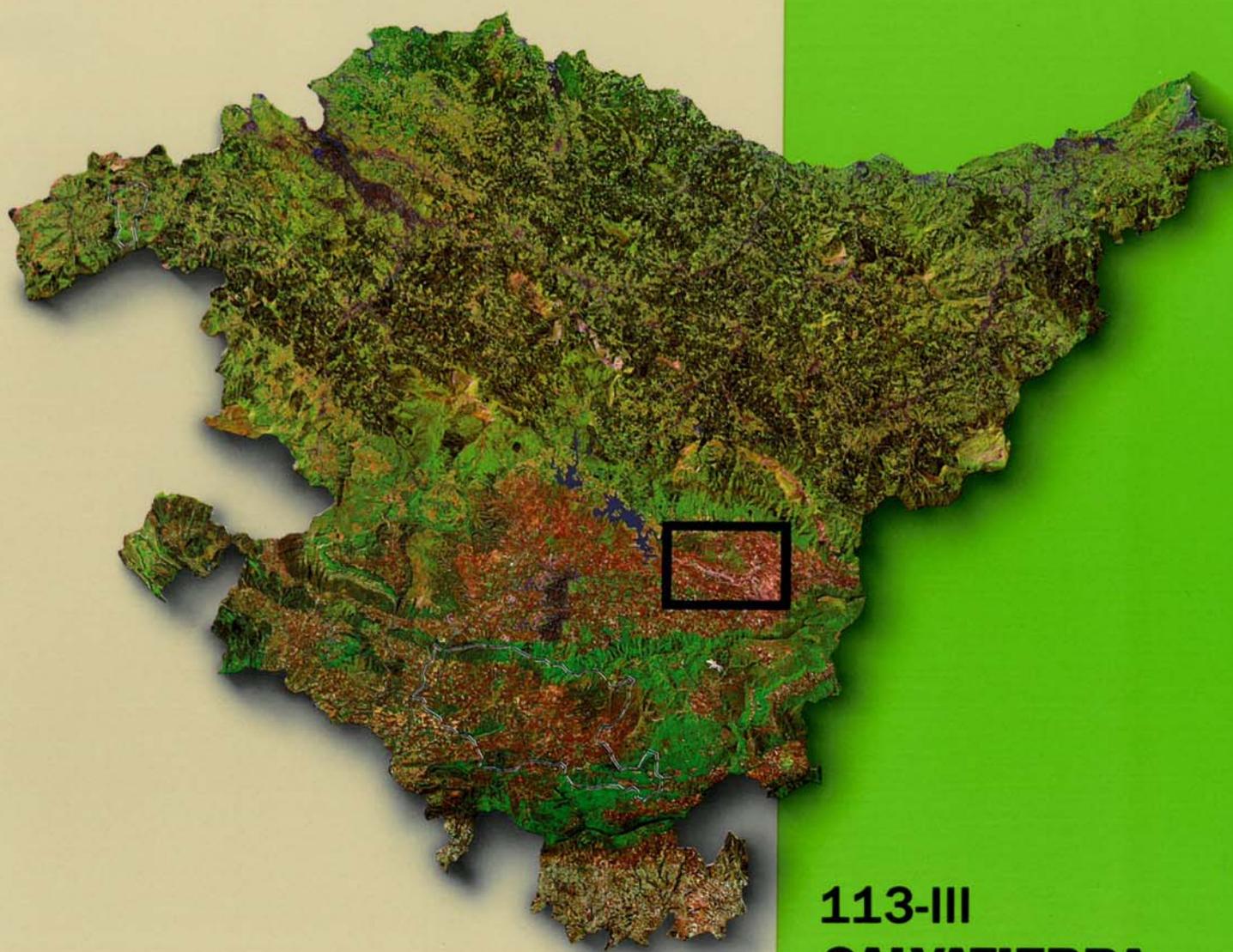




EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

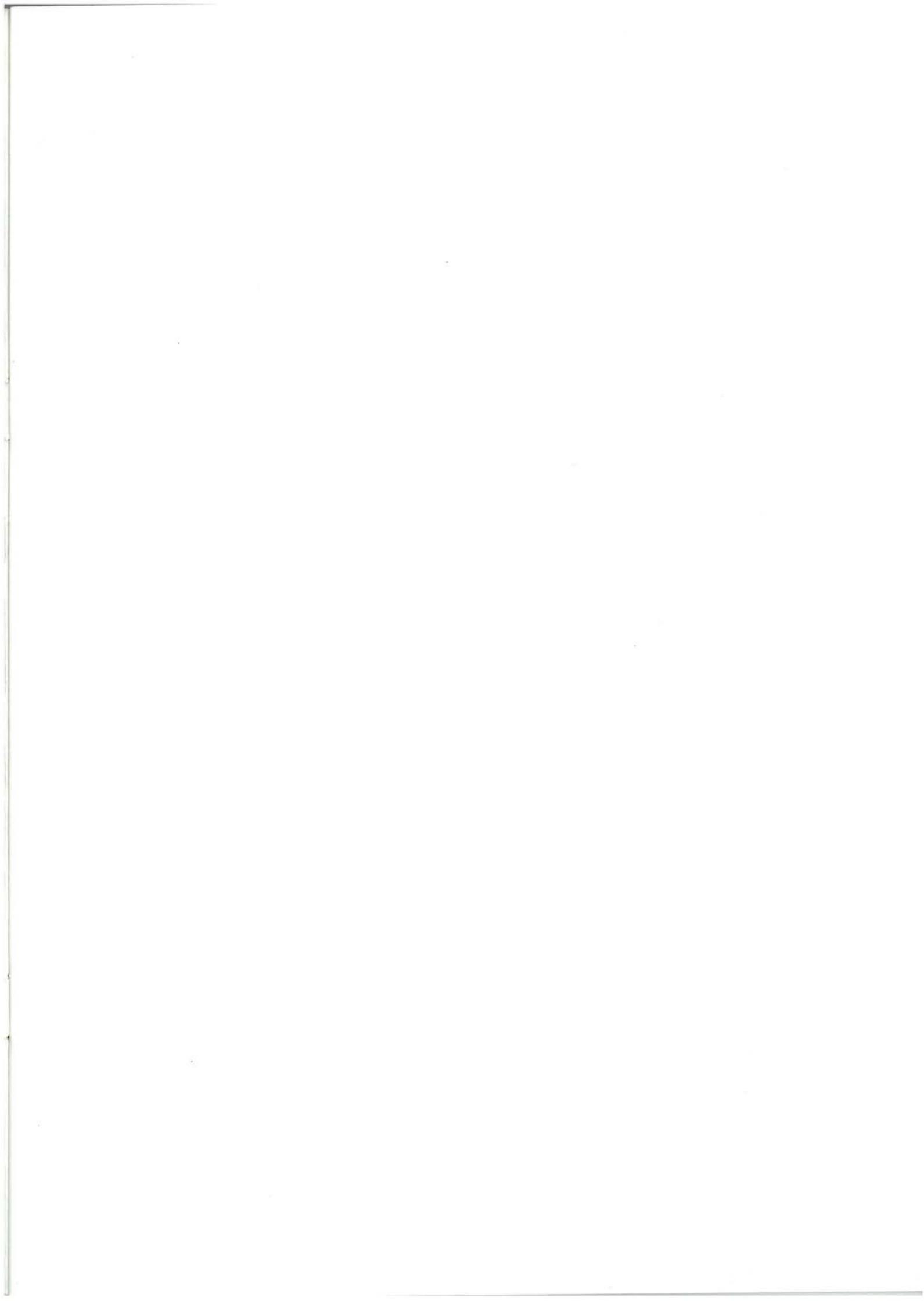
*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



113-III
SALVATIERRA

E: 1/25.000





**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

113-III

SALVATIERRA

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-517-93**

I.S.B.N.: 84-88302-65-7

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. COMPLEJO SUPRAURGONIANO (Formación Valmaseda).....	11
2.2. CRETACICO SUPERIOR.....	11
2.3. CUATERNARIO.....	16
3. SEDIMENTOLOGIA	17
3.1. DISTRIBUCION CICLICA Y SECUENCIAL EN EL CUADRANTE.....	22
3.2. ESQUEMA EVOLUTIVO GENERAL EN EL CRETACICO SUPERIOR.....	26
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	27
BIBLIOGRAFIA	31

1. INTRODUCCION

El cuadrante 113 - III, Salvatierra, presenta como rasgo geomorfológico más notable una alineación montañosa que se extiende por la mitad septentrional, conocida como sierra de Narvaja, cuyas cotas más altas no superan nunca los mil metros. Las principales alturas son las de los montes Berein (783 metros), Aldaia (789 metros) y Guevara (711 metros).

Esta alineación montañosa separa al norte el valle del río Barrundia y al sur, el valle del río Zadorra.

El río Barrundia se origina por la confluencia de los numerosos arroyos procedentes de la sierra de Urkilla. En este valle se localizan pequeños núcleos de población de los cuales

Ozaeta es el más importante. Otras localidades son Hérmua, Larrea y Aspuru.

Al sur de la sierra de Narvaja se extiende un amplio valle por el que discurre el río Zadorra. Este río está alimentado por numerosos afluentes procedentes tanto del norte (sierra de Narvaja), como de la sierra de Urbasa situada al sur.

En este amplio valle se asientan localidades tan importantes como Salvatierra - Agurain y Alegria - Dulantzi, y otras numerosas y pequeñas poblaciones, como Gordoia, Luzuriaga, Ordoñana, Heredia, Audicana, Maturana, Etxabarri - Urtupiña, Ezquerecocha y Chinchetru.

2. ESTRATIGRAFIA

La mayor parte de este cuadrante está ocupado por rocas del Cretácico superior. No obstante, en el borde norte afloran rocas pertenecientes al Complejo detrítico Albocenomaniense o Complejo Supraurgoniano.

