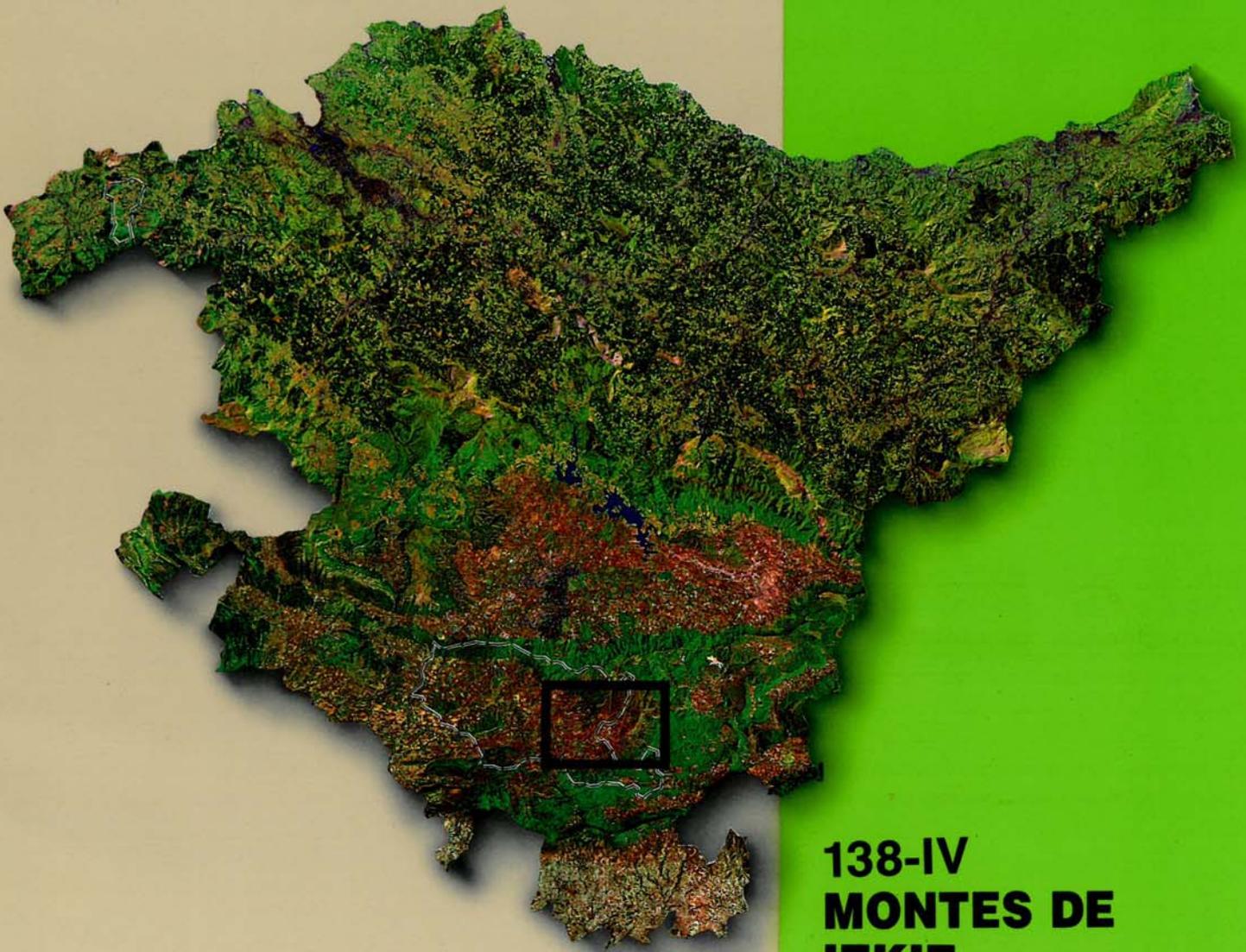




**EVE**

Mapa Geológico  
del País Vasco

*Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa*



**138-IV  
MONTES DE  
IZKIZ**

E: 1/25.000







**Mapa Geológico  
del País Vasco**

***Euskal Herriko  
Mapa Geologikoa***

**138-IV**

**MONTES DE IZKIZ**

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-1170-92

I.S.B.N.: 84-88302-33-9

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

I N G E M I S A

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

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1989.



# INDICE

	<u>Pág.</u>
1. <b>INTRODUCCION</b> .....	9
2. <b>ESTRATIGRAFIA</b> .....	11
2.1. CRETACICO SUPERIOR.....	11
2.2. Terciario .....	14
2.2.1. Paleoceno.....	14
2.2.2. Eoceno.....	16
2.2.3. Oligo-Mioceno.....	16
2.3. CUATERNARIO.....	18
3. <b>SEDIMENTOLOGIA</b> .....	19
3.1. CRETACICO SUPERIOR.....	19
3.1.1. Generalidades sobre sedimentación regional.....	19
3.1.2. Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante.....	21
3.1.2.1. Secuencia 6 (Campaniense superior-Maastrichtiense basal?).....	21
3.1.2.2. Secuencia 7 (Maastrichtiense).....	21
3.1.3. Esquema evolutivo general en el Cretácico superior.....	28
3.2. Terciario .....	28
3.2.1. Generalidades sobre sedimentación regional.....	28
3.2.2. Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante.....	29
3.2.2.1. Secuencia 8 (Daniense basal - Montiense).....	29
3.2.2.2. Secuencia 9 (Thanetiense).....	29
3.2.2.3. Secuencia 10 (Eoceno inferior).....	29
3.2.2.4. Secuencias 11 y 12 (Oligoceno - Mioceno inferior).....	29
3.2.3. Esquema evolutivo general.....	33
4. <b>GEOLOGIA ESTRUCTURAL</b> .....	35
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	39



## 1. INTRODUCCION

El cuadrante de Montes de Izki, a escala 1:25.000, forma parte de la hoja n.º 138 del mapa topográfico a escala 1:50.000.

Presenta una morfología alomada en forma de cuevas, que se va suavizando hacia el Sureste, tan sólo interrumpida por la sierra de Belabia. El área cartografiada, que no incluye el territorio correspondiente a Treviño (provincia de Burgos), consta de una zona principal oriental y de un reducido enclave en el ángulo suroeste, en continuidad con los cuadrantes contiguos.

Las zonas del cuadrante a las que se refiere el presente estudio se sitúan por una parte en los alrededores del eje Markiniz-Arluzea, abarcando por el Sur la sierra de Belabia (971 metros), las cuencas de los arroyos que descienden de ella hacia el Noroeste, el valle del río del Molino y las estribaciones al Sureste del alto Barlas (740 metros), y por el Norte, el alto de San Justi (989 metros) y las estribaciones del monte Kapildui (1180 metros). Otras cotas de relevancia son Espinal (868 metros), la Virgen de Beolarra (856 metros) y el alto Raposeras (754 metros). Por otro lado, queda una zona aislada en el ángulo suroeste, en los alrededores de Faido. El resto del cuadrante (aproximadamente las dos terceras partes occidentales) corresponde a territorio del Condado de Treviño (Burgos).

Los materiales que han sido estudiados presentan edades desde el Campaniense superior hasta el Eoceno (Ilerdiense?), estando recubiertos en discordancia por depósitos oligo-miocenos, así como por materiales cuaternarios de escasa importancia y muy localizados.

A nivel regional, el área se sitúa en las estribaciones septentrionales de la sierra de Cantabria. Esta alineación montañosa constituye el límite meridional de la Cordillera Cantábrica y coincide con el margen sur de la Cuenca Vasco-Cantábrica, desplazado tectónicamente y cabalgante hacia el Sur sobre la Depresión del Ebro. Las directrices estructurales locales son las propias del elemento estructural en el que se encuadran los materiales estudiados: el sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa.

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, SA-

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

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 base a criterios paleogeográficos y tectónicos se han diferenciado, en un área más extensa que el propio cuadrante, varias unidades estructurales, separadas entre sí por accidentes de importancia regional que, por lo general, tienen un reflejo nítido en superficie. En el entorno del área de estudio, la articulación entre la unidad de Gorbea, previamente definida al Norte, y el sinclinal de Miranda-Treviño-Urbasa, a través del surco de Vitoria y de la Burunda, no está perfectamente delimitada por el momento y no se ha detectado accidente alguno, representable en cartografía, que pueda servir como límite formal entre ambos elementos estructurales. Es por ello que el sinclinal (y con él todos los materiales representados en este cuadrante) quedará englobado inicialmente dentro de la amplia unidad de Gorbea (figura 2.1.).

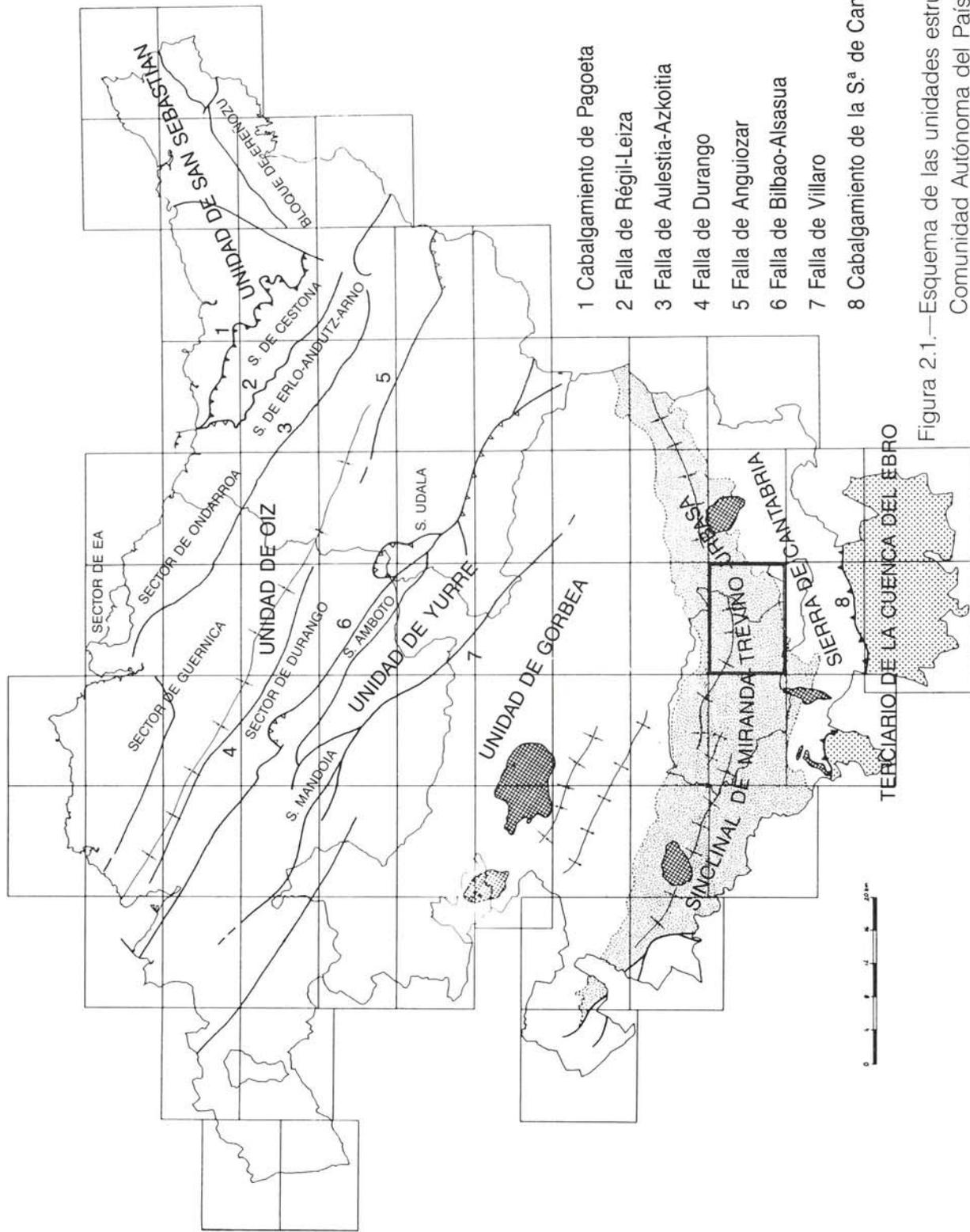
### 2.1. CRETACICO SUPERIOR (1 a 8)

Está representado en este cuadrante por materiales de edades Campaniense superior y Maastrichtiense.

La serie comienza con el depósito de **“Arenas y gravas; areniscas calcáreas microconglomeráticas; niveles limolíticos y dolomíticos”** (1). Este término ocupa una im-

portante extensión en el ángulo sureste del cuadrante. Apenas existen afloramientos, estando los materiales recubiertos por un depósito arenoso de 0,5 a 1 metro de potencia y por una capa de alteración de areniscas decalcificadas de varios metros de espesor. La potencia total aproximada oscila en torno a los 200 metros. En los lugares donde es posible la observación (por ejemplo en la antigua corta de Asfaltos de Maestu, S. A., cuadrante 139-III) se han puesto de manifiesto canalizaciones de amplitud decamétrica, rellenas por varios metros de microconglomerado basal y arenisca silícea, bien clasificada y redondeada.

La organización parece ser la siguiente: en la base de la sucesión, barras arenosas y microconglomeráticas con estratificaciones cruzadas planares y de surco; en el resto, niveles alternantes de areniscas microconglomeráticas en bancos métricos y areniscas finas en bancos decimétricos. Se observan intercalaciones de calizas arenosas recristalizadas y alteradas. Es característica la estratificación cruzada planar y de surco, así como los depósitos residuales y los microcanales conglomeráticos. Esporádicamente se intercalan finos niveles dolomíticos o bancos limolíticos grises, verdosos o rojizos. Cuando alcanzan una entidad cartográfica (potencia de 2 a 5 metros) y es deducible su geometría, se han cartografiado como



- 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 Villaró
- 8 Cabalgamiento de la S.ª de Cantabria.

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

“**Arcillas arenosas verdes y rojizas**” (2), especialmente representadas a techo del Campaniense.

RAMIREZ DEL POZO, en la hoja MAGNA de La Puebla de Arganzón (138), ha clasificado: *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Orbitoides tissoti* (SCHLUMB.) y fragmentos de conchas de moluscos y de equinodermos. En los bancos más blandos, aunque generalmente azoicos, se han reconocido: *Marssonella cf. trochus* (D'ORB.) *Gyroidinoides nitida* (REUSS), *Marginulina trilobata* (D'ORB.), *Nonionella cf. cretacea* (CUSHMANN), *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Pseudovalvulineria montorensis* (MARIE), *Goupillaudina daguini* (MARIE), *Cibicoides voltziana* (D'ORB.), *Orbitoides tissoti* (SCHLUMB.), *Monolepidorbis sanctae pelagiae* (ASTRE) y *Siderolites vidali* (SCHLUMB.).

Sobre los materiales descritos se deposita en toda el área del cuadrante un conjunto de sedimentos calcosilíceos maastrichtienses, cuyo contacto basal se ha estimado discordante a pesar de su aparente concordancia cartográfica. Esto se deduce del conocimiento regional, ya que algunos kilómetros al Este, el Maastrichtiense se sitúa en clara discordancia cartográfica sobre las margas del Campaniense medio.

Dentro de los materiales maastrichtienses se han diferenciado cuatro términos:

—“**Calizas organógenas grises con moluscos; calcarenitas bio e intraclásticas; brechas calcáreas**” (3). Corresponden a la base del Maastrichtiense, con una potencia estimada en torno a los 25-30 metros. Forman un resalte kilométrico en las estribaciones meridionales de la sierra de Belabia, lugar donde se sitúan los mejores afloramientos. Son calizas tipo “floatstone” (biomicrita) a “grainstone”, con escasa contaminación terrígena y presencia de gasterópodos y restos de otros moluscos, orbitoides, briozoos, corales, equinodermos, etc. Son frecuentes los intraclastos de aspecto calcarenítico. Algunas características de la facies

son la textura irregular en color y distribución de los componentes de la roca. Se han observado delgados niveles centi-decimétricos de ortobrecha calcárea con cantos angulosos de 1 a 10 centímetros aproximadamente. En la base, habitualmente cubierta, se han observado calizas arenosas rojizas y niveles limolíticos.

—“**Dolomías con restos de fauna**” (4). Localmente, dentro de las calizas se desarrollan zonas de dolomitización secundaria y posterior decalcificación, quedando de manifiesto los moldes de fósiles en una roca recristalizada y oquerosa de color pardo-rojizo. En el área de Belabia la dolomitización, de carácter selectivo, se detecta a techo de las calizas maastrichtienses. Esto origina una alternancia a escala decimétrica de dolomías y calizas dolomíticas, haciéndose localmente más calcáreas a techo. Es de destacar la abundante fauna de gasterópodos y bivalvos cuyos moldes, disueltos tras la dolomitización, se han convertido en huecos que dan una elevada porosidad. La potencia máxima del área dolomitizada puede cifrarse localmente en unos 6 metros. En el área de Astea aparecen afloramientos en los que el proceso de dolomitización puede apreciarse con cierta claridad.

—“**Areniscas calcáreas oquerosas**” (5). Constituyen un tránsito aparentemente gradual (el contacto prácticamente no aflora) entre las arenas y areniscas campanienses y las calizas más o menos arenosas maastrichtienses, descritas como (3) y (6). La potencia, decamétrica, es difícil de establecer debido a la indefinición de sus contactos de muro y techo. A priori es posible que la laguna estratigráfica ligada a la paraconformidad basal del Maastrichtiense sea pequeña o incluso inexistente.

—“**Calizas arenosas**” (6). Puede definirse como otro término más en el tránsito anteriormente descrito. La base es algo oquerosa, como en las areniscas infrayacentes, mientras que el techo es más masivo, con las primeras manifestaciones faunísticas de moluscos y

equinodermos. La potencia máxima es equivalente a la de las calizas (3), es decir, unos 25-30 metros.

El conjunto de términos que componen el Maastrichtiense carbonatado (3, 4, 5, 6) aflora en la crestería y vertiente sur de la sierra de Badaia, así como en los caminos y barrancos que, desde Markiniz, parten hacia el Noreste, hacia Astea, la fuente de Cazarros y el arroyo de La Tejera.

Sobre el término dolomítico (4) aparecen en Larrauriena unas **“Margas rojizas, grises y verdes”** (7). Constituyen un delgado nivel, de unos 2 metros de potencia, que se encuentra generalmente alterado y cubierto, sin otra característica litológica particular. Debido a su escaso espesor puede pasar desapercibido, si bien es posible que falte en determinadas verticales de la zona sureste. Tan sólo aflora en la vertical de Larrauriena.

Del grupo de términos anteriores se pasa gradualmente a techo a unas **“Areniscas calcáreas conglomeráticas y arenas”** (8). Se trata de bancos decimétricos a métricos de arenisca microconglomerática con estratificación paralela o cruzada y abundantes cantos blandos de limolitas o areniscas finas preexistentes. En el tránsito al término superior aparecen intercalaciones poco potentes (decimétricas) de dolomías oquerosas con abundantes restos de fauna. Por lo general, y debido a la decalcificación, el material más corriente está compuesto por arenas silíceas bien seleccionadas, sueltas, con una apreciable fracción microconglomerática y con cantos aislados de conglomerado de hasta 5 centímetros. Entre la arena suelta aparecen esporádicamente bloques compactos de arenisca, lo que indica que bajo una capa de alteración no muy espesa se encuentra la roca inalterada. La potencia del término es difícil de establecer; puede cifrarse en alrededor de 20-25 metros. Los mejores afloramientos se sitúan en los barrancos de Sasualde y La Tejera, al Sur y Este de Markiniz.

## 2.2. Terciario

### 2.2.1. Paleoceno (9 a 17)

El tránsito Maastrichtiense - Danomontiense se realiza por un término de **“Dolomías y calizas masivas o en bancos métricos, a veces oquerosas; calcarenitas con mega-estratificación cruzada”** (9). En el área de Markiniz, la parte basal se encuentra casi totalmente cubierta de suelo vegetal, mientras que los últimos niveles ofrecen progresivamente mejores afloramientos hasta llegar a un banco de varios metros de potencia, con frecuencia oqueroso, que constituye un nivel-guía distinguible en toda la sierra. La potencia total se aproxima a los 25 metros. Hacia el Noreste se acentúa el carácter calizo del término, al tiempo que comienzan a aparecer formas monticulares más o menos definidas (facies de calizas oquerosas, masivas, recristalizadas, con aspecto idéntico al dolomítico) y facies de flanco monticular con mega-estratificaciones cruzadas en “sets” métricos y material calcarenítico parcialmente dolomitizado (Arлуzea). En el extremo sur de la zona (Sureste de Urarte) aflora la base de este término mostrando calizas dolomíticas carnioles, con huecos (probablemente de raíces) rellenos de micrita verde e incluyendo intraclastos subsféricos de colores variados.

El tránsito vertical al término dolomítico superior viene dado por unas **“Dolomías margosas-margas dolomíticas”** (10), de 3 a 4 metros de potencia, presentes tan sólo en el área de Markiniz. Las características de la roca hacen que se encuentre muy cubierta; en los puntos donde su potencia es mínima, llega a identificarse por una pequeña cornisa o resalte diferencial observable entre las dolomías resaltantes inferiores y las plenamente danomontienses. Hacia techo va pasando al término dolomítico suprayacente. También aparece intercalado en la serie dolomítica danomontiense.

Las **“Dolomías calcáreas y calizas dolomíticas con componente margoso”** (11)

constituyen la totalidad de la serie danomontien- se. Son dolomías calcáreas grises a blancas, alteradas y recristalizadas (a veces sacaroideas en superficie), presentándose en bancos de 40 a 150 centímetros de espesor, con planos de estratificación un tanto indefinidos aunque de gran continuidad lateral. Hacia el Noreste aumenta el contenido margoso con la presen- cia de un paquete central muy blando com- puesto por margodolomía y margocaliza. El alto grado de alteración que presenta el término dificulta la distinción, dentro del mismo, de tramos margosos y calizo-dolomíticos.

Se hace asimismo más evidente la presen- cia, a techo, de una banda caliza estratificada pre-thanetiense. La potencia total del término oscila en torno a los 45 metros en el Sur y los 65 en el Norte. Los afloramientos-tipo se sitúan al Norte de Markiniz (camino a la ermita de Beol- larra) y al Noreste y Este de Arluzea, este últi- mo con evidente carácter margoso (Peña Roja-San Justí).

Según SUBIJANA (1986), algunos tramos danienses son oolíticos, bioclásticos (con fora- miníferos, placas de equinodermos, moluscos y algas rojas) y ocasionalmente están recristali- zados. El paso hacia el Montienense tiene lugar de forma gradual, predominando los niveles do- lomocíticos de grano muy fino con presencia de "pellets" y arena fina de cuarzo.

Al Suroeste de Markiniz se localiza den- tro del paquete dolocalcáreo un afloramiento irregular de "**Calizas bioclásticas**" (12), de co- lor gris o blanco, a veces calcareníticas y con fauna diversa. La potencia no es determinable, pero no debe exceder de unos pocos metros.

La serie thanetiense consta de un paque- te resaltante y característico, de potencia uni- forme (salvando la erosión por parte del conglomerado mioceno) del orden de 70-80 metros. Geomorfológicamente origina un resalte o "cejo" que se extiende desde Raposeras en el Sur, pasando por la ermita de Beolarra y El

Espinal hasta las mesetas de San Justí, al Su- reste de Arluzea. Este paquete se estructura, co- mo consecuencia de su origen arrecifal (monticular) y paraarrecifal, en diversas facies que se interdigitan, a veces con geometrías complejas:

—"**Calcarenitas bioclásticas (algales), localmente laminadas y/o pseudobrechoi- des**" (13). Son una facies de tránsito entre las dolomías o calizas grises estratificadas dano- montienses y las calizas masivas o estratifica- das del Thanetiense medio. Son calcarenitas bioclásticas de color crema claro a marrónáceo, con fenómenos de "diagénesis diferencial" que originan falsas alternancias y laminaciones pa- ralelas discontinuas. En algunos casos (Sur de Urarte) aparecen en bancos métricos masivos muy fracturados, con aspecto dolomítico. En otros (Norte de Arluzea) originan un farallón rocoso totalmente masivo, que constituye un afloramiento excepcional, de potencia decamé- trica (20 a 40 metros, según la geomorfología).

—En el Suroeste, sobre el término descri- to se sitúan unas "**Calizas algales y calcare- nitas de rodolitos en bancos decimétricos a métricos**" (14). En su mayor parte son "bind- stones" algales (facies nuclear de montículos de bajo perfil) con calcarenitas masivas de ro- dolitos (a veces con estratificación cruzada de bajo ángulo a gran escala como se aprecia al Este de Arluzea) y algún nivel de brecha calcá- rea (facies de flanco). Localmente aparecen con aspecto pseudobrechoide y contactos de presión-disolución entre cantos centi- decimétricos (confluencia de los arroyos La Lucía y Escarrerana con el río del Molino). La potencia máxima de este término (laminado por el conglomerado oligo-mioceno) puede llegar a los 40 metros.

—En el Noreste se encuentran extensos afloramientos de una "**Alternancia decimétrica-métrica de calizas algales y cal-**

**carenitas**” (15), en bancos decimétricos-métricos y centi-decimétricos respectivamente. Esta alternancia representa un término comprensivo de los dos anteriores (13 y 14). Su litología se encuentra ampliamente representada en las pequeñas mesetas de San Justi, donde puede alcanzar una potencia máxima cercana a los 100 metros.

En la hoja MAGNA de La Puebla de Aranzón, se destaca la presencia de *Fallotella alavensis* (MANGIN), *Glomalveolina primaeva* (REICHEL), *Cuvillierina eocenica* (DEBOURLE), *Asterodiscus taramellii* (SCHLUMB.), *Discocyclina seunesi* (DOUV.), *Planorbulina antiqua* (MANGIN), *Anomalina cf. grosserugosa* (GUMBL.), *Lithothamnium sp.* y *Quinqueloculina sp.*

Sobre el paquete calcáreo del Thanetien inferior-medio se sitúan materiales calizos y terrígenos de edad Thanetiense superior (deducida por posición estratigráfica). Dentro de la sucesión se han distinguido dos términos:

—“**Calcarenitas, areniscas, arenas y limolitas**” (16). Término mixto, muy mal aflorado, de unos 60-80 metros de potencia, en el que se mezclan calcarenitas arenosas rojas con macroforaminíferos, arenas y areniscas calcáreas, limolitas, margas, calcarenitas compactas en bancos netos decimétricos, dolomías y niveles esparíticos rojos.

—“**Areniscas calcáreas microconglomeráticas. Arenas**” (17). Afloran escasamente en el cuadrante, además de estar casi totalmente recubiertas por arena suelta y suelo vegetal. En afloramiento son areniscas microconglomeráticas grises a cremas, masivas, con cemento calcáreo y escasa contaminación arcillosa. El espesor en áreas contiguas es constante, oscilando siempre entre 15 y 20 metros.

Ambos términos han sido laminados por la erosión del conglomerado mioceno, apareciendo sólo en el ángulo noreste del cuadrante.

## 2.2.2. Eoceno (18)

El Eoceno inferior está representado en el área por calizas de edad supuestamente llerdiense. Afloran en las proximidades de Los Ríos (vertiente sur del monte Kapildui, en el ángulo noreste del cuadrante), parcialmente cubiertas por el conglomerado oligo-mioceno.

Se trata de “**Calcarenitas con Nummulites**” (18). Son “grainstones” de tamaño de grano y componente arenoso variable, en bancos decimétricos separados por superficies más o menos netas. La recristalización alcanza distintos grados según las zonas. En áreas próximas se han observado niveles con gran riqueza en *Nummulites* y otros macroforaminíferos bentónicos. La potencia máxima puede alcanzar los 20 metros.

## 2.2.3. Oligo-Mioceno (19 a 27)

Los depósitos oligo-miocenos están representados en el área de Arbieta, Espinal, Barlas, Sur de Saseta y Baroja-Faido por “**Ortoconglomerados y microconglomerados calcáreos; calcarenitas arenosas, areniscas calcáreas y limolitas**” (20). Litológicamente, la facies mayoritaria se compone de conglomerados de cantos calcáreos (más algunos silíceos dispersos) densamente empaquetados, con contactos suturados de presión-disolución y escasa matriz de calcarenita arenosa. Se disponen en bancos métricos compactos, apilados intraerosivamente en el Noreste y separados hacia el Suroeste por facies blandas de potencia creciente (calcarenitas, areniscas arcillosas, margas y arcillas). En las barras conglomeráticas son frecuentes las canalizaciones erosivas y los acuñaientos bruscos; pueden verse igualmente estratificaciones cruzadas en microconglomerados y areniscas. El contenido silíceo es apreciablemente mayor en Baroja-Faido (ángulo suroeste) que en el resto del cuadrante.

La primera barra conglomerática presenta una matriz de color rojo intenso, lo cual ha

inducido a algunos autores a separarla del resto de la serie, atribuyéndole una edad oligocena. El espesor de materiales acumulados sobre la superficie de erosión pre-neógena puede cifrarse en un máximo de 200 metros. Cortes de calidad pueden realizarse al Norte del Corral de Ramón (ángulo noreste del cuadrante) o en las pistas agrícolas al Oeste de Urarte.

—Entre Urarte y Markiniz aparecen, en la base de esta primera barra, dos afloramientos aislados de **“Areniscas calcáreas y arenas”** (19), tectonizadas, decalcificadas y más o menos sueltas. Están atravesadas por una red ortogonal de filoncillos calcáreos subverticales que podrían representar diques neptúnicos a tenor de la microfacies calizo-arenosa que presentan. La potencia de las arenas en ambos afloramientos es inferior a la decena de metros.

Otras facies minoritarias, representadas sobre todo en el Suroeste (donde equivalen a gran parte del conglomerado) son:

- Calcarenitas arenosas estratificadas, a veces con cementación diferencial que les confiere un aspecto de falsas alternancias.
- Niveles de orto-microconglomerado silíceo estratificado, a veces con aspecto canaliforme.
- Intercalaciones de margas calcáreas grises con pasadas microconglomeráticas.
- Arcillas grises o rojizas con alguna pasada más calcárea.

El conjunto de estas facies se ha distinguido como **“Areniscas de grano fino, limolitas calcáreas, calcarenitas y paraconglomerados calcáreos”** (21). Dentro de él se han llegado a diferenciar, en el extremo suroeste (facies más distales), varios niveles de **“Calcarenitas arenosas estratificadas o nodulosas”** (22).

Es de destacar que en algunos puntos (arroyo Escarrerana, Raposeras) el conglomerado se deposita sobre sustratos fallados, canalizándose por los surcos y originando erosiones diferenciales y dibujos cartográficos complejos, como consecuencia de la superposición de la erosión cuaternaria.

En Baroja-Faido la mayor distalidad de las facies oligo-miocenas es evidente. Fruto de ello es la aparición de una serie diferente por encima de los conglomerados basales. Dicha sucesión incorpora, de abajo a arriba:

**“Areniscas calcáreas microconglomeráticas”** (23). Son del mismo tipo que las englobadas en la facies conglomerática general (20), pero cartografiables por estar situadas a muro y/o techo de barras conglomeráticas.

**“Arcillas y areniscas de grano fino, rojas y grises”** (24). Facies general de arcillas oligocenas, interpretada como tránsito lateral y vertical, hacia techo, de las facies detríticas más groseras. La potencia en áreas contiguas es de rango hectométrico.

Ya durante el Mioceno, la colmatación de la cuenca prosigue, en macrosecuencia positiva, con el depósito de **“Limolitas, margas y arcillas rojas o blancas; margocalizas”** (25). Término similar al anterior, pero más carbonatado y de grano más fino, en tránsito a facies margocalizas y/o calizas. El corte tipo donde se observa el contacto entre (24) y (25) se sitúa en la vertiente sureste del cerro Pariguri (cuadrante 138-III). Este último término constituye la base de la facies general miocena, alcanzando en el área cartografiada una potencia (parcial) próxima a los 100 metros.

Esporádicamente, un enriquecimiento en carbonato origina el desarrollo de **“Calizas micríticas, arcillosas o arenosas”** (26), en bancos aislados y con potencias inferiores a 1 metro.

Cuando el contenido en carbonato aumenta, llegando a alcanzar potencias métricas, se diferencian niveles de **“Calizas blancas, masivas y oquerosas”** (27), de facies uniforme, localmente disueltas en forma de pseudobrechas diagenéticas. Se aprecia localmente un fuerte componente bioclástico. La potencia oscila entre 4 y 8 metros aproximadamente. Los mejores afloramientos de esta litología calcárea se sitúan en el alto Zabala y cerro Motxo, en las pistas que se dirigen hacia S. Martín de Galvarin, ya en el Condado de Treviño (Burgos), etc...

### 2.3. CUATERNARIO (28 a 30)

Apenas se han observado depósitos cuaternarios de importancia cartográfica. El fondo

de valle del río del Molino responde más a una forma erosiva del relieve que a una formación superficial de espesor relevante. Sin embargo, a la altura del alto Raposeras, un **“Depósito coluvial”** (28), de bloques y cantos calizos, se desprende de la ladera bajando hasta el cauce del río y originando un depósito de tipo aluvio-coluvial muy proximal.

Los **“Depósitos aluviales”** (29) del río Ayuda, en los alrededores de Urarte, son de escasa entidad y no presentan característica diferencial alguna. En ellos se han distinguido **“Depósitos travertínicos”** (30), de muy pequeña extensión superficial y potencia superior a los 4 metros en algunos puntos.

### 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 establecer los parámetros sedimentológicos y paleogeográficos en una triple vertiente: geométrico-estratigráfica, secuencial y paleogeográfica.

#### 3.1. CRETACICO SUPERIOR

Dentro del cuadrante están bien representados los materiales del Cretácico superior correspondientes al Campaniense superior y Maastrichtiense.

El Cretácico superior del Dominio Navarro-Cántabro aflora en dos bandas paralelas en los flancos del cinturón de sinclinales terciarios de Miranda-Treviño-Urba.

##### 3.1.1. Generalidades sobre sedimentación regional

Tras el desarrollo de importantes relieves diferenciales en el fondo marino durante el megaciclo Urganiano, la llegada del enorme acúmulo de sedimentos que representa la formación Balmaseda uniformiza el sustrato, de forma que pueden establecerse los amplios ele-

mentos paleogeográficos característicos del Cretácico superior. Durante el Cretácico superior se formó en el área Vasco-Cantábrica un gran surco ("Surco Alavés" de RAMIREZ DEL POZO, 1971) en cuyo margen meridional, somero y proximal, se sitúa este cuadrante.

Hacia el Sur y el Oeste del "Surco Alavés" existió una plataforma poco subsidente (entre 500 y 1000 metros de Cretácico superior; ver figura 3.1.), con sedimentos carbonatados de facies someras.

La evolución paleogeográfica a nivel regional, según se desprende del estudio de cuadrantes adyacentes, completado con datos extraídos de la memoria de la hoja 1:200.000 de Bilbao (IGME, 1988), fue la siguiente:

En los primeros tiempos del Cretácico superior la invasión marina fue manifiesta. Sin embargo, desde el Coniaciense comienzan a tener lugar los primeros movimientos tendentes a contrarrestar la subsidencia, que se prolongarán hasta el Campaniense: en el Suroeste, la progradación de la plataforma interna a costa de facies más distales es muy evidente, llegando a darse incluso la emersión prolongada de grandes zonas y la subsecuente pérdida de registro sedimentario. Hacia el Santoniense, las continuas elevaciones que vienen sufriendo los

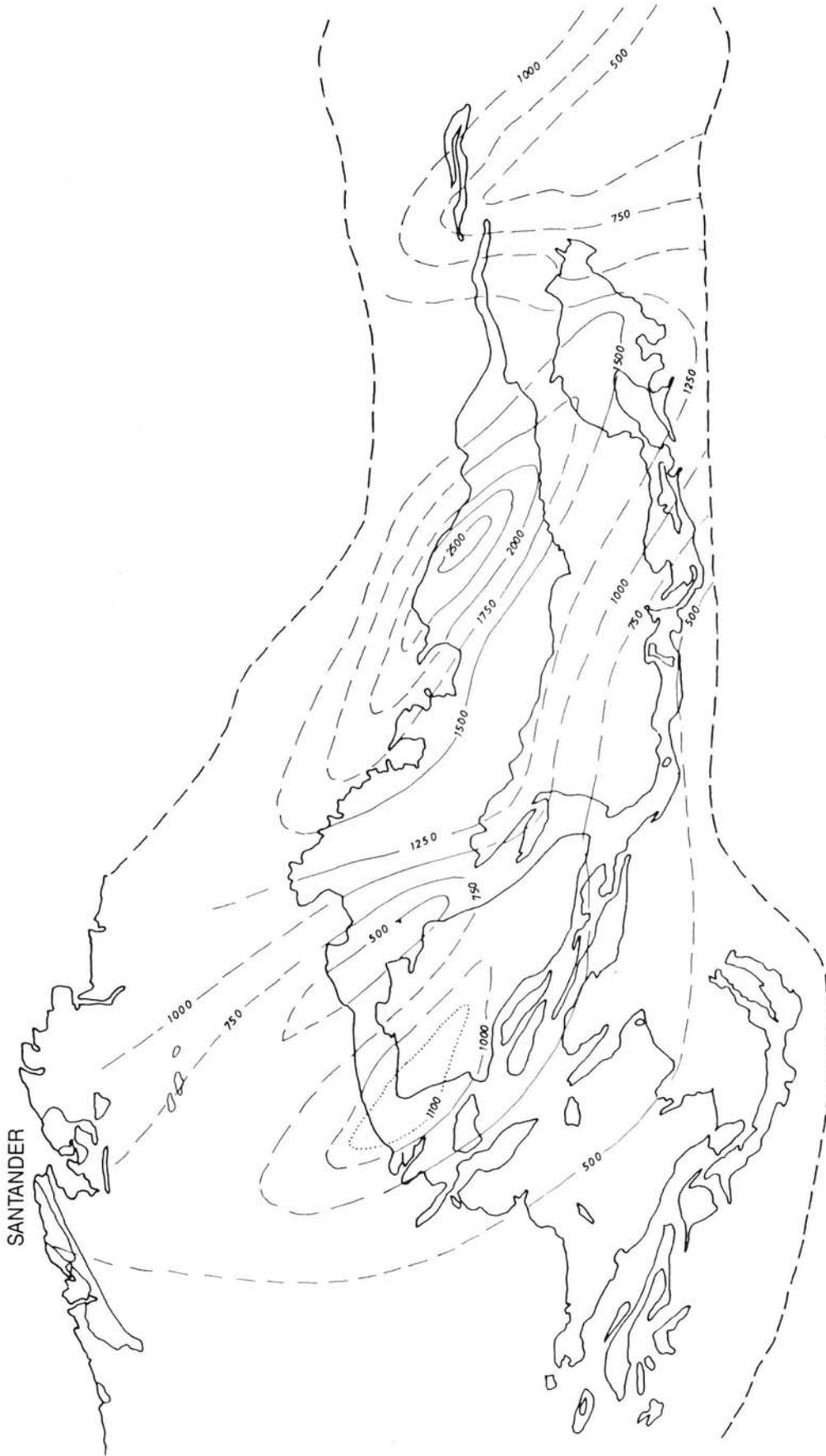


Figura 3.1.—Mapa regional de isopacas del Cretácico superior (intervalo Turoniense - Campaniense medio, aproximadamente). Datos tomados de mapas geológicos 1:200.000 y columnas estratigráficas (IGME, 1988).

continentes de la Meseta Castellana y del Ebro hacen llegar en esta época un importante flujo terrígeno que invade la plataforma de manera pulsante, destruyendo las bioconstrucciones, inhibiendo progresivamente la formación de carbonato y consolidando el dominio de las facies continentales sobre las marinas.

Las facies distales correspondientes a la plataforma descrita se sitúan principalmente en el surco de Vitoria-Gasteiz y en la cuenca de Estella. El flujo terrígeno que alcanzó la plataforma proximal en el Santoniense continúa su progradación hacia el Norte, de forma que en el Campaniense superior invade el margen meridional del surco (en cuyo ámbito se enclava el presente cuadrante), abortando la transgresión pulsante que tenía lugar en ese momento.

La gran diferencia de profundidad entre la plataforma proximal y el surco desaparece hacia el Campaniense, merced al relleno progresivo de la depresión a cargo de materiales margosos distales. El depósito del Campaniense arenoso y la progradación de barras calizas en el Maastrichtiense terminan de uniformizar el relieve submarino, dando paso a la creación de los amplios espacios paleogeográficos (extensas plataformas someras), característicos del Paleógeno en esta zona.

### 3.1.2. **Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante**

Los diferentes materiales de edad cretácica y terciaria comprendidos en el área de trabajo 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.

Para el Cretácico superior del denominado "Surco Alavés" y su entorno se han llega-

do a diferenciar hasta siete "secuencias deposicionales".

En el Cretácico superior del cuadrante sólo aparecen las secuencias 6 y 7, últimas de este ciclo, las cuales se describen a continuación:

#### 3.1.2.1. **Secuencia 6 (Campaniense superior - Maastrichtiense basal?)** (figura 3.2.)

La sexta secuencia comienza con el depósito extensivo de facies arenosas costeras (o incluso continentales) de alta energía con intercalaciones arcillosas que representan momentos de tranquilidad en el medio. En el flanco norte del sinclinal (cuadrantes de monte Kapildui, Nanclares) se hacen más proximales hacia el Oeste, donde se transforman en conglomerados silíceos.

#### 3.1.2.2. **Secuencia 7 (Maastrichtiense)** (figuras 3.3. y 3.7.)

En el área de Markiniz, sobre los términos arenosos campanienses se instauran parches calizos con diferentes estadios de dolomitización. En su interior comenzó una incipiente estructuración en montículos arrecifales algales y coralinos, incluso con formación de finos niveles de brechas de talud. Los parches principales, áreas de Belabia y Astea, estaban separados por zonas algo más deprimidas, por donde se canalizó la escasa contaminación terrígena, que no impidió la formación local de finos niveles calizos y dolomíticos ligados a breves momentos de reposo. Posteriormente la secuencia se cierra, de forma regresiva, con la llegada de arenas y conglomerados costeros o continentales, que inhiben la producción de carbonato y pasan hacia el Norte a facies más finas areno-arcillosas.

A partir de este momento, las plataformas someras serán la tónica en el área durante el Paleógeno.

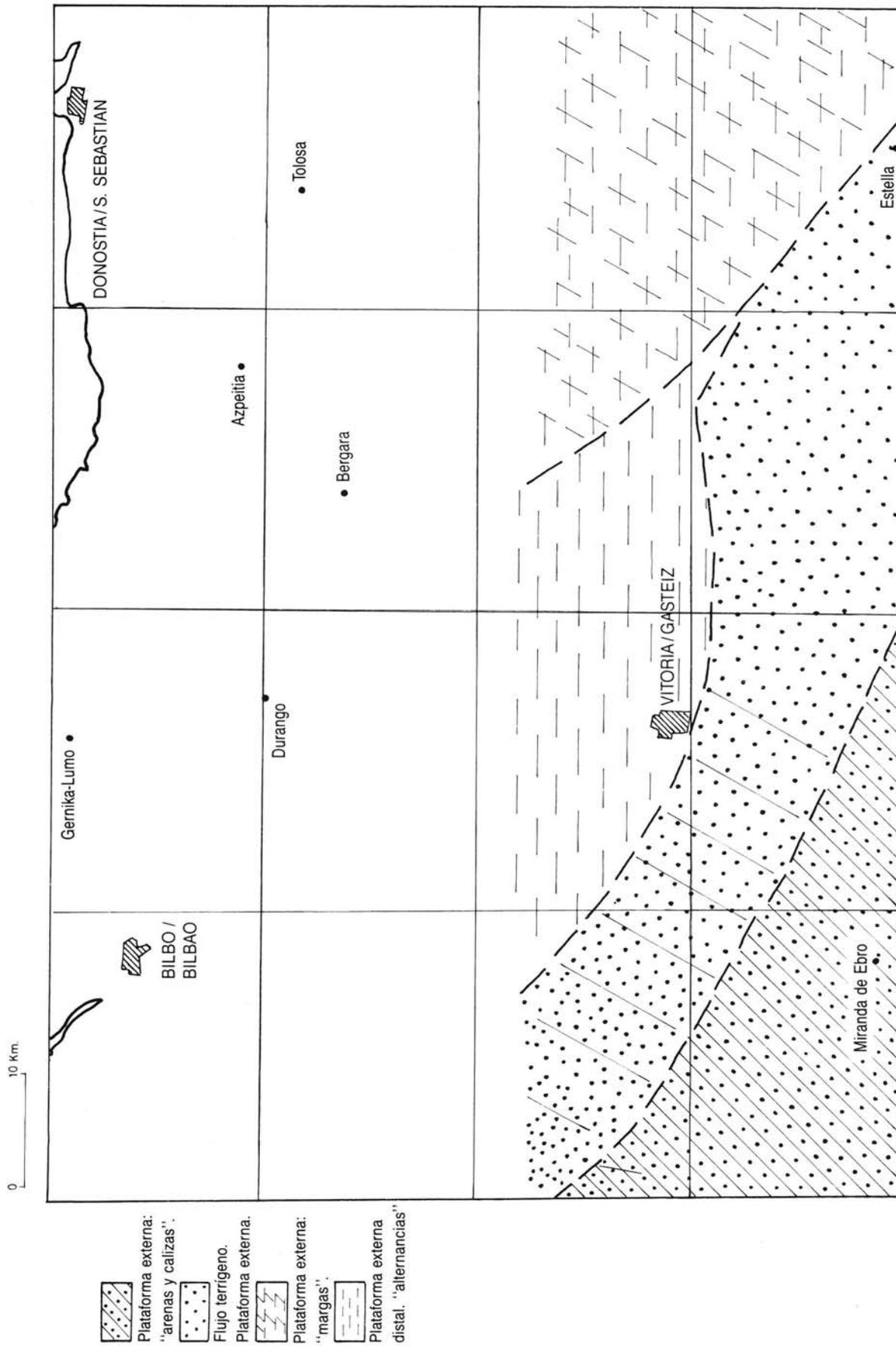
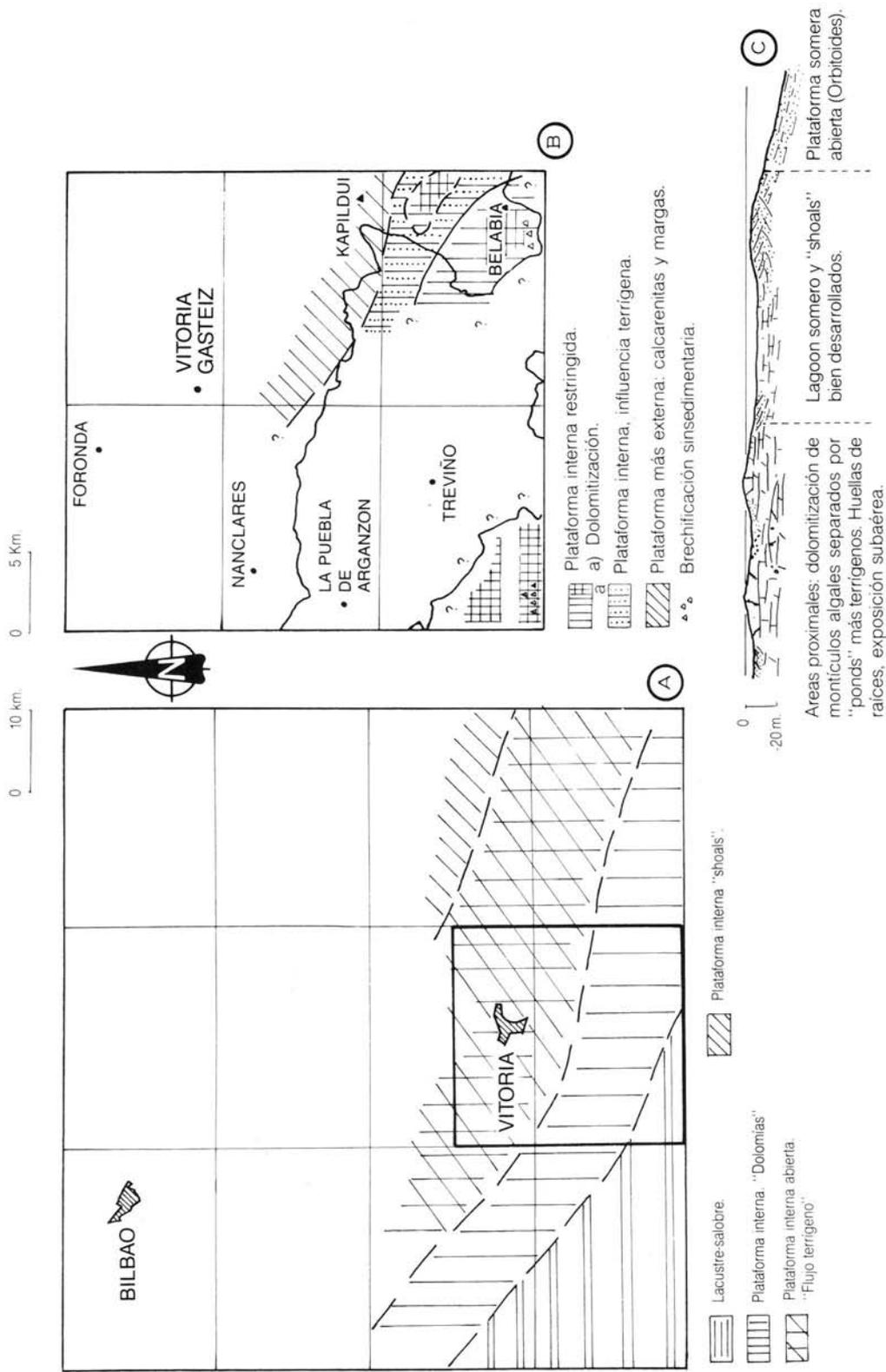


Figura 3.2.— Distribución de facies durante el Campaniense superior. Tomado de ITGE-EVE, 1991.



En recuadro, la zona representada en B.

Figura 3.3.— **(A)** Mapa de distribución de facies para el Maastrichtiense. Tomado de ITGE-EVE (1991).

**(B)** Esquema paleogeográfico del sinclinal Miranda-Treviño en el área de trabajo durante el Maastrichtiense.

**(C)** Esquema de submedios en la plataforma interna maastrichtiense. Las divisiones coinciden con las descritas en el texto.

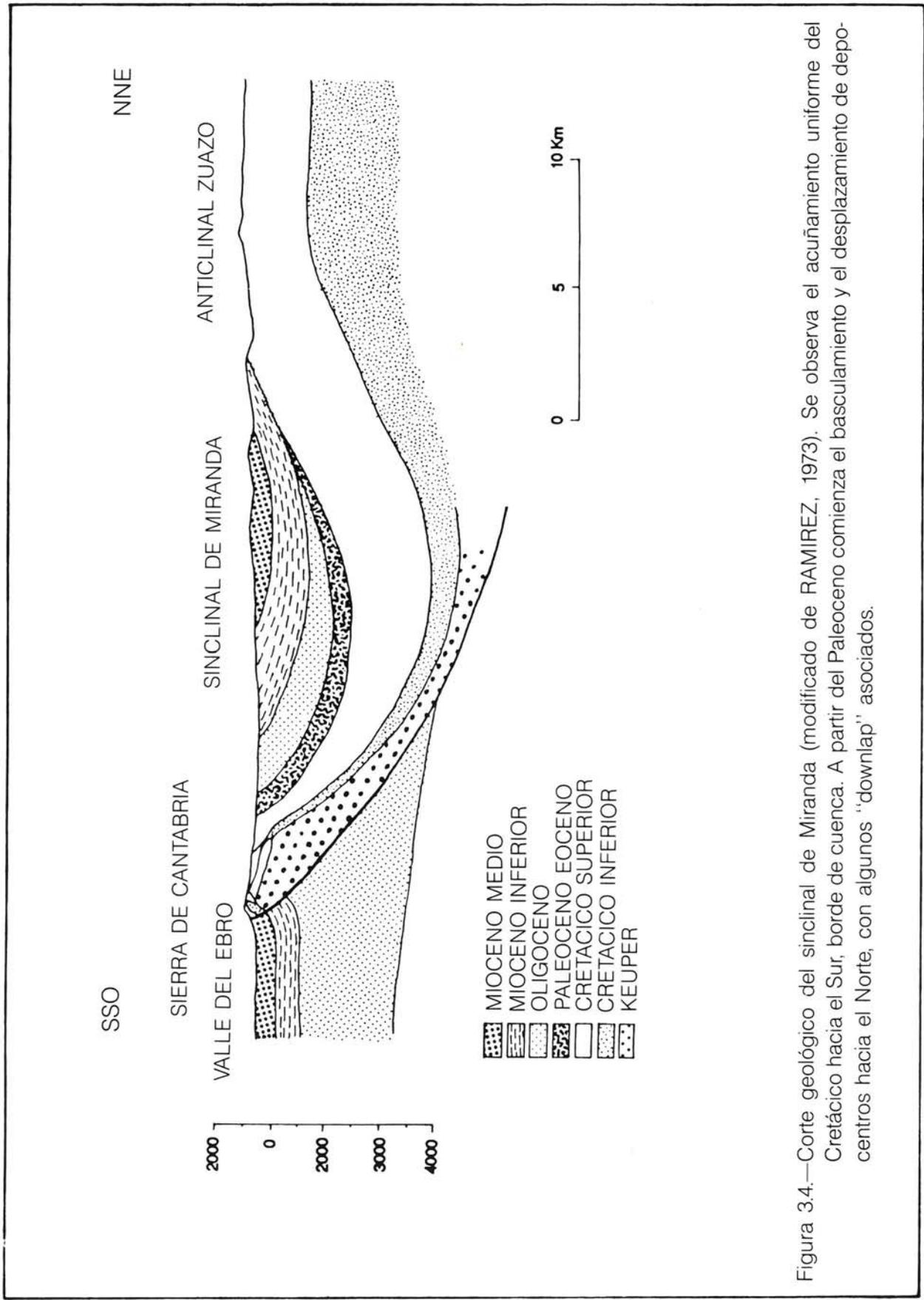
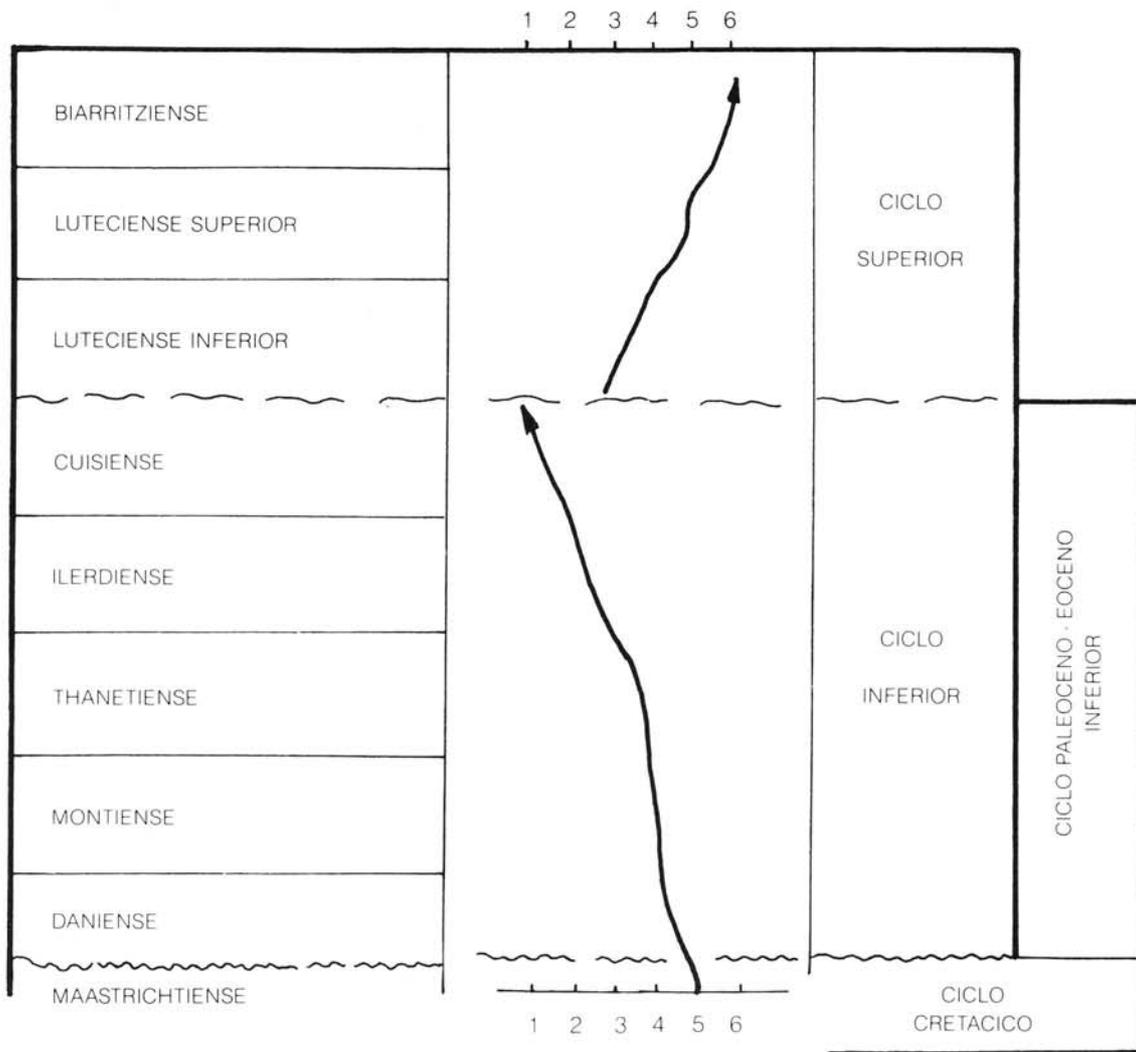


Figura 3.4.—Corte geológico del sinclinal de Miranda (modificado de RAMIREZ, 1973). Se observa el acunamiento uniforme del Cretácico hacia el Sur, borde de cuenca. A partir del Paleoceno comienza el basculamiento y el desplazamiento de depocentros hacia el Norte, con algunos "downlap" asociados.



1. Llanura de marea. 2. "Lagoon" baja energía. 3. "Lagoon" alta energía.  
 4. Arrecife. 5. "Shoals"-barras calcareníticas-"Mounds". 6. Plataforma externa.

Figura 3.5.—Ciclos sedimentarios durante el Paleógeno.  
 Modificado de IGME (1988).

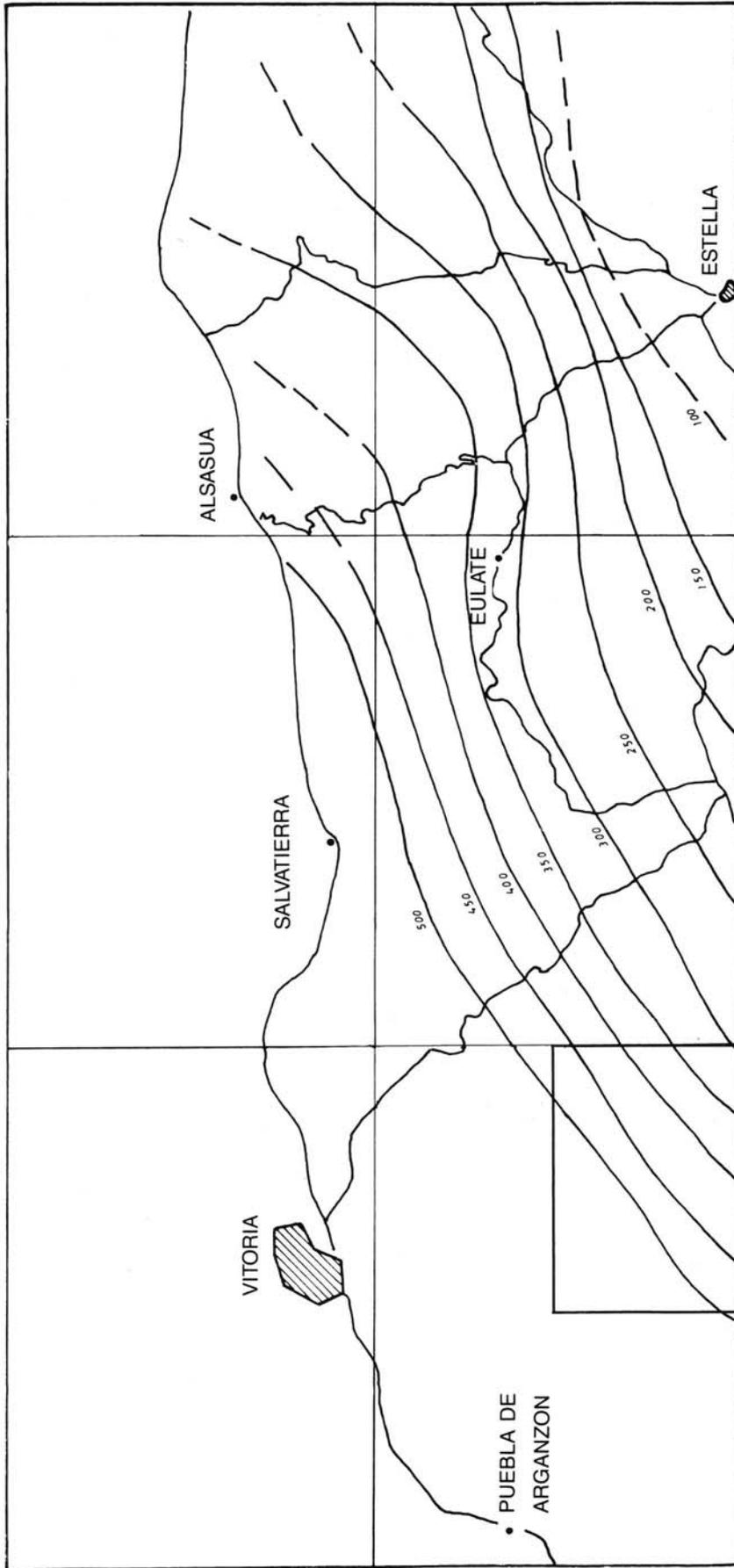


Figura 3.6.—Isopacas del intervalo Daniense-Cuiseense. En recuadro, área de estudio. Tomado de IGME, 1988.

EVOLUCION PALEOGENO-  
GRAFICA  
EN EL AREA

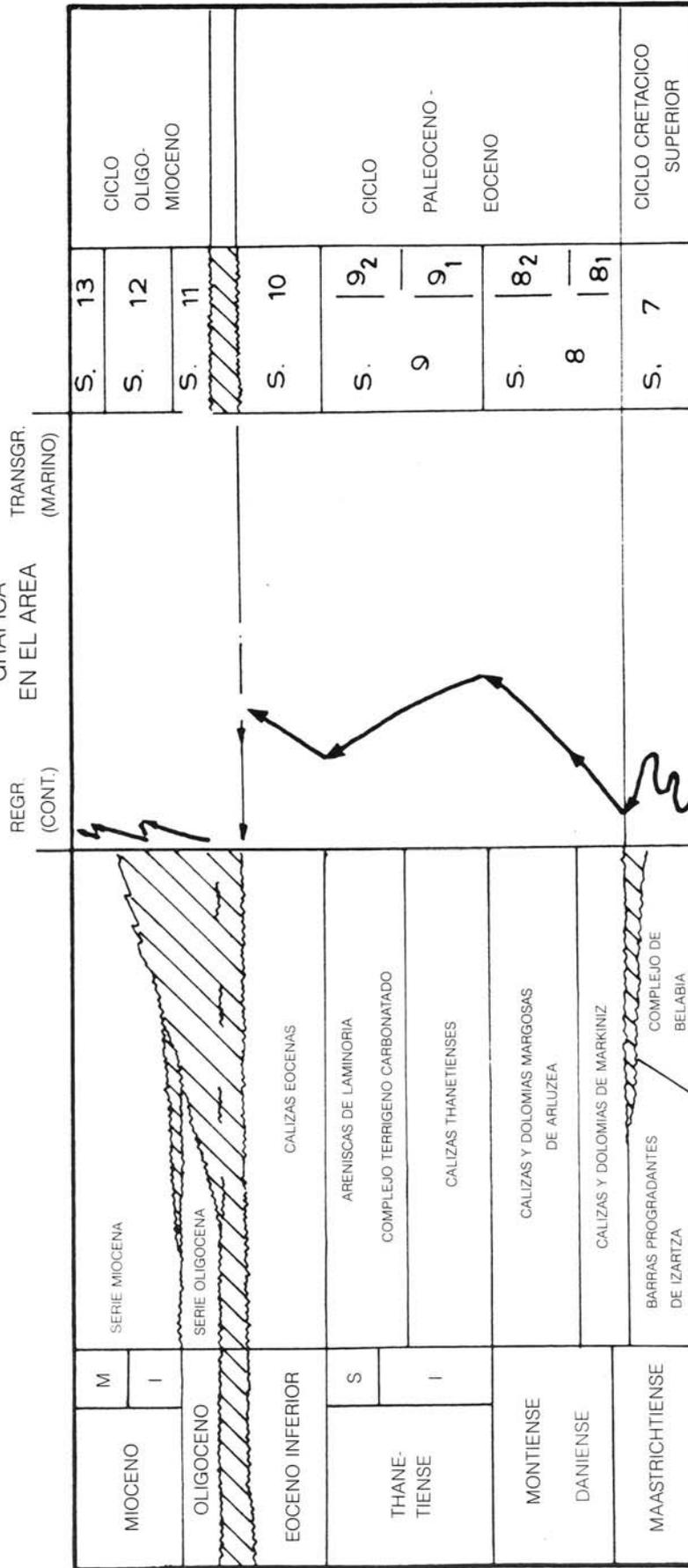


Figura 3.7.—Esquema cronoestratigráfico de ciclos y secuencias en el Terciario del área de trabajo y su relación con las transgresiones y regresiones.

### 3.1.3. Esquema evolutivo general en el Cretácico superior

Las primeras manifestaciones de la Orogenia Alpina dan lugar a un levantamiento de la cuenca que se manifiesta desde el Campaniense inferior por la aparición de "shoals" calcareníticos o, en el presente cuadrante, de facies muy someras, terrígenas o carbonatadas (arrecifales), en función de los distintos pulsos tectónicos. En la base del Campaniense medio tiene lugar el primer episodio de somerización que marca el inicio de las pulsaciones regresivas finicretácicas. Una nueva pulsación produce la invasión de la plataforma carbonatada por un aporte masivo de areniscas y conglomerados. Posteriormente, una nueva y rápida transgresión se va contrarrestando durante el Maastrichtiense con la creación de parches arrecifales somerizantes (dolomitizados) y la progradación de barras calizas y arenosas en el borde de la plataforma interna. Finalmente, el área de sedimentación se reduce de forma un tanto irregular, bajo el influjo de las primeras deformaciones tectónicas alpinas.

La articulación entre el gran surco septentrional de Vitoria-Gasteiz y la plataforma somera pudo llevarse a cabo a través de un accidente (fractura o inflexión) o de un basculamiento sinsedimentario de dirección N 70° E que actuó al menos en el lapso Coniaciense-Campaniense y con menos intensidad en el Maastrichtiense.

## 3.2. TERCIARIO

Los materiales paleógenos y neógenos del Dominio Navarro-Cántabro se localizan en el núcleo del sinclinal de Miranda-Treviño-Urba y en la cuenca del Ebro. Un corte de la estructura y desarrollo de las sucesiones se muestra en la figura 3.4.

### 3.2.1. Generalidades sobre sedimentación regional

La sedimentación durante el Paleógeno es transgresiva sobre el 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 al principio, creciendo en importancia a partir del Paleoceno medio, según las zonas.

En esta plataforma 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 regresiva en el ciclo Paleoceno-Eoceno inferior (figura 3.5.), estando orientada en general hacia el Norte-Noroeste, sentido en el que aumenta la batimetría (figura 3.6.), 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-Urba. Está constituido por diversas facies detríticas continentales (abanicos aluviales y sistemas fluviolacustres), de edad Oligoceno y Mioceno, que rellenaron la depresión elongada constituida por la zona axial del sinclinal.

La organización general es según dos o tres macrosecuencias positivas de relleno de depresiones, de las cuales sólo la segunda (Mioceno inferior) aflora en el cuadrante. La evolución lateral de los materiales está condicionada por la geometría de la cuenca de depósito, su evolución en el tiempo y por la naturaleza y posición de las distintas áreas-fuente.

En cuanto a esta distribución espacial, se observa, en el conjunto de cuadrantes adyacentes, una clara disminución del tamaño de grano de Este a Oeste, tanto en sedimentos oligocenos como miocenos, hasta llegar a facies margocalcáreas distales de centro de

cuenca, muy alejadas de las áreas-fuente de clastos groseros. En las zonas centrales de las cubetas se dan facies lacustres muy someras, de baja energía e incluso con episodios evaporíticos. En estos "lagoons" protegidos e hipersalinos, lejos de aportes conglomeráticos o arenosos, se depositan terrígenos finos distales y se produce gran cantidad de carbonato. En los momentos de menor aporte terrígeno se producen gruesos bancos de calizas algales que posteriormente se disuelven, brechifican y costrifican durante frecuentes exposiciones subaéreas. En estos niveles se encuentra con frecuencia microfauna marina bien conservada, que debe proceder de la erosión de sedimentos infrayacentes.

### 3.2.2. **Distribución cíclica y secuencial en el cuadrante**

Los materiales aflorantes se organizan en ciclos y secuencias (figura 3.7.), algunas de ellas asimilables a las "secuencias deposicionales" de MITCHUM (1977), tal como se definieron en el apartado 3.1.2.

En este cuadrante están representadas las secuencias 8 a 12, estructuradas en dos ciclos: Paleoceno-Eoceno y Oligo-Mioceno.

#### 3.2.2.1. **Secuencia 8 (Daniense basal-Montiense)**

Se dispone en aparente continuidad sobre el techo del Maastrichtiense. Esta paraconformidad se transforma hacia el Sur (a pocos kilómetros al Suroeste de Faido) en una discordancia con importante pérdida de registro.

Puede dividirse en dos subsecuencias: la parte inferior evoluciona de Sur a Norte según aumenta la batimetría (figura 3.8.), y pasa de facies arrecifales muy dolomitizadas (Markiniz) y "shoals" calcareníticos de alta energía (Arluzea), a calizas y margas de surco local (área de Izarza, cuadrante de Monte Kapildui).

Posteriormente, se instaura un "lagoon" somero dolomítico y más margoso hacia el Norte, en el que pequeños pulsos regresivos originaban niveles oolíticos.

#### 3.2.2.2. **Secuencia 9 (Thanetiense).**

Es una secuencia regresiva compuesta por un complejo arrecifal inferior, bien desarrollado, al que se superpone una contaminación terrígena creciente hasta culminar en un nivel-guía arenoso de varios metros de potencia (areniscas de Laminoria).

El complejo arrecifal (figura 3.9.) está formado por una plataforma calcarenítica uniforme en la que se instauran montículos algales y coralinos, preferentemente en los bordes de umbrales delimitados por fallas sinsedimentarias.

#### 3.2.2.3. **Secuencia 10 (Eoceno inferior).**

Sobre las arenas de línea de costa que cierran la secuencia anterior, se instala de nuevo una plataforma calcárea de carácter uniforme, en la que pueden llegar a distinguirse zonas algales más internas (con desarrollo de oncolitos, etc.; vertiente sur del monte Kapildui) de otras con contenido calcarenítico y terrígeno creciente hacia el Norte.

#### 3.2.2.4. **Secuencias 11 y 12 (Oligoceno-Mioceno inferior)**

El ciclo Oligo-Mioceno está representado en el cuadrante por dos secuencias (11 y 12, figura 3.7.), que son conglomeráticas en el Norte y más areno-calizo-arcillosas al Sur. Por correlación cartográfica, siguiendo a RIBA en IGME, 1976, deben corresponder a la A y B de la figura 3.10., de edades Oligoceno y Mioceno inferior.

La secuencia basal 11 es ortoconglomerática en el Norte y aumenta su potencia hacia el Suroeste donde se convierte en una macrosecuencia positiva, mientras que hacia el Norte se acuña en "onlap" sobre el sustrato paleoceno y desaparece.

La secuencia 12 se hace indistinguible de la 11 hacia el Norte. Está formada por ortoconglomerados calcáreos proximales (zonas altas de monte Kapildui, Arbieta, Espinal, Barlas), que pasan hacia el Suroeste (Urarte) a zonas más alejadas de los relieves-fuente, en las que una mayor tranquilidad del medio permite el depósito de margas por decantación y la producción de carbonato de origen algal en medio lacustre.

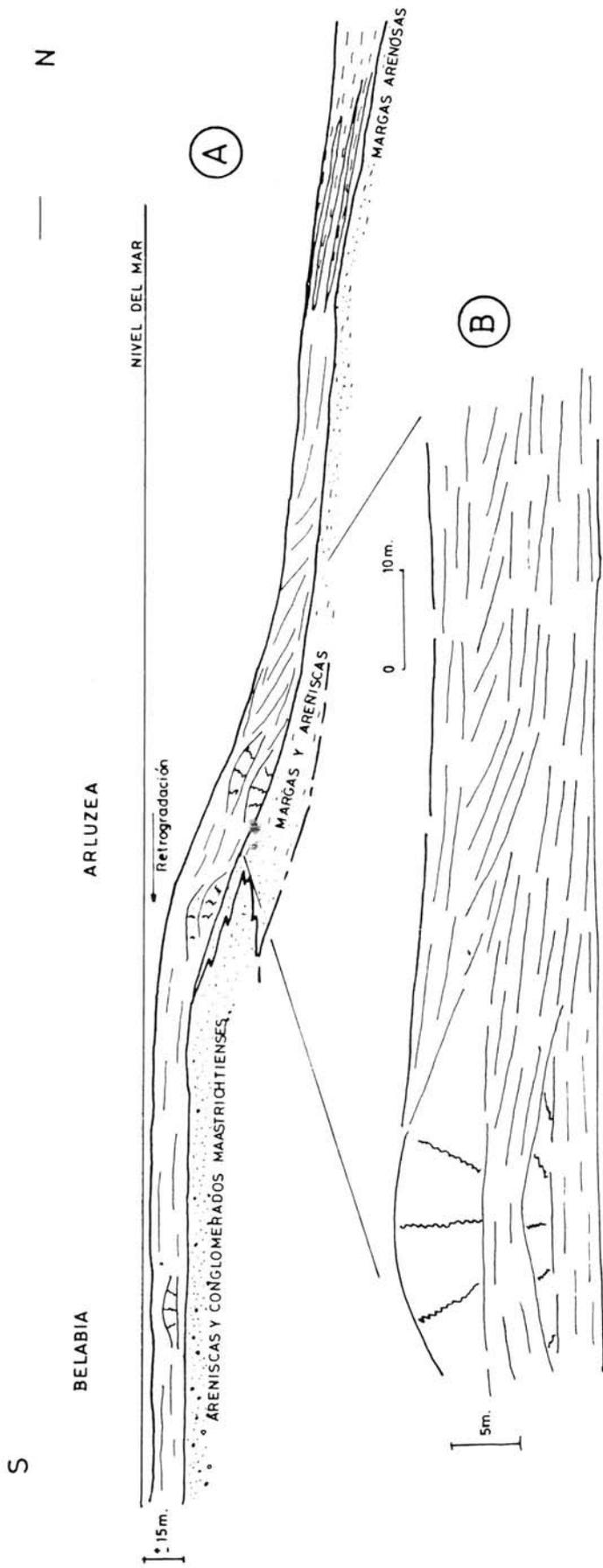


Figura 3.8.— A Perfil paleogeográfico de las calizas y dolomías de Markiniz (secuencia 8<sub>1</sub>, Daniense basal). Al Sur, plataforma interna con intensa dolomitización. En el centro, montículos algales en Arluzea, diagenetizados pero escasamente dolomíticos. Hacia el surco norte, calcarenitas de flanco y tránsito muy gradual a margas y calizas estratificadas. Distancia longitudinal: 12 kilómetros.

B Detalle de las relaciones entre montículos marginales y calcarenitas.



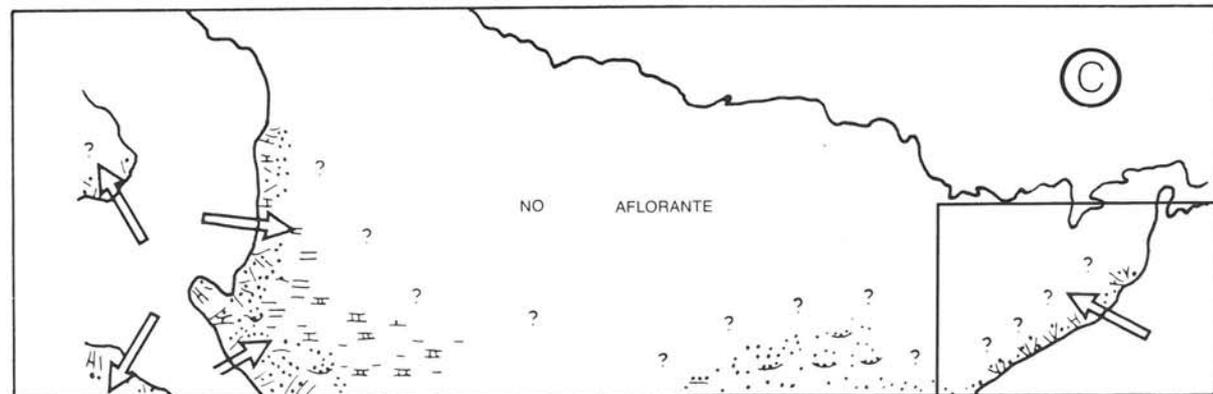
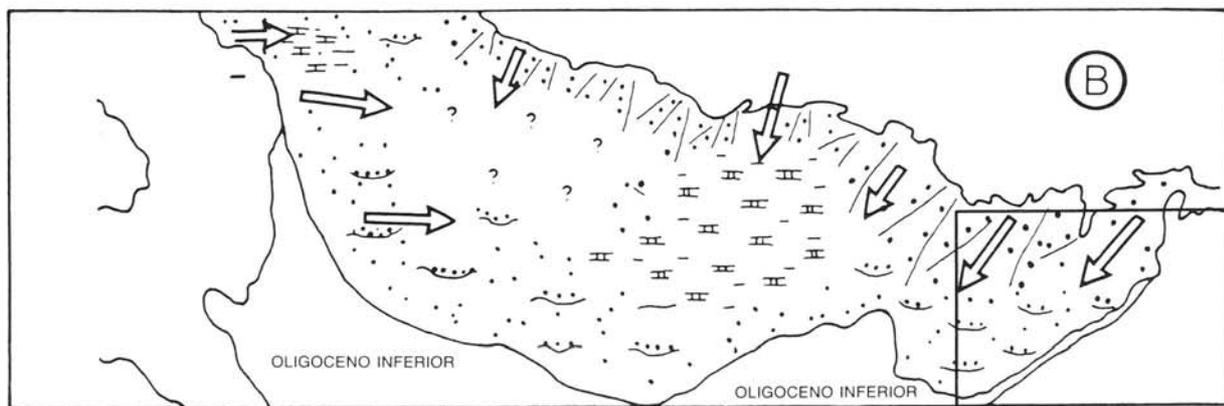
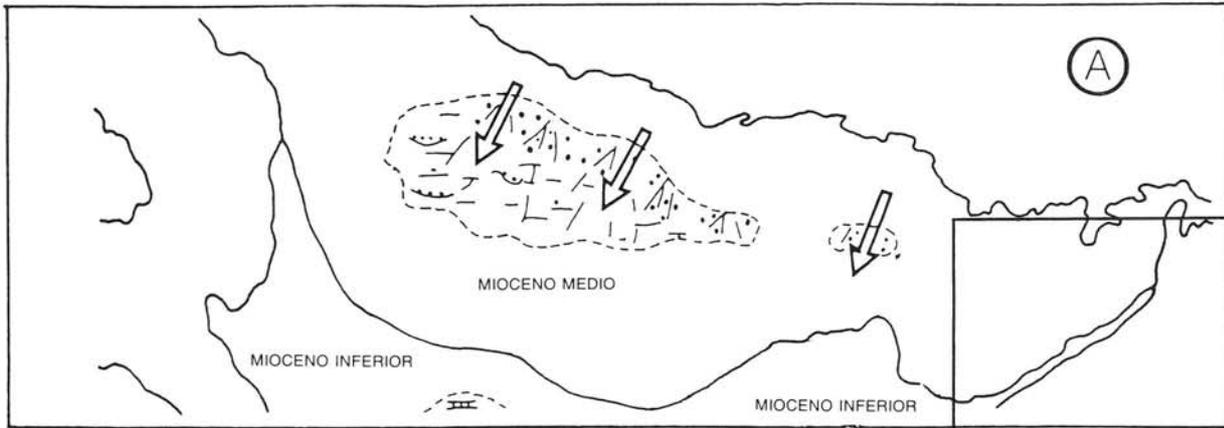


Figura 3.10.—Evolución paleogeográfica de la cuenca neógena de Miranda-Treviño a lo largo de las tres macrosecuencias principales.

(A) Oligoceno      (B) Mioceno inferior      (C) Mioceno medio

Modificado de IGME (1988).

En lugares como Faido, Raposeras o el Sur de Urarte, los conglomerados se sitúan sobre sustratos fallados que determinan a veces las direcciones de canalización (ver figura 3.11.).

### 3.2.3. Esquema evolutivo general

La instauración y geometría de las diversas plataformas paleógenas estuvo controlada por los basculamientos del sustrato, la formación de fallas sinsedimentarias y las invasiones terrígenas. En el Eoceno medio-superior y/o base del Oligoceno tiene lugar el levantamiento del actual flanco norte del sinclinal, con la consiguiente 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 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, en un medio de abanicos aluviales y sistemas fluviolacustres, localmente evaporíticos.

La permanente inestabilidad tectónica está relacionada con los movimientos orogénicos alpinos, que se desarrollan principalmente durante el Eoceno superior-Oligoceno.

Con posterioridad a estos eventos, tiene lugar una fuerte erosión y arrasamiento durante el Pliocuaternario y, finalmente, en el Cuaternario reciente, el encajamiento de la red fluvial originará con el tiempo la morfología actual.

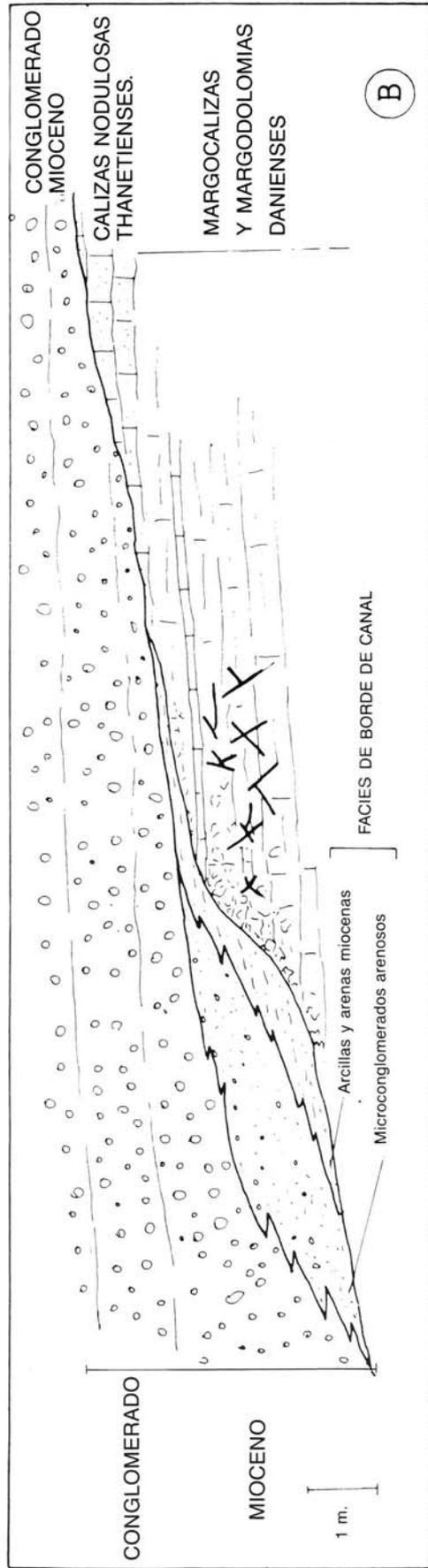
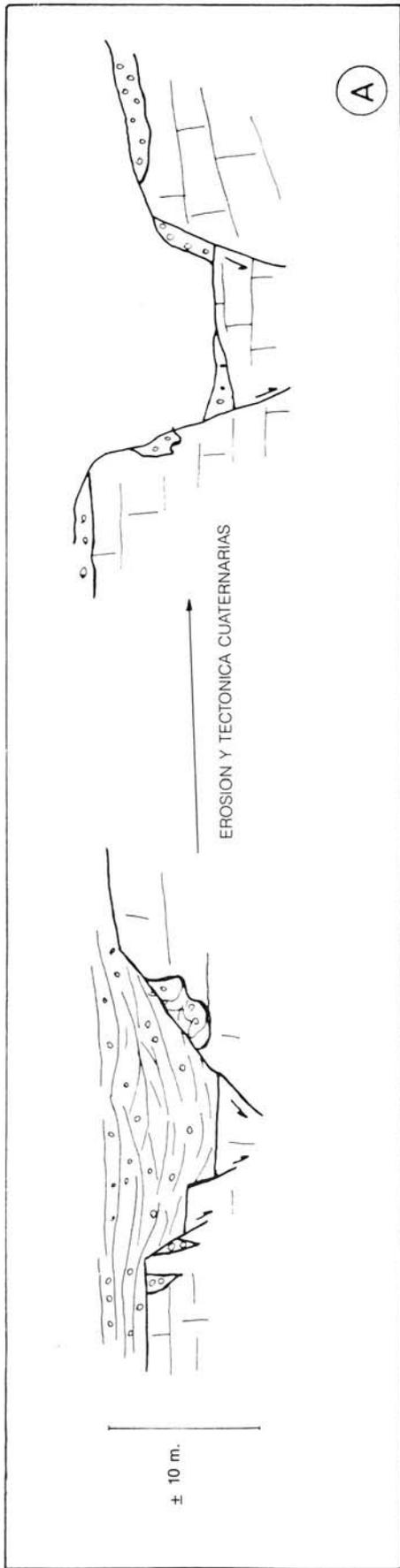


Figura 3.11.—Encajamiento de conglomerados miocenos en diferentes sustratos paleocenos.

- (A) Fallamiento pre-deposicional de calizas thanetienses: karstificación y relleno. La posterior erosión cuaternaria propicia afloramientos conglomeráticos dispersos. Urarte.
- (B) Brechificación de colapso, fracturación y relleno de diaclasas por pseudomorfos esparíticos de evaporitas, en un margen de canal sobre sustrato daniense-thanetiense. Faido. Longitud de la sección: aproximadamente 50 metros.

## 4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El cuadrante estudiado presenta una simplicidad tectónica muy marcada.

Se sitúa en el flanco sur del sinclinal Miranda-Treviño-Urbasa (figuras 3.4. y 4.1.). La uniformidad inicial de la serie monoclinial se ve ligeramente perturbada por un semicierre perianticlinial de radio kilométrico que hace variar las direcciones desde N 70°-80° E en el Sur del cuadrante hasta N 90°-110° E en el sector norte (figura 4.2.). Esta perturbación puede estar originada por la presencia próxima del diapiro de Maeztu, situado unos tres kilómetros al Este.

El giro de las direcciones en las facies conglomeráticas miocenas es contrario al del sus-

trato: pasan de N 70° - 80° E en el Sur a N 0° - 10° E en el Norte. Ello se debe a la naturaleza discordante de los conglomerados y a la presencia de buzamientos originales, posteriormente reorientados por la tectónica.

En cuanto a las fracturas, de direcciones predominantes N 45° E, N 135° E y N-S, pueden destacarse las que originan geomorfológicamente el río del Molino, así como las situadas en la vertiente sur de la sierra de Kapildui.

Debe destacarse el fallamiento del sustrato pre-mioceno que originó el encajonamiento y canalización preferente de los conglomerados (figura 3.11.).

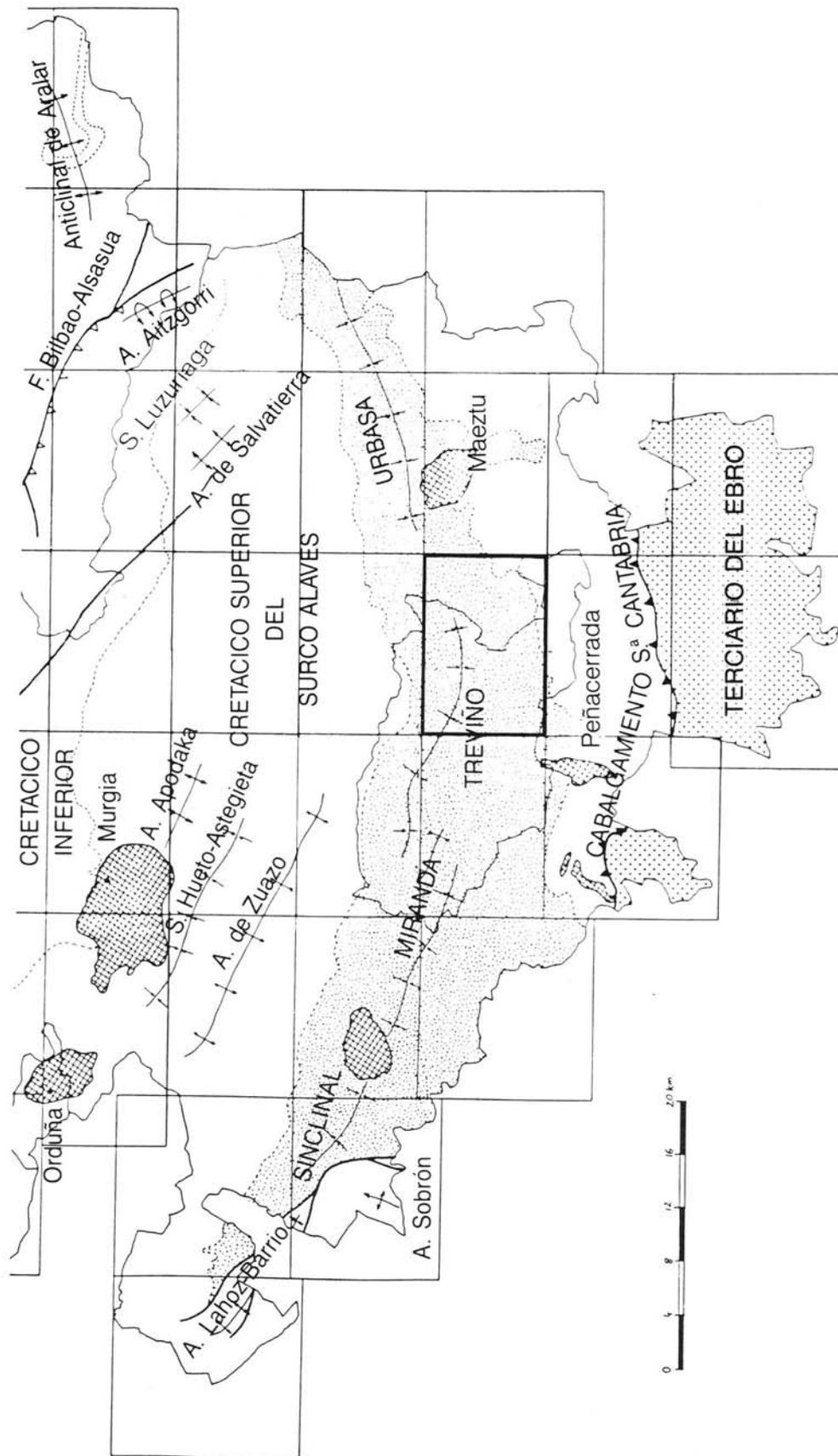


Figura 4.1.—Esquema estructural de la mitad meridional del País Vasco. Situación del cuadrante de Montes de Izkiz..

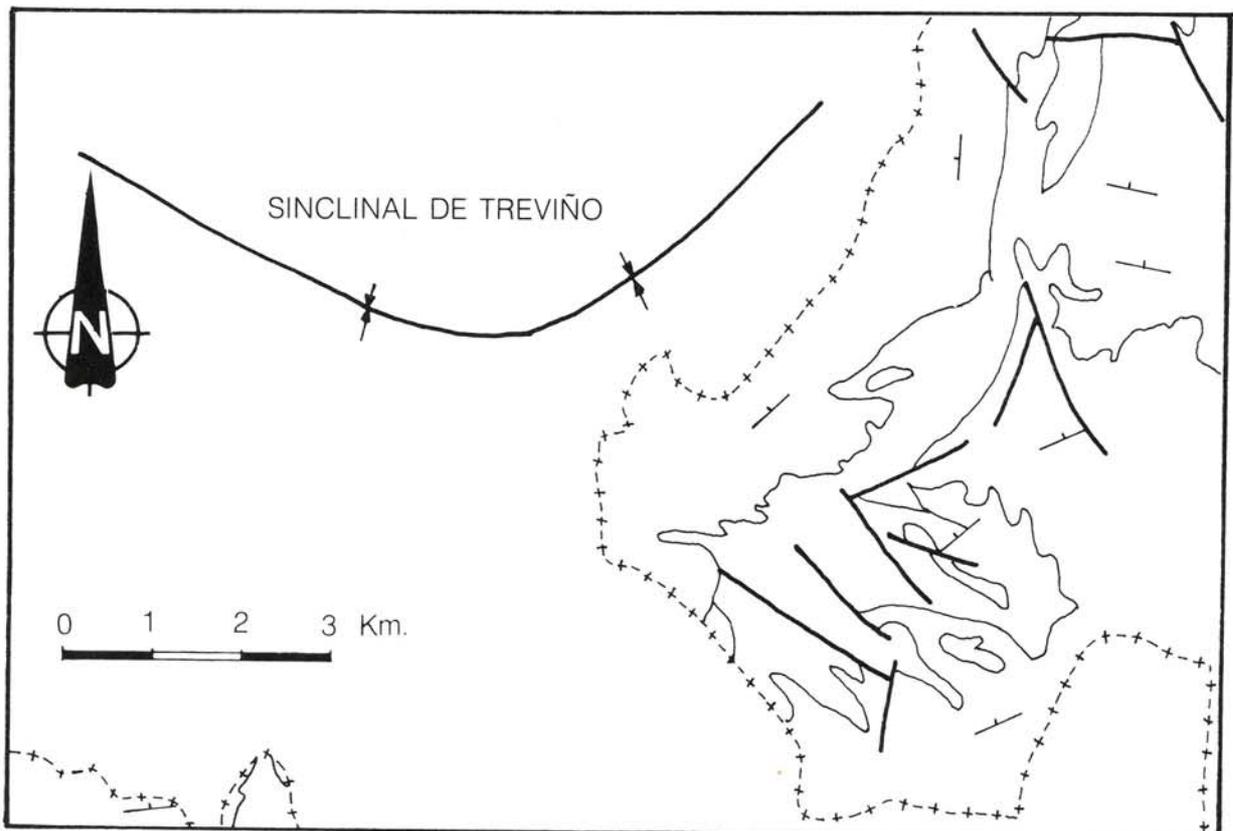


Figura 4.2.—Esquema tectónico del cuadrante. Obsérvese el giro de las direcciones de la estratificación desde la parte norte a la sur.



## 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.
- 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 environment”, *AAPG MEMOIR 33*; TULSA, OKLAHOMA, 708 pp.
- ESTEBAN, M. y KLAPPA, C. F. (1983).—“Subaerial exposure” In SCHOLLE, BEBOUT & CLIDE (eds.): “Carbonate depositional environment”, *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.
- 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.
- 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. (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 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. (1979).—“Shallowing-Upward sequences in carbonates”. En *Facies Models*. Walker (1979) (ed.), pp. 109 - 121.
- JAMES, N. P. (1979).—“Chapter 8. Reef environment”. En SCHOLLE *et al.* (eds.): “Carbonate depositional environment”, *AAPG MEMOIR 33*; TULSA, OKLAHOMA.
- \* MITCHUM, R. M. *et al.* (1977).—“The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis”. In PAYTON, CH. E. 1977: “Seismic stratigraphy applications to the hydrocarbon exploration”. (Oklahoma). *Am. Ass. Petrol Geol.* pp. 53-62.
- MONTADERT, L. *et al.* (1973).—“L'histoire structurale du Golfe de Gascogne”. In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne* T. III. Paris. Ed. Technip. pp. VI-61-1, VI-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. Geol. 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, A. *et al.* (1988).—“Díapirismo del Trías salino en el Dominio Cantabro-Navarro”. *Libro homenaje a Rafael Soler*. A. G. G. E. P.: pp. 115-121.

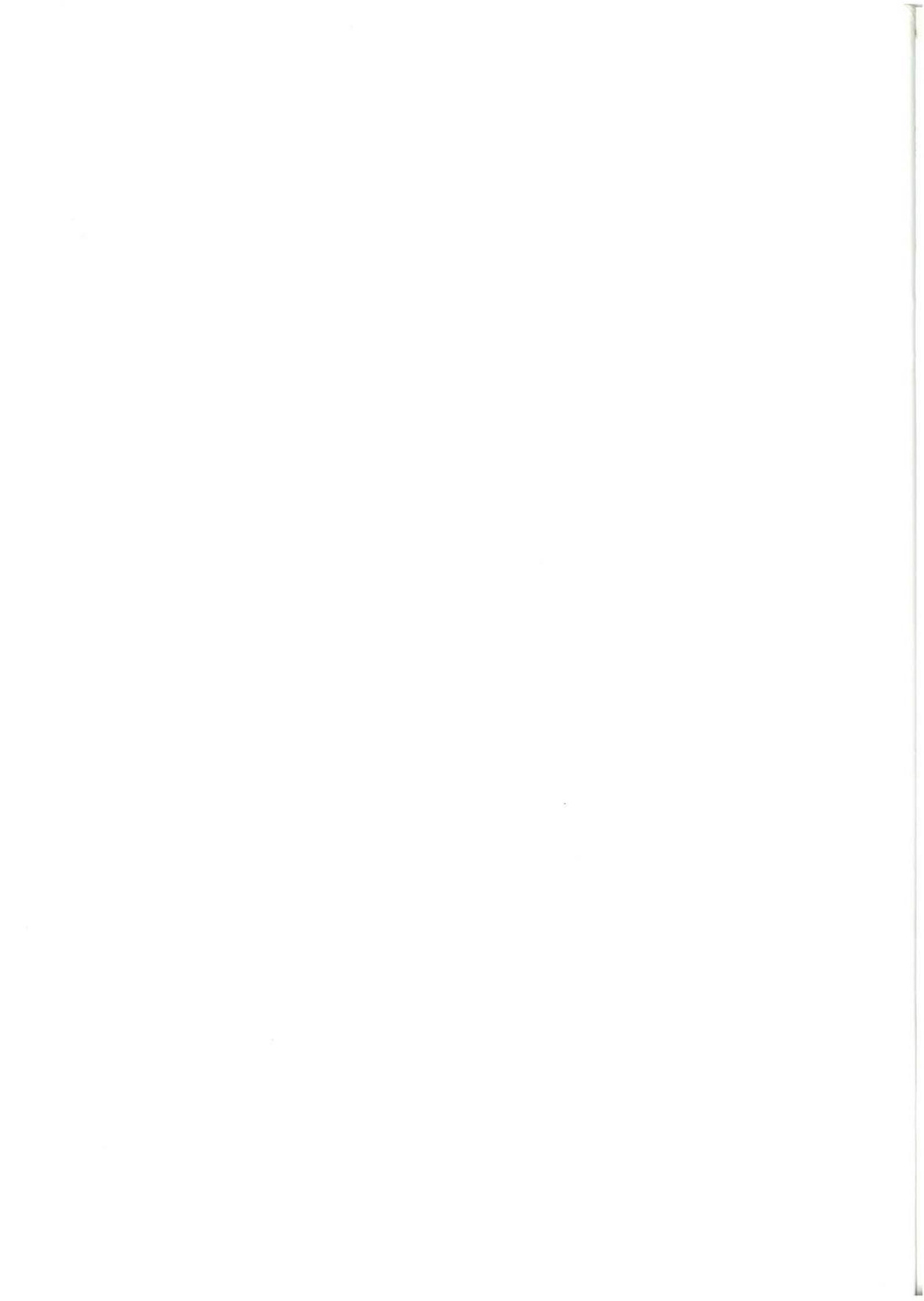
\* SUBIJANA, J. R. (1986).—“Estudio Geológico-Minero de la concesión Ester (Alava). Zona oriental”. ECHASA. Inédito.

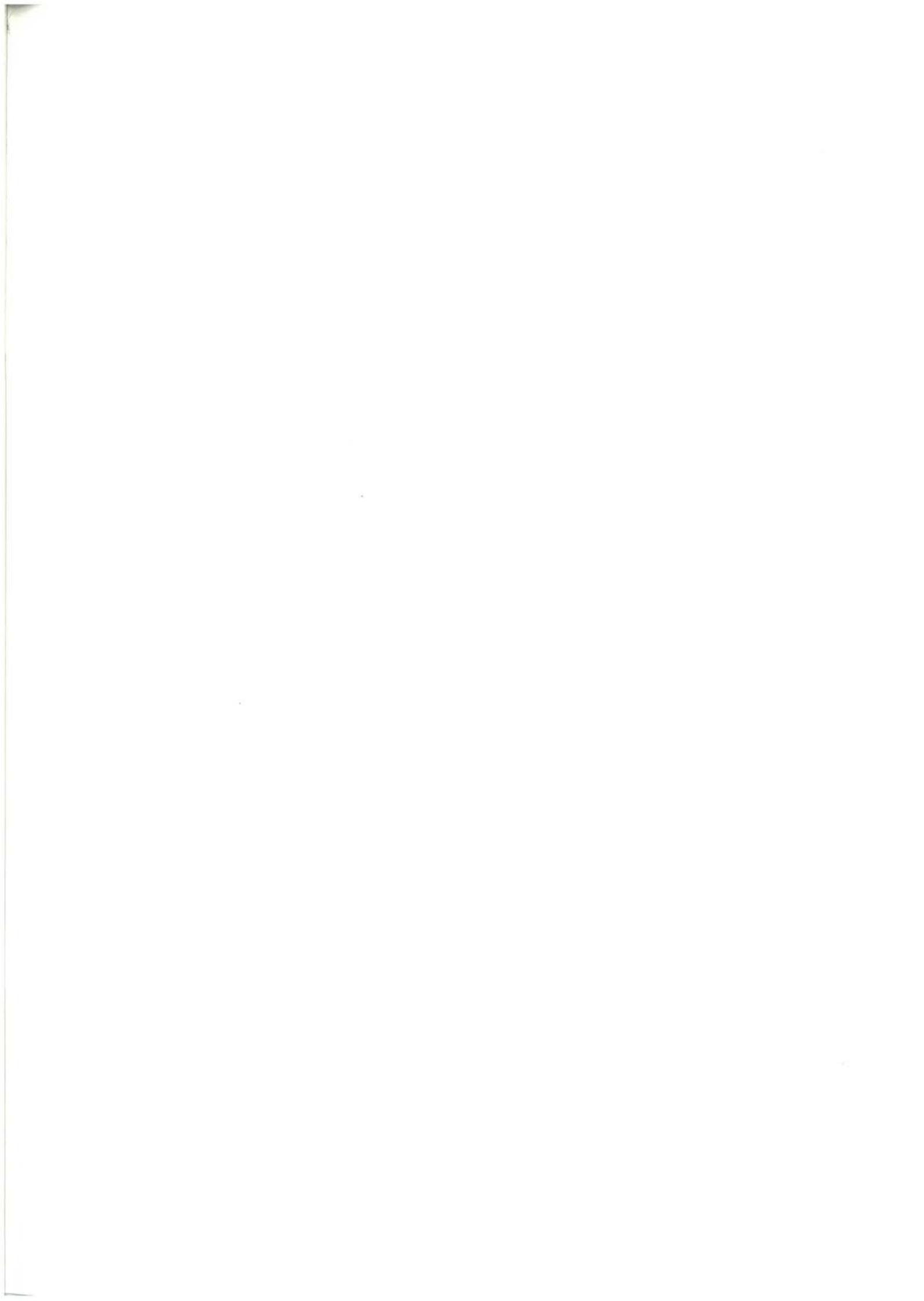
WIEDMANN, J. (1979).—“A Geological itinerary through the Mid-Cretaceous of vasco-

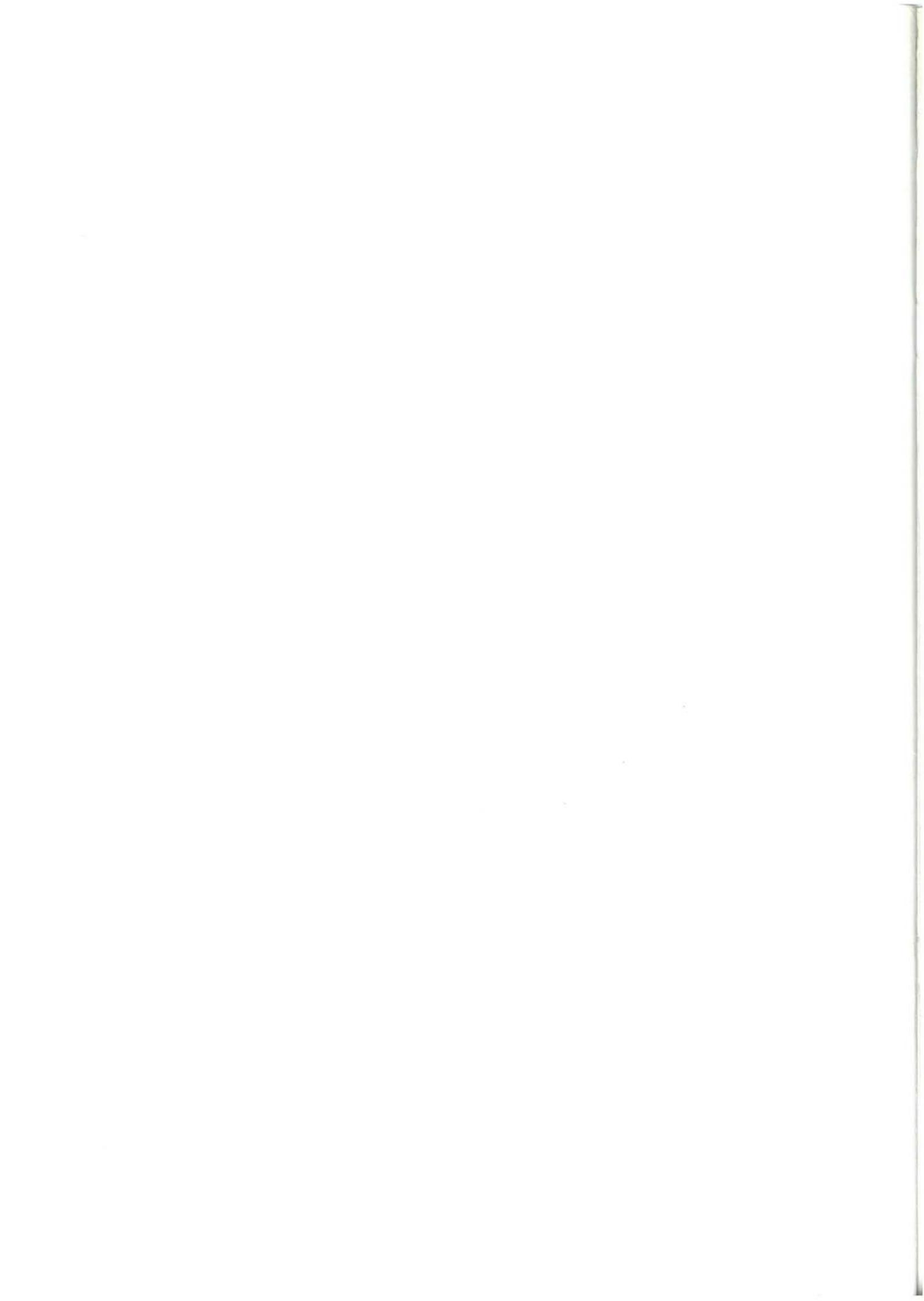
gotic and celtiberic Ranges (N. Spain). Mid-Cretaceous events”. *Field Meeting, Northern Spain*. September 1977.

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 (\*).









**EUSKO JAURLARITZA**

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



**GOBIERNO VASCO**

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA