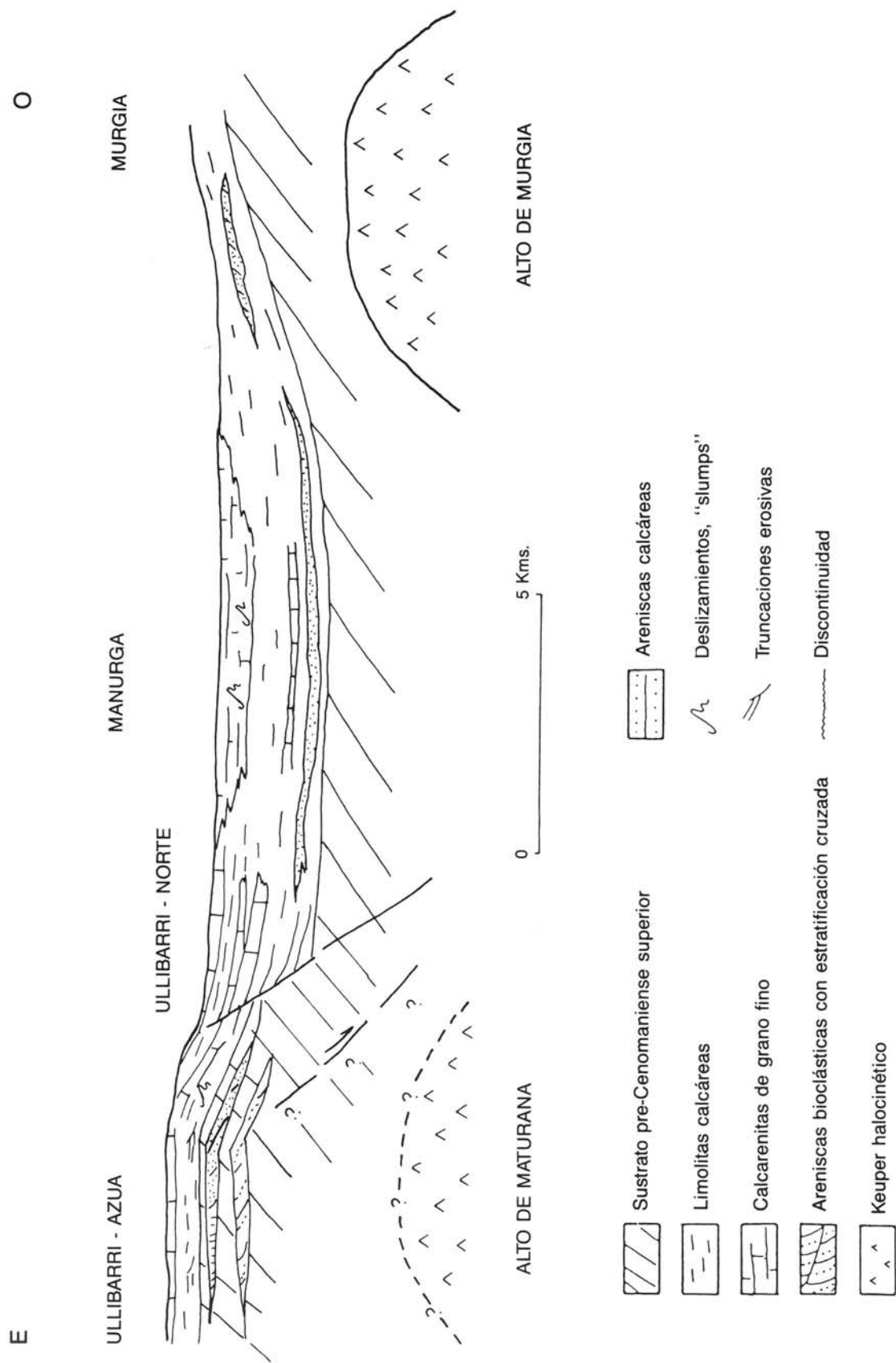


Figura 3.9.—Representación esquemática de la geometría cenomaniense en el surco de Vitoria (secuencia 1).