2.1. COMPLEJO SUPRAURGONIANO (Formación Valmaseda)

Los materiales más antiguos que afloran en el cuadrante son **argilitas y/o limolitas** (1), las cuales se reconocen limitadamente en el borde norte del cuadrante. Corresponden a los tramos más altos del Complejo Supraurgoniano de edad Cenomaniense inferior. Debido a sus características litológicas constituyen valles y zonas deprimidas, parcialmente recubiertas por coluviales y aluviales procedentes del norte (sierras de Elguea y Urkilla). Por esta razón, sus afloramientos son escasos y ocasionales.

Donde se reconoce, es esencialmente limolítico. Se trata de limolitas negras, con mucha materia orgánica, micáceas, ocasionalmente algo calcáreas. A menudo presentan horizontes sideríticos, nódulos y septarias.

Este término se extiende más allá de los límites del cuadrante, teniendo su mayor desarrollo en el cuadrante situado al norte (Santuario de Arantzazu) en donde llega a alcanzar en algunos puntos una potencia cercana a los 600 metros.

La monotonía de este término únicamente se interrumpe por esporádicas intercalaciones de niveles de areniscas de potencia centimétrica o decimétrica, mal clasificadas, algo calcáreas, con abundante materia orgánica y fuertemente bioturbadas. Algunos de estos niveles arenosos pueden hallarse agrupados, alternantes con limolitas en paquetes de potencia métrica, adquiriendo entonces entidad cartográfica. Este es el caso de un paquete bastante continuo de unos 8 metros de potencia que origina un pequeño resalte topográfico al sur de Ozaeta. El término se ha definido como **areniscas calcáreas y limolitas** (2).

2.2. CRETACICO SUPERIOR

Se define así un potente conjunto de diversos materiales carbonatados comprendidos entre el Cenomaniense superior y el Maastrichtiense.

A techo de los últimos términos lutíticos y areniscosos del Complejo Supraurgoniano y constituyendo la base del Cretácico superior se reconoce un conjunto de materiales carbonatados al que se podría denominar como Alternancias Cenomanienses (equivalentes al "Flysch de Bolas" definido por CIRY y MENDIZABAL en 1.949).

Dentro del conjunto se han diferenciado tres términos con distintas características:

Constituyendo la base de las Alternancias Cenomanienses se reconoce un término de potencia cercana a los 400 metros, definido como **limolitas carbonatadas y/o margas; ocasionales niveles calcáreos** (3). Se trata de un monótono conjunto de limolitas calcáreas grises, micáceas, que intercala de forma aislada algunos niveles centimétricos de calizas o margocalizas comúnmente nodulosas. El término presenta cierta variación lateral. Así, mientras que en la mitad occidental de su área de afloramiento la litología dominante son limolitas calcáreas, al norte de Galarreta el conjunto puede considerarse más bien margoso sin apenas contaminación arenosa. Este término aflora únicamente de forma aislada y puntual no pudiendo establecerse ningún corte tipo.

El contenido faunístico encontrado consiste en: *Rotalipora montalvensis* MORNOD, *Rotalipora turonica thomei* HAGN y ZEIL, *Rotalipora cf. cushmani* MORROW, *Rotalipora appenninica* RENZ, *Rotalipora brotzeni* (SIGAL), *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI).

Progresivamente hacia el techo, las esporádicas intercalaciones de calizas y margocalizas nodulosas se hacen más frecuentes, llegando finalmente a constituir una alternancia de bancos "duros" y "blandos" característica del siguiente término que se ha definido como **alternancia irregular de margocalizas o calizas nodulosas y margas o limolitas (facies indiferenciada)** (4). La potencia se estima variable entre 20 y 80 metros. Puede reconocerse de forma aislada y puntual en la pista que desde Ozaeta conduce al alto de Guevara, o en la pista que desde Larrea conduce hacia el sur. Se reconoce de forma más completa por las pistas que desde Gordoia y Galarreta se adentran en la sierra de Urkilla o en el cauce del río Barrundia a la altura de Barria. En el borde oeste de la hoja, el conjunto puede presentar cierta variación, pudiendo manifestarse como una alternancia de bancos regulares (no nodulosos) de calizas y margas. En este caso se ha diferenciado y definido como **alternancia de calizas y margas**. (5).

A techo de las Alternancias Cenomanienses se dispone un término definido como **margas, margocalizas y calizas; niveles slumpizados** (6), de edad Turoniense. Es característico tanto en este término como en los tres anteriores, la presencia casi constante de fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria.

Este término presenta importantes variaciones locales de su potencia debido al carácter discordante del contacto de techo con los materiales suprayacentes.

El contenido faunístico más característico es el siguiente: *Dicarinella algeriana* (CARON), *Dicarinella cf. imbricata* MORNOD, *Marginotruncana marianosi* DOUGLASS, *Marginotruncana sigali* REICHEL, *Marginotruncana schneegansi* SIGAL, *Marginotruncana renzi* GANDOLFI, *Marginotruncana cf. coronata* BOLLI, *Marginotruncana cf. pseudolinneiana* PESSAGNO, *Praeglobotruncana praehelvetica* TRUJILLO, *Praeglobotruncana helvetica* BOLLI, *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, *Praeglobotruncana cf. stephani* GANDOLFI, *Whiteinella cf. brittonensis* LOEBLICH y TAPPAN.

Se trata de un conjunto en el que las litologías citadas alternan irregularmente en bancos de potencia variable. Litológicamente algunos tramos se asemejan en ocasiones al término (4) de las Alternancias Cenomanienses. No obstante la ordenación en bancos "duros" y bancos "blandos" no es aquí tan clara. La potencia del tramo es variable, alcanzando su mayor desarrollo al norte de los altos de Guevara y Aldaia (150 - 200 metros).

En contacto discordante sobre los términos descritos se dispone un potente complejo de edad Coniaciense definido como **calizas laminadas y margas compactas** (7). Sus afloramientos constituyen la alineación montañosa de la sierra de Narvaia.

La litología dominante consiste en calca-renitas de grano fino, finamente laminadas.

Las calcarenitas presentan una gran variedad en cuanto a contenido arcilloso. Así pues, es posible encontrar, entre los términos puros y muy arcillosos (que adquieren aspecto de margas compactas), todos los términos intermedios que se quieran establecer.

El contenido faunístico encontrado es el siguiente: *Pithonella sphaerica* KAUFMANN, *Pithonella ovalis* KAUFMANN, *Spiroplectamina baudoviana* d'ORBIGNY, *Spiroplectamina longa* LALIKER, *Marginotruncana coronata* BOLLI, *Marginotruncana renzi* GANDOLFI, *Marginotruncana angusticarinata* GANDOLFI, *Marginotruncana sigali* REICHEL, *Marginotruncana marginata* REUSS, *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO, *Dicarinella cf. canaliculata* REUSS, *Hedbergella cf. hessi* PESSAGNO.

Las calcarenitas forman paquetes de potencia decimétrica - métrica, localmente bastante arenosos, separados por minoritarios niveles de margas y margocalizas muy compactas. Los contactos entre las distintas litologías generalmente son graduales y transicionales, con frecuentes pasos laterales y verticales entre sí, debido a que vienen determinados por progresivos aumentos o disminuciones del contenido arcilloso.

No obstante se puede observar que las distintas facies se distribuyeron dentro del conjunto según un esquema sencillo.

En general las facies más calcáreas (o menos arcillosas) son mayoritarias a muro, pasando progresivamente hacia techo a facies más margosas o con mayor contenido arcilloso.

A escala regional, el conjunto presenta una geometría particular. En la zona central es donde tiene un mayor desarrollo (1500 metros). Los tramos más altos pasan lateralmente a términos margosos o margocalizos que se describirán a continuación. Los dos tercios inferiores del conjunto sin embargo, se mantienen por todo el

cuadrante. No obstante, se debe señalar cierto paso gradual no reflejado en cartografía hacia facies menos calizas, desde el borde noroeste (corte de Maturana - Ozaeta), donde las facies son poco arcillosas, hacia el borde noreste del cuadrante, donde a partir de Galarreta las calcarenitas adquieren progresivamente un mayor contenido arcilloso.

Son frecuentes, sobre todo a muro del conjunto, algunos niveles "slumpizados". A esta altura, son numerosos también los contactos intraerosivos.

Todo el conjunto está muy bien aflorado pudiendo establecerse por cualquier transversal (a excepción de la carretera que une Heredia con Aspuru) buenos cortes, con afloramientos casi continuos.

Hacia la base del conjunto, sobre todo en la mitad oeste, se reconocen algunos paquetes intercalados de potencia decamétrica, constituidos por bancos de calcarenitas de grano medio a grueso de potencia métrica con entidad cartográfica, que lateralmente pasan a las calcarenitas de grano fino laminadas del término anterior. Se han definido como **calcarenitas en bancos decimétricos - métricos** (8). Mayoritariamente se trata de calcarenitas de grano medio, localmente arenosas, bioturbadas, con estratificación cruzada de relleno de canal, y frecuentemente bioclásticas. Localmente se presentan como "rudstones" bioclásticas, con frecuentes niveles intercalados de brechas intraformacionales constituidos por cantos de marga o calcarenita inmersos en una matriz calcarenítica.

Estos niveles han sido profusamente explotados, en las inmediaciones de Maturana, para áridos de construcción en general.

El tránsito gradual lateral y vertical del término (7) hacia facies más arcillosas, se traduce en el establecimiento de un nuevo término definido como **margocalizas y margas compactas** (9).

Este término está bien desarrollado a techo del término (7) en la mitad occidental del cuadrante. En la zona oriental sin embargo, constituye el paso lateral de los dos tercios superiores del mencionado término.

Se trata de margas y margocalizas muy compactas. En general el conjunto presenta variaciones litológicas locales, estando los términos más carbonatados o menos arcillosos en las cercanías del término (7) o de sus pasos laterales.

A techo del complejo coniaciense se reconoce otro conjunto de edad Santoniense caracterizado por un mayor desarrollo de litologías más margosas. El conjunto está formado por dos términos distintos.

La facies más común y representativa se ha definido como **margas y margocalizas** (10). Aunque las litologías margosas son mayoritarias, se reconocen también, a distintas alturas, potentes tramos constituidos por niveles centimétricos de margas y margocalizas alternantes.

La fauna encontrada es la siguiente: *Dicarinella concavata* D'ALBIEZ, *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO, *Marginotruncana angusticarinata* GANDOLFI, *Marginotruncana coronata* BOLLI, *Rosita fornicata* PLUMMER, *Globotruncana lapparenti* (BOLLI), *Globotruncana cretacea* CUSHMAN, *Hedbergella cf. flandrini* PORTHAULT, *Heterohelix cf. globulosa* EHRENB., *Heterohelix cf. reussi* CUSHMAN, *Heterohelix cf. carinata* CUSHMAN, *Pithonella ovalis* KAUFMANN, *Gaudryina rugosa* d'ORB., *Spiroplectammina baudoviana* d'ORB., *Spiroplectammina longa* LALIKER, *Marssonella trochus* d'ORB., *Dorothyia bulleta* CARSEY, *Tritaxia tricarinata* REUSS, *Ramulina aculeata* d'ORB., *Marginulina trilobata* d'ORB., *Gyroidinoides nitida* REUSS, *Pseudovalvulineria costata* BROTZEN.

Dentro de esta facies general margosa, se sitúa en todo el cuadrante un conjunto de

intercalaciones de potencia métrica constituidas por una alternancia de niveles "duros" y "blandos". Las litologías que intervienen son variadas, desde una caliza arenosa o arcillosa a margocalizas, como términos "duros", y margas como términos "blandos". Esta facies se ha definido con el término **alternancias de margas, margocalizas y calizas** (11), que provocan resaltes topográficos y tienen una gran continuidad lateral. Pueden estar aislados dentro del término margoso (10). Hacia el centro del cuadrante, sin embargo, el desarrollo de un gran número de estos paquetes impide una diferenciación individual de los mismos. El resultado es un conjunto alternante a gran escala, constituido por paquetes de potencia métrica de calizas, margocalizas y margas alternantes separados por bancos métricos de margas o términos más blandos.

El contenido faunístico que se ha reconocido es el siguiente: *Dicarinella carinata* DALBIEZ, *Marginotruncana angusticarinata* GANDOLFI, *Marginotruncana marginata* REUSS, *Marginotruncana coronata* BOLLI, *Marginotruncana cf. sinuosa* PORTHAULT, *Marginotruncana cf. pseudolinneiana* PESSAGNO, *Rosita fornicata* PLUMMER, *Globotruncana lapparenti* BOLLI, *Globotruncana bulloides* VOLLER, *Heterohelix cf. globulosa* EHRENB., *Heterohelix cf. flandrini* PORTHAULT, *Gluberina decoratissima* (de KLASZ), *Pithonella sphaerica* KAUFMANN, *Pithonella ovalis* KAUFMANN, *Spiroplectammina baudoviana* (d'ORB.), *Spiroplectammina longa* LALIKER, *Marssonella trochus* d'ORB., *Dorothyia bulleta* CARSEY, *Gaudryina rugosa* d'ORB., *Tritaxia tricarinata* REUSS, *Pseudovalvulineria clementiana* d'ORB., *Globorotalites michelinianus* d'ORB.

Localmente se han reconocido algunos **niveles lumaquéllicos** (12) de potencia centimétrica - decimétrica, formados por bivalvos y bioclastos de equinodermos (cercanías de Audikana).

La potencia de todo este conjunto santoniense se estima cercana a 1500 metros.

Marcando el tránsito Santoniense - Campaniense desaparecen prácticamente las intercalaciones de paquetes alternantes. A partir de este punto la serie se hace más margosa pudiendo establecerse un nuevo término definido como **margas; tramos de margas y margocalizas alternantes** (13). La litología mayoritaria de este término son las margas. Aunque localmente algunos tramos pueden parecerse al término (10) anterior, en general, las margas son menos calcáreas, algo más oscuras y arenosas. El contenido faunístico es el siguiente: *Globotruncana elevata* BROTZEN, *Rosita fornicata* PLUMMER, *Globotruncana lapparenti* BOLLII, *Globotruncana bulloides* VOGLER, *Hedbergella cf. hessi* PESSAGNO, *Hedbergella cf. flandrini* PORTHAULT, *Heterohelix cf. carinata* CUSHMAN, *Heterohelix cf. globulosa* EHRENB., *Pithonella sphaerica* KAUFMANN, *Gaudryina rugosa* d'ORB., *Verneuilina limbata* CUSHMANN, *Spiroplectammina baudoviana* d'ORB., *Spiroplectammina longa* LALIKER, *Dorothia bulleta* CARSEY, *Marssonella trochus* d'ORB., *Tritaxia tricarinata* REUSS, *Frondicularia cf. archiaciana* d'ORB., *Ramulina aculeata* d'ORB., *Pseudovalvulineria costata* BROTZEN, *Globorotalites michelinianus* d'ORB., *Lenticulina sp.*, *Dentalina sp.*, *Marginulina trilobata* d'ORB., *Bolivinooides strigillata* CHAPMAN.

En este término se intercalan a distintas alturas y de forma irregular tramos constituidos por margas oscuras y margocalizas alternantes en finos bancos centimétricos. La potencia del término es mínima en el borde oeste (500 metros) aumentando hacia el ángulo sureste sensiblemente. Otro tipo de intercalaciones también frecuentes presentan ya otras características. Los estratos duros tienen un aspecto noduloso o pseudonoduloso. Alguno de estos paquetes intercalados, sobre todo los que tienen mayor potencia, se han separado y definido como **margas y margocalizas pseudonodulosas** (14). Estos paquetes no tienen demasiada continuidad lateral y frecuentemente presentan fenómenos de inestabilidad sinsedimentaria ("slumps", brechificación).

Por encima de estos términos se inicia sobre todo en el ángulo suroeste una contaminación arenosa del término general margoso. Este hecho trae como consecuencia el desarrollo de un nuevo término, definido como **margas arenosas oscuras** (15). Se trata mayoritariamente de margas grises o negras arenosas, finamente laminadas, que incluyen ocasionales niveles de calcarenitas arenosas y areniscas laminadas. A techo, y en parte como paso lateral, se dispone un conjunto de litología variada y compleja que se ha definido como **calcarenitas arenosas, areniscas laminadas y margas** (16). Este término presenta una gran complejidad litológica determinada por la contaminación arenosa y la variabilidad del tamaño de grano. Así se reconocen desde calcarenitas de grano fino, a calcarenitas bioclásticas o incluso "rudstones". El contenido arenoso es muy variable, pudiendo estar ausente o ser muy alto, hasta el punto de constituirse en areniscas.

La potencia de los bancos es generalmente centimétrica aunque en ocasiones y sobre todo hacia la base pueden ser decimétricos. No existe una distribución clara de las distintas litologías dentro del conjunto, no obstante, progresivamente hacia techo, los niveles calcareníticos se van haciendo más finos y esporádicos. De esta forma, aunque el conjunto sigue presentando finos niveles de calcarenita arenosa y areniscas, hacia techo el componente margoso puede ser mayoritario. 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 origen cercano al turbidítico. Tanto este término como el anterior forman un cuerpo de morfología lenticular cuya potencia máxima (700 metros) se reconoce en el borde oeste del cuadrante; hacia el este disminuye sensiblemente de potencia, llegando a desaparecer en el cuadrante situado al sur (Montes de Iturrieta). El conjunto (sobre todo el término de techo) origina un relieve topográfico que resalta sobre la llanada originada por el término general margoso. Una segunda

intercalación de litologías similares al término (16) se sitúa más al sur, originando también un pequeño resalte. Se han diferenciado como **calcarenitas bioclásticas con glauconita; lumaquelas** (17). Se trata de niveles aislados de potencia decimétrica - métrica o paquetes métricos (cerro Castillo) de "grainstone-rudstone" verdosos (glauconita) y bioclásticos. Comúnmente constituyen niveles lumaquéllicos formados por fragmentos de equinodermos, distintos tipos de bivalvos y corales.

Por último, a techo y pasando hacia el sur al cuadrante de Montes de Iturrieta, vuelven a predominar los materiales margosos, similares al término 13 ya descrito.

2.3. CUATERNARIO

Se han distinguido cuatro tipos diferentes de formaciones cuaternarias.

Las más antiguas son los **depósitos aluvio - coluviales antiguos** (18). Se desarrollan sobre todo en el borde sur del cuadrante. Corresponden a los apéndices más avanzados de un sistema de formaciones superficiales, bien desarrollados en el cuadrante de Montes de Iturrieta, que tenían su área fuente en la vertiente norte de la sierra de Urbasa. Se trata mayoritariamente de gravas calcáreas con algunos niveles de arenas y limos. Otro tipo algo distinto se desarrolla al norte de Salvatierra y corresponde a depósitos aluviales antiguos (terrazas).

Se trata en general de materiales de grano medio - fino de tipo limo o arena.

Estas formaciones han sido en gran parte dismanteladas y erosionadas por los actuales cursos de ríos y arroyos.

Algo más modernos serían los **depósitos aluviales y aluvio-coluviales** (19) originados por la red de arroyos y ríos actuales.

A pesar de que su potencia es generalmente escasa, estas formaciones pueden tener un gran desarrollo lateral, ocultando el sustrato rocoso de grandes áreas. En base a criterios cartográficos en muchos casos estas formaciones se han omitido, como en el caso del valle comprendido entre Narvaja y Luzuriaga, en donde los depósitos cuaternarios presentan una escasísima potencia.

Al noreste del cuadrante se reconocen los frentes de extensas formaciones **coluviales** (20), bien desarrollados en el cuadrante septentrional (Santuario de Arantzazu).

Se trata de gravas formadas por cantos de areniscas en matriz arenosa procedentes de la sierra de Urkilla.

Los **depósitos antropogénicos** (21) se han diferenciado sobre todo en los alrededores de Salvatierra. Se trata de rellenos para el asentamiento de instalaciones industriales o bien de escombreras formadas por la acumulación de residuos procedentes de estas industrias.

3. SEDIMENTOLOGIA

En el área de trabajo aparecen materiales pertenecientes a las potentes sucesiones mesozoicas 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 mútua.
- 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 del Cretácico superior (Cenomanense medio a base del Campaniense medio aproximadamente), con algunos depósitos cuaternarios localmente extensos.

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

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 Valmaseda uniformiza y someriza el sustrato, de forma que pueden establecerse los amplios elementos paleogeográficos transgresivos, característicos del inicio del Cretácico superior. El proceso tiene excepciones locales en las áreas de intumescencia probablemente halocinética: diapiros como el de Murgia, o no aflorantes como el de Aitzgorri-Egino (cuadrante de Asparrena), paleoalto complejo de Maturana, etc., todos ellos en el entorno próximo del cuadrante.

Durante el Cretácico superior se formó en el área Vasco-Cantábrica un gran surco (Surco Alavés de RAMIREZ DEL POZO, 1971; ver figuras 3.1B, 3.2.), 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 Altsasu (figura 3.1B). El surco de Salvatierra, en cuyo margen norte se localiza el cuadrante, es uno de los surcos subsidiarios (figura 3.3), rodeado por umbrales paleogeográficos (NO, N, NE, S y SE), en su mayoría de probable origen diapírico (ver figura 3.4).

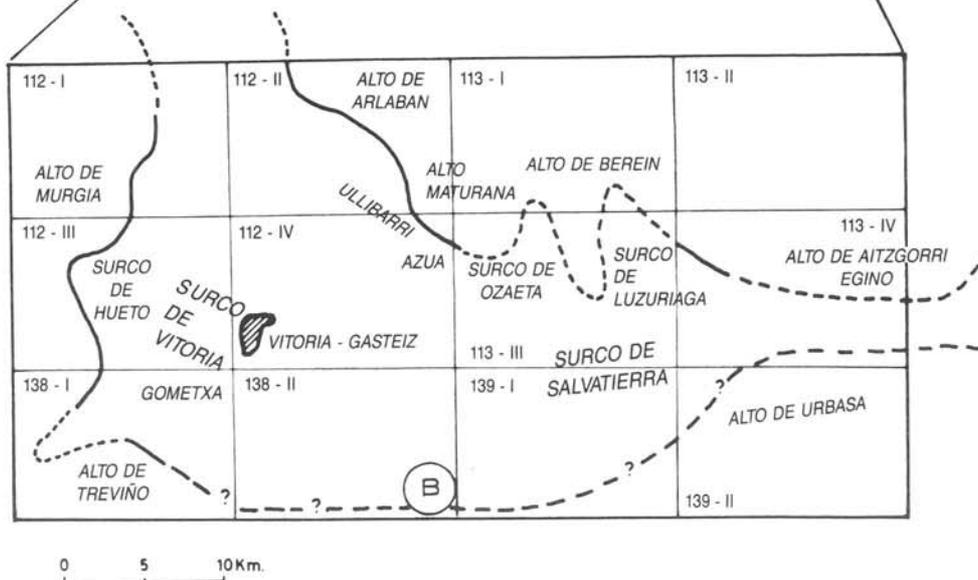
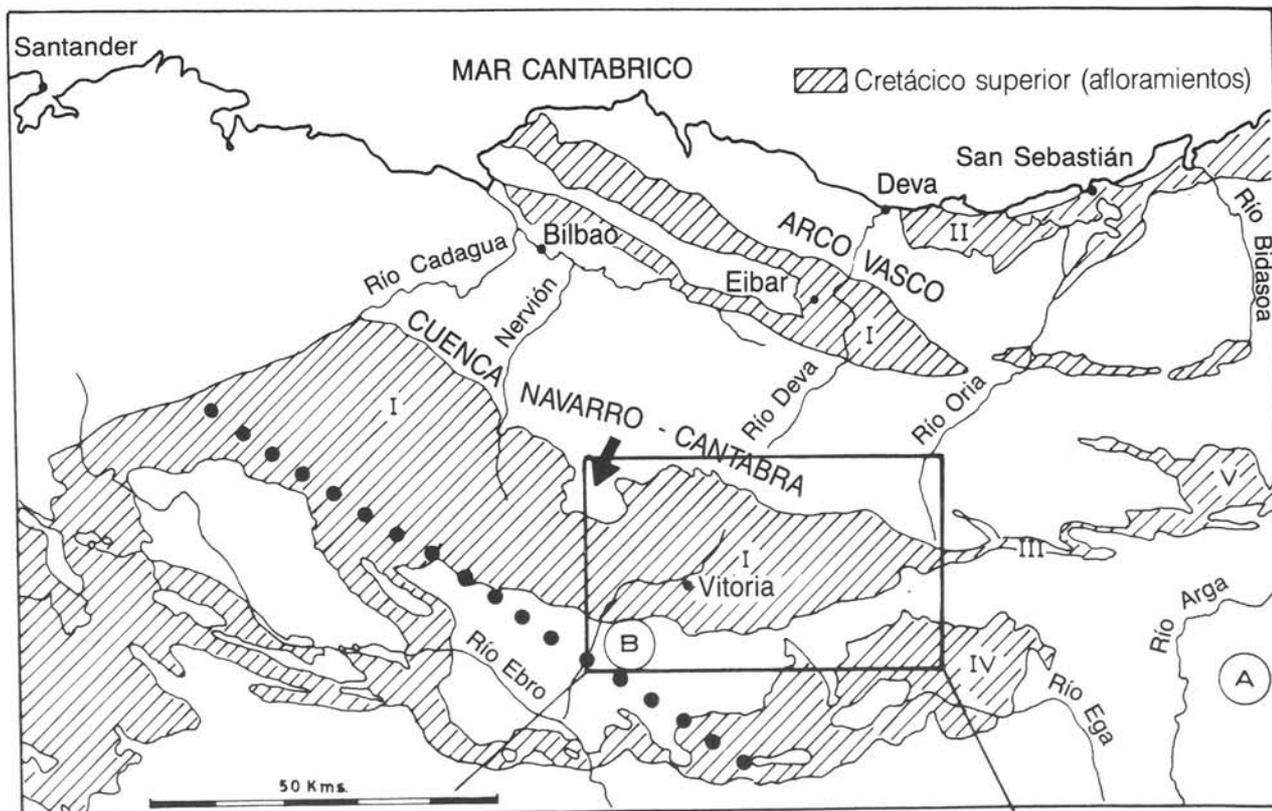
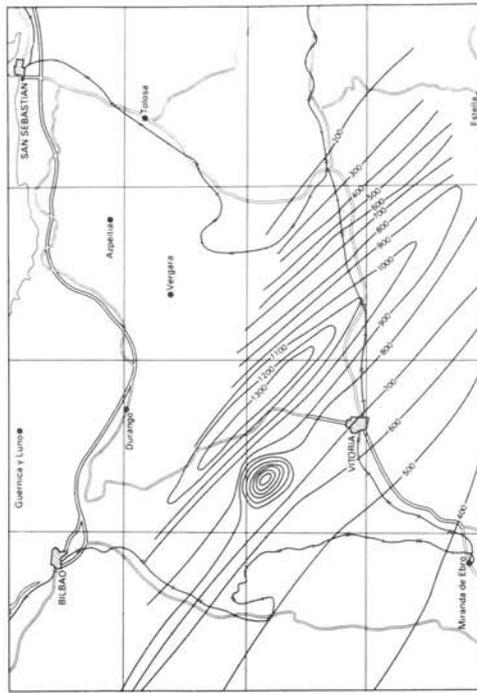
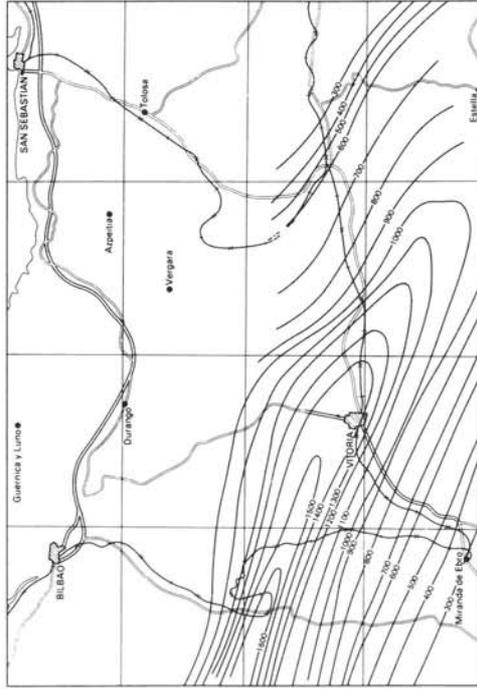


Figura 3.1.— A. Situación regional de los surcos de Vitoria y Salvatierra con respecto a los afloramientos del Cretácico superior en la Cuenca Cantábrica Oriental. La línea de puntos gruesos indica el límite septentrional del área costera o de transición. (modificado de AMIOT, 1982).
 B. Localización 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.

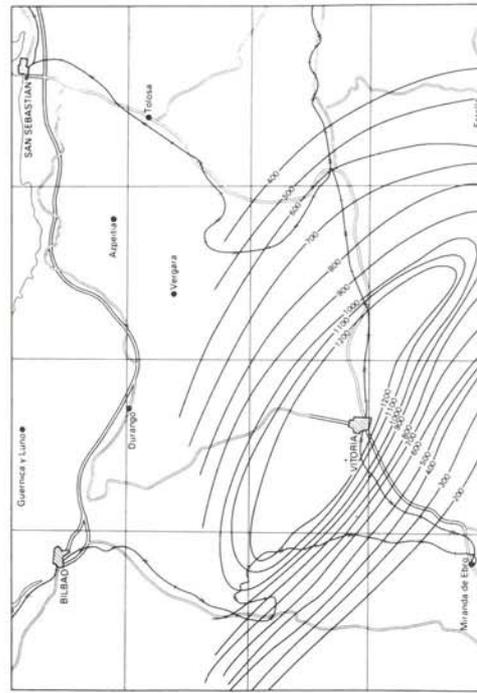
CENOMANIENSE - TURONIENSE



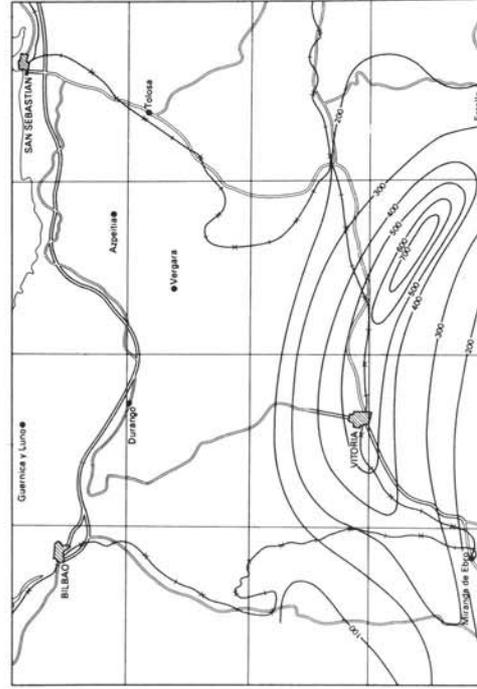
CONIACIENSE-SANTONIENSE INFERIOR



SANTONIENSE SUPERIOR-CAMPAIENSE INFERIOR



CAMPAIENSE SUPERIOR MAASTRICHTIENSE



10 Km

Figura 3.2.— Mapas de isopacas para el Cretácico superior según EVE-ITGE (1991).

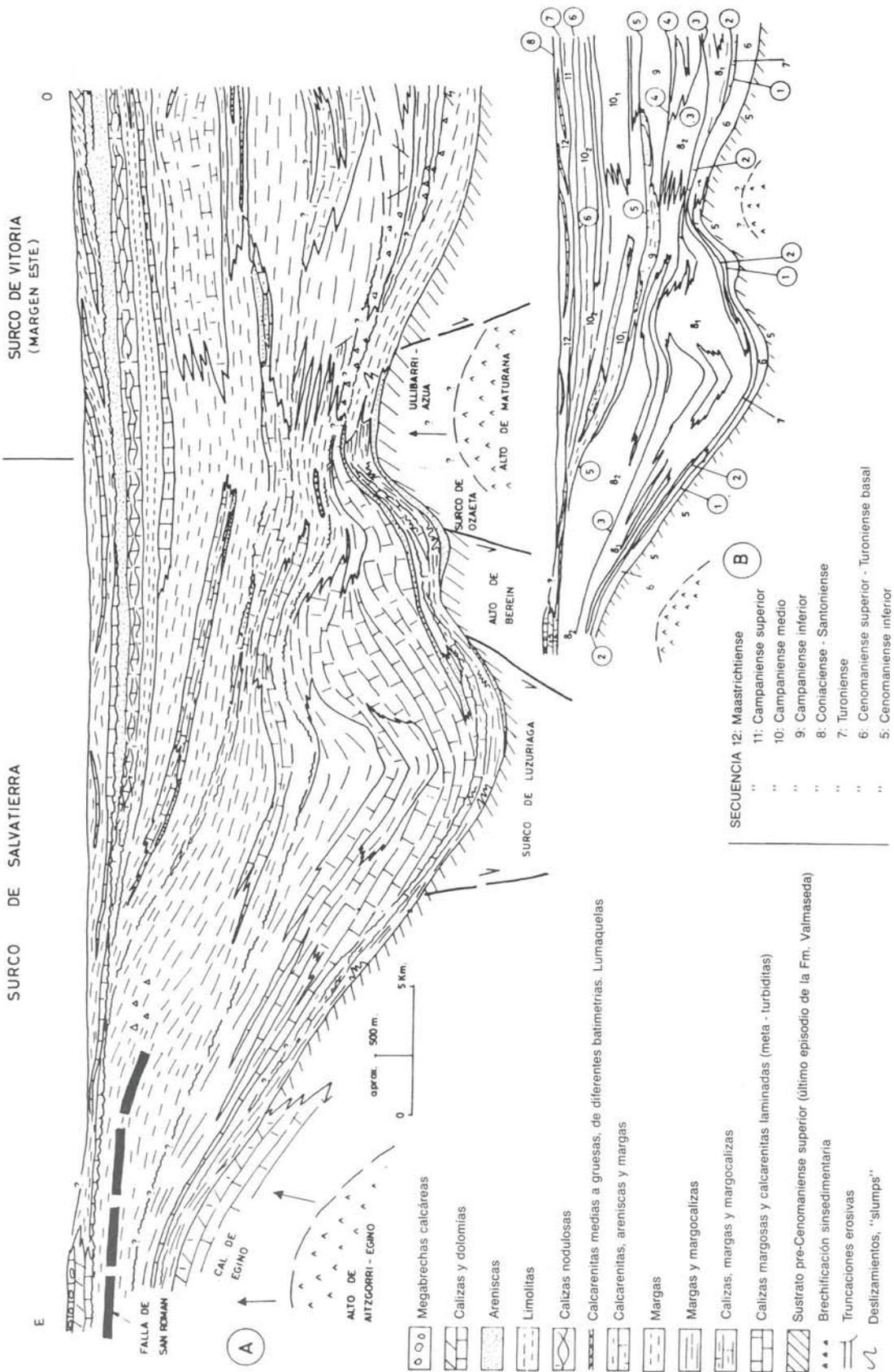
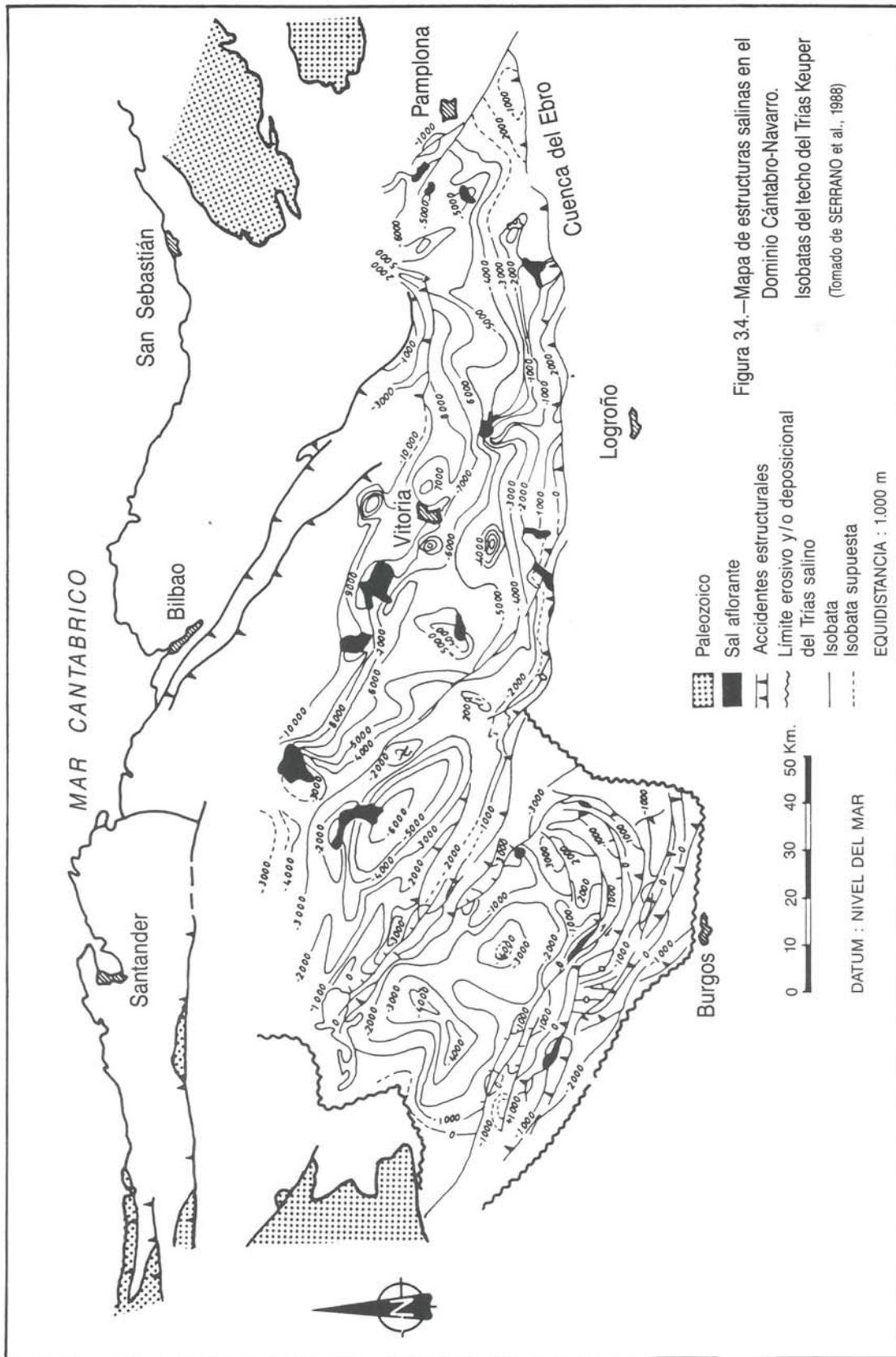


Figura 3.3:— A Esquema estratigráfico general del "surco de Salvatierra", y su enlace con el "surco de Vitoria" a través del umbral o "alto de Maturana".

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



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. DISTRIBUCION CICLICA Y SECUENCIAL EN EL CUADRANTE

Los diferentes materiales de edad cretácica y terciaria comprendidos en los surcos de Vitoria-Gasteiz 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 solapamiento o paraconformidades con importante pérdida de registro, hasta simples cambios litológicos, más o menos bruscos. En el Cretácico inferior, las secuencias deposicionales suelen estar constituidas por parejas de unidades del tipo "terrágeno-carbonato" o "terrágeno grueso inferior-terrágeno fino superior". En el caso del Cretácico superior, en el que el contenido terrígeno es bastante uniforme y de grano fino, las asociaciones sedimentarias que forman las secuencias pueden ser de tipo "carbonato alóctono-carbonato autóctono" (por ejemplo calcarenitas progradantes y margas; secuencias negativas-positivas) o bien secuencias de somerización definibles como parejas "carbonato más profundo-carbonato más somero" (secuencias negativas).

Las cinco "secuencias deposicionales" que se han diferenciado en el Cretácico superior del Surco de Salvatierra (figura 3.5), 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 discontinuidades claramente distinguibles en cartografía

y en base a las dataciones realizadas, como las presentes en el ángulo noroeste, producidas por la actividad del alto de Arlabán - Maturana (ver en figura 3.3). Hacia el centro del surco, las rupturas desaparecen y pasan a (para)conformidades, como se aprecia en las figuras 3.3. y 3.5.

En el cuadrante sólo aparecen las secuencias S5 a S10, que se describen a continuación.

La **secuencia S5** representa el techo prodeltaico de la formación Valmaseda, perteneciente al Ciclo Albocenomaniense. Sobre este sustrato, la transgresión cenomaniense implanta un medio marino de plataforma externa.

La **secuencia S6** está representada por materiales carbonatados con características batimétricas bastante uniformes.

El esquema transgresivo que se da en el área se ve truncado por un levantamiento del fondo, que propiciará la creación de una superficie de "onlap" en el flanco este del paleoalto de Maturana (figura 3.3), coincidiendo con el comienzo del Turoniense.

Los materiales deslizados margosos de las "alternancias cenomanienses" se depositaron con mayor espesor en el fondo de los surcos locales de Ozaeta y Luzuriaga (figura 3.3). En el ángulo noroeste del cuadrante aparecen niveles de areniscas calcáreas, que desaparecen hacia los altos de Berein y Aitzgorri-Egino, y pueden interpretarse como equivalentes laterales de las facies someras de Ullibarri-Azua (cuadrantes de Vitoria-Gasteiz y Legutiano). La formación de un talud incipiente produce deslizamientos y brechas intraformacionales en los materiales margosos y areniscosos.

La **secuencia S7** corresponde aproximadamente al Turoniense inferior. En el entorno del cuadrante sólo se han preservado relictos de escasa potencia, como en el surco de Luzuriaga o en el cuadrante contiguo de Asparrena.

Sobre la discontinuidad basal de la secuencia se sitúan los equivalentes de las

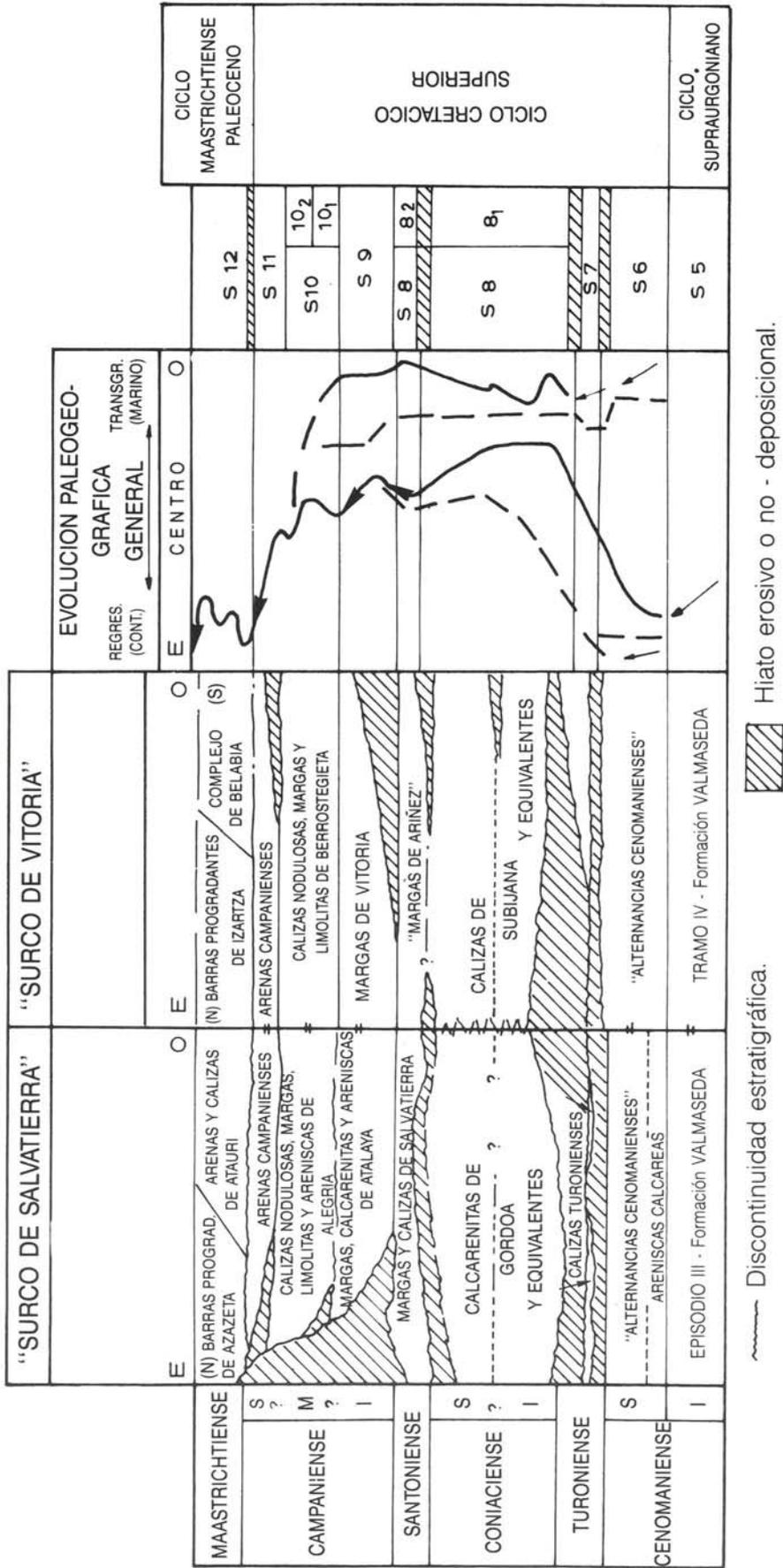


Figura 3.5. — Distribución de ciclos y secuencias en el área de trabajo (surco de Salvatierra). Comparación con el surco de Vitoria. Inicialmente las dinámicas transgresivas y regresivas locales eran diferentes por sectores (actividad de los umbrales). A lo largo del Campaniense se uniformizan las distintas tendencias.

denominadas "calizas turonienses" que van pasando lateralmente a margas, desde el cuadrante de Murgia, y acuñándose progresivamente hacia el este hasta acabar quizá desapareciendo.

Así pues, la reducida serie turoniense se dispuso en "onlap" transgresivo sobre el Cenomaniense basculado del alto complejo de Maturana y fue posteriormente erosionada (o no llegó a depositarse) a partir del Turoniense superior).

La **secuencia S8** puede subdividirse (ver figuras 3.3, 3.5) en dos partes:

En un primer momento (subsecuencia S8₁), se da una transgresión pulsante, con episodios regresivos poco acentuados, limitada al alto local de Berein, y simultáneos con la regresión en los umbrales diapíricos de Murgia y Zuazo (EVE, 1988, 1989). En la fase final (S8₂), la secuencia adquiere un carácter netamente transgresivo, especialmente en el surco de Vitoria y margen este del de Salvatierra.

La subsecuencia inicial, más compleja, abarca una monótona serie de alternancias calcareníticas y margo-calcáreas, rota únicamente por la presencia en el oeste (surco local de Ozaeta y alto de Berein) de las calcarenitas de Gordoia (figuras 3.3 y 3.5). En ese área las calcarenitas pueden situarse en discordancia sobre la serie turoniense infrayacente. En otras, por el contrario, sólo se advierte una paraconformidad o incluso una concordancia aparente.

Las barras calcareníticas de sierra Aldaia son de carácter somero con estratificaciones cruzadas y rasgos canaliformes, o con presencia de brechas en Gaztelube y Aldaia, mientras que presentan una estratificación plano-paralela hacia el oeste, en Maturana. Son frecuentes los fenómenos de inestabilidad en las intercalaciones margosas y calcareníticas.

El litosomo calcarenítico de Gordoia se compone de calcarenitas de grano muy fino

en láminas milimétricas (quizá turbiditas muy distales), alternantes con margocalizas también finamente laminadas de pie de talud o paso a cuenca. Los materiales se van haciendo sensiblemente más margosos hacia los bordes del litosomo, hasta pasar a series margocalizas de mayor distalidad y batimetría, más propias de un medio de surco. En la zona de Araia la serie, fundamentalmente margosa, se reduce posiblemente hasta unos 200 metros de potencia, siendo su máximo desarrollo, en Berein, de unos 1500 metros.

La geometría del techo de las calcarenitas en la línea Zuazo-Maturana, sugiere un posible basculamiento sinsedimentario acompañado de un progresivo "onlap", posteriormente mecanizado en algunos puntos (oeste de Heredia).

Con todos estos datos se dibuja un claro esquema transgresivo (o lo que es igual, retrogradante), localizado, menos acusado en el alto de Berein. Este se sitúa sobre el actual anticlinal del mismo nombre (o de Salvatierra) lo que da idea de la preformación cretácica de algunas estructuras tectónicas alpinas, al igual que sucede en la misma época en el paleoalto complejo de Murgia-Nanclares, o durante el Cretácico inferior en todo el Arco Vasco.

Así pues, los términos basales y medios del Coniaciense continúan su "onlap" sobre el alto cenomaniense-turoniense de Maturana, que cierra su período de actividad al final de esta primera secuencia. El último episodio de somerización es la aparición de pequeños "shoals" bioclásticos, acompañados de frecuentes "slumps" y deslizamientos en las facies margo-calcáreas ad y suprayacentes (suroeste de Audikana).

Durante el Coniaciense superior y Santoniense (parte final de la secuencia), se deposita en el surco una monótona serie margosa y margocaliza. En este episodio, la aceleración de

la subsidencia marca una transgresión que queda reflejada sobre todo en una rapidísima retrogradación calcárea en Zuazo, mientras que ya venía resultando una tendencia continua en el fondo del surco (área de Luzuriaga). Del mismo modo, al este y sureste de Salvatierra, se produce, al final de la secuencia, una invasión de facies margosas (que será la tónica durante el Campaniense inferior). Es el reflejo de una nueva distalización con respecto a las facies de calcarenita fina, ya de por sí distales, depositadas en el fondo del surco.

La actuación del alto de Berein se cierra durante la segunda subsecuencia (S8₂) con el depósito de facies más calcáreas, aproximadamente coincidentes con su vertical.

La presencia aquí de facies algo más proximales que en el resto no se explica por la actuación de un alto local aislado, tal como hoy se dibuja en el fondo del surco. Es mucho más probable que los umbrales visibles actualmente representen la continuación, hacia el centro de la depresión, de zonas someras septentrionales y meridionales (figura 3.1B), con alta producción de carbonato, donde tendría lugar la formación de cuerpos arrecifales o calcareníticos gruesos marginales. Estos estarían situados sobre los hipotéticos umbrales mayores de Zaráia-Aitzgorri-Egino al norte (cuadrantes de Santuario de Arantzazu, Zegama, Asparrena), y Treviño-Urbasa al sur (cuadrantes de Montes de Izkiz, Maeztu, Sierra de Entzia, Campezo).

La **secuencia S9** es una cuña de extensión lateral limitada y carácter margoso uniforme en el surco de Vitoria; en el de Salvatierra, por el contrario, incluye calcarenitas arenosas y areniscas que representan los primeros avances de depósitos terrígenos regresivos en el área. Constituye uno de los últimos episodios de relleno del Surco Alavés, que uniformiza los amplios relieves submarinos creados por la subsidencia diferencial desde el Cenomaniense-Turonense.

La (para)conformidad de techo coincide con uno de los picos regresivos que se dan en el Campaniense. Este momento está marcado por la progradación desde el sureste y quizá desde el este, de sedimentos más proximales sobre las facies margosas. Esta dinámica culmina con la formación de "shoals" o altos fondos calcareníticos ("grainstone" y "rudstone" bioclásticas) con una elevada contaminación arenosa y de influencia posiblemente mareal. Son frecuentes, a techo de secuencias negativas dentro de la macrosecuencia positiva general, pequeños edificios de ostreidos y otra fauna asociada (al ENE de Alegría), con indicios de cementación en medios freáticos.

La **secuencia S10** consta de dos partes diferenciadas (sólo la inferior aflora dentro de los límites del cuadrante), cada una de las cuales representa una subsecuencia parcial transgresivo-regresiva:

- La primera de ellas comienza con una transgresión que superpone calizas nodulosas y margas sobre los bajíos calcareníticos y arenosos de techo de la anterior secuencia. Posteriormente, se inicia una regresión local que finaliza con el depósito de una nueva barra calcarenítica y arenosa, más proximal, con fauna arrecifal a muro y perdiendo carbonato hacia techo.
- La segunda, fuera ya del cuadrante, 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.

La geometría de los litosomos sugiere que ha dejado de actuar el paleoalto de Maturana y que se han organizado los grandes umbrales periféricos mayores que se intuían ya desde el Coniaciense en el norte, sur y suroeste del Surco Alavés. Con ello queda

definido un único surco amplio, en el que se depositan ya unidades con forma tabular y no lenticular o cuneiforme.

3.2. ESQUEMA EVOLUTIVO GENERAL EN EL CRETACICO SUPERIOR

Desde el punto de vista tectosedimentario, la transgresión inicial del Cretácico superior fue acompañada por un basculamiento hacia el sur que dió lugar al levantamiento del Anticlinalorio de Bilbao, a un aumento de la subsidencia en el Surco Alavés y a un desplazamiento del eje de subsidencia hacia el sur hasta el Santoniense (RAMIREZ DEL POZO, 1971; figura 3.2). Durante este tiempo se observan, en el entorno del cuadrante, los efectos de los movimientos de los diapiros de Aitzgorri-Egino y Murgia (cuadrante del mismo nombre) y del paleoalto complejo de Maturana, que dan lugar a adelgazamientos locales de series, cambios de facies, inestabilidad y perturbación sinsedimentaria, y truncaciones erosivas.

Durante el Cenomaniense tiene lugar una transgresión sobre un sustrato moderadamente estable, en el que comenzaban ya a dibujarse umbrales incipientes. La tendencia transgresiva general se ve contrarrestada por la aparición de áreas someras situadas sobre intumescencias diapíricas que elevaban localmente el fondo marino.

En el Turoniense inferior estos umbrales adquieren pleno desarrollo, forzando el "onlap" de materiales detríticos sobre sustratos previamente basculados (Maturana-Berein). El Turoniense superior no se encuentra representado.

El Coniaciense, que es de carácter calizo en los altos diapíricos del oeste (cuadrantes de Foronda, Nanclares, Murgia, etc.), pasa lateralmente a alternancias calcomargosas de mayor batimetría en este cuadrante. Estas series alternantes siguen reduciéndose y/o solapándose sobre el alto de Maturana durante todo el Coniaciense y buena parte del Santoniense.

A partir del Santoniense final se inicia una regresión generalizada en toda la región como consecuencia de las primeras manifestaciones de la Orogenia Alpina. Esta da lugar a un levantamiento de la cuenca que se manifiesta, en el Campaniense inferior, por la aparición de "shoals" o altos fondos calcareníticos progradantes en general hacia el fondo del Surco Alavés.

Durante este período tiene lugar el episodio final de uniformización de las irregularidades del fondo marino, que propiciaron un esquema de subsidencia diferencial a pequeña escala hasta este momento.

El Ciclo del Cretácico superior está dividido, pues, en dos episodios principales. En líneas generales, el primer episodio (Cenomaniense medio a Coniaciense) correspondería a una fase de movimientos de bloques y compartimentación: se trata de un estadio de formación y relleno de cuencas subsidiarias (Vitoria, Salvatierra, etc...). A partir del Campaniense inferior los elementos paleogeográficos adquieren mayor entidad, una vez rellenas y niveladas todas las irregularidades del fondo marino desarrolladas fundamentalmente por acción diapírica, homogeneizándose la sedimentación a nivel de todo el Surco Alavés.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Los materiales aflorantes dentro del cuadrante de Salvatierra pertenecen a las unidades tectoestratigráficas de Yurre y Gorbea. En el presente cuadrante no se ha considerado necesaria tal diferenciación de unidades para los materiales, ya que el accidente que las separaba en cuadrantes más occidentales pierde importancia hacia el este, hasta el punto de no tener la entidad suficiente como para haber diferenciado áreas con un comportamiento independiente durante su génesis sedimentaria (figura 4.1).

La estructuración tectónica del cuadrante de Salvatierra es muy clara. Se reconocen dos macroestructuras que ocupan la mayor parte de la hoja. Son dos pliegues, uno anticlinal y otro sinclinal, conocidos respectivamente como anticlinal de Salvatierra y sinclinal de Luzuriaga, cuyas trazas axiales llevan una dirección aproximada N 150° E y sus ejes buzan hacia el sureste (figura 4.2).

El anticlinal presenta un flanco suroeste poco tectonizado. Únicamente al noroeste del cuadrante se reconoce un sistema de fallas muy verticalizadas, de dirección N 120° E, cuyo juego probablemente de desgarre individualiza bloques con movimientos relativos entre sí, y es responsable de la ligera inflexión en la dirección de las capas, al norte de Etura. En las proximidades del alto de Aldaia el movimiento relativo genera pliegues menores oblicuos. El núcleo

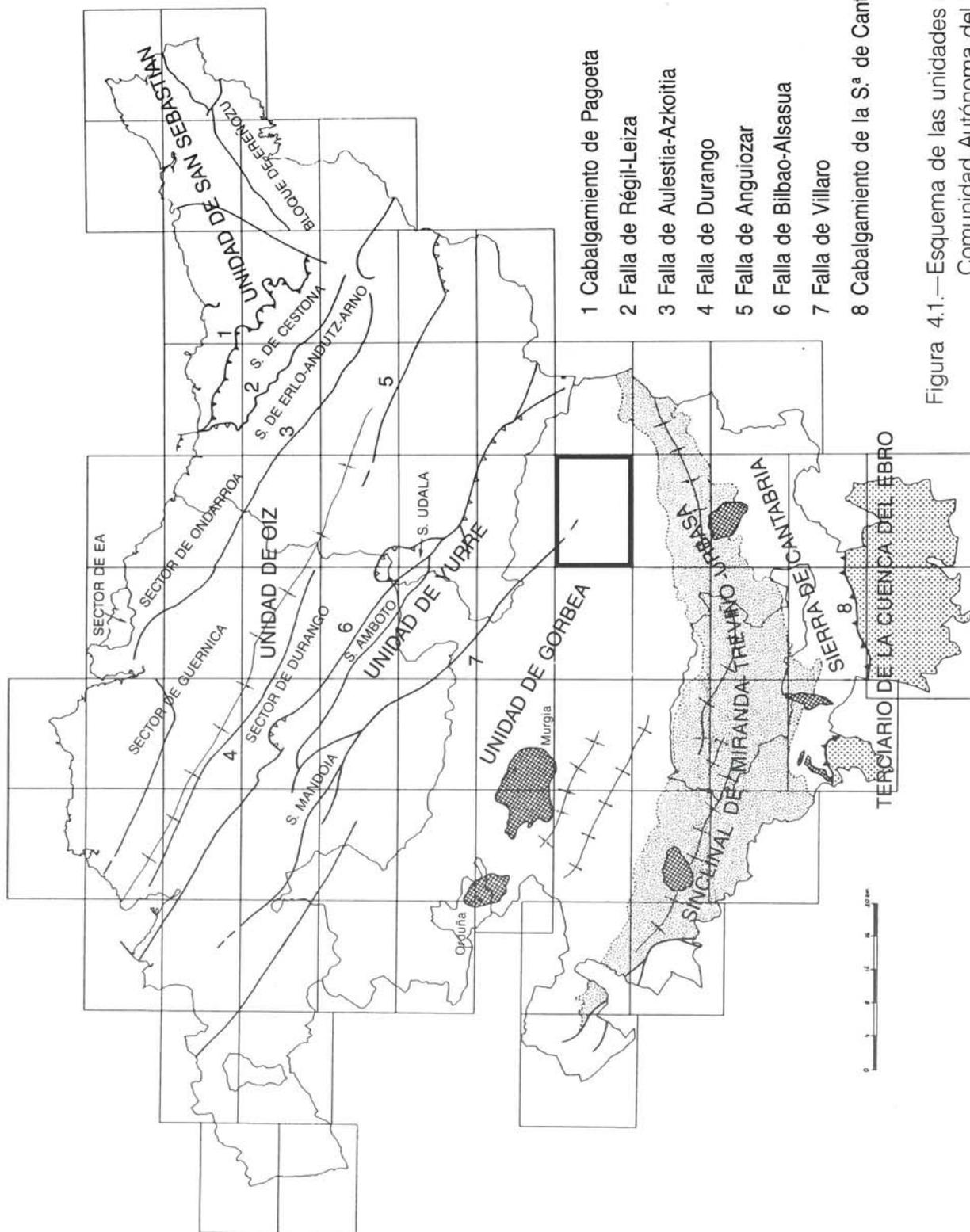
del anticlinal en las proximidades del monte Berein está constituido por estructuras menores con un suave plegamiento. Al norte de Salvatierra, el cierre periclinal está afectado por una red de fracturas N 120° E de poca entidad, alguna de las cuales se manifiestan como fallas inversas con vergencia sur.

La zona de enlace entre el anticlinal de Salvatierra y el sinclinal de Luzuriaga, es un accidente de importancia que pone en contacto mecánico las dos estructuras. Esta falla lleva una dirección N 130° E y está muy verticalizada. En sus cercanías se genera un plegamiento asociado que afecta a ambas estructuras, además de una brechificación, verticalización e incluso inversiones locales en su inmediata proximidad.

Este accidente, que aparece muy neto y verticalizado cuando afecta a materiales más competentes del Coniaciense, parece ramificarse y constituir una falla inversa vergente al sur cuando discurre por materiales margosos más blandos del Santoniense y Campaniense.

El flanco noreste del sinclinal de Luzuriaga está igualmente afectado por un sistema de fallas paralelo y de régimen similar. De igual modo provocan pliegues menores asociados, que en base a su geometría indican cierta vergencia al sur.

Todos estos accidentes constituyen un corredor tectónico que representa la continuación



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

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

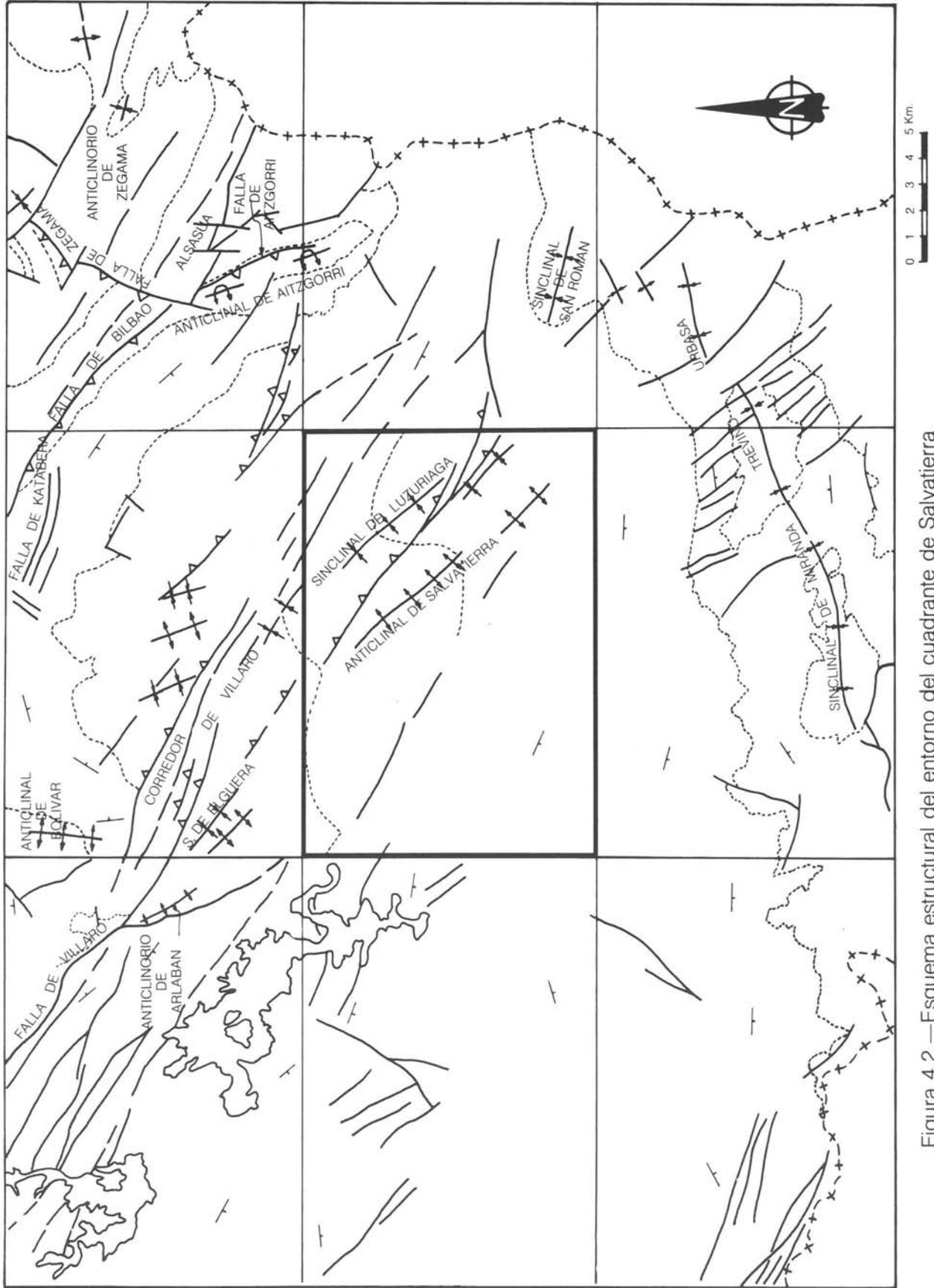


Figura 4.2.—Esquema estructural del entorno del cuadrante de Salvatierra

en este cuadrante de un accidente de importancia regional conocido como falla de Villaro.

La falla de Villaro se reconoce claramente en el cuadrante contiguo de Santuario de Arantzazu. Por sus características se considera como un corredor de fallas de desgarre que individualizan bloques con movimientos relativos entre sí. Estas, aunque son fallas verticalizadas y con un componente principal de desgarre, localmente pueden manifestarse como fallas inversas con vergencia sur.

Este accidente ha tenido al parecer una actuación compleja y continuada a lo largo del tiempo. Al principio constituiría uno de los grandes accidentes tardihercínicos que controlaron la ubicación y geometría de las cuencas mesozoicas. Durante los primeros momentos de la Orogenia Alpina se reactivaría condicionando la sedimentación en su entorno. Las bruscas diferencias de potencia del tramo lutítico final del Supraurgoniano en el cuadrante contiguo de Arantzazu, ponen de manifiesto una actividad sinsedimentaria de la falla de Villaro al final del Albiense, que sería creadora de surcos y altos relativos. Finalmente, durante las últimas fases de la orogenia, la compleja combinación de un

juego compresivo y movimientos de desgarre sería responsable de la génesis del anticlinal de Salvatierra, el sinclinal de Luzuriaga y de la mayor parte de las estructuras reconocidas en este cuadrante.

El juego de desgarre podría explicar además la génesis de algunas fracturas E-0. Las relaciones temporales entre el juego compresivo y el de cizalla son difíciles de establecer en detalle, y se suponen complejas y superpuestas según un modelo de deformación continua.

A escala regional, el anticlinal de Salvatierra y el sinclinal de Luzuriaga constituyen la continuación en este cuadrante del anticlinal de Salinas de Leniz y del sinclinal de Elguea, reconocibles parcialmente en el cuadrante de Santuario de Arantzazu.

El análisis de estas estructuras permite observar cierta evolución en cuanto a la deformación de las mismas. Cuando estos pliegues afectan a materiales más bajos presentan geometrías más complejas y apretadas, mientras que la geometría se suaviza y amortigua a medida que van afectando a materiales más altos en la serie.

BIBLIOGRAFIA

- 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.
- 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.
- 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 FERNÁNDEZ 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".

- ITGE-EVE (1991).—Memoria explicativa del Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:200.000".
- 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.
- 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.
- SAN MARTIN, D. M. (1987).—"Bioestratigrafía del Senoniense de la cuenca de Vitoria". En: *Estudios Instituto Alavés de la Naturaleza*, 2, pp. 2-27.
- SERRANO, *et al.* (1988).—"Diapirismo del Trías salino en el Dominio Cantabro-Navarro". *Libro homenaje a Rafael Soler*. A.G.G.E.P., pp. 115-121.

EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA