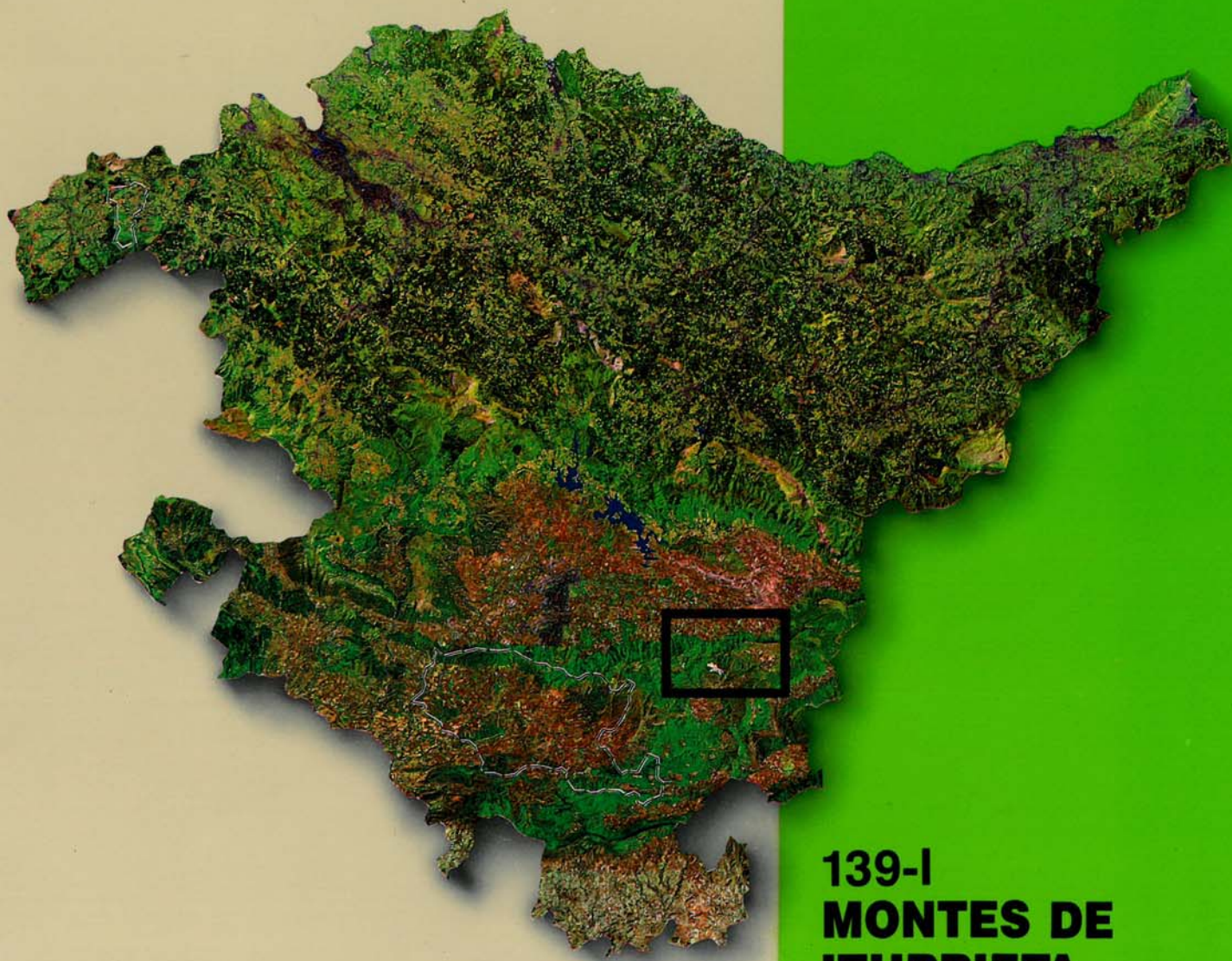




EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



**139-I
MONTES DE
ITURRIETA**

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

**139-I
montes de ITURRIETA**

E:1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

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

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Tel.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-1169-92

I.S.B.N.: 84-88302-34-7

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

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

A. Garrote Ruiz
L. Muñoz Jiménez

INGEMISA

L. Tejerina Lobo
E. Eguiguren Altuna
I. García Pascual

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1990.



INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. Triásico.....	11
2.2. Cretácico superior (Campaniense-Maastrichtiense).....	11
2.3. Terciario.....	15
2.3.1. <i>Paleoceno</i>	15
2.3.2. <i>Eoceno</i>	17
2.3.3. <i>Mioceno</i>	18
2.4. Cuaternario.....	19
3. SEDIMENTOLOGIA	21
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	39
5. PETROLOGIA IGNEA	43
BIBLIOGRAFIA	45

1. INTRODUCCION

El cuadrante 139-I "Montes de Iturrieta" presenta dos espacios geomorfológicos bien diferenciados: al Norte, el Valle de Agurain-Salvatierra o La Barranca y, al Sur, la meseta que corresponde al flanco norte y núcleo del gran sinclinal Miranda-Treviño-Urbasa. Por el borde de la sierra pasa también la divisoria de aguas entre la cuenca del río Burunda al Norte (arroyos de La Calzada, Aberkoin, Baratzi, Sanisabel, Zumalburu, Zaraeta, etc.) y la del Ega al Sur (arroyos Berrozi, Musitu, Sabando y Santa Teodosia). Las principales alturas son las de La Ermita (1062 metros), Santa Elena (1109 metros) y Aitzuri (1106 metros) en la alineación norte, y Bitigarra (1147 metros) en la sur. En los alrededores de Berrozi, las estribaciones del monte Kapildui alcanzan los 1046 metros.

Los núcleos de población, de muy escasa entidad, son, entre otros, Iruraitz-Gauna, Ullibarri-Jauregi, Alaiza, Egileor, Gereñu, Opakua, etc., en la llanada de Agurain-Salvatierra, y Birgara-Virgala, Azazeta, Musitu, Erroitegi, Erroeta, etc., en la meseta de Entzia-Urbasa.

Desde el punto de vista geológico, el cuadrante se sitúa en la zona suroriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, y más concretamente en lo que sería la zona de articulación de la denominada "Unidad de Gorbea" con el "dominio estructural de la sierra de Cantabria". Esta arti-

culación se realizaría a través del importante sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa, estructura perfectamente expuesta en el cuadrante. Otro elemento estructural destacable lo constituye el diapiro de Maeztu, cuya parte septentrional aflora al Sur de la hoja.

En cuanto a trabajos previos de carácter geológico, el presente cuadrante y su entorno próximo o regional han sido objeto de estudio en las últimas décadas por numerosos autores: desde CIRY y MENDIZABAL (1949), pasando por RAT (en su Tesis doctoral de 1959) o FEUILLÉE, quienes estudiaron el Cretácico superior (especialmente el Cenomaniense) del área y posteriormente, en 1971, la estructura regional y su relación con la paleogeografía.

Otros trabajos regionales de interés son los de RAMIREZ DEL POZO, de carácter eminentemente paleontológico (1971) o de síntesis geológica (1973), y los de GARCIA RODRIGO y FERNANDEZ ALVAREZ (1972).

Posteriormente, entre 1976 y 1978, se lleva a cabo en el área la cartografía a escala 1:50.000 del plan MAGNA, que aporta una visión muy útil a escala de medio detalle del entorno geológico próximo al cuadrante. Más recientemente, en 1983, el grupo de Estratigrafía (Profs. RAT, PASCAL, FEUILLÉE, AMIOT,

SALOMON, y otros) de la Universidad de Dijon (Francia) ha realizado una síntesis general del Cretácico Vasco-Cantábrico.

Los otros estudios que se han llevado a cabo en el Cretácico superior del área han sido realizados por el EVE en 1986 y 1988, con

la cartografía 1:25.000 de las zonas de Amurrio, Orduña, Murgia y Araia. Finalmente, el ITGE realiza en 1989 su nueva cartografía de síntesis a escala 1:200.000, de gran utilidad para visualizar las estructuras y relaciones estratigráficas regionales.

2. ESTRATIGRAFIA

En este cuadrante afloran series triásicas (en forma diapírica) y principalmente términos cretácicos y terciarios, recubiertos localmente por extensos depósitos cuaternarios.

A continuación se describirán, de más antiguo a más moderno, los términos distinguidos en cartografía.

2.1. TRIASICO

Las rocas más antiguas, según la memoria de la hoja MAGNA 139 "Eulate", son de la edad correspondiente a la facies Muschelkalk. Afloran en forma de enclaves subcirculares en el complejo diapírico de Maeztu. Se trata de **"Calizas y dolomías laminadas, margocalizas y limolitas estratificadas; brechas tectónicas"** (1). Se sitúan en forma de "enclaves" en la masa arcillosa y yesífera del Keuper, y con frecuencia se encuentran fracturadas y brechificadas por la fricción entre bloques durante el ascenso halocinético. Las calizas laminadas presentan en el cuadrante de Maeztu, al Sur, laminación paralela y de ripples, así como abundantes marcas de muro. Localmente se encuentran calizas finamente estratificadas con multitud de pequeñas inclusiones de yeso que, al disolverse, inician el proceso de "microcarionización". La potencia máxima aflorante es difícil de calcular en este cuadrante, si bien se

puede cifrar en torno a los 100 metros en los excelentes cortes que ofrece la carretera, al Oeste y Sureste de Maeztu.

La mayor parte del sistema diapírico está formado por una masa plástica de **"Arcillas rojas, verdes y grises con yesos y cantos de ofita y brecha tectónica"** (2), que es la responsable del proceso halocinético. Apenas se registran afloramientos de estas facies, al estar labrada la mayoría de su superficie.

Esporádicamente se dan pequeños asomos de **"Ofitas"** (3), muy exigüos, de los cuales se ha cartografiado uno, en el borde de la masa arcillosa.

2.2. CRETACICO SUPERIOR (Campaniense - Maastrichtiense)

El Cretácico superior es esencialmente carbonatado, sobre todo en la base, y presenta una importante intercalación arenosa a techo, en el Campaniense superior. Ofrece muy frecuentes cambios de facies en todos los sentidos.

El área cartografiada corresponde a una franja este-oeste situada en el margen norte del cuadrante, y que comprende términos desde el Campaniense inferior hasta la base del Maastrichtiense, muy recubiertos por depósitos cuaternarios.

El término más antiguo de la serie se define como **“Margas; tramos de margas y margocalizas alternantes”** (4). Aflora en el borde norte y en el ángulo sureste del cuadrante, constituyendo la facies más común y representativa del Campaniense inferior y medio, si bien en el flanco sur llega a alcanzar la base del Campaniense superior, en contacto con las facies arenosas de esa edad. En general el término aflora bastante mal, no pudiendo establecerse ningún corte-tipo en el flanco norte, ya que sus afloramientos son puntuales y discontinuos. En el flanco sur, por el contrario, existe un corte-tipo de calidad por la pista que une San Vicente de Arana con la ermita de Santa Teodosia.

La microfauna clasificada en muestras recogidas en las proximidades de Egileor es la siguiente: *Dicarinella carinata* (DALBIEZ), *Marginotruncana angusticarinata* (GANDOLFI), *Marginotruncana marginata* (REUSS), *Marginotruncana cf. sinuosa* (PORTHAULT), *Marginotruncana pseudolinneana* (PESSAGNO), *Rosita fornicata* (PLUMMER), *Globotruncana bulloides* (VOGLER), *Globotruncana lapparenti* (BOLLI), *Globotruncana cretacea* (CUSHM.), *Hedbergella cf. flandrini* (PORTHAULT), *Globigerinelloides cf. multispina* (LALIKER), *Heterohelix cf. carinata* (CUSHM.), *Praeglobotruncana sp.*, *Heterohelix cf. semicostata* (CUSHM.), *Heterohelix cf. globulosa* (EHRENBERG), *Globulina decoratissima* (DE KLASZ), *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORB.), *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Spiroplectinata jaekeli* (FRANKE), *Globorotalites michelinianus* (D'ORB.), *Pseudovalvulineria costata* (BROTZEN), *Cibicides eriksdalensis* (BROTZEN), *Gaudryina rugosa* (D'ORB.), *Tritaxia tricarinata* (REUSS), *Tritaxia ellipsora* (CUSHM.), *Triplasia cf. acutocarinata* (ALEX. y SMIDT), *Marssonella cf. trochus* (D'ORB.), *Verneuilina limbata* (CUSHM.), *Lituola irregularis* (ROEMER), *Allomorphina cf. allomorphinoides* (HOFKER), *Spiroplectammina baudouiana* (D'ORB.), *Spiroplectammina longa* (LALIKER), *Marginulina trilobata* (D'ORB.),

Marginulina bullata (REUSS), *Clavulinoides aspera* (CUSHM.), *Haplophragmium sp.*, *Praeglobulimina sp.*, *Gyroidinoides nitida* (REUSS), *Eouvigerina americana* (CUSHM.).

Aunque la litología dominante es margosa, también se reconocen algunos tramos caracterizados por constituir una alternancia regular de margas y margocalizas en bancos centimétricos. En estos tramos es frecuente observar cómo algunos estratos duros presentan aspecto noduloso o pseudonoduloso. Algunos de estos tramos, sobre todo los más potentes y mejor aflorados, han sido cartografiados y definidos como **“Margas y margocalizas pseudonodulosas”** (5). Estos paquetes no tienen demasiada continuidad lateral y frecuentemente presentan fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria (“slumps”, brechificación). Están constituidos por una alternancia irregular de margocalizas o calizas nodulosas y margas en bancos centimétricos. Estos paquetes se disponen intercalados a distintas alturas dentro de la facies mayoritaria margosa Campaniense. La intercalación más potente (alrededor de 150 metros) se sitúa a techo y se localiza al Noroeste del cuadrante. Sus afloramientos se reconocen de forma discontinua al Este de Erentxun.

Dentro de la facies margosa mayoritaria se reconocen además otro tipo de intercalaciones más continuas. Como base del primer conjunto intercalado se reconocen **“Margas arenosas oscuras”** (6). Se trata principalmente de margas grises o negras, generalmente arenosas y finamente laminadas, que incluyen ocasionales niveles de calcarenitas arenosas laminadas o areniscas calcáreas. Sus afloramientos son pobres y discontinuos. La potencia estimada en este cuadrante es cercana a 175 metros.

A techo y en parte como paso lateral se dispone un conjunto poco potente (25-30 metros) constituido por una alternancia de bancos centimétricos de **“Calcarenitas arenosas, areniscas laminadas y margas oscuras”**

arenosas" (7). Estas calcarenitas son generalmente de grano fino pero con frecuencia presentan un tamaño de grano mayor. En muchos casos se reconoce un componente bioclástico. Este conjunto se reconoce parcialmente en las cercanías de Alaiza.

La mitad occidental de la segunda intercalación está constituida por litologías similares. Se trata de un conjunto alternante constituido fundamentalmente por calcarenitas arenosas y margas arenosas con alguna intercalación más areniscosa. Las estructuras más comunes son laminación paralela y cruzada de "ripples". Dado su carácter alternante tan fino y regular, recuerda a una alternancia "flysch" y no se descarta un carácter turbidítico. Esta segunda intercalación se reconoce parcialmente al Este de Azilu. La potencia estimada en este área es cercana a 150 metros. Frecuentemente los niveles de calcarenitas son bioclásticos. En determinadas zonas algunos de estos niveles bioclásticos constituyen por su potencia o tamaño de grano (hasta "rudstone"), niveles con entidad cartográfica. Se han diferenciado como **"Calcarenitas bioclásticas con glauconita; lumaquelas"** (8). Se trata de niveles aislados de potencias decimétricas o paquetes métricos (Suroeste de Alaiza) de "grainstone - rudstone" verdoso (con glauconita) y bioclástico. Comúnmente constituyen niveles lumaquéllicos formados por fragmentos de equinodermos, distintos tipos de bivalvos y corales. Las calcarenitas intercalan niveles de margas arenosas oscuras o incluso lutitas, igualmente con contaminación de glauconita. Las calcarenitas son algo arenosas y presentan estratificación cruzada, "eslumpización" y gran abundancia de bioclastos tales como fragmentos de bivalvos y dientes de escualos. La propia morfología lentejonar de estos términos justifica la variabilidad de la potencia en espacios cortos.

Hacia el Sureste esta segunda intercalación del término (7) pasa lateralmente a otro conjunto definido como **"Calizas, margocalizas arenosas y margas"** (9). Este paso lateral

viene determinado por una pérdida de potencia en los estratos duros y una relativa y progresiva disminución del componente arenoso y calcáreo de los mismos.

A techo, tanto de la facies margosa mayoritaria (4) como de sus distintas intercalaciones ya descritas, se dispone un conjunto definido como **"Margas arenosas oscuras y limolitas calcáreas"** (10). Este término marca el inicio de una importante contaminación arenosa que se acentúa progresivamente en los siguientes términos situados a techo. Presenta una potencia variable, cercana a los 300 metros en el borde oeste del cuadrante, desapareciendo en las cercanías del borde este. Está formado fundamentalmente por margas arenosas oscuras y limolitas calcáreas. Estos materiales son de edad Campaniense medio y sus características se pueden observar limitadamente en distintos puntos de la base de la vertiente norte de la sierra de Entzia-Urbasa. Localmente presentan una abundante fauna de equinodermos. Al Oeste de Egileta (cuadrante 138-II, Monte Kapildui) han sido explotados como materia prima para la fabricación de tejas y ladrillos. Dentro de este término se intercalan frecuentemente finos niveles de calizas nodulosas o paquetes poco potentes y discontinuos de areniscas calcáreas. En algunos casos, estas intercalaciones tienen entidad cartográfica. Así pues, casi siempre a techo del término (10) se localiza un tramo de hasta 10 metros de potencia definido como **"Calizas nodulosas y margas arenosas"** (11). Pueden presentar características similares a las descritas para el término (5). Sin embargo, localmente muestran ciertas variaciones litológicas tales como mayor o menor contenido arenoso, variaciones en la potencia y frecuencia de los estratos duros y más o menos acusado carácter noduloso. Estos niveles son de edad Campaniense medio-superior. Pueden reconocerse al Sur de Ullibarri-Jauregi en la carretera que conduce a Lamina, además de en otros muchos puntos.

Hacia techo del término (11) se sitúa un potente conjunto definido como **"Calizas are-**

nosas y limolitas calcáreas; tramos de areniscas calcáreas y limolitas" (12). Se trata de un término complejo formado por calizas bioclásticas muy arenosas, con abundante fauna de equinodermos, macroforaminíferos bentónicos, ostreidos y otros bivalvos, en bancos centimétricos - decimétricos, y por limolitas. Este conjunto litológico incluye además numerosos tramos no cartografiables formados mayoritariamente por areniscas calcáreas y limolitas. La potencia del conjunto varía desde 400 metros en el corte del puerto de Azazeta hasta desaparecer en las cercanías del borde este. El conjunto es de edad Campaniense superior. Progresivamente hacia techo se intercalan cada vez más tramos con predominio de las litologías arenosas, dando paso finalmente a un término definido como **"Areniscas calcáreas y limolitas"** (13). Este término está constituido fundamentalmente por areniscas calcáreas localmente microconglomeráticas en bancos de potencia decimétrica-métrica. Estos materiales intercalan con cierta frecuencia niveles de limolitas y menos comúnmente de calizas arenosas, en estratos de potencia centimétrica. La potencia es variable desde el borde occidental (100 metros) hasta desaparecer hacia la mitad del cuadrante.

Las características, tanto de este término como del infrayacente, pueden reconocerse en los cortes que ofrecen las carreteras del puerto de Azazeta y del puerto de Gereñu (carretera de acceso a Laminoria). No obstante, las pistas que discurren por los numerosos barrancos que existen entre estas dos carreteras ofrecen la mejor exposición.

A techo de los últimos términos del Campaniense superior se reconoce un paquete de potencia variable definido como **"Areniscas calcáreas rojas y grises; niveles conglomeráticos"** (14). Este conjunto se reconoce en la subida al puerto de Azazeta y, con carácter compacto y carbonatado, en la ermita de Santa Teodosia, en el flanco sur.

Se encuentran en tránsito lateral con las arenas (13), constituyendo quizá el elemento final de la macrosecuencia negativa del Campaniense superior.

En los cuadrantes contiguos (Monte Kapildui) el conjunto tiene una gran continuidad lateral y sirve como nivel guía. Sin embargo muestra ciertas variaciones locales en cuanto a potencia y litología. Concretamente, en este cuadrante está constituido por areniscas rojas y grises con estructuras canaliformes y estratificación cruzada, que intercala finos y discontinuos niveles centimétricos-decimétricos de microconglomerado y conglomerado. El término pierde potencia hacia el Este hasta desaparecer.

A techo de este conjunto areniscoso-conglomerático, se dispone un término definido como **"Areniscas calcáreas y limolitas; calizas arenosas"** (15) que marca el inicio de la sedimentación maastrichtiense. Se trata de un potente conjunto formado fundamentalmente por areniscas calcáreas (o arenas decalcificadas en el flanco sur) y limolitas, en el que se intercalan algunos niveles de caliza arenosa en bancos centimétricos. Las areniscas son muy calcáreas y de tonos blanquecinos. Se disponen en bancos de potencia decimétrica-métrica separados por areniscas de grano más fino o por limolitas. Los niveles de caliza arenosa que intercala esta serie son muy frecuentes y presentan fauna de posibles orbitóididos, lamelibranchios, briozoos, ostreidos, textuláridos, gasterópodos, además de diversos bivalvos. La potencia del conjunto se estima cercana a 400 metros en el borde occidental y a 100 metros en el borde más oriental.

En los tramos intermedios de este término, se reconocen varias intercalaciones de potencia decimétrica y métrica de **"Calcarenitas y calizas arenosas"** (16), con entidad cartográfica. Estas calizas localmente pueden ser dolomíticas. Se disponen en paquetes formados por varios estratos de potencia centimétrica,

decimétrica y métrica con abundante fauna de orbitoídeos. En el área comprendida entre el puerto de Azazeta y la ermita de San Víctor estas calizas alcanzan su mayor desarrollo. En este área además pueden reconocerse dentro de los paquetes calizos algunos niveles brechoides. La serie completa puede establecerse con varios cortes parciales en la carretera del puerto de Azazeta, por la pista que parte desde Jauregi hasta la ermita de Santa Isabel o por la carretera de Ullibarri-Jauregi a Laminoria.

A techo del término (15), y en contacto con la base del Paleoceno, aparecen en el flanco sur unas **“Areniscas conglomeráticas decalcificadas y arenas”** (17), que apenas proporcionan afloramiento debido a su alteración y recubrimiento. En los escasos afloramientos de cuadrantes adyacentes se observa que son bancos decimétricos a métricos de arenisca más o menos microconglomerática, con estratificación paralela o cruzada y abundantes cantos blandos de limolitas o areniscas finas preexistentes. Por lo general, el material que aparece con más frecuencia en campo es arena silíceasuelta con una apreciable fracción microconglomerática. La potencia del término puede cifrarse en torno a los 40 metros.

2.3. Terciario

2.3.1. Paleoceno

Sobre los últimos niveles de areniscas calcáreas y limolitas del término (15), y marcando el tránsito Maastrichtiense-Danomontiense se dispone un paquete definido como **“Calizas, calizas dolomíticas masivas y margas”** (18). Sus afloramientos originan en la mayoría de los casos unos pequeños y característicos escarpes. En el flanco norte, este conjunto está formado por varios estratos de potencia decimétrica-métrica de calizas blancas que intercalan niveles más o menos potentes de margas. Estas calizas, muy blancas, se caracterizan por presentar una recristalización muy genera-

lizada. En algunos casos pueden estar dolomitizadas. El conjunto presenta una gran variabilidad en cuanto a la ordenación de los estratos. Mientras en algunos puntos está formado fundamentalmente por margas con unos pocos niveles centimétricos-decimétricos de caliza intercalados, en otras zonas está constituido por numerosos estratos decimétricos-métricos de caliza con finas intercalaciones margosas. La potencia es variable, según zonas, entre los 10 y 20 metros.

En lo referente al flanco sur, el paquete adopta la forma de un fuerte escarpe de **“Dolomías masivas recristalizadas”** (19). A veces están decalcificadas hasta el extremo de no aflorar, debido a su alteración (por ejemplo, al Norte de Sabando). En ocasiones presentan una estratificación paralela poco neta en bancos decimétricos-métricos. Afloramientos de este tipo pueden encontrarse localmente sobre la ermita de San Víctor, representando quizás pequeños cuerpos arrecifales. La potencia, difícil de calcular, oscilaría entre los 30 y 45 metros.

Sobre el término anterior, y abarcando el resto del lapso danomontiense, suele situarse en toda la periferia del sinclinal un nivel blando, erosionable, de carácter calizo o dolomítico, pero con un apreciable componente arcilloso fino. Se trata de **“Dolomías calcáreas y margodolomías alteradas; niveles de caliza”** (20). Son dolomías calcáreas o calizas dolomíticas, micríticas o calcareníticas (a veces oolíticas), margosas, grises a blancas, generalmente recristalizadas y alteradas (a veces sacaroideas en superficie), presentándose en bancos decimétricos a métricos, muy poco definidos. Estos grupos de bancos se encuentran separados por niveles métricos de margodolomías y margocalizas muy alteradas, que sólo afloran en lechos de arroyos o en pendientes muy pronunciadas, donde la capa de suelo ha sido arrastrada o se ha deslizado. El alto grado de alteración y recubrimiento impide, pues, la distinción entre tramos margosos y calizo-dolomíticos.

Abarcan el resto del lapso danomontien- se y sólo afloran exiguamente en los alrededores de Berrozi, Azazeta, en el barranco de Musitu-Erroitegi, etc. El corte tipo se sitúa en el puerto de Gereñu, entre Alegría-Dulantzi y las instalaciones de Echasa (Laminoria).

Finalmente, un tramo más duro, dolomítico y calcáreo, aparece en el mismo corte y se extiende hacia el Este, sustituyendo totalmente al término (20), son: **“Dolomías y calizas estratificadas”** (21), también alteradas, aunque a veces resaltantes. Son bancos decimétricos de dolomías decalcificadas o calizas micríticas, generalmente azoicas y de colores muy claros. Localmente constituyen una “falsa alternancia” de bancos centi y decimétricos.

La potencia del Danomontienense oscila en conjunto entre 125 y 150 metros, con un máximo de 200 metros en Santa Elena y mínimos, como el de Santa Teodosia, con pocas decenas de metros. Este adelgazamiento es debido a la actuación del sistema de fallas sinsedimentarias de Sabando.

El Thanetiense inferior y medio está compuesto por una serie calcárea. Se observan excelentes afloramientos en los acantilados que rodean Sabando, Birgara-Virgala, Musitu y Erroitegi. Los cortes más representativos son los del Norte de Elortza, parte baja del puerto de Azazeta (vertiente sureste), Norte de Sabando y alrededores de Laminoria. Esta serie constituye un complejo arrecifal con diversas lito y biofacies que se interdigitan originando contactos cartográficos complejos y sucesiones muy variables según los cortes. Los términos que integran la serie son los siguientes:

—**“Calcarenitas mal estratificadas, onduladas o pseudobrechoides, localmente arenosas o margosas”** (22). Es mayoritaria la facies de calcarenitas marronáceas, arenosas, mal afloradas, pseudonodulosas o pseudobrechoides por diagénesis o tectonización diferencial. Intercalan con frecuencia finos niveles margosos o margocalizos.

Además, localmente (sobre todo en la mitad occidental) aparecen calcarenitas de colores más claros, niveles de calizas o dolomías sacaroideas, intercalaciones margosas, etc. Algunas de estas intercalaciones se han distinguido en cartografía y se describirán más adelante.

—**“Biomicritas y calcarenitas bioclásticas gruesas, masivas o estratificadas”** (23). En su mayor parte son “bindstones” coralgales (facies nuclear de montículos de bajo perfil), con biostromos de calcarenitas masivas de rodolitos (a veces con estratificación cruzada de bajo ángulo como se observa en Peña Las Cinco o en el barranco de Korres, cuadrante de Maeztu). Están organizadas en bancos decimétricos-métricos hasta decamétricos con estratificación mayoritariamente paralela, o en alineaciones de montículos coralinos (Birgara-Virgala). En general incorporan más componente arenoso hacia el Suroeste. El contenido fósil es muy variado: corales, rodolitos e incluso estromatolitos algales, foraminíferos, fragmentos de braquiópodos, lamelibranquios, equínidos, etc. Las facies coralinas se concentran en los alrededores del diapiro (Birgara-Virgala, Elortza; Peña Las Cinco, El Hayedo en el cuadrante de Maeztu) o bien en los umbrales asociados a fallas sinsedimentarias (Santa Teodosia, Norte y Este de Erroeta). Las facies biostrómic, a veces en forma de barras progradantes, se localizan en el Norte de Sabando, Sureste de Musitu, Norte y Noreste de Erroeta.

El término incluye a veces niveles no cartografiados de otras litologías como las calcarenitas estratificadas inter-monticulares, “rudstones” de flanco monticular, etc.

—**“Alternancia de biomicritas y calcarenitas (23) y calcarenitas arenosas (22)”**, a la que corresponde el n.º (24). Término situado generalmente en una posición intermedia de la serie caliza thanetiense, es una alternancia en bancos decimétricos a métricos de las facies descritas, generando niveles de extensión lateral muy variable y potencias entre los 10 y los 40-50 metros.

En la mitad occidental del cuadrante aparecen dentro de la serie thanetiense dos términos poco frecuentes en el entorno:

—“**Calcarenitas pseudobrechoides mal estratificadas y margas**” (25). Son similares al término (22), pero con un notable componente margoso, tanto dentro de los estratos calcareníticos como entre ellos, formando juntas centimétricas y niveles decimétricos e incluso con carácter margocalizo (Erroitegi, incluyendo nódulos biohermales; Azazeta-Birgara). El estado de alteración del término es característico. Se presenta en forma de intercalaciones discontinuas y diacrónicas, aunque situadas aproximadamente al mismo nivel estratigráfico y en los alrededores de la cubeta eocena y miocena de Aletxa. El orden de potencias es decamétrico (localmente hasta hectométrico), siendo los cortes más significativos los de Laminoria, Azazeta y alrededores de Erroitegi.

—“**Calcarenitas bioclásticas blancas**” (26). Se trata de un término que aparece excepcionalmente con potencias cartografiables. Son calcarenitas bioclásticas blanquecinas, compactas (La Calzada, Noreste de Azazeta), o bien calcarenitas gruesas pulverulentas, blancas y sacaroideas. El corte tipo se encuentra en la cantera de Echasa, donde la potencia máxima supera los 8 metros. Afloramientos no cartografiables de esta facies se han detectado entre las alternancias de techo en Peña Las Cinco (cuadrante 139-III, Maeztu), siempre en niveles discontinuos y con potencias inferiores al metro.

La potencia total del Thanetiense calcáreo es, orientativamente, de unos 170-200 metros. En algunas áreas, como Bitigarra, Noreste de Erroeta y Peña Las Cinco, la geometría de los contactos observados en la cartografía sugiere relaciones discordantes por “onlap” hacia el Noreste entre Thanetiense y Danomontiense.

El Thanetiense superior es una serie mixta con dos términos diferenciables:

—Término mixto compuesto por “**Calcarenitas, dolomías, calizas arenosas, arenas y margas arenosas**” (27). Es un tramo muy cubierto, que cuando aflora puede hacerlo en cualquiera de las litologías citadas o en varias de ellas: calizas arenosas y arenas en La Calzada, margodolomías en Cicujano, calcarenitas estratificadas principalmente en Musitu, etc. La potencia oscila alrededor de los 20-25 metros. Algunos cortes interesantes pueden ser los de los alrededores de Cicujano, de Musitu, etc.

—“**Areniscas calcáreas microconglomeráticas y arenas**” (28). Son las arenas que se explotan en Laminoria. En general están muy decalcificadas, alteradas y cubiertas. En afloramiento son areniscas microconglomeráticas con cemento calcáreo y escasa contaminación limolítica y arcillosa, que se presenta como cantos blandos y finos niveles, o bien concentrada en el techo. Son muy frecuentes las estratificaciones planares y de surco, de ángulo variable. La potencia oscila entre los 15 y los 20 metros, según las transversales. Los afloramientos más interesantes se sitúan en las canteras de Birgara-Virgala, Laminoria, Lezea, Cicujano y Areatza, ya que en el resto del cuadrante se encuentran cubiertas (zona noroeste), o faltan por erosión miocena (Ibisate).

Según la memoria de la hoja MAGNA 139-“Eulate”, en algunas pasadas de calcarenitas se ha clasificado la siguiente microfauna: *Fallotella alavensis* (MANGIN), *Glomalveolina laevis* (HOTT), *Glomalveolina primaeva* (REICHEL) y *Asterodiscus taramelie* (SCHLUMB.).

2.3.2. Eoceno

El Eoceno inferior, en continuidad estratigráfica con el Thanetiense, está formado en este cuadrante por una serie algo compleja, sólo presente en la cubeta de Aletxa y laminada hacia el Este por el conglomerado mioceno. La sucesión es alternante a grandes rasgos entre terrígenos y carbonatos; de muro a techo aparecen los siguientes términos:

—**“Calcarenitas de foraminíferos”** (29). Es la facies típica de las calizas eocenas de todo el entorno (representadas, por ejemplo, en el ángulo suroeste del cuadrante). Son principalmente “grainstones” bioclásticas de tamaño de grano y componente arenoso variable, en bancos decimétricos separados por superficies más o menos netas. Otras facies representativas son las biomicritas algales (“bindstones”, “floatstones”), que forman, por ejemplo, el arrecife del nivel más alto en Birgara-Virgala.

—Esta facies pasa lateralmente hacia el Este, a la altura de Cicujano, a **“Calizas, areniscas y limolitas con signos de inestabilidad”** (30). Se trata de calcarenitas de *Nummulites*, en vías de brechificación, atravesadas por incipientes diques neptúnicos arenosos y limolíticos, con multitud de rellenos internos y estructuras fluidales plásticas de todo tipo (son especialmente llamativos en la cantera de Lezea).

—**“Areniscas, calizas arenosas y limolitas”** (31). Se trata de una intercalación calizoterrígena, mal aflorada en una pista al Norte de Birgara-Virgala. Presenta cierto componente microconglomerático.

—**“Margocalizas, calizas brechoides y margas”** (32). Consiste en una alternancia irregular de estas litologías, constituyendo un tránsito lateral hacia el Noreste y Suroeste del pequeño banco arrecifal (29) citado en Birgara-Virgala.

La potencia máxima puede alcanzar los 50 metros, faltando parte, posiblemente por erosión combinada eocena (?), oligo-miocena y actual.

2.3.3. Mioceno

El aspecto general de las facies sugiere, por comparación con los cuadrantes adyacentes, que quizá falten o no afloren los depósitos de abanicos aluviales correspondientes al Oli-

goceno. Por lo tanto, se considera la base de la sucesión conglomerática como de edad miocena.

Dentro del cuadrante, el Mioceno tan sólo aparece circunscrito al núcleo del sinclinal Miranda-Treviño-Urbasa.

Se encuentra en discordancia angular erosiva sobre materiales thanetienses a eocenos, plegados y fallados, estando el mismo conglomerado basculado por la acción de movimientos neógenos y/o cuaternarios. El espesor de los depósitos miocenos podría superar los 200 metros. La disposición es en “onlap” hacia el Noreste, como se aprecia entre Aletxa y Erroitegi. En este sentido se asciende en la serie, al tiempo que la superficie discordante se apoya sobre términos más antiguos. El conjunto mioceno presenta barras conglomeráticas, de espesor creciente hacia el Noreste, en una masa limolítico-arenosa en la que se conservan esporádicamente pequeñas cubetas lacustres carbonatadas. El término más abundante, de carácter medio-distal, consiste en **“Limolitas, arcillas, areniscas y niveles conglomeráticos”** (33), que se sitúan mayoritariamente en la base de la serie. Las limolitas y arcillas, dominantes, son de color amarillo o rojo, localmente ricas en arena, carbonato microcristalino pulverulento y concreciones calichiformes. Pueden contener pequeños niveles areniscos, calcareníticos y conglomeráticos, o cantos sueltos de caliza de pocos centímetros de diámetro.

Intercalados en los sedimentos finos, aparecen niveles de **“Ortoconglomerado calcáreo, areniscas, calcarenitas, limolitas y arcillas”** (34), depositados por sistemas de abanicos aluviales. Se trata de ortoconglomerados calcáreos muy compactos, en matriz arenosa-calcarenítica y cemento carbonatado. Se organizan en barras métricas, en general poco netas, entre las que se intercalan niveles de granulometría más fina.

En el área de Erroeta se conservan los restos de una pequeña cubeta lacustre en la que se diferencian dos términos carbonatados:

—“**Margas y arcillas**” (35). Se trata de arcillas carbonatadas blanquecinas y amarillentas, con algunas intercalaciones margocalcáreas que van aumentando en número y espesor hacia techo hasta constituir el término final de la serie neógena: “**Margocalizas y margas**” (36).

2.4. CUATERNARIO

Se han distinguido cinco tipos diferentes de depósitos cuaternarios.

Los más antiguos son los “**Depósitos aluvio-coluviales antiguos**” (37). Se desarrollan sobre todo en el borde norte del cuadrante. Corresponden a un sistema de formaciones superficiales, que tenían su área fuente en la vertiente norte de la sierra de Urbasa. Estos depósitos han sido en gran parte desmantelados y erosionados por los actuales cursos de ríos y arroyos.

Quizá correspondan a la misma época se-

dimentaria las “**Terrazas fluviales**” (38), presentes exiguamente en la depresión del diapiro de Maeztu.

Más modernos serían los “**Depósitos coluviales**” (39), formados por grandes bloques calizos en matriz margo-arenosa, originados por procesos de ladera en la vertiente norte de la sierra de Entzia-Urbasa y los “**Depósitos aluviales**” (40), originados por la red de arroyos y ríos actuales.

A pesar de que su potencia es generalmente escasa, el conjunto de estos depósitos puede tener un gran desarrollo lateral, ocultando el sustrato rocoso de grandes áreas. En base a criterios cartográficos estos depósitos se han omitido para evitar la virtual desaparición cartográfica del sustrato.

Por último, se han diferenciado pequeños “**Depósitos antropogénicos**” (41), aislados, en varios puntos (Noreste de Gereñu, Noroeste de Egileor y Sur de Txintxetru). Se trata de escombreras formadas por la acumulación de residuos procedentes de obras civiles. Sin embargo, los que ocupan más extensión son las grandes balsas y escombreras de las explotaciones de ECHASA en Laminoria.

3. SEDIMENTOLOGIA

En el área de trabajo aparecen materiales pertenecientes a las potentes sucesiones mesozoicas y terciarias del ciclo alpino.

El presente capítulo es un intento de aproximación a la sedimentología y paleogeografía del cuadrante y su entorno próximo bajo un triple enfoque:

- geométrico-estratigráfico, referido a las dimensiones horizontales y verticales de los cuerpos rocosos y a su relación mutua.
- secuencial, es decir, relativo a la sucesión de ambientes en el transcurso del tiempo.
- paleogeográfico, relativo a la coexistencia de diferentes ambientes sedimentarios en un período determinado.

Dentro del cuadrante son mayoritarios los materiales de los ciclos Cretácico superior (Campaniense, medio y superior, y Maastrichtiense) y Terciario (Paleoceno, Eoceno y Mioceno), con algunos depósitos cuaternarios localmente extensos.

Los materiales triásicos aflorantes en el dia-piro de Maeztu consisten en dolomías y calizas

del Muschelkalk, y en arcillas, yesos y limolitas del Keuper.

Los depósitos carbonatados del Muschelkalk se habrían originado en un medio marino somero con aguas agitadas y un alto nivel de energía. Por otro lado, las facies dominantes, arcillas y yesos, corresponderían a una cuenca sedimentaria somera y restringida, en condiciones de gran aridez, al modo de las "sebkhas" litorales actuales.

3.1. CRETACICO SUPERIOR

El Cretácico superior del Dominio Navarro-Cántabro aflora en dos bandas paralelas en los flancos del sinclinal terciario de Miranda-Treviño-Urbasa (figura 3.1.).

Tras el desarrollo de importantes relieves diferenciales en el fondo marino durante el megaciclo urgoniano, la llegada del enorme acúmulo de sedimentos que representa la formación "Balmaseda" uniformiza y someriza el sustrato, de forma que pueden establecerse los amplios elementos paleogeográficos transgresivos, característicos del inicio del Cretácico superior.

Durante el Cretácico superior se formó en el área Vasco-Cantábrica un gran surco ("Sur-

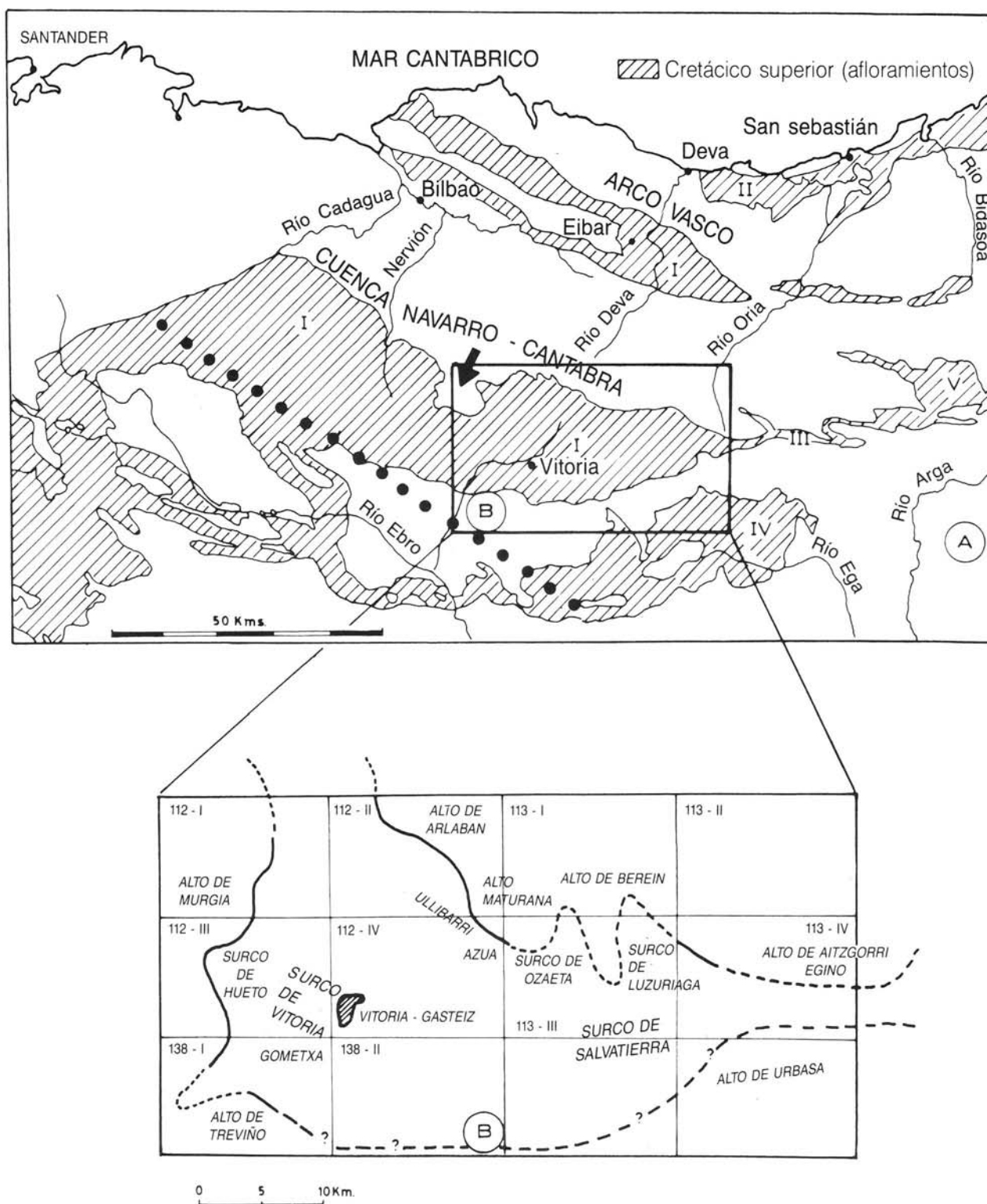


Figura 3.1.— A Situación regional de los surcos de Vitoria y Salvatierra con respecto a los afloramientos del Cretácico superior en la Cuenca Cantábrica Oriental. La línea de puntos gruesos indica el límite septentrional del área costera o de transición. B Localización y geometría de los surcos y de los altos o umbrales paleogeográficos que los rodean y que funcionaron en el Cretácico superior, dentro del área de referencia del estudio. Se incluye toponimia que se cita en el texto.

co Alavés" de RAMIREZ DEL POZO, 1971), con más de 4500 metros de espesor total de sedimentos margosos y calizo-arcillosos en facies neríticas y pelágicas. Esta depresión elongada se sigue desde las proximidades de la alineación diapírica occidental de Salinas de Rosio-Valle de Mena, hasta que se va haciendo más angosta en La Barranca y Alsasua (figura 3.1. B). El surco de Salvatierra, en cuyo margen sur se localiza el cuadrante, es uno de los surcos subsidiarios (figura 3.2.), rodeado por umbrales paleogeográficos en su mayoría de probable origen diapírico (figura 3.3.).

Hacia el Sur y el Oeste del "Surco Alavés" existió una plataforma poco subsidente (entre 500 y 1000 metros de Cretácico superior), con sedimentos carbonatados de facies someras.

3.1.1. Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante

Los diferentes materiales de edad cretácica (y terciaria) comprendidos en los surcos de Vitoria y Salvatierra pueden estructurarse en diferentes "secuencias deposicionales" en el sentido de MITCHUM *et al.* (1977): unidades o grupos de unidades sedimentarias separadas a techo y a muro por algún tipo de discontinuidad sedimentaria, desde discordancias angulares con importante pérdida de registro, hasta simples cambios litológicos, más o menos bruscos.

Las seis secuencias deposicionales que se han diferenciado en el ciclo sedimentario del Cretácico superior (figuras 3.2., 3.4.) están separadas por discontinuidades, que se hacen más evidentes en las áreas con menor subsidencia. Esto es debido a la menor velocidad de sedimentación y a una tectónica sinsedimentaria que propicia interrupciones en el proceso deposicional, así como deslizamientos y desplomes, factores todos ellos que conducen a la formación de diversos tipos de discontinuidades. En este cuadrante se localizan algunas

claramente visibles en cartografía. Es el caso de las discordancias progresivas de Las Balsas (sector noreste), de las que se tratará más adelante.

En el cuadrante sólo aparecen, dentro del ciclo del Cretácico superior, las secuencias 10 y 11, que se describen a continuación:

La secuencia 10 (Campaniense inferior-medio) consta de dos partes diferenciadas, cada una de las cuales constituye una subsecuencia parcial transgresivo-regresiva:

—En la primera de ellas, se superponen calizas nodulosas y margas sobre los bajíos calcareníticos de techo de la anterior secuencia.

—La segunda se inicia con una aceleración de la transgresión, que deposita materiales margosos con una contaminación terrígena creciente hasta convertirse en limolitas a la altura de Ullibarri-Jauregi. Posiblemente, a esta regresión momentánea le siga un nuevo conato transgresivo representado por las calizas arenosas de techo, el cual se vería truncado por el inicio regresivo y parcialmente discordante de la siguiente secuencia.

La geometría de los litosomos sugiere que ha dejado de actuar el paleoalto de Maturana (figura 3.2.), y que se han organizado los grandes umbrales periféricos mayores que se intuían ya desde el Coniaciense en el Norte, Sur, Sureste y Suroeste del "Surco Alavés" (ya sin manifestarse subsidencias diferenciales internas tan acusadas como en el Coniaciense-Santonense). Con ello queda definido un único surco amplio (se unifican los de Vitoria y Salvatierra) en el que se depositan ya unidades con tendencia a la forma tabular y no lenticular o cuneiforme. No obstante, sigue actuando la subsidencia diferencial, de forma que la potencia, litología, organización, tamaño de grano, etc., varían sustancialmente hacia cuenca.

Por otro lado, a lo largo de esta secuencia han adquirido gran desarrollo las discordan-

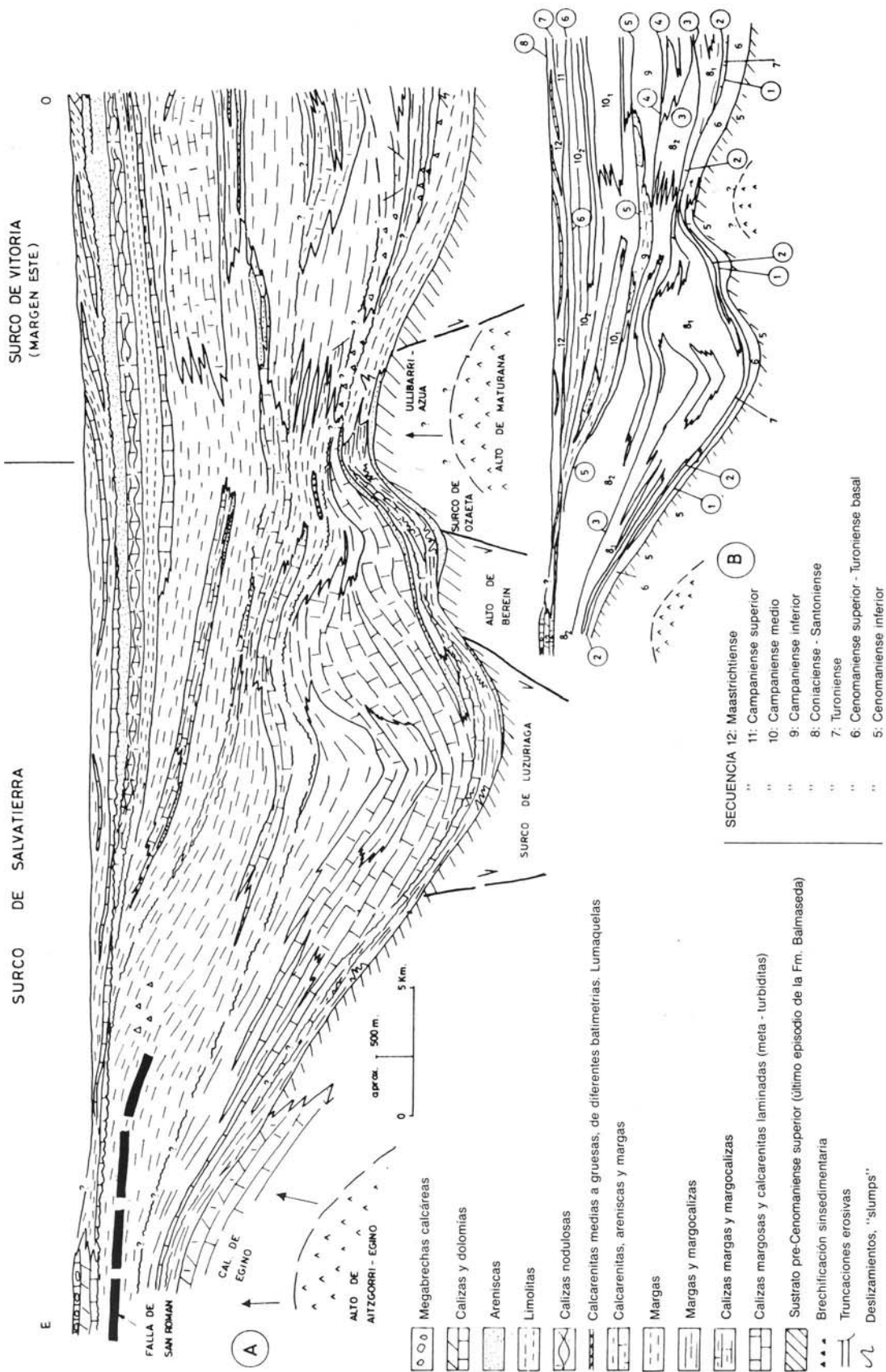
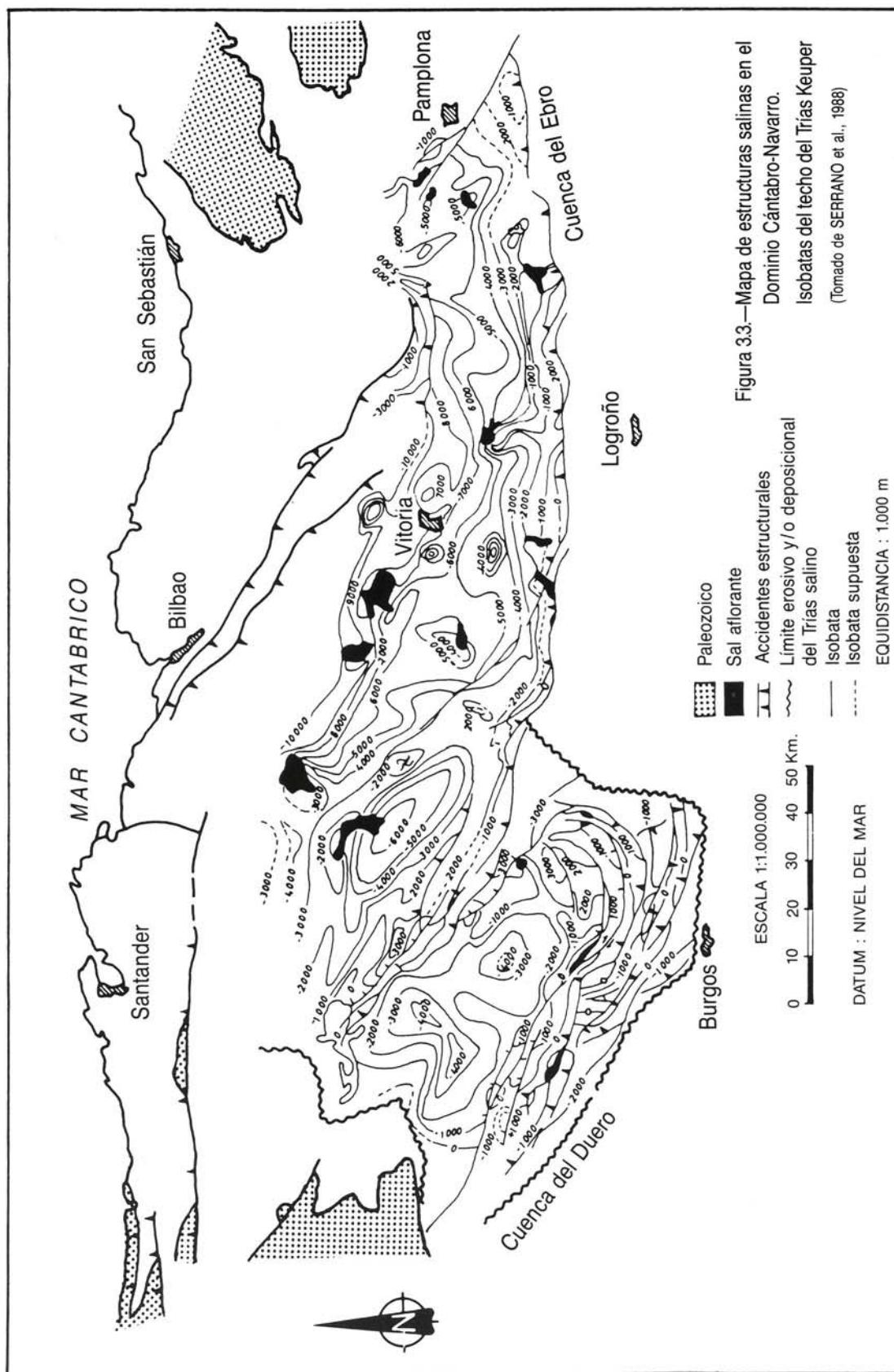


Figura 3.2.— A Esquema estratigráfico general del "surco de Salvatierra" y su enlace con el "surco de Vitoria" a través del umbral o "alto de Maturana".

B Distribución de discontinuidades (números rodeados con un círculo) y secuencias deposicionales, tal como se describe en el texto.



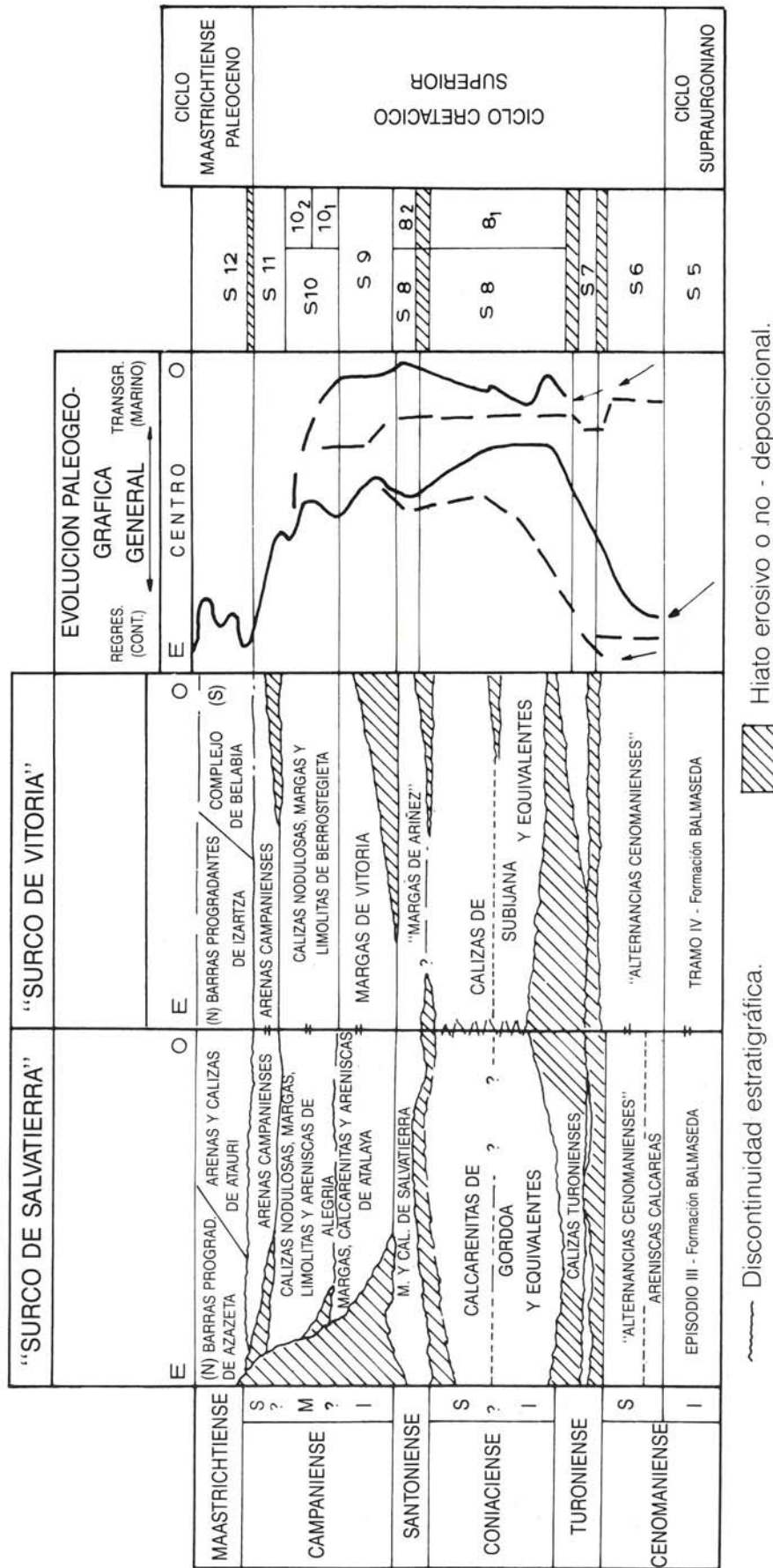


Figura 3.4.—Distribución de ciclos y secuencias en el área de trabajo (surco de Salvatierra). Comparación con el surco de Vitoria. Inicialmente las dinámicas transgresivas y regresivas locales eran diferentes por sectores (actividad de los umbrales). A lo largo del Campaniense se uniformizan las distintas tendencias.

cias progresivas de Las Balsas, de forma que llegarán a poner en contacto quizá incluso el Santoniense con la base del Maastrichtiense. Esto indica una actividad continuada de las fallas sinsedimentarias de Sabando-Contrasta (el umbral resultante parece coincidir con la localización del alto principal de Aitzgorri-Egino). A este esquema se contrapone el aparente aumento de potencia de las margas santonienses hacia el Este (ángulo noreste del cuadrante), cuya interpretación queda interferida por la tectónica dentro del cuadrante de Asparrena.

La secuencia 11 (Campaniense superior) comienza con el depósito extensivo de facies arenosas costeras: areniscas calcáreas con estratificación cruzada de surco, que se hacen más proximales hacia el margen occidental del surco. Hacia el Este estas facies son truncadas por la discordancia basal maastrichtiense (figuras 3.2., 3.4.): a esta altura las fallas de Sabando-Contrasta elevan el sustrato campaniense provocando la desaparición de las arenas bajo la discordancia.

A techo de la secuencia se localiza, en el margen oeste del surco, un nivel extensivo de areniscas de grano más grueso, con microconglomerados y conglomerados al parecer progradantes desde el Oeste-Suroeste. Las facies mayoritarias son arenosas y conglomeráticas, con intercalaciones arcillosas y ripples simétricos, o estratificaciones cruzadas de migración de dunas.

La estructura general de las arenas campanienses se basa en el relleno de canales, de amplitud deca a hectométrica, que se superponen unos a otros en paquetes decamétricos de base erosiva. Todo esto apunta a un medio costero de plataforma terrígena con episodios de calma en los que se depositaban arcillas e incluso se desarrollaban pequeños bancos calcáreos.

Así pues aparecen facies calizo-arenosas paraarrecifales y deltaicas en el Campaniense

medio y superior, respectivamente, que representan depósitos proximales en las cercanías relativas de la línea de costa (borde de cuenca). Todos estos rasgos indican la relativa proximidad de un continente meridional aflorante en la Meseta Castellana (Noreste de Burgos) o del "Continente del Ebro" de algunos autores.

Sobre los términos campanienses basculados se sitúa en discordancia cartográfica de tipo "downlap" (MITCHUM, 1977) el Maastrichtiense calco-areno-margoso.

3.1.2. Esquema evolutivo general en el Cretácico superior

Durante el Cenomaniense 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 y forzando el "onlap" de materiales detríticos y carbonatados sobre sustratos previamente basculados. El Turoniense superior no se encuentra representado.

El Coniaciense, que es de carácter calizo en los altos diapíricos, pasa lateralmente a alternancias calcomargosas de mayor batimetría en el surco de Salvatierra. Estas series se reducen y solapan sobre el alto de Maturana (figura 3.2.).

Durante el Santoniense y Campaniense inferior (secuencias 9 y 10) tiene lugar el episodio principal de uniformización de las irregularidades del fondo marino que propiciaron un esquema de subsidencia diferencial, a pequeña escala hasta este momento. Entre el Campaniense inferior y medio tiene lugar el primer episodio de somerización que marca el inicio de las pulsaciones regresivas finicretácicas.

El Campaniense medio continúa posteriormente con una tónica pulsante cuya última

transgresión local es abortada por la llegada de un flujo terrígeno progradante, de características marinas muy someras o continentales, ya en el Campaniense 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 Santiense (RAMIREZ DEL POZO, 1971).

A partir del Santiense final se inicia una regresión episódica generalizada en toda la región como consecuencia de las primeras manifestaciones de la Orogenia Alpina. Esto da lugar a un levantamiento de la cuenca que se manifiesta en el Campaniense inferior por la aparición, dentro de la zona de estudio, de "shoals" o altos fondos calcareníticos progradantes (alrededores de Alegría-cuadrante de Salvatierra- y zona de Las Balsas). El área de sedimentación se reduce, de forma un tanto irregular, bajo el influjo de las primeras deformaciones tectónicas alpinas.

La articulación entre el "Surco Alavés" y la plataforma somera meridional pudo llevarse a cabo a través de un basculamiento sinsedimentario o de la acción de un accidente (fractura o inflexión) de dirección N 70° E (coincidente aproximadamente con la falla de San Román y con la falla "Lourdes-Burgos" de APALATEGI *et al.*, 1989), que actuó al menos en el lapso Coniaciense-Campaniense.

3.2. CICLOS TERCIARIOS

Los materiales paleógenos y neógenos del Dominio Navarro-Cántabro se localizan en el núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa y en la cuenca del Ebro. Un corte de la estructura y desarrollo de las sucesiones se muestra en la figura 3.5.

El Terciario está constituido por los ciclos Maastrichtiense, Paleoceno, Eoceno, Mioceno y Pliocuatnario (figura 3.6.).

La sedimentación durante el Maastrichtiense y Paleógeno es transgresiva sobre el ciclo tectosedimentario del Cretácico superior, y tuvo lugar en una plataforma carbonatada con alta tasa de producción de carbonato (calizas y dolomías). El influjo terrígeno es escaso y de grano fino desde el final del Maastrichtiense, creciendo en importancia a partir del Paleoceno medio, según las zonas.

En esta plataforma (figura 3.7.) se encuentran representados medios que van desde "lagoon" interno somero y zonas energéticas con barras calcareníticas, pasando por complejos arrecifales diferenciados (montículos algales en partes más internas, construcciones biohermales con facies bioclásticas circundantes en las externas), a medios de barras y "shoals" calcareníticos de margen de plataforma somera y plataforma externa o rampa distal.

La plataforma así estructurada muestra una evolución transgresivo-regresiva en los ciclos Maastrichtiense, Paleoceno y Eoceno inferior (figura 3.6.), estando orientada en general hacia el Norte-Noroeste, sentido en el que aumenta la batimetría (figura 3.8), y con una tendencia constante a la somerización.

El Neógeno, por su parte, se sitúa en la zona de núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa. Está constituido por diversas facies detríticas continentales (abanicos aluviales y sistemas fluviolacustres), de edad miocena, que rellenaron la depresión elongada constituida por la zona axial del sinclinal.

3.2.1. Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante

Como se ha indicado, quedan delimitados, además del ciclo Maastrichtiense, otros tres

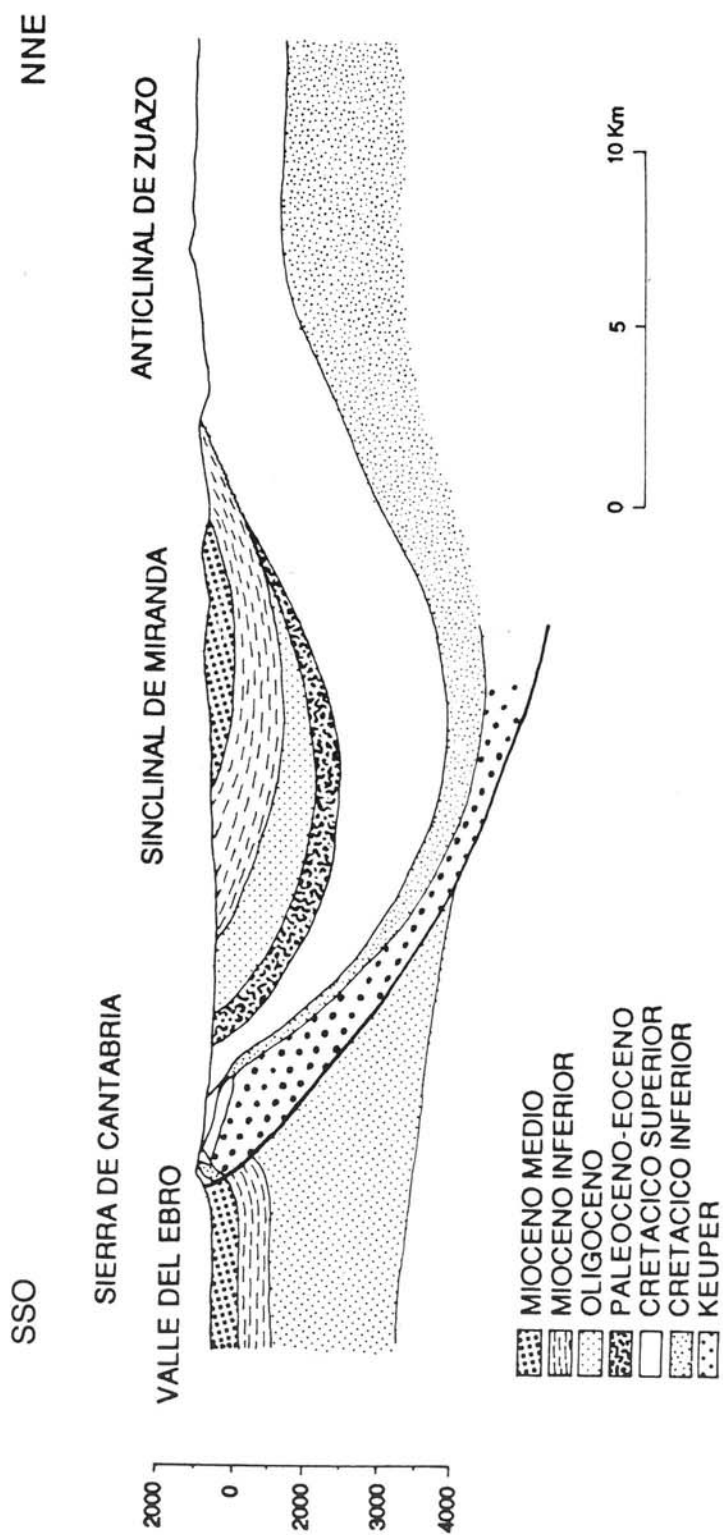


Figura 3.5.—Corte geológico del sinclinal de Miranda, modificado de RAMIREZ (1973). Se observa el acúñamiento uniforme del Cretácico hacia el Sur, borde de cuenca. A partir del Paleoceno comienza el basculamiento y el desplazamiento de depocentros hacia el Norte, con algunos "downlap" asociados.

EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA EN EL AREA

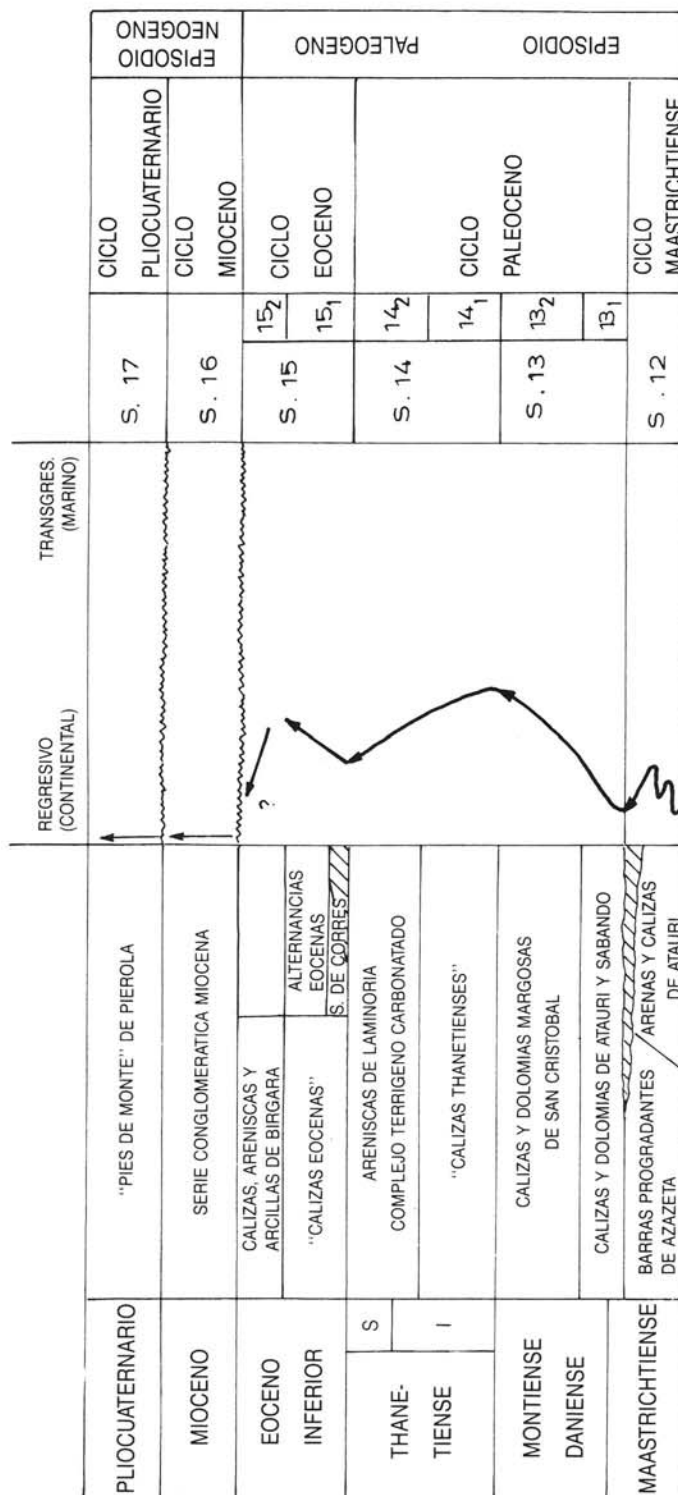


Figura 3.6.—Esquema cronoestratigráfico de ciclos y secuencias en el Terciario y Cuaternario del área de trabajo y su relación con las transgresiones y regresiones.

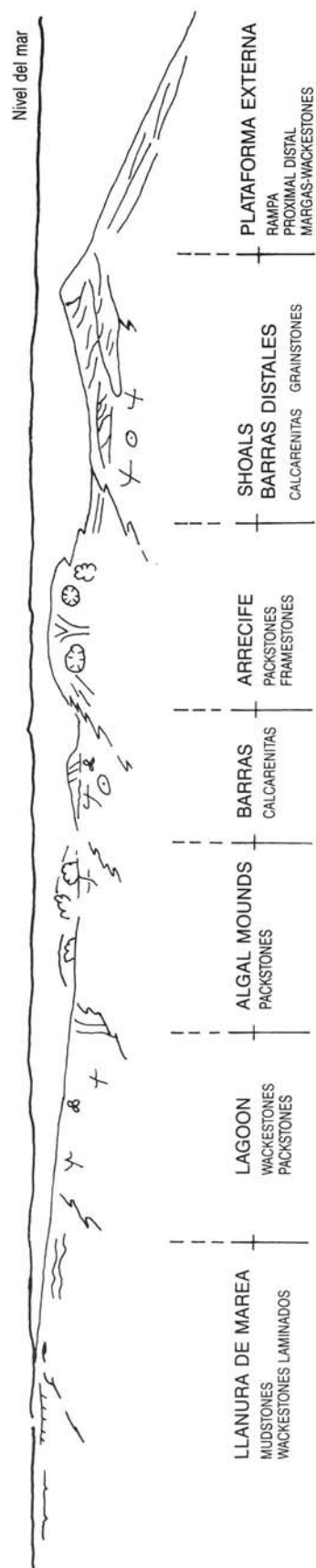


Figura 3.7.—Distribución de facies en la plataforma paleógena. Tomado de IGME, 1988. Obsérvese el carácter progradante de los cinturones de facies.

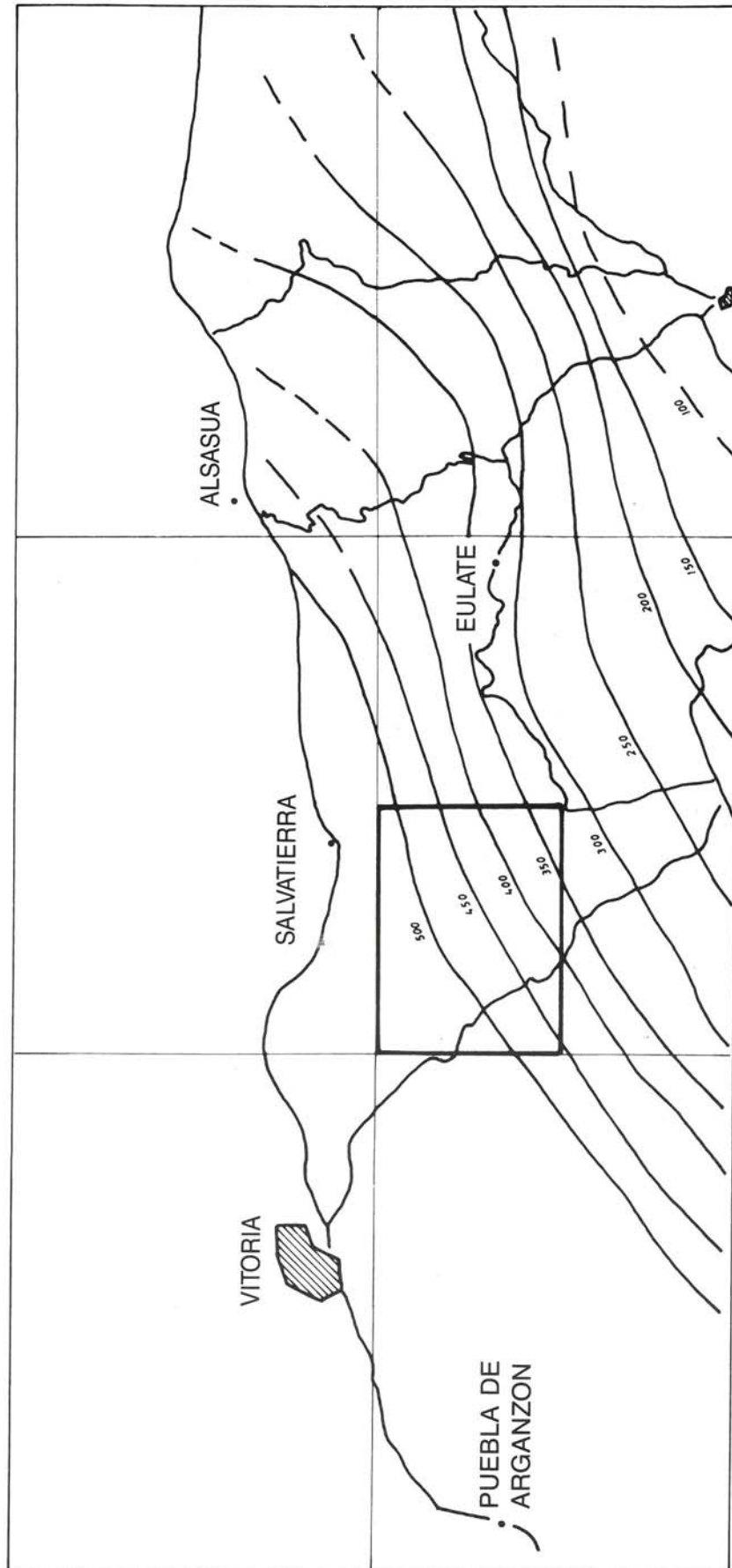


Figura 3.8.—Isopacas del intervalo Daniense-Cuisiense, en recuadro área de estudio. Tomado de IGME, 1988.

ciclos principales dentro del Terciario: Paleoceno, Eoceno y Mioceno, a los que hay que añadir el ciclo Pliocuaternario (figura 3.6.).

Los materiales encuadrados en los ciclos se organizan a su vez en secuencias, algunas de ellas asimilables a las "secuencias deposicionales" de MITCHUM (1977), tal como se definieron en el apartado 3.1.1. En este cuadrante, y dentro del Terciario, están representadas las secuencias 12 a 16, estructuradas en los ciclos mencionados.

El Ciclo Maastrichtiense consta de una única secuencia (12): sobre los términos campanienses se sitúa en discontinuidad de tipo "downlap" (MITCHUM, 1977) (figura 3.2.) el Maastrichtiense calco-areno-margoso.

SAN MARTIN (1987) describe en la base del Maastrichtiense una brecha calcárea de matriz margo-arcillosa, de 1 metro de potencia, que marca localmente la discordancia en el margen oriental del surco. El resto de los materiales está compuesto por series de areniscas, margas, calizas y dolomías con características mareales y deltaicas, en general marinas someras.

La distribución de los cinturones de facies está representada en la figura 3.9.

En el flanco norte del sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa se constituye una alternancia progradante de barras calizas y arenosas, de plataforma somera, más bien abierta, que avanza en general hacia el centro del surco desde el Este y el Oeste (figura 3.2.). En esta posición se dan facies calcareníticas de plataforma somera abierta, mientras que en Sabando, en el flanco sur del sinclinal, aparecen facies proximales, intermareales, con contaminación terrígena.

En este área, y en general en todo el flanco sur, la secuencia se cierra, de forma regresiva, con la llegada de arenas y conglomerados

costeros o continentales con intercalaciones de dolomías carniolares, que inhiben la producción de carbonato y pasan hacia el Norte a facies más finas areno-arcillosas.

Merece especial atención el importante acúmulo de megabrechas calcáreas presentes en el tránsito Maastrichtiense-Daniense en el cuadrante de Sierra de Entzia (139-II).

Sobre esta amplia paleogeografía se instalarán los elementos tectosedimentarios correspondientes al ciclo Paleoceno.

El Ciclo Paleoceno consta de las secuencias 13 (Daniense-Montiense) y 14 (Thanetiense).

La secuencia 13 se dispone sobre el "toplap" de techo del Maastrichtiense, normalmente en aparente continuidad. Puede dividirse en dos subsecuencias:

—La parte inferior (subsecuencia 13₁) evoluciona de Sur a Norte según aumenta la batimetría (figura 3.10.), y pasa de facies arrecifales extensivas (biostrómicas?), muy dolomitizadas, con montículos algales y "shoals" calcareníticos de alta energía, a calizas y margas de "lagoon" profundo o surco local en el área de Azazeta o Larrodoz-Atxuri.

—Posteriormente (subsecuencia 13₂) se instaura un "lagoon" somero dolomítico y localmente margoso, en el que pequeños pulsos regresivos originaban niveles oolíticos. También se desarrollaban horizontes bioconstructivos de "bindstones" algales.

La secuencia 14 (Thanetiense; figura 3.6.) es una secuencia regresiva compuesta por un complejo arrecifal inferior, bien desarrollado, al que se superpone una contaminación terrígena creciente, de carácter costero o continental, hasta culminar en un nivel-guía arenoso de varios metros de potencia ("arenas de Laminoria").

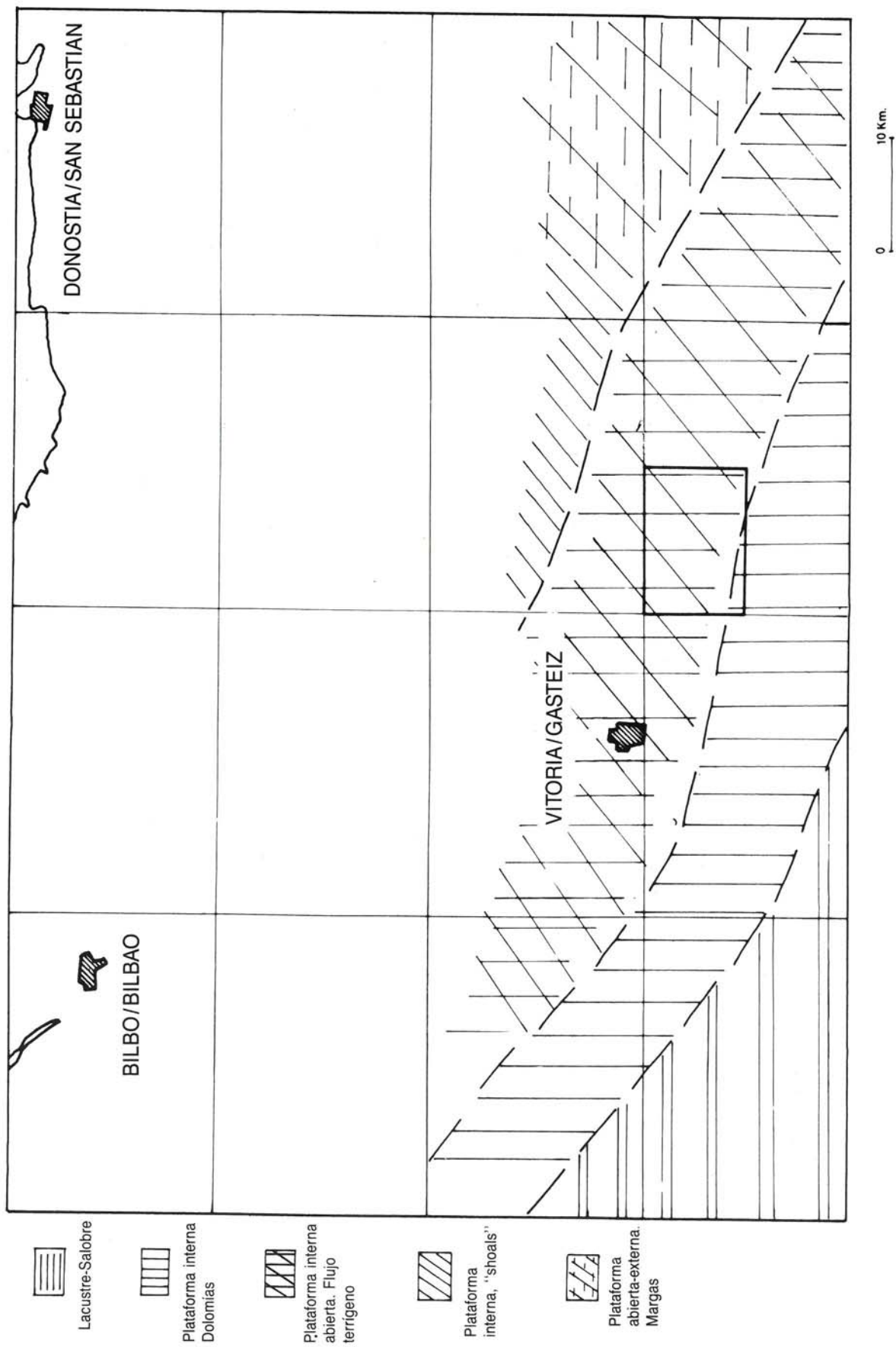


Figura 3.9.—Distribución de facies para el Maastrichtiense. Tomado de IGME, 1988.

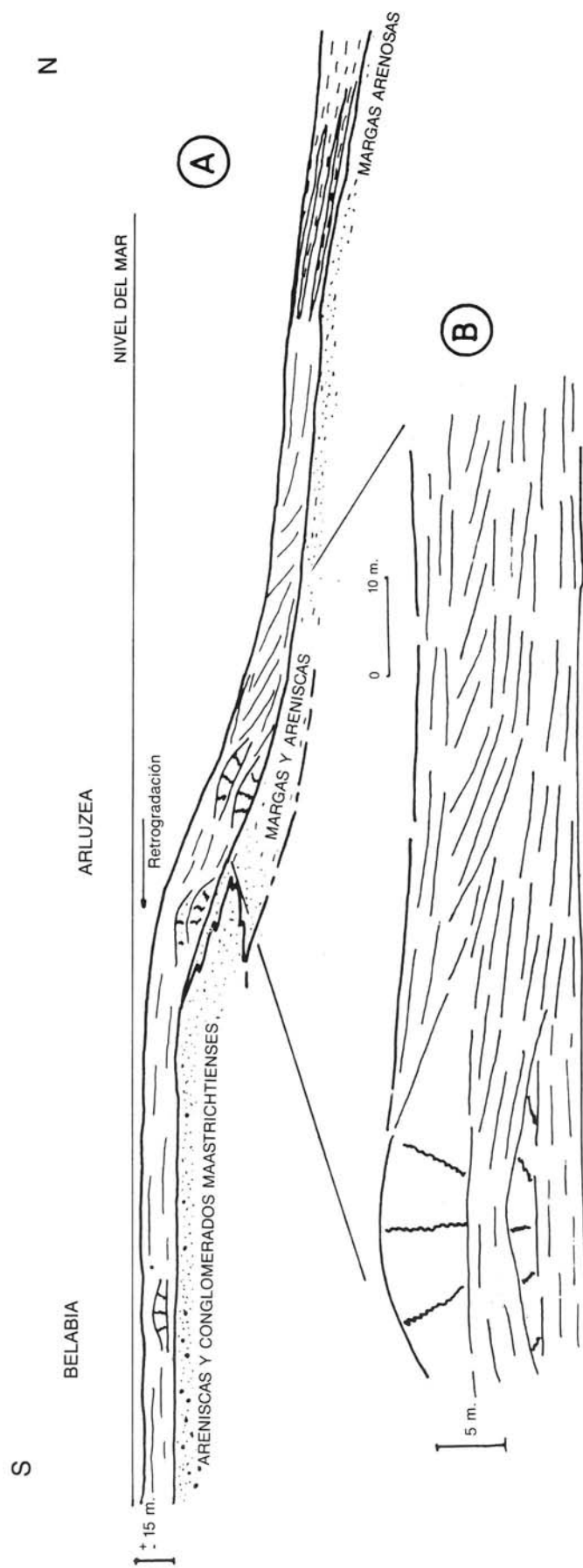


Figura 3.10.— A Perfil paleogeográfico de las calizas y dolomías de Sabando y Atauri (o de Markiniz), cuadrante de Montes de Izkiz, (Secuencia 12t, Daniense basal). Al Sur, plataforma interna con intensa dolomitización. En el centro, montículos algales en Karrantan, diagenetizados y localmente dolomíticos. Hacia el sur norte, calcarenitas de flanco y tránsito muy gradual a margas y calizas estratificadas. Distancia longitudinal: 21 kilómetros.

B Detalle de las relaciones entre montículos marginales y calcarenitas en Arluzea (Montes de Izkiz). Disposiciones similares se encuentran en Karrantan o en San Víctor. En este punto, los montículos y "shoals" pasan lateralmente a sedimentos margocalizos y margodolomíticos.

El complejo arrecifal está formado por una plataforma calcarenítica uniforme en la que se instalan biostromos y montículos algales y coralinos, preferentemente en los bordes de umbrales delimitados por fallas sinsedimentarias (cuerpos o edificios biomicríticos en Sabando y Atxuri). Las facies bioconstructivas progradaban en estas zonas en sentido norte y noreste, hacia el surco que representaba el eje del sinclinal de Urbasa. En esta depresión se depositaban alternancias rítmicas de calcarenitas y calizas margosas ("cuenca" o "lagoon" intra-plataforma), o cuerpos lenticulares de calcarenitas bioclásticas. En las facies de "lagoon", incluso ligeramente dolomítico, de Arraialde se puede encontrar huellas de cementación calcítica o dolomítica botroidal grosera (ver JAMES, 1983: en SCHOLLE *et al.*, (eds), 1983).

Por su parte, en Atxuri y Santa Teodosia, los edificios instalados sobre el umbral de Urbasa pasan hacia el Oeste-Suroeste (por medio de las fallas de Sabando-Contrasta) a facies de mayor batimetría. Todos estos umbrales delimitan en el entorno del área de trabajo una cuenca restringida por el Sur y el Este.

En el Thanetiense superior, por su parte, aparecen medios inter y quizá supramareales en franca regresión (margas y areniscas con signos de inestabilidad), coronados por un nivel arenoso terminal. En estas facies costeras o continentaloides ("arenas de Laminoria") son frecuentes las estratificaciones cruzadas planares y de surco a gran escala (cantera de Larrageta, Birgara-Virgala). A techo de la subsecuencia 14₂ se produce un prolongado episodio de calma que propicia la acumulación de arcillas, quizá continentales, en las que parece advertirse localmente fantasmas de rizolitos (canteras de Laminoria, Lezea, etc.).

El Ciclo Eoceno consta únicamente de la secuencia 15 (Eoceno inferior). Sobre las arenas de línea de costa y las arcillas continentales que cierran la secuencia anterior, se instala de nuevo una plataforma calcárea de carácter uniforme.

Se han reconocido asociaciones de facies de plataforma interna más o menos restringida, como colonias algales formando montículos de bajo perfil (Larrageta) que desarrollan facies de flanco brechoide, y también "shoals" calcareníticos, con probables rasgos de cementación por aguas meteóricas.

En el área de Laminoria se pasa hacia el Este desde zonas internas con oncolitos, e incluso pequeños estromatolitos algales (Peña Argandoña), a calcarenitas masivas (Cicujano) y a sedimentos con rasgos de inestabilidad (cantera de Lezea). El componente calcarenítico se mezcla con niveles arenosos, contorsionados o con forma de diques neptúnicos que atraviesan la serie, de forma que llega a originarse localmente una brecha polimítica poco madura que queda "congelada" en un estado plástico. Parece ser que la proximidad a una red de fracturas paralelas al borde este del diapiro de Maeztu es la responsable del fraccionamiento del sustrato en escalones batimétricos y de la aparición de facies inestables.

La subsecuencia 15₂ tan sólo aparece exigüamente en Larrageta, y con carácter al parecer regresivo.

El Ciclo Mioceno está representado por una única secuencia (16), conglomerática y areno-arcillosa en la base (conglomerados de Aletxa), y margocaliza a techo (Erroeta), allí donde la distalidad permitía el depósito de facies lacustres en un medio de baja energía. Los depósitos lacustres pueden ser de origen profundo con fauna de gasterópodos y ostrácodos, o también facies marginales en vías de karstificación o de costrificación y formación de caliches, generalmente sobre "bindstones" algales.

La serie conglomerática consta de canales rellenos de cantos redondeados, cuya redondez y esfericidad apunta a un posible reciclaje de los conglomerados marinos eocenos durante el Oligo-Mioceno.

Los canales excavan un sustrato arcilloso de llanura de inundación fluvial y/o llanura lutítica de un abanico aluvial. En esta llanura arcillosa se manifiestan rasgos de exposición subaérea, como las huellas de raíces y los cantos redondeados de óxidos de Fe en calizas lacustres marginales. Estos rasgos se observan con claridad en los alrededores de las canteras de Laminoria.

El Ciclo Pliocuaternal está representado por los depósitos coluviales antiguos del frente norte de la sierra de Entzia. Estos materiales están siendo desmantelados en un nuevo ciclo erosivo más reciente. En cartografía parece advertirse cierta deformación que puede responder a movimientos neotectónicos sin-sedimentarios.

3.2.2. Esquema evolutivo general

La instauración y geometría de las diversas plataformas paleógenas estuvo controlada por una subsidencia diferencial y limitada (figura 3.8), así como por los basculamientos del sustrato, la formación de fallas sin-sedimentarias y las invasiones terrígenas. La "articulación" entre plataforma, al Sur, y surco, al Norte, a la que se hacía referencia en el apartado del Cretácico superior y que originaba un umbral en el Paleoceno, constituye un punto de inflexión del sustrato que vuelve a actuar en el Neógeno inferior, creando relieves, submarinos primero y emergentes después: así, en el Eoceno medio-superior y/o base del Oligoceno tiene lugar el

levantamiento del actual flanco norte del sinclinal (ABALOS, 1987) y posteriormente la activación del flanco sur, con el comienzo de la elevación y cabalgamiento de la sierra de Cantabria. La conjunción de ambos movimientos propició la formación de una cuenca intramontañosa en la actual zona axial de la estructura. Allí, en el depocentro neógeno, el Oligoceno se deposita directamente discordante sobre el Keuper halocinético (según datos de sondeos; IGME, 1976). La extrusión de las arcillas triásicas y su disolución acentuó la cuenca post-eocena, en la que se acumularon materiales heterogéneos: los terrígenos, provenientes del continente sur, y los calcáreos, de los cercanos relieves (septentrionales primero y meridionales más tarde), en un medio de abanicos aluviales y sistemas fluviolacustres, localmente evaporíticos.

La permanente inestabilidad tectónica, que se mantiene en el flanco sur hasta tiempos subactuales, está relacionada con los movimientos orogénicos alpinos. Estos se desarrollan principalmente durante el Eoceno superior-Oligoceno y provocan el levantamiento y emergencia de extensas áreas de materiales terciarios, las cuales constituyen fuentes de clastos para los abanicos aluviales.

Con posterioridad a estos episodios se produce el encajamiento de la red fluvial actual (también condicionada por redes de fracturas de actuación muy antigua), con su cortejo de sucesivas terrazas y llanuras de inundación, adyacentes a los cauces activos.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El cuadrante de Montes de Iturrieta se sitúa en el ámbito de una macroestructura de gran importancia regional conocida como sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa (figura 4.1.). A escala regional se manifiesta como un sinclinorio de suave plegamiento, con flancos poco buzantes, cuya traza lleva una dirección N 70° E - N 90° E (figura 4.2.).

El flanco norte del sinclinal ocupa los dos tercios superiores del cuadrante. Está constituido por una serie monoclinar de dirección variable N 80° E - N 110° E que buza suavemente al Sur.

El núcleo y flanco sur ocupan el resto de la hoja y presentan de igual modo suaves buzamientos.

Sobre la estructura se reconocen fallas distensivas de poca entidad, de dirección variable. En la mitad oriental se desarrolla una red, localmente intensa, de fallas con dirección preferente N 150° E.

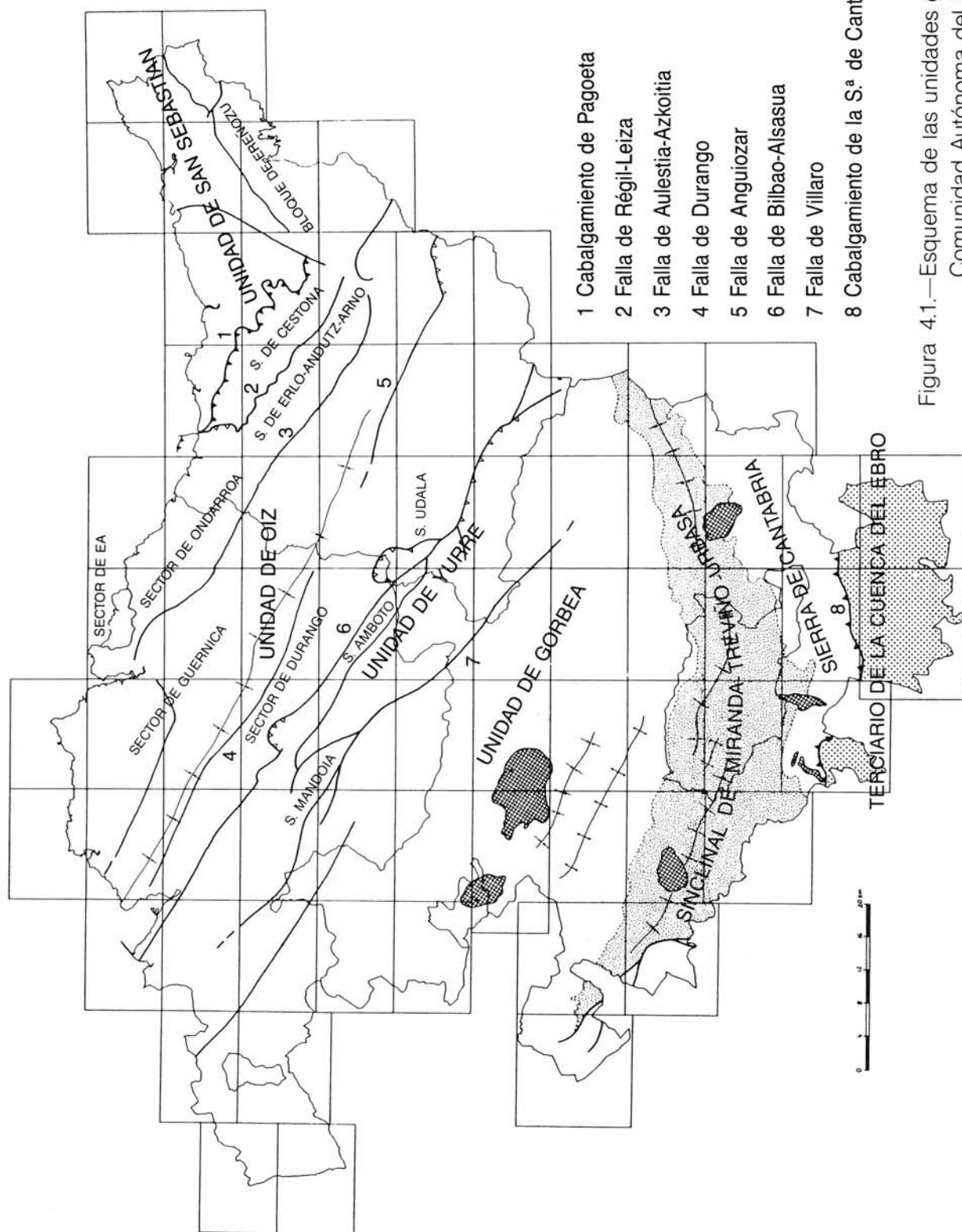
La suavidad tectónica que caracteriza al sinclinal se ve perturbada localmente por causa del diapiro de Maeztu, parcialmente reconocible en el borde sur del cuadrante. Así, al Oeste de Birgara-Virgala, en la zona de borde, se reconocen fallas inversas vergentes al Noroeste

y originadas probablemente por el empuje diapírico.

Hay que destacar que en distintos puntos del cuadrante se reconocen síntomas de una actividad tectónica sinsedimentaria relacionada probablemente con movimientos y empujes diapíricos, tempranos. Así el diapiro de Maeztu comenzaría su actividad, condicionando la sedimentación de su entorno, al menos a partir del Santoniense. Las calcarenitas de Hornillos-Antoñana incluyen cantos de "jacintos de Compostela", de indudable origen triásico, a partir aproximadamente del tránsito Santoniense-Campaniense. Pero es en el Campaniense superior cuando empiezan a ser comunes las brechas polimícticas (Muschelkalk + Keuper + Cretácico), que aparecen esporádicamente en la columna, al menos hasta el Thanetiense medio, en los alrededores del diapiro.

La presencia de las brechas y calcarenitas ha condicionado el entrapamiento de hidrocarburos en dicho borde. Paralelamente a estos hechos, se desarrollan crecimientos monticulares algales y coralinos durante el Paleoceno en los bordes noroeste, noreste y sureste del diapiro.

Es de destacar la presencia de facies inusuales en cubetas sinsedimentarias eocenas, así



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

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

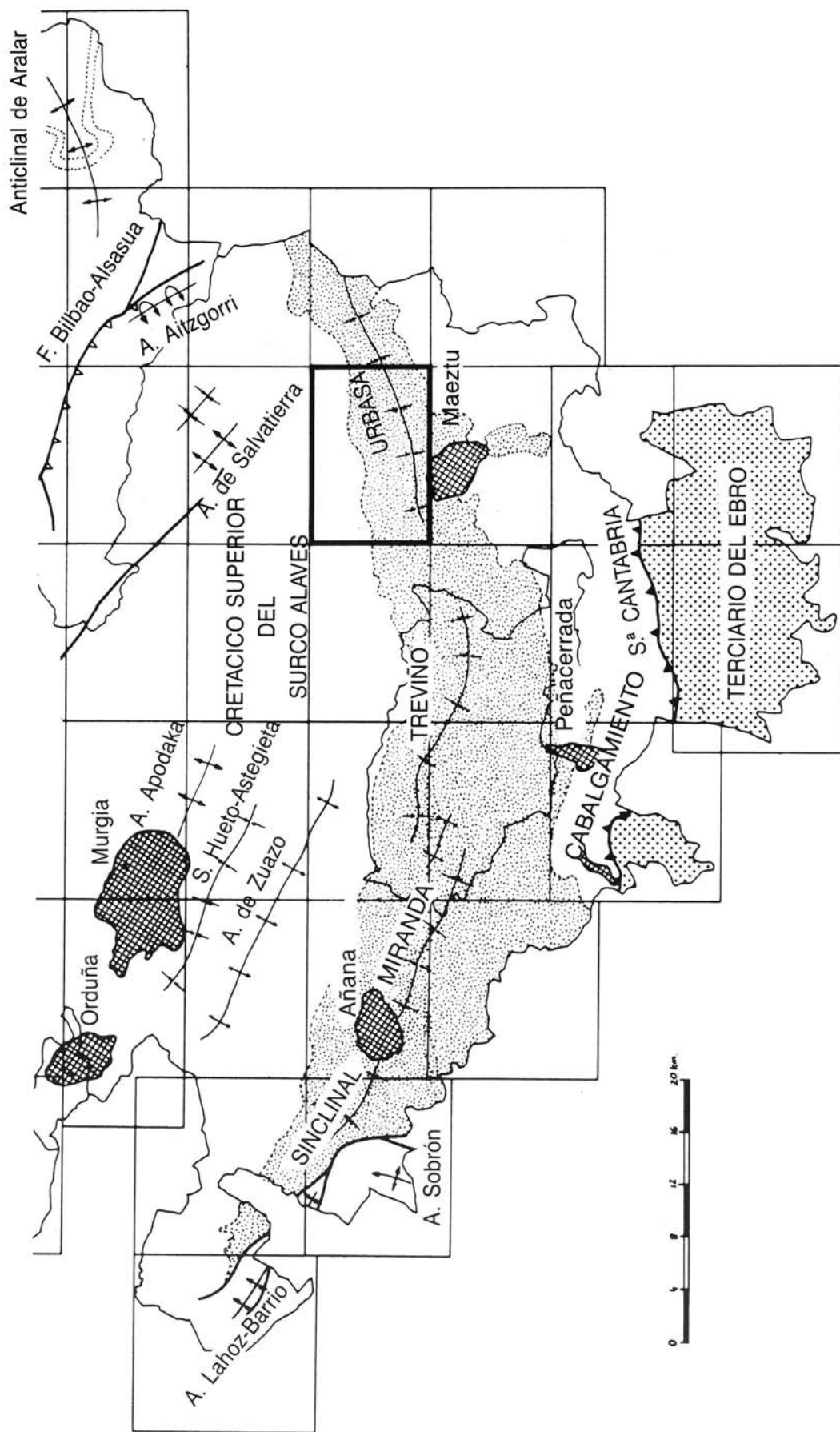


Figura 4.2.—Esquema estructural de la mitad meridional del País Vasco. Situación del cuadrante de Montes de Iturrieta.

como de superficies de "onlap" hacia un alto relacionado presumiblemente con la halocinesis eocena, como por ejemplo en las áreas de Birgara-Virgala y Korres (esta última en el cuadrante de Maeztu).

En la zona más oriental del sinclinal se reconoce también cierto alto o levantamiento que condiciona la sedimentación del entorno. Con-

tra este alto se acuña la serie, al menos desde el Campaniense medio hasta el Maastrichtiense. Este hecho justifica las numerosas discordancias internas, y aumento progresivo de las potencias hacia el Oeste, localizadas en el flanco norte.

Es probable que el sistema de fallas N 150° E tuviera una actuación sinsedimentaria, coetánea, que favorecería el proceso.

5. PETROLOGIA IGNEA

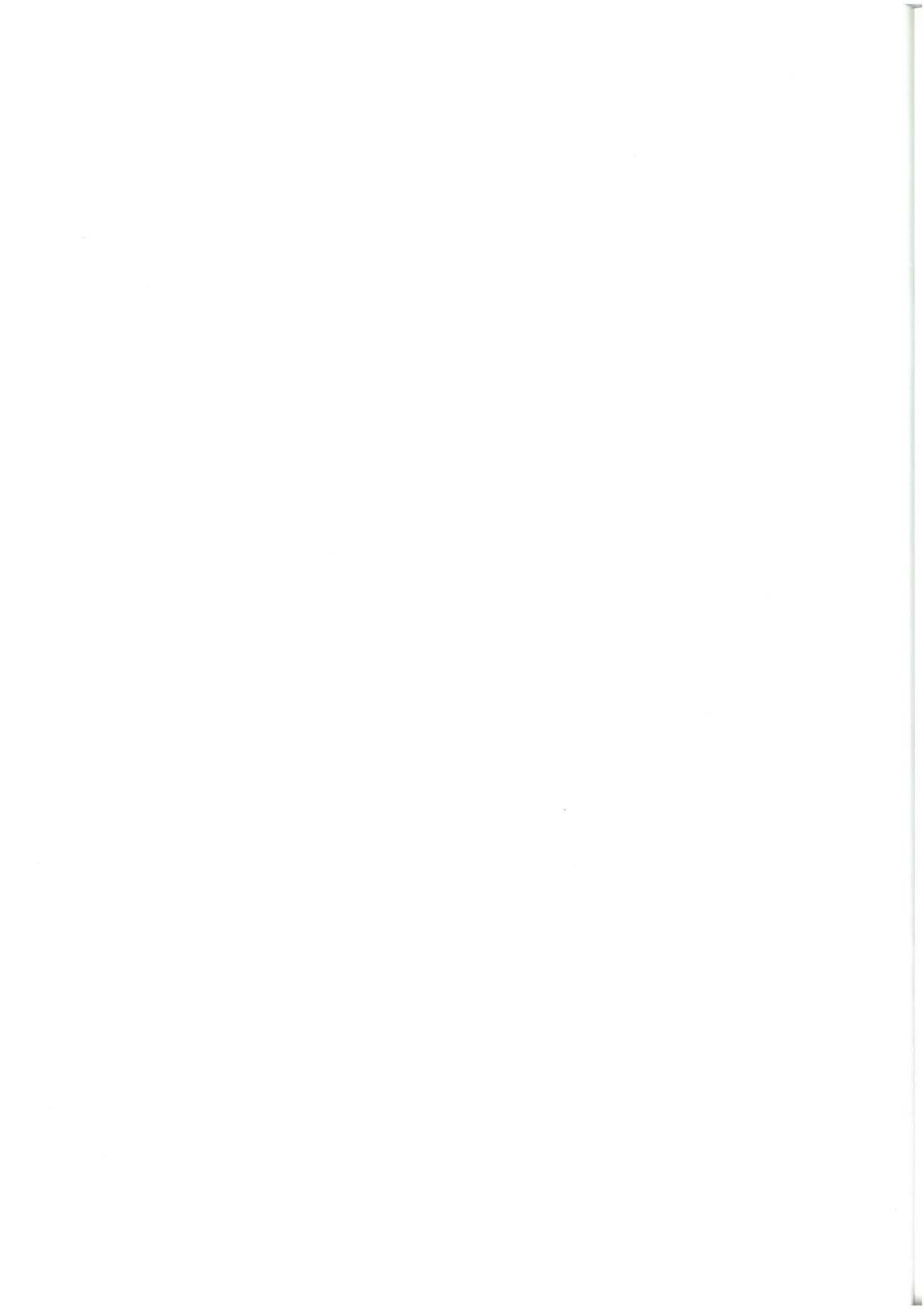
Las únicas rocas ígneas aflorantes en el cuadrante de Montes de Iturrieta son las ofitas del Triásico.

Se trata de un único y exiguo afloramiento localizado al Noreste de Birgara-Virgala, en el borde norte del diapiro de Maeztu, en contacto con el Eoceno encajante. En campo, se reconoce una roca homométrica de grano fino a medio, de colores oscuros verdosos en corte fresco, de gran dureza y compacidad, afectada por una intensa fracturación y diaclasado.

Al microscopio se observa que es una roca compuesta por un entramado de cristales prismáticos de plagioclasas y melanocratos.

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

Estas rocas tienen textura ofítica microgranuda, holocristalina, homométrica de grano fino y pueden considerarse como microgabros.



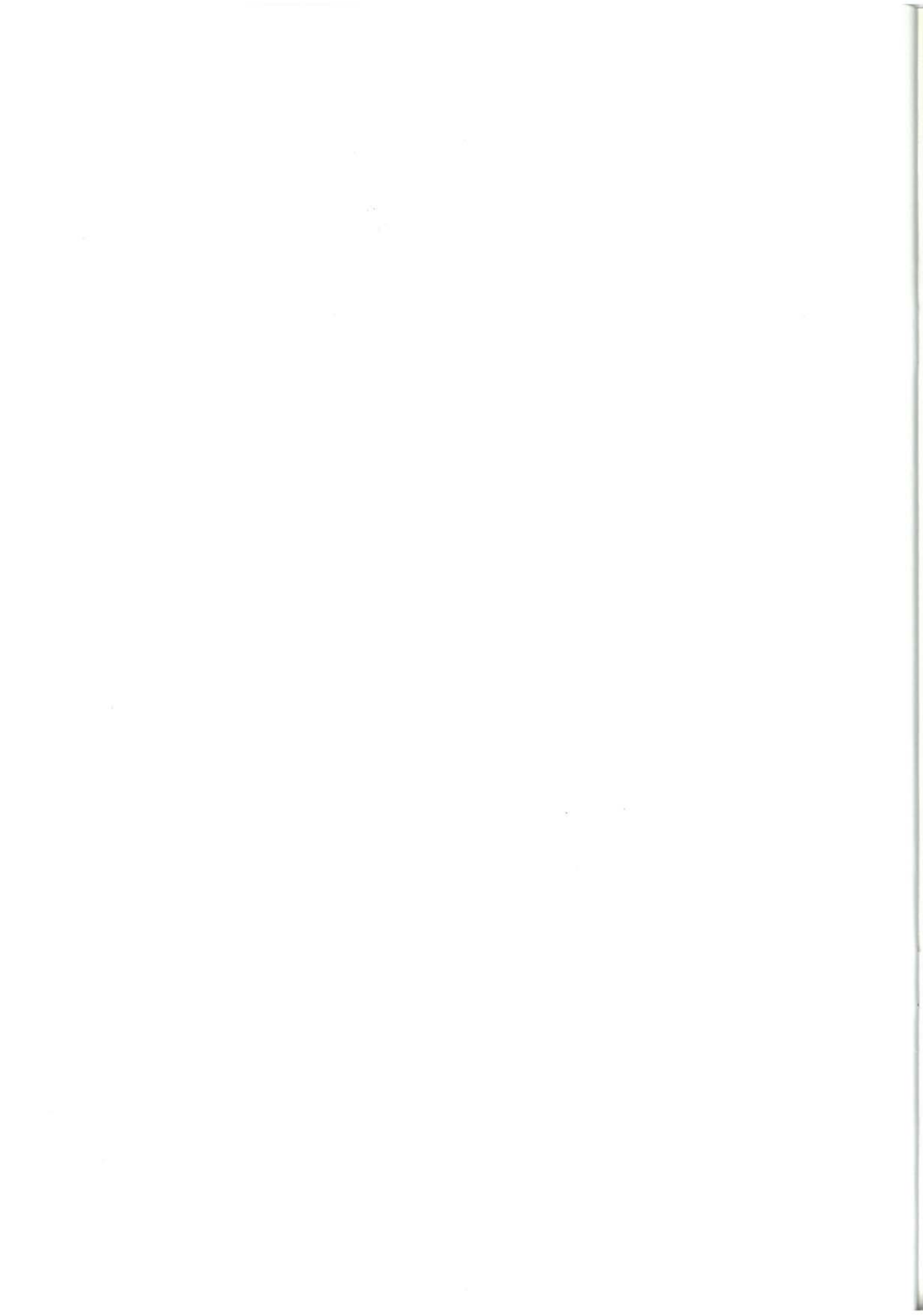
BIBLIOGRAFIA

- * ABALOS, B. (1987).—“Controles, facies y relación con el tectonismo de los abanicos aluviales. Estudio tectoestratigráfico de los materiales aluviales oligocenos de los Montes de Vitoria occidentales”. En *Estudios Instituto Alavés de la Naturaleza 2*, pp 91-137.
- ADAMS, A. E.; Mc KENZIE, W. S. & GUILFORD, C. (1984).—“Atlas of sedimentary rocks under the microscope”. *LONGMAN*, 104 pp.
- AMIOT, M. (1982).—Notas en “Domaine Navarro-Cantabre”; “Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique”. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*.
- * APALATEGI, O. *et al.* (1989).—“Consideraciones estructurales sobre el Pirineo Occidental y Medio”. *Bol. ITGE*. En prensa.
- BRASIER, M. D. (1979).—“Microfossils”. *ALLEN & UNWIN*, LONDON, 193 pp.
- CIRY, R. (1967).—“Etude paléogéographique et structurale de la région Basco-Cantabrique”. *C. R. Soc. Géol. France*, núm. 9, pp. 391-394.
- DEAN, W. E. y FOUCH, T. D. (1983).—“Lacustrine environment”. In SCHOLLE, BEBOUT & CLIDE (eds.): “Carbonate depositional environments”, *AAPG MEMOIR 33*; TULSA, OKLAHOMA, 708 pp.
- ESTEBAN, M. y KLAPPA, C. F. (1983).—“Subaerial exposure”. In SCHOLLE, BEBOUT & CLIDE (eds.): “Carbonate depositional environments”, *AAPG MEMOIR 33*; TULSA, OKLAHOMA, 708 pp.
- * EVE (1988).—“Investigación Geológico-Minera de las hojas 1:25.000 de Orduña, Vitoria, Urbasa y Santa Cruz de Campezo”. Inédito.
- * EVE (1989).—“Investigación Geológico-Minera a escala 1:25.000 en las áreas de Vitoria, Mijancas y Urarte”. Inédito.
- 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. y RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies Pyrénéo-Cantabriques”. En “*Histoire structurale du Golfe de Gascogne*”. Tomo 2, VI-1 a VI-48.

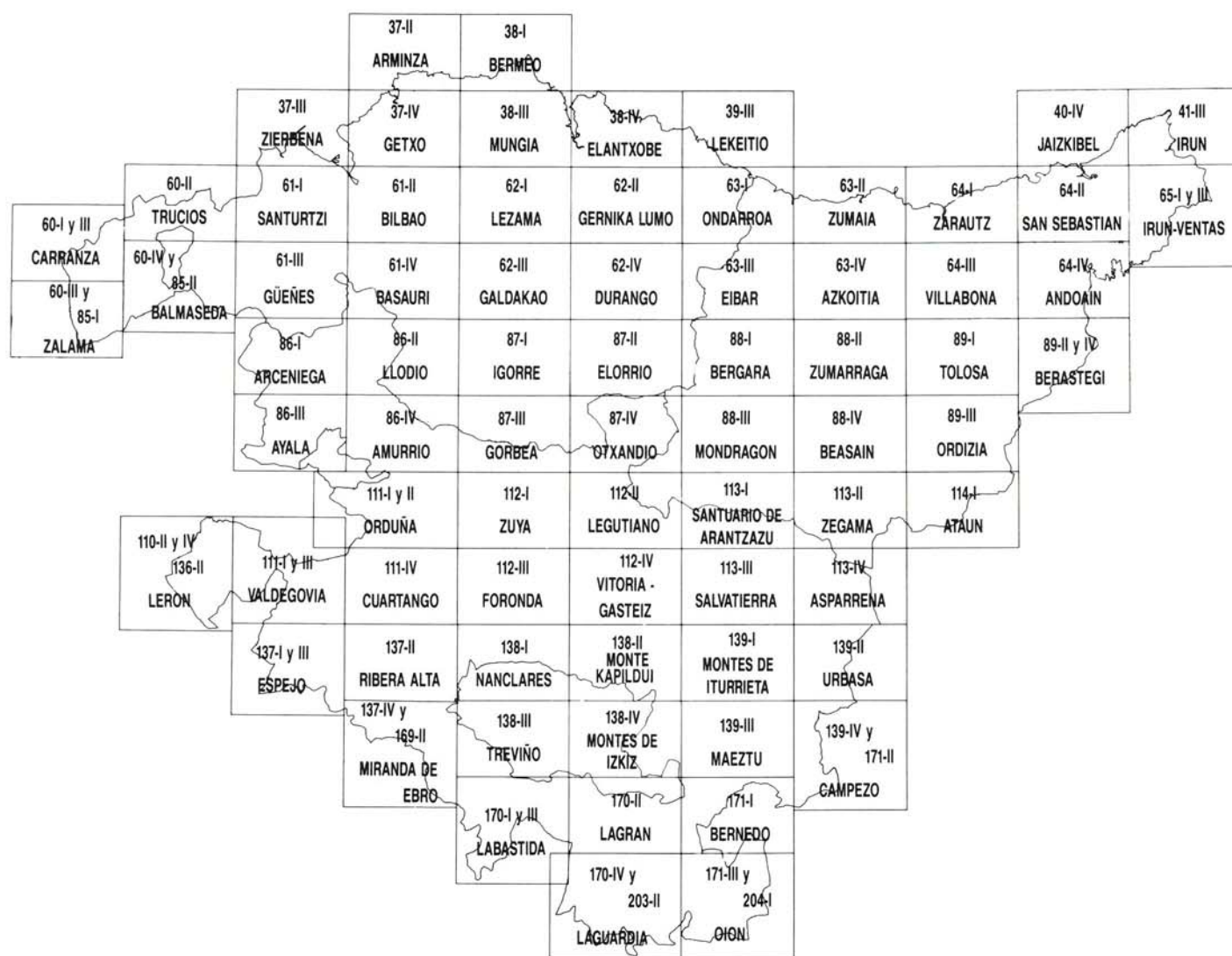
- FLÜGEL, E. (1982).—“Microfacies analysis of limestones”. *SPRINGER - VERLAG* 633 pp.
- GARCIA MONDEJAR, J. y PUJALTE, V. (1982).—“Región Vasco-Cantábrica y Pirineo Navarro. Reconstrucción paleogeográfica, síntesis y evolución general”. En “*El Cretácico en España*”, Univ. Complutense de Madrid, pp. 145-160.
- GARCIA RODRIGO, B. y FERNANDEZ ALVAREZ, J. M. (1972).—“Estudio geológico de la provincia de Alava”. *Memoria del IGME* VI 1, 198 pp., 54 fot.
- INGEMISA (1982).—“Síntesis geológica del País Vasco”. Inédito.
- * IGME (1976).—“Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 138 - La Puebla de Arganzón”. Memoria explicativa.
- * IGME (1978).—“Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 112 - Vitoria”. Memoria explicativa.
- * IGME (1978).—“Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 113 - Salvatierra”. Memoria explicativa.
- * IGME (1978).—“Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja 139 - Eulate”. Memoria explicativa.
- IGME (1987).—“Contribución de la Exploración Petrolífera al conocimiento de la geología en España”.
- * IGME (1988).—“Memoria explicativa del Mapa Geológico de España 1:200.000; hojas 5/12, Bermeo/Bilbao”.
- JAMES, N. P. (1978).—“Facies models 10. Reefs”. *Geoscience. Canada* vol n.º 1, pp. 16-26.
- JAMES, N. P. (1979).—“Shallowing-Upward sequences in carbonates”. En *Facies Models*. Walker (1979) (ed.) pp. 109 - 121.
- * JAMES, N. P. (1983).—“Chapter 8. Reef environment”. En SCHOLLE et al. (eds.): “Carbonate depositional environments”, *AAPG MEMOIR* 33; Tulsa, Oklahoma.
- LEEDER, M. R. (1982).—“Sedimentology: process and product”. *ALLEN & UNWIN* 344 pp.
- * MITCHUM, R. M. et al. (1977).—“The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis”. In PAYTON, CH. E. 1977; “Seismic stratigraphy applications to the hydrocarbon exploration”. (Oklahoma). *Am. Ass. Petrol Geol.* pp. 53-62.
- MONTADERT, L. et al. (1973).—“L'histoire structurale du Golfe de Gascogne”. In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* T. III. Paris. Ed. Technip. p. VI-61-1, VI-16-18.
- ORUE ETXEBARRIA, X. (1983).—“Los foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Sinclinatorio de Bizkaia (Corte Sopelana-Punta Galea)”. *Universidad del País Vasco. Tesis Doctoral*. KOBIE.
- * RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—“Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)”. *Mem. Inst. Geol. y Minero (IGME)*, T. 78, 3 vols, 357 pp., 50 figs., 19 tablas, 138 pls. *Tesis Doctoral*.
- * RAMIREZ DEL POZO, J. (1973).—“Síntesis Geológica de la provincia de Alava”. *Institución “Sancho el Sabio”*, Vitoria.
- RAT, P. (1959).—“Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques”. *Publications de l'Université de Dijon*. Tesis Doctoral.

- READING, H. G. (editor) (1978).—"Sedimentary environments and facies". *BLACKWELL*, 577 pp.
- RIBA, O.—"Las discordancias del Alto Cardener (prepirineo catalán). Ensayo de interpretación evolutiva". *Act. Geol. Hisp.* Año VIII, n.º 3, pp. 90-99.
- RIBA, O. (1973).—"Tectogénese et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes". *Mém. Bulletin du B. R. G. M.* 2ème. Série, Sect. I, N. 4, pp. 383-401, in: *Divers Aspects de la Tectonique. Assoc. Géol. du Sudouest*, Vol Extr. Toulouse.
- * SAN MARTIN, D. M. (1987).—"Bioestratigrafía del Senoniense de la cuenca de Vitoria". En *ESTUDIOS INSTITUTO ALAVES DE LA NATURALEZA*, 2, pp. 2-27.
- * SERRANO, *et al* (1988).—"Diapirismo del Trías salino en el Dominio Cántabro-Navarro". *Libro homenaje a Rafael Soler*. A. G. G. E. P.; pp. 115-121.
- * SUBIJANA, J. R. (1986).—"Estudio Geológico-Minero de la concesión Ester (Alava). Zona oriental". *ECHASA*. Inédito.
- WIEDMANN, J. (1979).—"A Geological itinerary through the Mid-Cretaceous of vasco-gotic and celtiberic Ranges (N. Spain). Mid-Cretaceous events". *Field Meeting, Northern Spain*. September 1977.
- WILSON, J. L. (1975).—"Carbonate facies in geologic history". *SPRINGER-VERLAG*, 471 pp.

NOTA.—La bibliografía que se cita es de interés general sobre el área o sus características geológicas. Las referencias en el texto o trabajos específicos se marcan con un asterisco (*).



“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