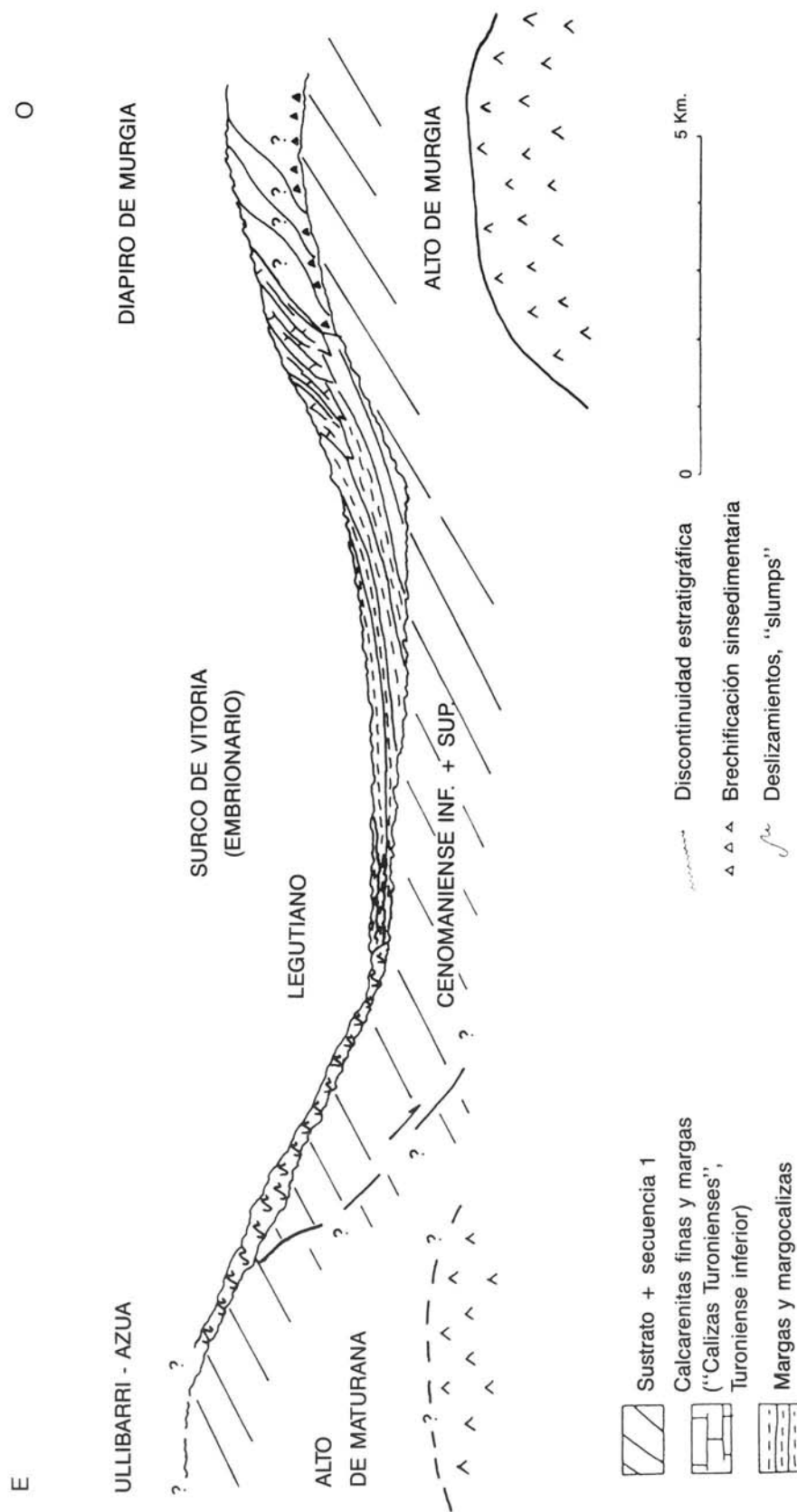


Figura 3.10.—Representación esquemática de la geometría turontense en el surco de Vitoria (secuencia 2).
La progradación de las calcarenitas está muy exagerada.

margas de Zuazo y las calizas de Subijana. Estas son progradantes en los umbrales del oeste (conforman una macrosecuencia negativa) y retrogradantes en el surco del este (macrosecuencia positiva).

Las calizas de Subijana pasan lateralmente desde Orduña (200 metros de potencia) hacia el este, a facies menos calcáreas y de mayor potencia (aproximadamente 500 metros) y batimetría (cuadrantes de Nanclares, Foronda, Zuya, Vitoria-Gasteiz y Salvatierra), con lo cual se confirma la persistencia durante el Coniaciense del bloque paleoalto de Zuazo - Murgia que funcionaba posiblemente desde el Albiense.

En el conjunto de estos cuadrantes, la secuencia se puede subdividir en dos partes: una inicial en la que predomina la somerización y acúmulo vertical de calizas (regresión local en los altos diapíricos de Murgía y Zuazo), y otra final netamente transgresiva, cuya evolución lateral está representada en el cuadrante.

La presencia del mayor acúmulo de calizas en el umbral de Zuazo (figuras 3.11 y 3.12) indica la situación de las zonas más someras, donde la producción de carbonato fue más intensa. Así en Trespuentes y Nanclares (cuadrantes de Foronda y Nanclares respectivamente; ver figura 3.11 B) pueden encontrarse barras métricas de calcarenitas bioclásticas gruesas con estratificación cruzada de bajo ángulo y con abundantes bioclastos de fauna arrecifal. La aparición de facies brechoides y deslizadas apunta a la creación de un talud incipiente en dicha zona.

3.4.2. Esquema evolutivo general en el Cretácico superior

Desde el punto de vista tectosedimentario, la transgresión inicial del Cretácico superior fue acompañada por un basculamiento hacia el sur que dio lugar al levantamiento del Anticlinorio de Bilbao, a un aumento de la subsidencia en el Surco Alavés y a un desplazamiento del eje de subsidencia hacia el sur hasta el Santoniense (RAMIREZ DEL POZO, 1971). Durante este tiempo se observan, en el entorno del área estudiada, los efectos de los movimientos del diapiro de Murgia y el alto de Arlabán-Maturana, que dan lugar a locales adelgazamientos de series, cambios de facies, inestabilidad y perturbación sinsedimentaria y truncaciones erosivas.

Durante el Cenomaniense y Turoniense tiene lugar una transgresión sobre un sustrato moderadamente estable, en el que comenzaban ya a dibujarse umbrales incipientes.

En el Turoniense inferior estos umbrales adquieren pleno desarrollo, favoreciendo la implantación de facies someras arrecifales y pararrecifales (figuras 3.11 y 3.12).

El Coniaciense, que es de carácter calizo medio-proximal en los altos diapíricos (cuadrantes de Zuya, Foronda, Nanclares, Cuartango...), pasa lateralmente a alternancias calcomargas de mayor batimetría hacia el este (cuadrantes de Zuya y Legutiano).

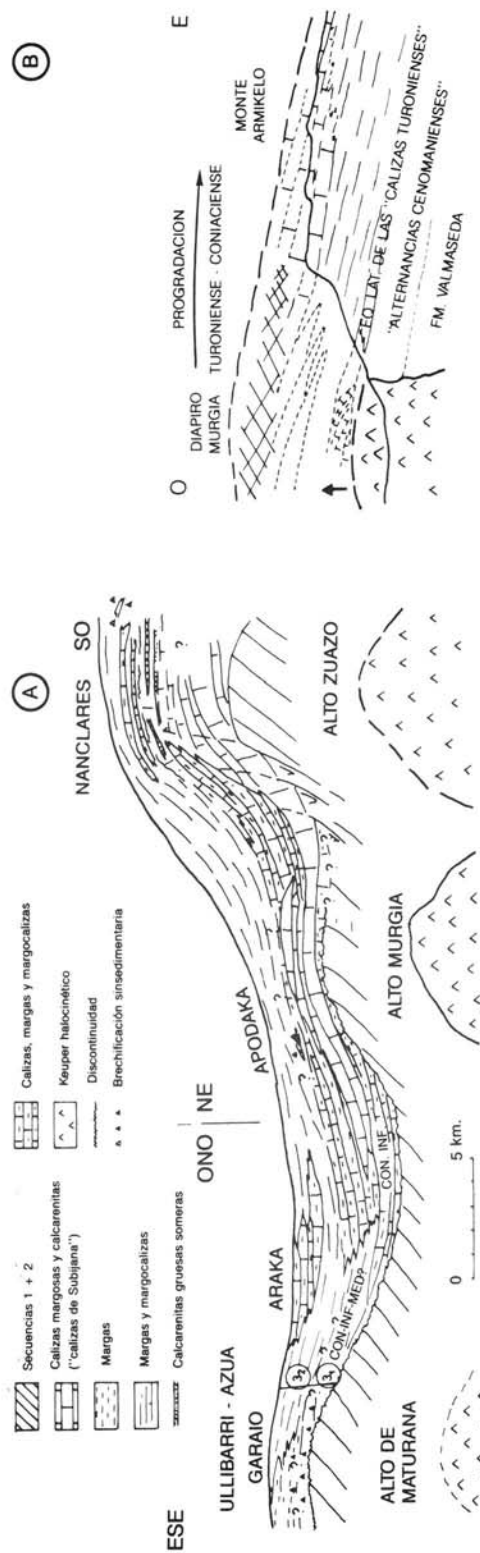


Figura 3.11.—Estratigrafía de la tercera secuencia (Coniaciense) en el surco de Vitoria - Gasteiz.

- (A)** Esquema estratigráfico en la transversal de los afloramientos.
- (B)** Esquema de progradación hacia cuenca en la intumescencia diapírica de Murgia.
- (C)** Bloque-diagrama mostrando la evolución del alto de Zuazo hacia el noroeste. Zona nuclear del arrecife de Subijana.

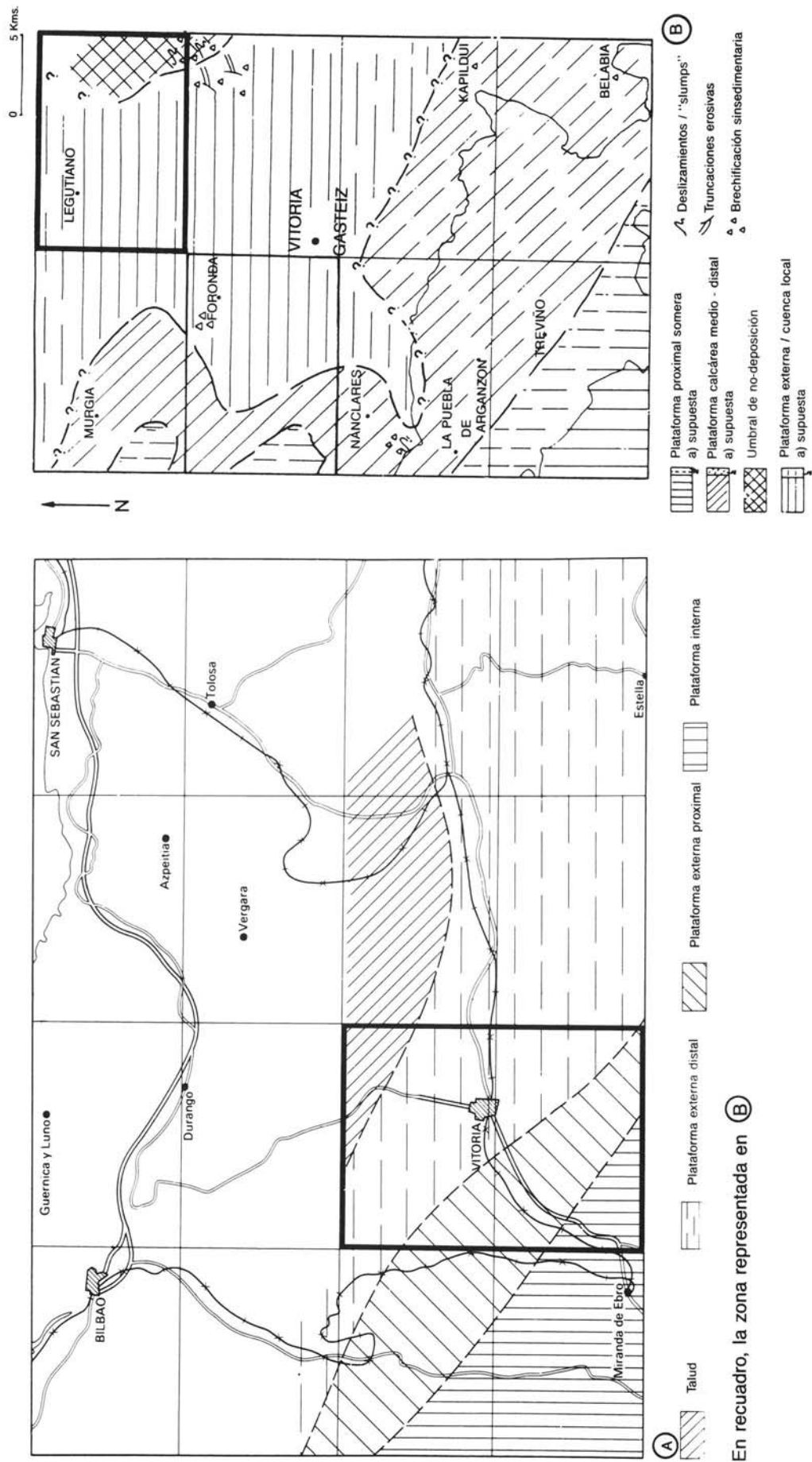


Figura 3.12.— (A) Distribución de facies para el Coniaciense inferior. Tomado de ITGE - EVE, 1991.

(B) Esquema paleogeográfico del surco de Vitoria - Gasteiz durante la tercera secuencia del Cretácico superior (primera parte: Coniaciense inferior y medio)

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

En este cuadrante se han diferenciado dos unidades tectoestratigráficas. Al noreste se sitúa la Unidad de Yurre y al suroeste la Unidad de Gorbea separadas entre sí por el ramal norte de la falla de Villaro (figura 4.1). Esta estructura, probable reflejo de un accidente tardihercínico NO-SE, se manifiesta como un paleoaccidente con un funcionamiento dilatado y complejo. Durante la etapa extensional separaba una cuenca subsidente al norte, en la que se acumulaban enormes potencias de sedimentos, de una zona de umbral al sur contra la que estos sedimentos se acuñaban o no se depositaban. A este respecto, es muy significativa la interpretación que hacen algunos autores (SERRANO *et al.*, 1988) de un perfil sísmico que cruza por el área cortando esta estructura (figura 4.2). Esta falla se reactivaría en los comienzos de la orogenia alpina (Fase I) actuando como falla inversa de vergencia norte. Durante una fase posterior (Fase II) pueden reactivarse actuando como fallas de desgarre, individualizando bloques con movimientos relativos entre sí.

4.1. UNIDAD DE YURRE

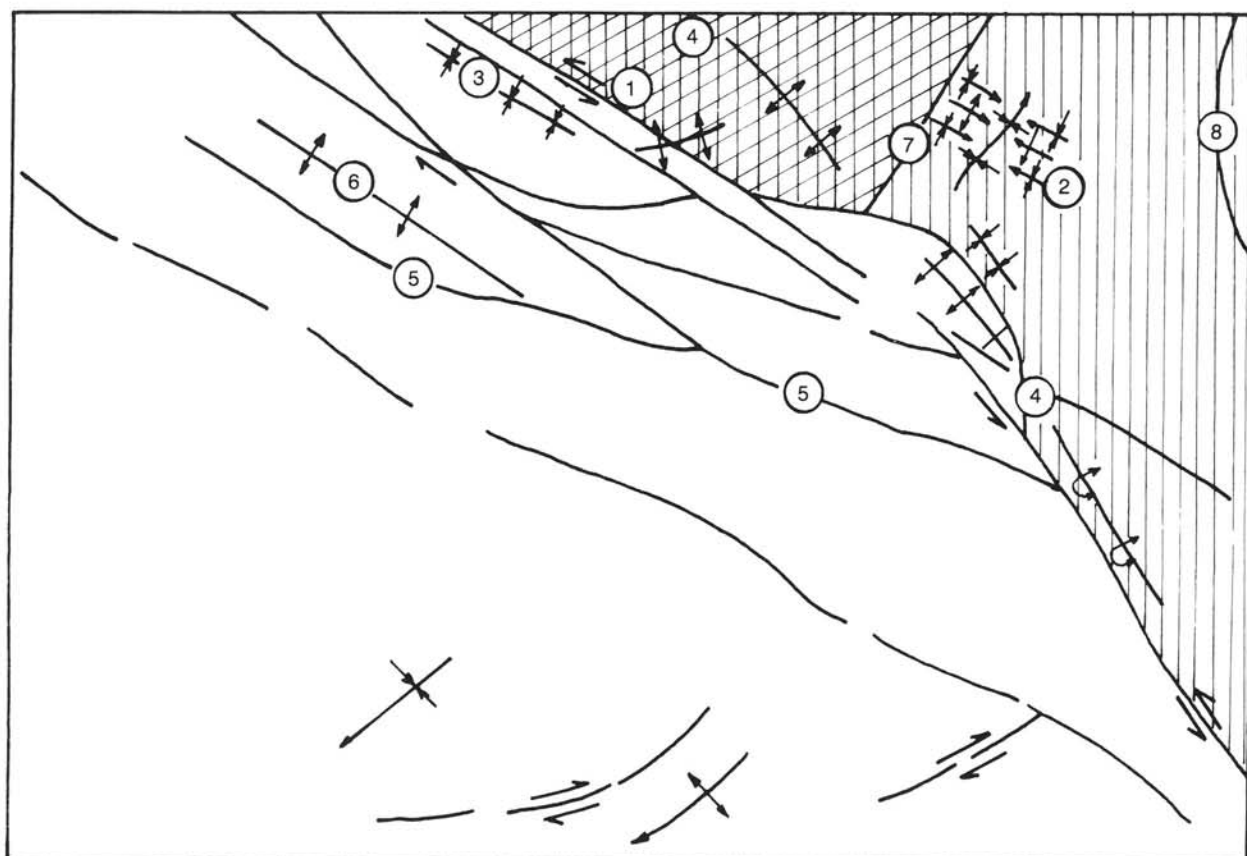
La Unidad de Yurre se sitúa al norte de la falla de Villaro ocupando la mitad noreste del cuadrante. Constituye un corredor con una tectónica compleja, fruto de la actividad que

en diferentes etapas han tenido los grandes accidentes que la limitan.

En esta Unidad se diferencian dos sectores separados entre sí por la falla de Léniz. Esta es una estructura de orientación NE-SO, ortogonal a la falla de Villaro, aunque con un funcionamiento probablemente similar. Durante la etapa extensional, constituiría un borde activo que limitaba por el este la cuenca subsidente, separándola de la zona de umbral de Elgeamendi.

El sector noroccidental de la Unidad de Yurre, coincidente con la cuenca subsidente, se caracteriza por constituir una serie monoclinial buzante al sur, muy tectonizada en la proximidad a los accidentes que lo limitan y afectada por pliegues de vergencia norte.

El sector suroriental, correspondiente a la zona de umbral, coincide con una estructura anticlinal con eje buzante al sureste que se ha denominado anticlinorio de Arlabán. El núcleo de este anticlinal parece haber sufrido un plegamiento diferencial con respecto a los materiales suprayacentes. Estas diferencias en el comportamiento mecánico son, en principio, el resultado de la diferente competencia de los distintos materiales: más lutíticos los inferiores y arenoso-conglomeráticos con barras calizas de entidad, los superiores.



- 1.—FALLA DE VILLARO (Ramal norte)
- 2.—ZONA DE INTERFERENCIA DE AITZ-ZORROTZ
- 3.—SINCLINAL DE JARINTO
- 4.—ANTICLINORIO DE ARLABAN
- 5.—FALLA DE ARLABAN
- 6.—ANTICLINAL DE LEGUTIANO
- 7.—FALLA DE LENIZ
- 8.—FALLAS DE ESKORIATZA

Figura 4.1.—Esquema tectónico del cuadrante de Legutiano.

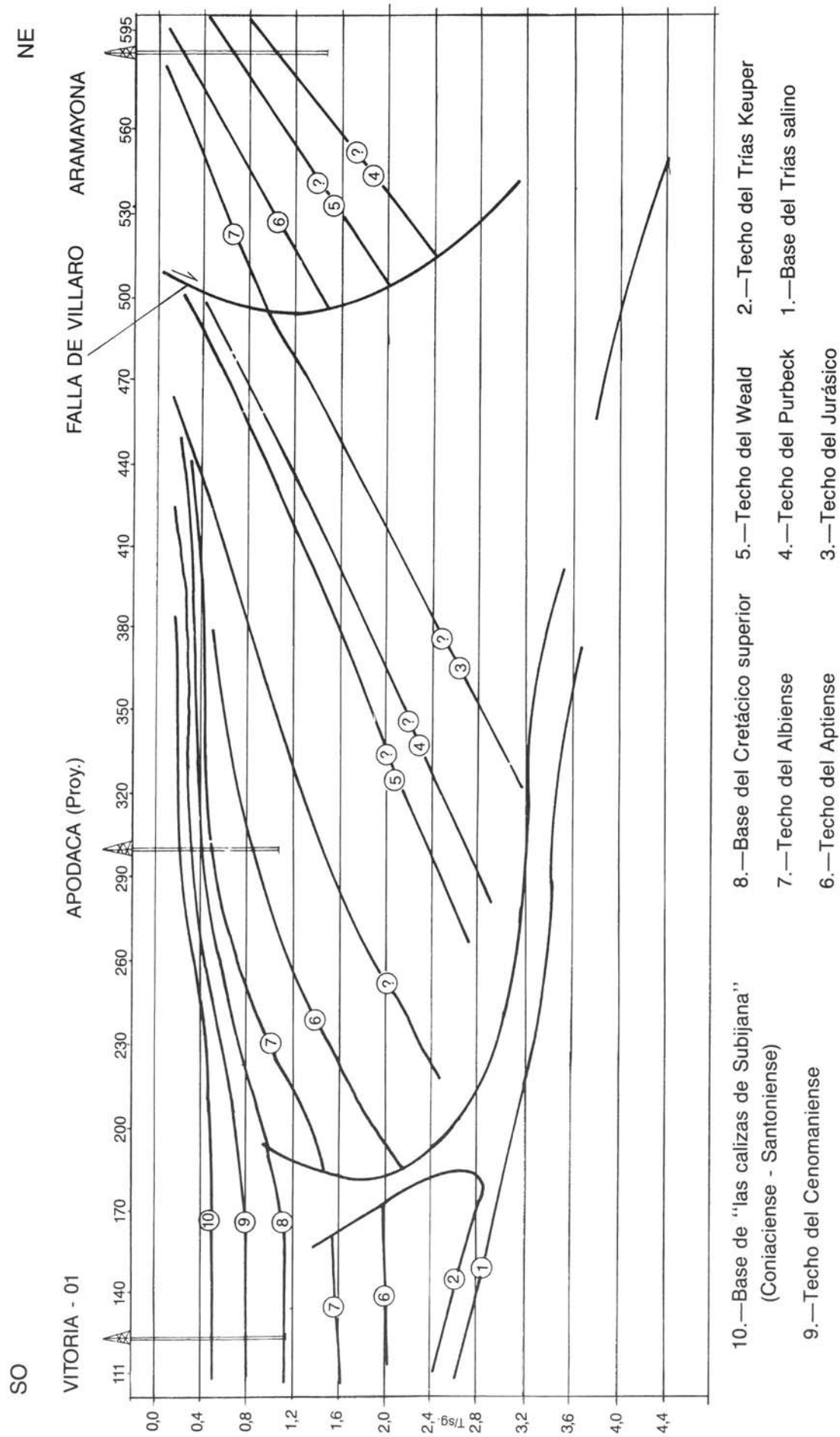


Figura 4.2.—Esquema del perfil sísmico (tomado de SERRANO *et al.*, 1988)

El flanco norte del anticlinorio de Arlabán se muestra afectado por pliegues menores N 120° E, subsidiarios del anticlinorio y correspondientes a una Fase I bien representada en toda la zona, responsable de la estructuración regional de la cadena. Estas estructuras están afectadas por otros pliegues laxos de amplio radio poco apretados, cuyo eje lleva una orientación ortogonal NE-SO. En el sector occidental, al norte del cerro Maroto, se reconoce también un suave anticlinal con esta orientación que pliega las estructuras anteriores de Fase I.

Las estructuras norteadas deben de corresponder a una fase de deformación post-Fase I puesto que pliegan las estructuras N 120°. Dicha fase podría estar relacionada con la actividad de desgarre de los grandes accidentes.

Otras estructuras N-S relacionadas quizá con esta fase de deformación son las fallas de Eskoriatza que aparecen en el borde noreste del cuadrante, poniendo en contacto materiales correspondientes al complejo Purbeck-Weald con la serie comprensiva de Elgeamendi, de edad Aptiense-Albiense superior. Aunque no se conoce con exactitud, es bastante probable que se trate de una falla inversa de vergencia oeste que haría cabalgar el bloque oriental sobre el occidental. Estas estructuras podrían enlazar con las fallas de Salvatierra situadas en el cuadrante contiguo del Santuario de Arantzazu.

4.2. UNIDAD DE GORBEA

Esta unidad se sitúa al sur del ramal norte de la falla de Villaro, en coincidencia con el flanco sur del anticlinal de Arlabán.

En la proximidad a la falla de Villaro, la unidad se caracteriza por un plegamiento de Fase I que genera pliegues con eje de dirección N 120° buzante al SE. Algunas de las estructuras más características de este

plegamiento son de norte a sur el sinclinal de monte Jarinto, los pliegues de la ladera sureste del monte Maroto y el anticlinal de Legutiano. Al sur de esta última estructura, la unidad adquiere una disposición monoclinial buzante al sur, característica de esta unidad en otros cuadrantes, presentándose menos deformada que la banda septentrional.

Sobre los pliegues citados se desarrolla un intenso sistema de fallas longitudinales. Estas se manifiestan mayoritariamente como de vergencia norte, aunque de salto por lo general muy limitado. alguna de estas estructuras, como por ejemplo la falla de Arlabán o las fallas que jalonan el flanco sur del sinclinal de Jarinto y flanco sur del anticlinal de Legutiano, presentan sin embargo vergencia contraria, asociándose a ellas pliegues menores de igual vergencia (este del pantano de Albina). El propio anticlinal de Arlabán se manifiesta en su cierre periclinal como un pliegue de vergencia sur, con un flanco sur verticalizado o incluso invertido en la proximidad del ramal norte de la falla de Villaro. Algunos autores atribuyen las estructuras de vergencia sur a una fase retrovergente que se desarrolla a nivel regional afectando a las estructuras de Fase I.

Con todo lo expuesto, se podría suponer que a nivel regional se desarrollan fallas de desgarre y pliegues de vergencia sur post-Fase I. Quizá quedaría por aclarar si se trata de una o dos fases distintas, y si fuera este último caso, qué relaciones temporales existen entre ellas.

Algunas estructuras, como los pliegues ortogonales a las directrices de Fase I, observadas en la Unidad de Yurre, no producen ninguna estructura penetrativa y se sabe que afectan al menos a las estructuras de Fase I. Sus relaciones con las estructuras retrovergentes no son conocidas, pero en base a ciertas consideraciones regionales se supone que son posteriores y responden a una última fase relacionada con la formación del Arco Vasco.

Otro dato estructural a destacar en el cuadrante es la súbita amortiguación y pérdida de complejidad que sufren las estructuras de plegamiento y las fallas que las afectan a medida que se asciende en la serie, de forma tal que parecen fosilizadas por los materiales del Cretácico superior. Este hecho podría interpretarse considerando que las estructuras se hallaban preformadas cuando se depositaron los materiales del Cretácico superior, o apuntar la posible existencia de una deformación progresiva que se habría iniciado ya mucho antes de lo que tradicionalmente se considera.

Por último, se debe señalar que en el sector suroriental del cuadrante, debido a que el ramal norte de la falla de Villaro se amortigua a partir de su convergencia con la falla de Léniz, la separación entre las unidades de Yurre y Gorbea no se mantiene tan neta como en el sector noroccidental, considerándose en los cuadrantes contiguos una unidad indiferenciada de Yurre + Gorbea que agruparía a ambas unidades.

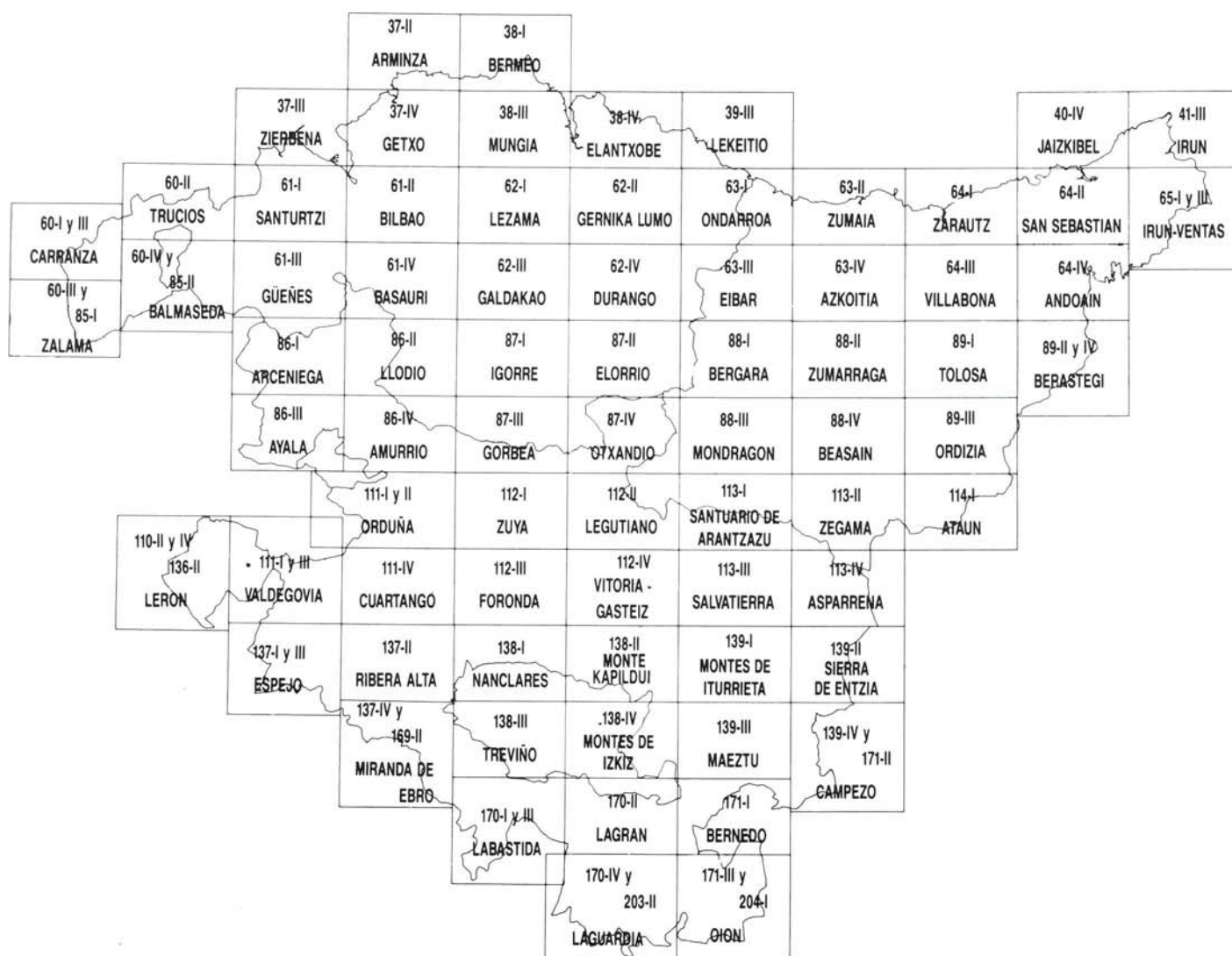
BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, J.M. (1975).—“Sedimentología y Paleogeografía del Albienense en la Cuenca Cantábrica”. Tesis Doctoral. *Estudios Geológicos*, Vol. XXXI, pp. 1 - 213. Instituto “Lucas Mallada”, C.S.I.C. (España).
- ALVARO, M. (1976).—“Nota sobre la presencia de dos esquistosidades en el Cretácico Inferior de Bilbao (Cordillera Vasco-Cantábrica)”. *Bol. IGME*, 1976, T. 87, fasc. 5, pp. 1-3.
- AMLOT, M. (1982).—Notas en “Domaine Navarro-Cantabre”; “Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord Ibérique”. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*.
- ANTIGÜEDAD, I. *et al.* (1983).—“Argumentos sedimentológicos e hidrogeoquímicos sobre la existencia de un diapirismo de materiales triásicos en el área de Dima (Vizcaya)”. *Vol. IGME*.
- CIRY y MENDIZABAL (1949).—“Contribution à l'étude du Cénomanién et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava, et de la Navarre occidentales”. *Annales Hébert et Haug. T. VII, Livre Jubilaire Charles Jacob*. Lab. Géol. Fac. Scien. Université de Paris.
- COOPER, M.R. (1977).—“Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance.” *Palaeogeogr. Palaeoecol.* 22.1.60.
- EVE-ITGE (1991).—Memoria explicativa del “Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:200.000”.
- FERNANDEZ MENDIOLA, P. (1986).—“El Complejo Urgoniano en el Sector Oriental del Anticlinorio de Bilbao”. *Tesis Doctoral*, 421 pp. Universidad del País Vasco.
- FERRY, S. y MONIER, P. (1987).—“Correspondances entre alternances marnocalcaires de bassin et de plateforme (Crétacé du SE de la France)”. En *Bull. Soc. Géol. T. III, N.º 5*, pp. 961-964.
- FEUILLÉE, P. (1967).—“Le Cénomanién des Pyrénées Basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique”. (Tesis Doctoral). *Mémoires de la Société Géologique de France*. Paris (nouvelle série) Mémoire N. 108, fascic. 3, 343 pp.
- FEUILLÉE, P. y RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies Pyrénéo - Cantabriques”. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Tomo 2, pp. VI-1 a VI-48.
- FEUILLÉE, P.; PASCAL, A. y RAT, P. (1971).—“Le système deltaïque de Valmaseda

- (Albien Supérieur - Cenomanien Inférieur)". En: "*Vue sur le Crétacé Basco - Cantabrique et Nord - Ibérique*". pp. 117-122.
- 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 Urgoniano del sur de Santander". *Universidad del País Vasco*. Facultad de Ciencias. Dpto. de Geología. Lejona - Bilbao. *Tesis Doctoral*. Published University Microfilms International, 673 pp. 203 figs., 10 anexos.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982).—"Aptiense y Albiense". En: "*El Cretácico de España*". *Univ. Complutense de Madrid*.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1982).—"Región Vasco - Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general". En: "*El Cretácico de España*". *Univ. Complutense de Madrid*, pp. 145-160.
- GARCIA RODRIGO, B. y FERNANDEZ ALVAREZ, J.M. (1973).—"Estudio geológico de la provincia de Alava". *Memoria del IGME*. Vol. 1, 198 pp. 54 fot.
- IGME (1987).—"Contribución de la Exploración Petrolífera al conocimiento de la Geología en España".
- INGEMISA (1982).—"Síntesis geológica del País Vasco". Inédito.
- JAMES, N.P. (1978).—"Facies models 10. Reefs", *Geoscience*. Canada vol. 5, n.º 1, pp. 16-26.
- JAMES, N.P. (1979).—"Shallowing-Upward sequences in Carbonates". En: *Facies Models*. Walker (1979) (ed.) pp. 109-121.
- LAMOLDA, M. (1982).—"Le Turonien basco-cantabrique et ses faunes caractéristiques". *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, série C, Vol. XLIX, pp. 101-112.
- MAGNIEZ, F. y RAT, P. (1972).—"Les foraminifères des formations à spongiaires et Tritaxia dans l'Aptien-Albien cantabrique (Espagne)". *Rev. Esp. Micropaleont.* Num. extr. XXX aniv., pp. 159-178.
- 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). *Amm. Ass. Petrol. Geol.* pp. 53-62.
- MONTADERT, L. et al. (1973).—"L'histoire structurale du Golfe de Gascogne". In: "Histoire structurale du Golfe de Gascogne". T. III. Paris. Ed. Technip. p. 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 de Abril 1984. Tomo I; pp. 53-65.
- PUJALTE, V. (1977).—"El Complejo Purbeck-Weald de Santander: Estratigrafía y sedimentación". *Tesis Doctoral*. *Universidad del País Vasco*.
- PUJALTE, V. (1981).—"Sedimentary succession and palaeo-environments within a fault-controlled basin: the "wealden" of the Santander area, Northern Spain". En: *Sedimentary Geology*, 28 (1981), pp. 293-325. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam.
- 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. Reg. 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.
- 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". *Géobios*. N. 3, pp. 385-399.
- RIOS, J.M. (1952).—"El diapiro de Murguía (Alava) y comentarios al flysch de bolas cenomaniense de la misma región". *Not. y Com. IGME* n. 28, pp. 50-87, 10 figs. Mapa 1/50.000.
- SERRANO, A. *et al.* (1988).—"Diapirismo del Trías salino en el Dominio Cantabro-Navarro". *Libro homenaje a Rafael Soler*, AGGEP, Madrid, 1989.
- STACKELBERG, U.V. (1960).—"Der diapir von Murguía (Nordspanien)". *Beih. geol. jb.* 66, pp. 63-94, fig. 37-44, pl. 3-6. Hannover. Tesis Doctoral. Universidad de Bonn.
- VOORT, H.B. (1963).—"Zum Flyschproblem im den west Pyrenäen". *Geologische Rundschau*. 53, pp. 220-233.
- WIEDMANN, J. (1979).—"A geological itinerary through the Mid-Cretaceous of Vascogotic and Celtiberic Ranges (N. Spain)". *Mid Cretaceous events. Field Meeting, Northern Spain*, Septiembre, 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: *Palaeoalgology* (THOMEY, D.F.; NITECKI, M.H.; editores); pp. 330-341.

“DISTRIBUCION DE LAS HOJAS DEL MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO A ESCALA 1: 25.000”



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA