



EVE

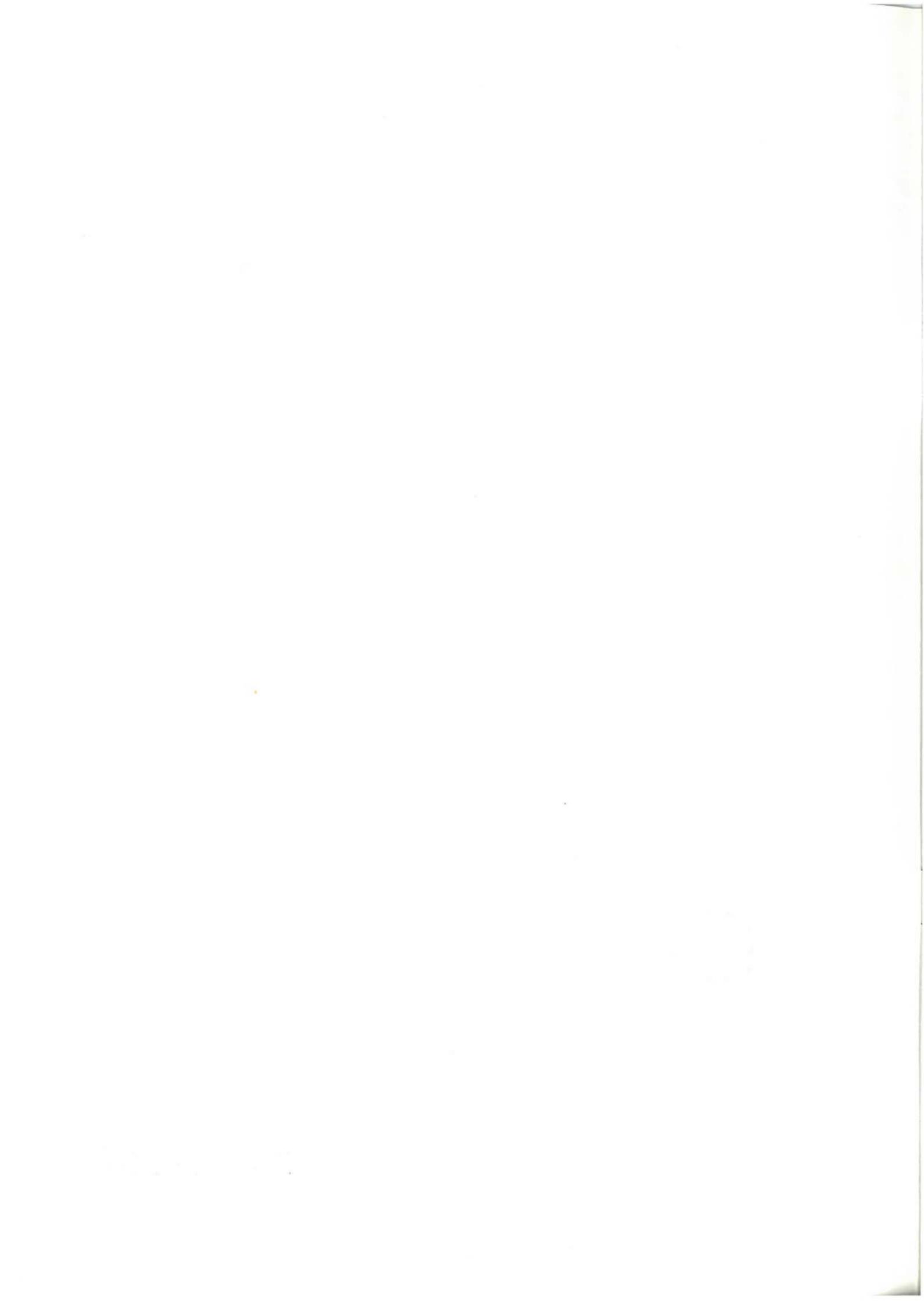
Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



137-I y III ESPEJO

E: 1/25.000





**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

**137-I y III
ESPEJO**

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-1176-92

I.S.B.N.: 84-88302-27-4

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

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

J. Fernández Carrasco
A. Cerezo Arasti
M. Zapata Sola

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1989.

INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. TRIASICO EN FACIES KEUPER	11
2.2. JURASICO	11
2.2.1. Lías inferior.....	11
2.2.2. Lías medio - superior y Dogger.....	11
2.3. CRETACICO	11
2.3.1. Aptiense inferior - superior. "Urgoniano s.l.".....	12
2.3.2. Aptiense superior - Albiense inferior. "Fm. Escucha".....	12
2.3.3. Albiense superior - Cenomaniense inferior. "Fm. Utrillas".....	13
2.3.4. Cenomaniense superior.....	14
2.3.5. Turoniense - Coniaciense inferior. "Margas de Zuazo".....	14
2.3.6. Coniaciense - Santoniense inferior. "Calizas de Subijana".....	15
2.3.7. Santoniense inferior - medio. "Margas de Osma".....	15
2.3.8. Santoniense medio - superior. "Calcarenitas con Lacazina".....	16
2.3.9. Santoniense superior - Campaniense.....	16
2.3.10. Campaniense.....	16
2.3.11. Campaniense - Maastrichtiense en facies "Garum".....	17
2.4. TECHO CRETACICO Y TERCIARIO MARINO	17
2.4.1. Maastrichtiense y Paleoceno.....	17
2.4.2. Eoceno.....	17
2.5. TERCIARIO CONTINENTAL	17
2.5.1. Mioceno inferior.....	17
2.5.2. Mioceno inferior - medio.....	18
2.5.3. Mioceno superior.....	19
2.6. CUATERNARIO	19
2.6.1. Depósitos de colapso del anticlinal de Sobrón.....	19
2.6.2. Depósitos aluviales y coluviales.....	20

3. SEDIMENTOLOGIA	21
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	29
5. PROSPECCIONES PETROLIFERAS	37
BIBLIOGRAFIA	41

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Espejo a escala 1:25.000 forma parte de la hoja núm. 137 (21-18) "MIRANDA DE EBRO" del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La totalidad del área estudiada pertenece al territorio histórico de Alava, y más concretamente a los municipios de Valdegovia y Lantarón. La zona de estudio limita por el Sur y por el Oeste con la provincia de Burgos. Entre los núcleos de población más importantes están: Espejo, Bergüenda, Villamaderne, Villanañe, Tuesta, Sobrón y Bachicabo.

Las cotas topográficas más elevadas se encuentran en el ángulo SO del cuadrante: alto de la Mota (1.319 m.), y pico Bachicabo (1.173 m.).

Los principales cauces fluviales de la zona pertenecen al río Ebro, que limita la zona por el Sur, y su afluente, el río Omecillo.

Desde un punto de vista morfológico se puede decir que la mitad occidental de la zona es montañosa, con importantes relieves, y la mitad oriental corresponde a un paisaje de bancos y valles suaves. La primera zona coincide con los terrenos más antiguos, generalmente cretácicos, mientras que la segunda se corresponde aproximadamente con los materiales terciarios.

Desde un punto de vista geológico-regional, el área de estudio se encuentra en la zona centro-occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica, más concretamente en el denominado "Dominio Cántabro-Navarro".

Los materiales que afloran en este cuadrante abarcan un amplio rango de edad que comprende desde Triásico en facies Keuper al Mioceno superior, afectados por la tectónica alpina, con una fase principal de plegamiento oligo-miocena.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. Triásico en facies Keuper (1)

Se trata de un pequeño afloramiento, de unos 2 metros de potencia que aflora en la pista forestal de Nograro, y que aparece "inyectado" en una zona de falla. La facies es la típica de arcillas abigarradas.

2.2. Jurásico

Unicamente aflora al Sur de las localidades de Nograro y Barrio, jalonando una importante falla.

2.2.1. Lías inferior (2)

Representado, en el corte de la pista forestal de Nograro, por una parte inferior de dolomías con numerosas oquedades generadas por la disolución de evaporitas (facies que se conoce con el nombre de "Carniolas"), y una parte superior constituida por calizas micríticas grises, estratificadas en bancos centimétricos.

Según datos de la hoja MAGNA (IGME, 1979), la edad de este término es Sinemuriense inferior y medio.

2.2.2. Lías medio-superior y Dogger (3)

Por encima del término anterior (en el corte de Nograro), así como en pequeños afloramientos

situados más al SE, cerca del collado de Trevantas, aparece una serie que comienza con margas gris plomo, alternando con margocalizas en las que son frecuentes los ammonites y belemnites. Hacia techo las margas incluyen intercalaciones de calizas en bancos de menos de 1 cm. Según ALMELA, RIOS y GARRIDO (1944) e IGME (1979), este conjunto representa el Lías medio-superior.

Por encima de este tramo aparecen calizas micríticas grises (*mudstones*) y calizas margosas que representan al Dogger inferior. El resto del Jurásico falta por barrido erosivo de los términos superiores.

La potencia residual del Jurásico en el corte de Nograro es de unos 160 metros.

Prácticamente los dos únicos puntos de observación del Jurásico se encuentran en la pista forestal de Nograro y en el collado de Trevantos, entre Barrio y Nograro.

2.3. Cretácico

Está muy ampliamente representado, ya que ocupa prácticamente la mitad occidental de la zona de estudio, y ha sido ampliamente tratado por numerosos autores, entre los que cabe citar a: AGUILAR TOMAS (1970); ALMELA, RIOS y GARRIDO (1944); RIOS, ALMELA Y GARRIDO (1945); RAMIREZ DEL POZO y AGUILAR TOMAS (1969) y RAMIREZ DEL POZO (1971).

2.3.1. **Aptiense inferior-superior** **“Urgoniano s.l.”** (4 y 5)

Sobre los materiales del Dogger se apoyan, tanto en el sector de Barrio y Nograro como en el sondeo SOBRON 1-bis (aptdo. 5.), los materiales pertenecientes al Aptiense marino, que hemos denominado “Urgoniano en sentido amplio”. Desde luego no es una facies urgoniana típica, pero se trata de un Aptiense marino con algunos niveles carbonatados, por lo que hemos mantenido esta denominación tan frecuentemente usada en la literatura regional. Como hemos señalado, el Aptiense marino se apoya directamente sobre el Dogger, lo que implica una laguna estratigráfica (aunque puede haber también una cierta erosión) que afecta al Malm, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense.

En el corte de Nograro el Aptiense comienza con niveles alternantes de conglomerados, areniscas y lutitas (4). Los conglomerados, más frecuentes en la base, incluyen cantos de cuarzo blanco, cuarcitas y esporádicamente de calizas, que se presentan subredondeados, con un tamaño máximo de 10 cm (normalmente entre 1-2 cm.). Las arenas y areniscas son generalmente silíceas, de grano medio y matriz caolinítica. La estructura sedimentaria más frecuente es la estratificación cruzada en surco. El tramo intercala escasos niveles de arcillas versicolores, plásticas, generalmente de aspecto masivo.

A techo de este tramo detrítico aparecen 5 m de calizas bioclásticas, calizas arenosas y calizas conglomeráticas (5). El cemento generalmente es esparítico, y son frecuentes los restos de ostreidos y braquiópodos.

La edad de este conjunto es Aptiense inferior, y se determinan (IGME, 1979): *Choffatella decipiens* SCHLUMB, *Sabaudia minuta* (HOFKER) y *Dolocysteridea cf. intermedia* OERTLI.

La potencia del conjunto, en el corte de Nograro, es de unos 40 m y desde el punto

de vista sedimentológico representa una zona transicional entre las facies marinas y arrecifales, situadas más al Norte, y las arenosas no marinas del Sur.

2.3.2. **Aptiense superior-Albiense inferior** **“Fm Escucha”** (6, 7, 8 y 9)

Por encima del Aptiense marino-transicional aflora una serie predominantemente detrítica de edad Aptiense-Albiense inferior, depositada en ambientes sedimentarios deltaicos y mareales, que alberga lechos de lignito sobre todo en su parte inferior, y que queda solapada por las facies continentales de la *Fm. Utrillas*. Debido a su edad y posición estratigráfica, así como a sus características faciológicas se ha denominado a este conjunto “*Fm. Escucha*”; y pensamos que es equivalente (pro-parte) a la *Fm. lignitos de Barcha*, tal y como fue definida por AGUILAR, RAMIREZ DEL POZO y RIBA (1971), y posteriormente por CERVERA, PARDO y VILLENA (1976) en el área de Utrillas - Escucha (Teruel). Las características sedimentológicas de la serie aquí descrita son, además, coherentes con las interpretaciones realizadas para la *Fm. Escucha* en su área tipo (PARDO y VILLENA, 1979).

En la cartografía se han diferenciado dos tramos (que quizás pueden tener la categoría de “miembros”); uno inferior (6), que alberga los niveles de lignito y otro superior esencialmente detrítico (7, 8 y 9). En realidad el tramo superior puede subdividirse en dos (ver cartografía): una parte superior que intercala los principales niveles calizos (n.º 9), y una parte inferior donde los niveles de calizas están prácticamente ausentes.

El tramo inferior de la formación (n.º 6) está constituido por areniscas de grano medio-grueso, subanguloso, con abundante matriz, micas y restos vegetales carbonizados. Se presentan con laminaciones paralelas y, en menor grado, cruzadas. Son frecuentes los niveles decimétricos a métricos de conglomerados con

cantos de cuarzo y cuarcitas, con tamaño que puede alcanzar los 5 cm aunque el tamaño más frecuente es de unos 2 cm. Algunos bancos presentan estratificación cruzada curva de media escala. Esta serie detrítica intercala niveles de calizas bioclásticas de menos de 1 metro de potencia; niveles de arcillas grises, muy plásticas, de hasta 7 metros de potencia; arcillas limosas negras, y niveles de arcillas carbonosas y lignito (hasta 1 metro de potencia) que son más frecuentes y potentes hacia el collado de Trevantos. Estos niveles de lignito han sido objeto de explotación en el pasado. El conjunto del tramo inferior tiene una potencia de 300 metros.

El tramo superior de la formación (7), comienza con areniscas de granos subangulosos mal clasificados, con abundante matriz (a veces caolínica) y con costras ferruginosas, que alternan con areniscas de grano fino, limolitas, niveles de arcillas plásticas y pasadas de microconglomerados.

La serie anteriormente descrita intercala niveles de microconglomerados y conglomerados silíceos (8), constituidos por cantos de cuarzo, cuarcitas y liditas, subredondeados, con tamaños de hasta 8 cm, siendo más frecuente de 2 cm; la matriz es arenosa. Presentan acuña-mientos laterales, cicatrices erosivas y estratificaciones cruzadas curvas de bajo ángulo. En la cartografía se han señalado únicamente los más importantes, que llegan a alcanzar 20 metros de potencia. La parte alta del tramo superior es, a grandes rasgos de grano más fino que la parte inferior, dominando los niveles de areniscas de grano fino, limolitas y niveles arcillosos, aunque con alguna pasada de cuarzo-conglomerados y también de calizas arenosas amarillentas, con abundantes Orbitolinas (9). La potencia de estos niveles calizos es, generalmente, inferior a 1,5 metros.

El límite entre el Aptiense y el Albiense se encuentra hacia la mitad del tramo superior, ya que es ahí donde RAMIREZ DEL POZO y AGUILAR TOMAS (1969) lo sitúan, por encima de

la aparición de *Simplorbitolina manasi* CIRY y RAT.

La potencia total de la Fm. Escucha (tramo inferior más tramo superior) es del orden de 800 metros.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la pista forestal de Nograro y en la pista del collado Trevantos, entre Nograro y Barrio.

2.3.3. **Albiense superior-Cenomaniense inferior. "Fm. Utrillas".**

(10, 11, 12, 13, 14 y 15).

Reposa discordantemente sobre el tramo anterior. Esta discordancia únicamente es detectable a escala cartográfica, ya que a nivel de afloramiento el contacto aparenta ser normal.

Se han definido cuatro conjuntos litológicos: un conjunto de areniscas (10) que pasa lateralmente a arenas (11), un conjunto conglomerático (12) y otro mixto arenoso-lutítico (13). En la zona de Sobrón esta distinción no es tan evidente cartográficamente, por lo que se les ha agrupado en una unidad comprensiva (15).

Las características sedimentarias de estos términos no se corresponden exactamente con la "Fm. arenas de Utrillas", de carácter netamente continental, que se encuentra más al Sur. En este sector, aunque dominan los materiales de tipo continental (salobre) aún aparecen indentaciones "marinas". A pesar de esto, hemos mantenido la denominación por la mayor afinidad que presentan con estas series que con las francamente marinas situadas más al Norte (Fm. *Balmaseda*, etc...).

La parte inferior comienza con areniscas silíceas de grano medio-grueso (10), generalmente de tonos claros, que intercalan pasadas de lutitas grises con series carbonosas. Este término pasa hacia el Oeste y Nor-Oeste a facies

de arenas silíceas (generalmente muy sueltas), (11), con matriz caolinítica.

Por encima de estos dos términos (aunque también hay un "lentejón" a muro) aparece un "cuerpo" de microconglomerados y conglomerados silíceos (12), que presentan cambios laterales frecuentes, cicatrices erosivas, etc. Los cantos son silíceos, con tamaños que pueden alcanzar los 10 cm, si bien lo normal es que sean de 2-5 cm.; generalmente son redondeados y de tonos blancos y grises. En el sector de Sobrón se han diferenciado niveles discontinuos de esta facies (n.º 12).

A techo del cuerpo de conglomerados, encontramos una alternancia de areniscas, arenas y lutitas (13). Las areniscas son generalmente de grano fino-medio, angulosas a subangulosas, con abundantes micas en la matriz. Están generalmente bien estratificadas, en bancos centi-decimétricos, y esporádicamente presentan estratificación cruzada curva de media escala. Los niveles lutíticos arcillosos incluyen acumulaciones de materia orgánica (el nivel más potente de arcillas carbonosas, 1-2 metros, se ha diferenciado con el n.º 14), e incluso hiladas y nivelillos de azabache de hasta 5 cm. A techo de este término (13) comienzan a aparecer algunos lechos carbonatados.

En la zona de Sobrón, esta diferenciación de términos no se ha podido hacer por lo que se los ha agrupado en un único término (15), que comprende al 10, 12 y 13.

La potencia medida en la zona de Nograro es del orden de 700 m.

Los puntos de observación más accesibles se encuentran en la parte alta de la pista forestal de Barrio y en la carretera que limita la zona por el Sur, desde el cierre del embalse de Sobrón hacia el Oeste.

2.3.4. **Cenomaniense superior** (16 y 17)

Por encima de la potente serie detrítica anterior aparece de forma continua un "paque-

te" calizo y calizo margoso que aflora fundamentalmente en el flanco oeste del anticlinal de Sobrón, y en el núcleo del anticlinal de Lahoz-Barrio, en el extremo nor-oeste del cuadrante.

La litología dominante está constituida por calizas bioclásticas grises (16), estratificadas en bancos decimétricos. Son frecuentes las intercalaciones de calcarenitas bioclásticas y calizas laminadas. El conjunto es muy rico en Orbitolinas. Intercalados en las calizas, aparecen niveles, que constituyen zonas ligeramente más deprimidas, formados por margocalizas, margas grises, y calizas margosonodulosas (17). En los niveles nodulosos son frecuentes los fragmentos de pectínidos, equínidos y rudistas.

En este término se han determinado (IGME, 1979): *Orbitolina concava concava* (LAM.), *Orbitolina conica* (D'ARCH.), *Praealveolina cretacea* (REICHEL), *Nezzazzata simplex* (OMARA), *Praeglobotruncana cf. stephani* (GANDOLFI), *Rotalipora sp.* y *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN).

La potencia del conjunto es muy variable, y oscila entre 60 - 100 m, en la zona de Sobrón, y más de 200 m al NO del cuadrante cerca de Quejo.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la pista forestal de Quejo y a la altura del Km. 24,500 de la carretera del embalse de Sobrón (a la altura del primer túnel).

2.3.5. **Turonense-Coniaciense inferior.** **"Margas de Zuazo"** (18 y 19)

La base de este nivel constituye un pequeño hiato o laguna sedimentaria (IGME, 1979).

Aflora ampliamente a ambos lados del anticlinal de Sobrón, y en el flanco norte y cierre del anticlinal de Lahoz-Barrio.

Como se puede observar, tanto en la leyenda como en la cartografía, este término margoso lleva el mismo n.º y color que el paquete margoso situado a techo de las "calizas de Subijana", hecho que se justifica en

base a su similitud litológica, y de cara a visualizar mejor la evolución lateral de las series, ya que en cuadrantes situados hacia el Este, los dos paquetes margosos llegan a unirse, al acuñarse las "calizas de Subijana". No obstante, en las descripciones denominaremos al tramo inferior como "margas de Zuazo" y al tramo superior (Santoniense inferior y medio) como "margas de Osma".

El tramo está constituido por una alternancia centimétrica de margas y margocalizas grises (18), y en algunas ocasiones por niveles margosos grises, de aspecto masivo. Este conjunto margoso intercala un nivel, en la zona de Sobrón, y dos en la zona de Barrio, de calizas y margocalizas grises, bien estratificadas (19). Se trata generalmente de calizas micríticas grises, que alternan con bancos algo más margosos.

Tal y como se indica en la memoria de la hoja MAGNA de Miranda de Ebro (IGME, 1979): posiblemente sea el Turoniense inferior el nivel más fosilífero del Cretácico de la zona y en él se han determinado: *Hedbergella paradubia* (SIGAL), *Globo truncana sigali* REICHEL, *G. renzi* GANDOLFI, *G. imbricata* MORNOD, *G. schneegansi* SIGAL, *Praeglobo truncana stephani* (GANDOLFI), *Gaudryina laevigata* FRANK, *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Cytherella ovata* (ROEMER), *Cytherella parallela* (REUSS), y *Globo truncana helvetica* BOLLI.

Los puntos de observación más accesibles se encuentran en la carretera del embalse de Sobrón (junto a la presa), en la pista que va de Quejo a Nograro, y en la pista forestal de Barrio al collado de Trevantos.

La potencia media de este tramo es del orden de 200 metros.

2.3.6. **Coniaciense-Santoniense inferior.** **"Calizas de Subijana"** (20)

Este es un término muy fácilmente identificable en el campo. Desde la carretera N-625,

entre Bergüenda y Espejo, mirando hacia el Oeste, por encima de la localidad de Bachicabo, constituye los relieves más elevados. Desde la carretera del embalse de Sobrón, circulando hacia el Oeste, constituye una cresta o "cejo" de tonos claros, muy característico.

Se trata de un conjunto calizo-dolomítico, constituido por dolomías y calizas dolomíticas de tonos gris claro e incluso blancas, sacaroides, homogéneas, con numerosas oquedades (geodas) rellenas de calcita y dolomita. La dolomitización (secundaria) es mucho más intensa al Sur del paralelo de Bachicabo, mientras que al Norte dominan las calizas y calizas algo dolomíticas, gris claro, que alternan con niveles de dolomías, como en las proximidades de Quejo.

En la parte sur (zona de Sobrón), la intensa dolomitización ha "borrado" la mayor parte de las huellas de fósiles. En los términos más calizos se pueden reconocer calizas bioclásticas con numerosos fragmentos de rudistas, ostreidos y briozoos.

Los puntos de observación más accesibles se encuentran en la entrada a la localidad de Barrio y en la carretera del embalse de Sobrón: junto a la presa y, más al Oeste, a la altura del segundo túnel (p.k; 23,500).

La potencia del conjunto se mantiene muy constante entre 250 y 300 metros.

2.3.7. **Santoniense inferior y medio.** **"Margas de Osma"** (18 y 19).

Únicamente está representado en la parte sur del cuadrante, desde las proximidades de la presa de Sobrón hasta, aproximadamente, 800 metros al Noroeste de la localidad de Bachicabo. Forma una zona blanda entre dos grandes resaltes: el inferior constituido por las "calizas de Subijana" y el superior por las "calcarenitas de Lacazines".

Está constituido por una alternancia centimétrica de margas y margocalizas grises (18).

En ocasiones aparecen tramos margosos grises, con un aspecto más masivo y niveles de margas arenosas amarillentas. Este tramo margoso intercala un nivel continuo de calizas y margocalizas grises estratificadas (19). Este nivel está constituido por calizas micríticas algo bioclásticas en ocasiones, calizas margosas y margocalizas, y, en su techo, comienzan a aparecer los primeros ejemplares de Lacazinas.

En el conjunto se han determinado (IGME, 1979): *Lacazina elongata* MUN-CHALM, *Rotalia reicheli* HOTT., *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB), *Goupillaudina cf. lecointrei* MARIE, *Marssonella trochus* D'ORB, *Cytherella ovata* (ROEMER), *Bairdia sp.* y *Pseudovalvulineria sp.*, asociación que caracteriza al Santoniense medio.

Los mejores puntos de observación se encuentran en la carretera del embalse de Sobrón, y en el camino de acceso a la localidad de Sobrón. También existe un buen corte en la pista forestal de Bachicabo.

La potencia media del tramo, incluido el nivel calizo intercalado es de unos 300 metros.

2.3.8. **Santoniense medio-superior.** **"Calcarenitas con Lacazina"** (21).

Por encima del tramo margoso anterior encontramos un paquete de calcarenitas, compactas, de tonos rojizos, que resaltan fuertemente en el terreno, dando una cresta o "cejo" continuo al Este de la localidad de Sobrón.

La litología dominante esta formada por calcarenitas bioclásticas de tonos rojizos beige, caracterizada por la presencia y abundancia de *Lacazina elongata* MUN-CHALM. Este conjunto calcarenítico intercala esporádicos bancos de calizas micríticas y, sobre todo a techo, calcarenitas bioclásticas-margosas, que le confieren un aspecto noduloso brechoide.

Los mejores puntos de observación de este tramo se encuentran en la carretera del

embalse de Sobrón y, una espléndida panorámica, desde el camino de acceso al pueblo de Sobrón.

La potencia del paquete es variable y disminuye de Sur a Norte. Así, en la zona del Sobrón es de 130 m y al Oeste de Bachicabo es de tan sólo 30-40 metros.

Además de *Lacazina elongata* MUN-CHALM, se han determinado (IGME, 1979): *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB), *Idalina antiqua* D'ORB, *Spiroplectammia sp.*, *Boveina sp.*, *Acicularia sp.*, *Cuneolina sp.*, miliólidos, briozoos y algas calcáreas.

2.3.9. **Santoniense superior-Campaniense** (22)

En el corte del desfiladero de Sobrón, por encima de las "calcarenitas de Lacazinas" aparece un tramo de 80-90 metros de potencia, constituido por margas grises nodulosas (22), con frecuentes lamelibranquios y ostreoides.

Además se han determinado (IGME, 1979): *Monolepidorbis sanctae pelagiae* ASTRE, *Cuneolina pavonia* D'ORB, *Martiguesia cyclaminiiformis* MAYNC, *Pseudocyclammia massiliensis* MAYNC, *Gaudryina laevigata* FRANKE, *Marssonella trochus* D'ORB, *Cytherelloidea sp.*, *Lenticulina sp.*

La potencia, que es de unos 80 metros en el corte de Sobrón, disminuye progresivamente hacia el Norte hasta desaparecer.

2.3.10. **Campaniense** (23)

Se trata de un término de litología variada constituido, en el corte de Sobrón, por unos 150 metros en los que alternan calizas, calcarenitas, areniscas calcáreas de tonos rojos y amarillentos, así como intercalaciones margosas y, más raramente, arcillosas. Hacia el Norte, hacia Bachicabo, este conjunto pasa a unos 40 metros de calizas y dolomías blancas, bien estratificadas, que intercalan niveles de calizas oolíticas, así como niveles arcillosos hacia el muro.

Los mejores puntos de observación se encuentran en el corte de la carretera de Sobrón, y de la pista de Bachicabo.

2.3.11. **Campaniense-Maastrichtiense en facies "Garum"** (24)

Constituye una zona blanda y deprimida, situada entre las dolomías arenosas del tramo anterior, y las series calizo-dolomíticas suprayacentes.

Se trata de un término mixto constituido por arenas sueltas de tonos claros, blancos y amarillentos (observables, sobre todo en la pista de Bachicabo), en una facies que algunos autores denominan "Utrilloide", que alternan con arcillas abigarradas (verdosas, blancas y marrones), dolomías y calizas dolomíticas, e intercalaciones de areniscas calcáreas. En ocasiones aparecen lechos de calizas con rudistas.

La potencia disminuye considerablemente de Sur a Norte pasando de unos 150 m en el corte de Sobrón, a unos 40 metros en la pista de Bachicabo, donde este término llega a incluir capas de microconglomerados, para acuñarse con posterioridad.

El tramo es generalmente pobre en fauna, aunque localmente se pueden encontrar characeas y ostrácodos de medios continentales y lacustres.

2.4. **Techo Cretácico y Terciario marino.**

2.4.1. **Maastrichtiense y Paleoceno** (25)

Constituye el primer crestón observable a la entrada del desfiladero de Sobrón, presentando además una buena continuidad lateral en cuanto a potencia se refiere (unos 60 m.). Está constituido por dolomías y calizas dolomíticas blanquecinas, bien estratificadas. En ocasiones puede aparecer en la base una brecha de cemento dolomítico, con cantos de calizas blancas. En la pista de Bachicabo (45 m de

potencia), el nivel intercala margas dolomíticas y dolomías arenosas.

Este término poco potente abarca un amplio rango de edad ya que comprende parte del Maastrichtiense y todo el Paleoceno.

2.4.2. **Eoceno** (26)

Es un tramo de difícil observación, ya que en el corte de Bachicabo ha desaparecido, erosionado por los conglomerados miocenos y en el corte de Sobrón aparece muy cubierto por el coluvión que genera el crestón dolomítico anterior (25). En los escasos afloramientos observados, aparecen margas blanquecinas e intercalaciones de calizas de tonos también blanquecinos. En ocasiones aparecen margas arenosas.

La potencia deducida de este tramo es de unos 100-150 metros como máximo.

2.5. **Terciario continental**

Durante el Mioceno la región queda ocupada únicamente por una sedimentación de tipo continental que forma el relleno de lo que hoy se denomina como Cuenca Terciaria de Miranda-Treviño. El estudio realizado por RIBA (1956), recogido en un informe interno de CIEPSA, y titulado: "La Cuenca Terciaria de Miranda-Treviño" constituye una base fundamental, aún 30 años más tarde. Para el estudio de esta cuenca, por nuestra parte, y dado que solamente estudiamos un pequeño sector de la misma, nos vamos a limitar a describir lo más concretamente posible los distintos términos diferenciados, así como sus relaciones geométricas dentro del área de estudio.

2.5.1. **Mioceno inferior** (27, 28, 29 y 30)

Aflora tanto en el extremo NE del cuadrante, como en una franja continua que cruza la zona en su parte central. Se apoya en clara dis-

cordancia sobre los términos anteriores, desde el Eoceno (mínima discordancia) hasta el Coniaciense ("calizas de Subijana"), donde se produce la máxima discordancia. En el sector de Bachicabo, y hacia el Sur, las capas dibujan una geometría de solapamiento expansivo (*onlap*).

La litología dominante en el extremo NE está constituida por conglomerados de tonalidades rojizas y cantos calizos (27). Los cantos, heterométricos, están generalmente bien redondeados, y alcanzan diámetros de hasta 40 cm. Generalmente están muy cementados, y ocupan (rellenan) morfologías de canal (rellenos de "surcos" y/o de canales en sentido estricto). Los rellenos canaliformes están frecuentemente amalgamados. Intercalados en la serie conglomerática existen numerosos niveles de lutitas (limos y arcillas) rojizas, así como niveles de areniscas calcáreas, también de tonalidades rojizas.

Por encima de los niveles conglomeráticos "basales" aparece una serie eminentemente lutítica (28), formada por lutitas rojas (arcillas arenoso-limosas y limos), que intercalan niveles de areniscas calcáreas rojizas.

En definitiva se han diferenciado dos conjuntos: uno basal, predominantemente conglomerático y uno superior, predominantemente lutítico. El superior debe corresponder a equivalentes distales del inferior. Como se puede observar en la cartografía, el tramo basal parece no estar bien representado en el flanco sur del sinclinal, ya que los términos que afloran parecen ser más afines al superior, aunque con intercalaciones conglomeráticas. Esta asimetría se atribuye al hecho de que el borde sur fue activo durante la sedimentación y la discordancia progresiva que genera hace que no afloren al Sur los términos basales, extremo que se describirá en el apartado 4.3.

En el flanco sur, cerca de Bachicabo se puede observar cómo lateralmente algunos ni-

veles de conglomerados pasan a términos más finos, como areniscas de grano fino (29) o bien de grano grueso (30).

La edad de este conjunto es problemática y difícil de precisar; no obstante, por su posición y relaciones geométricas con otros términos mejor datados, se supone Mioceno inferior, sin descartar parte del Oligoceno y del Mioceno medio.

En conjunto está muy bien expuesto, y existen numerosos cortes: la carretera del embalse de Sobrón, el comienzo de la pista forestal de Nograro, las inmediaciones de la localidad de Bellojín, y la pista forestal de Bachicabo.

La potencia residual (el techo siempre aparece erosionado) es de unos 250 m en el flanco norte y unos 450 m. en el flanco sur.

2.5.2. **Mioceno inferior-medio**

(31, 32, 33, 34 y 35)

Está muy ampliamente representado en el cuadrante y ocupa la mayor parte de los afloramientos situados al Este del Bachicabo. En el flanco sur reposa discordantemente (se observa también un dispositivo de *onlap*) sobre el tramo anteriormente descrito, a causa de la tectónica activa. En el flanco norte, mucho menos activo, este contacto aparenta ser normal, e incluso transicional en algunos puntos, con el techo de la serie conglomerática.

Se han diferenciado dos conjuntos: uno inferior, que comprende los términos 31, 32 y 33, y otro superior, que incluye los términos 34 y 35.

El conjunto inferior, que aflora ampliamente, está constituido por un término dominante consistente en una alternancia de margas y limolitas de tonos amarillentos, que intercalan lechos centimétricos de areniscas y calizas margosas (31). Dentro de este término se han señalado en la cartografía los niveles más

importantes, visibles tanto en la foto aérea como en el campo, de areniscas calcáreas de grano grueso y microconglomerados (32), así como los niveles de areniscas calcáreas de grano fino (33). Estos niveles siempre constituyen resaltes, más o menos importantes, en el terreno y constituyen excelentes niveles-guía.

El conjunto superior, que aflora junto al borde oriental del cuadrante, es de naturaleza ligeramente más grosera, y está constituido por limolitas y areniscas de grano fino (34) que intercalan niveles de areniscas de grano grueso muy grueso y microconglomerados (35).

Muchos de los niveles areniscos representados tienen poca continuidad lateral, acunándose en unos pocos centenares de metros.

La potencia, parcial, medida en este cuadrante, es del orden de 1500 metros.

2.5.3. **Mioceno superior** (36 y 37)

Aflora en la zona norte del cuadrante, ocupando el núcleo del sinclinal y constituyendo en este sector el relleno más moderno de la cubeta terciaria. Reposo discordantemente tanto sobre el Mioceno inferior como sobre el Mioceno medio, y está formado por una alternancia de margas gris claro y blanco (36), generalmente laminadas, y con pasadas de limos verdosos de aspecto "variolado". Estas margas intercalan numerosos niveles, con potencias generalmente inferiores a 2 metros, de calizas micríticas blancas o beigeas (37), con algunos gasterópodos lacustres. En estas calizas y margas se reconocen (IGME, 1979): *Rhabdochara sp.*, *Tectochara cf. meriani* L.S.N. GRAMB y *Cypria cf. curvata* LIEN.

La potencia, parcial, medida es de unos 400 metros en el flanco sur, y quizás la mitad en el flanco norte.

2.6. **Cuaternario**

2.6.1. **Depósitos de colapso del anticlinal de Sobrón** (38, 39, 40, 41 y 42)

Se trata de un conjunto de materiales, de diferentes edades; Cenomaniense, Turoniense y Coniaciense, que forman grandes bloques (los hay de todos los tamaños, desde centimétricos, métricos, decamétricos, hectométricos e incluso de más de 1 km.) deslizados, caídos, que son "relictos" de la erosión cuaternaria o plio-cuaternaria del anticlinal cupuliforme de Sobrón.

Existen varios bloques de calizas del Cenomaniense (38), aunque son minoritarios. En el flanco este de la estructura se han cartografiado masas deslizadas de margas del Turoniense (39), que a menudo presentan un aspecto "colapsado" y caótico. Estas masas han podido deslizar de forma independiente, o bien solidariamente con el paquete suprayacente de dolomías coniacienses. Los bloques deslizados de dolomías coniacienses (40) son los más abundantes. Muchos de ellos se mantienen prácticamente "intactos", conservando una estructura interna plana, aunque lo normal es que estén formados por una acumulación más o menos heterogénea de bloques. Se ha cartografiado únicamente el contorno de los bloques, aunque en el campo se puede observar que su interior es "complejo".

En el Sur de la estructura, junto a la carretera, hemos diferenciado un potente coluvión, cementado (41), que produce un fuerte resalte, y que está formado por bloques cenomanienses y coniacienses. El cemento es siempre de calcita, que tapiza las paredes y rellena los huecos.

En el flanco oeste de la estructura, ante la imposibilidad de delimitar los bloques de dolomías coniacienses, ya que forman una acumulación irregular de cantos y bloques, que en ocasiones dejan aflorar los materiales infrayacentes, se ha optado por señalar una trama (42), que englobe esta acumulación.

La génesis de estos depósitos de colapso es fácil de entender; sin embargo, en detalle es mucho más compleja, ya que parece haber sido multiepisódica, con varias etapas de cementación, etc. Además, los materiales más modernos colapsados son coniacienses, lo que indica un desmantelamiento previo de la bóveda hasta alcanzar el Coniaciense. Lo que observamos ahora mismo son relictos que forman parte de la historia de la erosión de esta estructura. Si el proceso erosivo continúa, probablemente dentro de 1 millón de años estos bloques "relictos" habrán sido erosionados también, y la erosión alcanzará cada vez niveles estratigráficos y topográficos más bajos. Otro hecho problemático es determinar la edad del comienzo de la erosión en la cúpula de Sobrón; aunque ya se ha indicado una edad cuaternaria o plio-cuaternaria, no hay que olvidar que probablemente esta estructura es pre-terciaria y que ya independizó las cuencas terciarias de Miranda-

Treviño y Villarcayo, situadas respectivamente al Este y al Oeste de la estructura.

2.6.2. **Depósitos aluviales y coluviales** (43, 44, 45 y 46)

Se han diferenciado las terrazas altas (43), y las terrazas bajas (44), de los ríos Omecillo y Ebro, cuyos depósitos aluviales más modernos (45) están bien representados en la zona, formando el valle del río Omecillo, una franja que cruza de Norte a Sur el cuadrante.

Por último, se han diferenciado los depósitos coluviales (46), generalmente poligénicos y poco potentes, ya que, en numerosas ocasiones, permiten observar los materiales infrayacentes, por lo que los hemos representado con una trama sobre el término al cual recubren parcialmente.

3. SEDIMENTOLOGIA

Si se exceptúan los depósitos cuaternarios, en el Cuadrante de Sobrón afloran materiales con edades comprendidas entre el Triásico superior en facies Keuper y el Mioceno superior. Vamos a comenzar, pues, la historia geológica de este sector de la Cuenca Vasco-Cantábrica en el Jurásico inferior, que aunque muy escasamente representado, se puede decir que formó parte de amplias plataformas someras que evolucionaron en el Jurásico medio a plataformas marinas hemipelágicas. El límite superior del Jurásico en este sector es una superficie erosiva, faltando el Jurásico superior.

Las características de las facies, y la interpretación de los ambientes sedimentarios del Aptiense inferior en este cuadrante están a nuestro parecer bien definidas en el proyecto del IGME (1985): Exploración previa de lignitos en Nograro (Burgos - Alava), por lo que transcribiremos literalmente algunas de sus conclusiones fundamentales. Según éstas: "Las relaciones basales de la serie analizada demuestran que la zona de Nograro constituyó un alto paleogeográfico durante buena parte del Jurásico superior y del Cretácico inferior. La sedimentación se reanudó probablemente en el Aptiense y hasta el Cenomaniense medio-superior estuvo dominada por sucesivas e importantes llegadas de aportes terrígenos groseros, salvo en un corto intervalo (Aptiense inferior-medio) en el que

se desarrolló una plataforma carbonatada, aunque no muy importante".

En este mismo trabajo (op. cit.) se indica que durante el Aptiense y Albiense: "La zona litoral se situó precisamente en el área de Nograro, lo que determinó que los aportes terrígenos se depositaran allí principalmente en sistemas deltaicos. Hacia el S y SW existen facies continentales, que con toda seguridad representan los sistemas fluviales y/o aluviales conectados con los deltas, como lo demuestran los datos de paleocorrientes (paleoflujos hacia el N y NE). En fin, hacia el N y NW persistieron, durante el período considerado, condiciones de mar abierto (plataformas terrígenas y carbonatadas principalmente).

El análisis de los rasgos sedimentarios de las sucesiones de Nograro demuestra que las características de los citados sistemas deltaicos evolucionaron con el tiempo: durante el Aptiense y Albiense inferior fueron de predominio fluvial, en tanto que durante el Albiense medio y superior estuvieron dominados por mareas.

El primer sistema deltaico se desarrolló durante el Aptiense inferior (macrosecuencia deposicional I, parte inferior). Sus características son difíciles de precisar ya que sus afloramientos son limitados. Parece probable, por compa-

ración con los de la macrosecuencia II, con los que tiene varios puntos en común, que se trata de un sistema dominado por el río.

El segundo sistema deltaico importante se desarrolló a lo largo del Aptiense medio-Albiense inferior, pudiendo diferenciarse en el mismo dos etapas principales y varios ciclos de menor rango. Durante la etapa inferior buena parte del área estudiada quedaría situada en el frente deltaico y en la llanura deltaica inferior. Los depósitos principales de este intervalo, en la zona, están representados por barras de desembocadura, depósitos de bahía interdistributarios, y de relleno de bahías, que se acumulan verticalmente como resultado de desplazamientos laterales de los distintos subambientes. Seguramente en la zona de Nograro existió alguna desembocadura y/o canal distributivo importante, como lo demuestra la proporción elevada de depósitos terrígenos groseros, en comparación con el sector de Barrio, en el que las condiciones de bahía fueron predominantes. Es precisamente en este intervalo donde aparecen los indicios de carbón más importantes.

La etapa de máxima progradación del sistema deltaico (ligada a una aceleración del tectonismo en el área fuente), tuvo lugar durante el Aptiense superior-Albiense inferior, avanzando los ambientes de la llanura deltaica superior hasta ocupar prácticamente en su totalidad el área estudiada.

De manera relativamente brusca (causas tectónicas y/o ascenso rápido del nivel del mar) se produjo una nueva retracción del sistema deltaico en el Albiense medio, reinstalándose en el área condiciones de llanura deltaica (macrosecuencia III). Sin embargo, como se ha apuntado, las características de esta llanura fueron netamente distintas a las de la macrosecuencia II, por cuando el delta es ahora de predominio mareal. Por ello, la sedimentación clásica grosera quedó prácticamente confinada a los canales activos.

La historia geológica del Cretácico inferior culmina con una nueva etapa regresiva en el Albiense superior-Cenomaniense inferior, ligada claramente a una etapa de actividad tectónica de ámbito regional, que condujo a la instalación en el área de estudio de condiciones netamente continentales, representadas, concretamente, por la Fm. Utrillas.

Efectivamente los depósitos terrígenos del Albiense superior-Cenomaniense inferior en este cuadrante presentan, al menos en su parte basal y media, una serie de características que los hacen similares a la Fm. *Arenas de Utrillas*, definida formalmente por AGUILAR, RAMIREZ DEL POZO y RIBA (1971) en la provincia de Teruel. El medio de depósito de estos materiales evoluciona vertical y lateralmente. Las asociaciones de facies que exhibe la parte basal, corresponden a medios fluviales de carácter trezado, en posición distal. Hacia el techo las facies van evolucionando a medios de mayor distalidad (llanuras litorales). La erosión frecuente de un canal por otro es común en los medios de ríos trezados y el pequeño tamaño de estos canales indica una posición bastante distal en el sistema, y una topografía plana y baja, próxima a llanuras litorales.

En cuanto a la evolución lateral, es suficientemente conocido el paso hacia el Norte y Noreste a depósitos terrígenos deltaicos (Fm. *Balmaseda*), que llegan a solapar directamente los últimos carbonatos urgonianos.

En el flanco oeste del anticlinal de Sobrón, en el corte de la carretera, podemos observar claramente como el techo de la Fm. *Utrillas* (y/o equivalentes) va adquiriendo progresivamente un carácter transgresivo. Aparecen facies arenosas canalizadas y dunas o megaripples con laminación cruzada planar y en surco, así como abundantes sigmoides. Estas asociaciones de facies corresponden a llanuras mareales siliciclásticas con depósitos sub a intermareales de alta energía, barras, canales y desarrollo de llanura arenosa.

Por encima de los últimos niveles terrígenos aparece un tramo carbonatado continuo (término n.º 16), correspondiente al Cenomaniense superior. En el corte de Sobrón estos carbonatos aparecen bruscamente y están constituidos predominantemente por *packstones* y *grainstones* bioclásticos con estratificaciones cruzadas planares de ángulo muy alto, laminación de *ripples*, *flaser* y lenticular, así como laminaciones algales.

El conjunto exhibe características de plataforma interna somera, con episodios intermareales, con complejos de canales y barras que migraban muy activamente. Los niveles algales, así como algunas superficies ferruginosas muestran los momentos de interrupción y somerización en ambientes intermareales.

En el cuadrante de Lerón, situado al Noroeste, estos términos carbonatados indican una mayor distalidad (plataforma externa) y profundidad por debajo del nivel de base del oleaje.

El conjunto del Cenomaniense forma una secuencia mayor claramente transgresiva, con un aumento paulatino de los carbonatos de muro a techo.

Es a lo largo del Turoniense cuando se alcanza el máximo transgresivo del Cretácico superior, y las facies indican la máxima profundidad de sedimentación de este intervalo. La facies es litológicamente muy homogénea, constituida por una sucesión de margas y margocalizas grises (Margas de Zuazo=Fm. Valle de Mena). La interpretación de todo este conjunto lleva a pensar que se trata de depósitos de plataforma externa abierta, relativamente profunda y de libre circulación. Esporádicamente se producen progradaciones a pequeña escala de depósitos más someros de plataforma.

Hacia el final del Turoniense se produce un episodio progradante, con lo que el Turoniense muestra en conjunto una evolución transgresivo-regresiva.

De forma gradual, en el Coniaciense, por encima del tramo margoso anterior, van predominando paulatinamente las calizas, culminando con el desarrollo de un potente y continuo paquete carbonatado (calizas de Subijana=Fm. Ribera Alta), muy bien expuesto y representado en el área de estudio.

Las características de facies, asociaciones y su disposición, permiten identificar un medio de plataforma externa distal, que evoluciona hacia el techo a condiciones de plataforma proximal, con una importante disminución en la profundidad de sedimentación. Su evolución es así, de una clara tendencia regresiva.

Por encima de las calizas de Subijana aparece de nuevo un extenso y potente tramo margoso homogéneo (margas de Osma=Fm. Las Losas, del Santoniense inferior y medio), que intercala esporádicamente niveles calcareníticos.

Sus características faciológicas llevan a interpretar este tramo como depositado en una plataforma externa distal cuya profundidad aumentaría hacia el Este, pasando de zonas profundas a áreas proximales e incluso de alto hidrodinamismo hacia el Oeste. Su evolución en conjunto muestra un nuevo episodio transgresivo.

El Santoniense medio a superior está representado por calcarenitas (*packstones-grainstones*) con foraminíferos bentónicos (*Lacazina*). Este episodio calcarenítico corresponde a la migración de barras bioclásticas con un hidrodinamismo elevado, pertenecientes a zonas de alta energía de barras y canales, dentro de una plataforma. La tendencia general es pues la progradación de facies proximales donde dominan las calcarenitas. Un aspecto importante es el aumento del contenido en hierro que confiere a esta zona los tonos rojizos tan característicos.

Por encima del paquete calcarenítico aflora un nivel poco potente de margas y margocalizas nodulosas del Santoniense

superior-Campaniense medio, que intercalan delgados niveles bioclásticos, con abundante fauna bentónica. Estos materiales se depositaron en plataformas marinas abiertas poco proximales y de escasa batimetría. La evolución a lo largo del Santoniense es de tendencia transgresiva, hacia la instalación de medios de plataforma abierta.

Los términos Campaniense y Maastrichtiense evolucionan claramente hacia una mayor restricción del medio. Durante el Maastrichtiense la sedimentación se inicia en medios de lagoon tranquilo, que evolucionan a techo hacia ambientes lacustres y salinos (*facies Garum*).

La evolución general durante el Cretácico se puede agrupar como hemos visto, en dos megasecuencias transgresivo-regresivas, formadas por cuatro ciclos (fig. 3.1.).

Los materiales del Terciario marino exhiben características propias de plataforma interna protegida, mostrando una tendencia regresiva durante el Paleoceno y transgresiva durante el Eoceno.

En el área de estudio faltan los términos superiores del Eoceno, de manera que no podemos deducir su evolución. No obstante, los datos regionales apuntan a que esta evolución es transgresiva.

A partir del Oligoceno, como consecuencia de los fuertes movimientos de la fase pirenaica de la Orogenia Alpina, las aguas del mar comienzan a retirarse, se produce un confinamiento del área, y se inicia una sedimentación continental que evoluciona en el tiempo de aluvial-fluvial a lacustre.

El Terciario continental del área de estudio forma parte de la Cuenca Miranda-Treviño, que constituye una cubeta-sinclinal de orientación media E-W y de unos 60 Km de largo por unos 20 de ancho. Entre los estudios

dedicados a estos materiales destacan los de RIBA, O. (1954, 1956, 1961, 1964 y 1976), la mayoría de ellos inéditos, realizados para CIEPSA con motivo de la investigación petrolífera realizada en esta zona.

La potencia total de los sedimentos continentales (depositados en condiciones subaéreas o de aguas estancadas) muestra una fuerte asimetría: 3500 m en el flanco SW y 1100 en el flanco norte. Esta fuerte asimetría se originó por el desplazamiento sinsedimentario el eje de la cubeta hacia el Norte, lo que generó además una discordancia progresiva muy espectacular en el flanco sur y otras discordancias menores.

La atribución cronológica exacta de los materiales continentales de esta cuenca, es un problema clásico, debido a la escasez de fauna que permita una datación precisa. Por ello, vamos a diferenciar tres grandes conjuntos que presentan afinidad sedimentaria: Mioceno inf., Mioceno inf.-medio y Mioceno superior.

Al mismo tiempo que se van retirando de este sector las últimas aguas "marinas" esta cuenca se va configurando por elevación de sus bordes, generándose abanicos aluviales durante el Mioceno. Estos abanicos aluviales, de pequeño tamaño al principio, evolucionan vertical y lateralmente (hacia el centro de la cuenca) de facies proximales a facies distales.

Las facies más proximales están representadas, sobre todo, en el flanco norte; constituidas principalmente por facies de relleno de canal. Son ortoconglomerados de cantos calizos redondeados que provienen del Terciario marino y del Mesozoico. Aparecen intercalados pequeños lentejones de areniscas con estratificación cruzada. Tanto los conglomerados como las areniscas se presentan en secuencias positivas de pequeño espesor. Estas asociaciones de facies parecen indicar la presencia de pendientes fuertes y descargas bastante rápidas, frecuentes en abanicos aluviales de climas

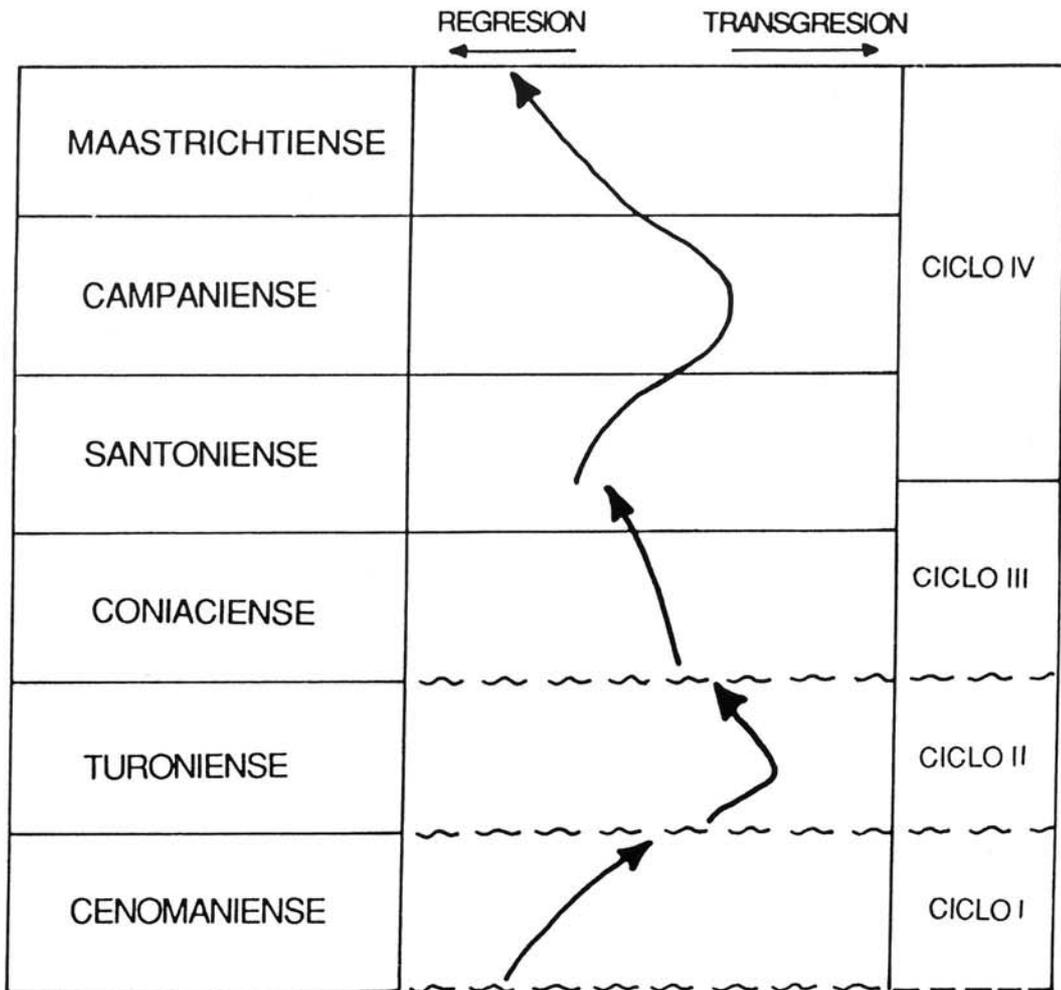


Fig. 3.1.-DISTRIBUCION DE LOS CUATRO CICLOS SEDIMENTARIOS DURANTE EL CRETACICO SUPERIOR (I.G.M.E., 1985)

áridos. La procedencia de estos abanicos debió ser bastante simétrica: del N y NE en el flanco norte, y de S y SW en el flanco sur y probablemente llegaron a coalescer.

Tanto hacia el centro de la cuenca como en la vertical, estos abanicos evolucionan a facies más distales aumentando la proporción de lutitas. Este progresivo aumento de las lutitas, lateral y verticalmente, hace pensar en una disminución paulatina de la actividad tectónica.

Las asociaciones de facies de abanico aluvial medio (afloramientos de Nograro, Bachicabo, entrada al desfiladero de Sobrón, etc.) presentan dos grupos de facies diferentes:

1.—Facies de relleno de canal.

2.—Facies de lutitas rojas, con perfiles edáficos.

Las primeras, formadas por conglomerados y areniscas cementadas, forman niveles, que destacan fuertemente en el terreno (zona de Sobrón-Bachicabo), ya que están constituidas por cuerpos tabulares de relativa continuidad lateral.

Las facies lutíticas, dominantes, están constituidas por limolitas y arcillas de color rojo, que aparecen a veces con desarrollos de nódulos y calcretas, lo que indica largos períodos de exposición subaérea. Intercalados en las lutitas son frecuentes los niveles de areniscas con geometría tabular que corresponden a depósitos de desbordamiento sobre la llanura de inundación.

El techo de la serie roja del Mioceno inferior, bien expuesta en el flanco norte, está caracterizado por un dominio neto de las lutitas rojas, correspondientes a asociaciones de facies de abanico distal. La litología dominante es de fangos masivos (limolitas y arcillas) de tonos rojos, ocre y amarillentos, muy bioturbados

(raíces), y con procesos edáficos (nódulos carbonatados). El proceso sedimentario que domina es la decantación de fangos en una llanura de inundación proximal, con exposición y desarrollo de perfiles edáficos, y con eventuales desbordamientos representados por pequeñas capas de areniscas. Es de resaltar el amplio desarrollo de lutitas rojas en los términos superiores. Según MONTES SANTIAGO et al. (1989): "la explicación podría encontrarse en el tipo de clima dominante en la época. HASELDONCHX (1973), basándose en estudios de polen, deduce que el clima durante el Terciario en España sería tropical y, en el Oligoceno y Mioceno, acusaría una tendencia a la estacionalidad. Un clima de este tipo favorecería la alteración de los silicatos, y se desarrollarían potentes perfiles edáficos arcillosos que, al desmantelarse, generarían un importante acúmulo lutítico en las zonas de sedimentación".

Sobre el conjunto aluvial anteriormente descrito aparece un potente tramo, discordante en el borde SW (Bachicabo), y paraconforme en el resto de la cuenca, de carácter mixto margoso-detrítico, con tonos generalmente amarillentos, que contrastan con la serie roja infrayacente. La evolución general de este tramo ("Molasa de Fontecha", RIBA 1956) tiene una tendencia claramente positiva, ya que en su parte basal aparecen numerosos cuerpos arenoso-microconglomeráticos (al Sur de Bachicabo) que disminuyen en frecuencia y tamaño de grano hacia el techo. La litología dominante es de margas y limolitas amarillentas, que intercalan niveles areniscosos. El análisis de estos últimos revela que se trata del relleno y migración de pequeños canales que fluían hacia el Este y Sureste en la zona de Fontecha. Este sistema puede ser interpretado como depósitos fluviales de ríos trenzados que aumentarían de sinuosidad hacia el centro de la cuenca. En general podemos decir que los términos inferiores son más proximales que los superiores. Hacia el techo de la secuencia dominan claramente (sector de Turiso, cuadrante de

Ribera Alta) los fangos depositados en llanura de inundación, correspondientes a facies más distales. En el techo de algunas secuencias es posible encontrar delgados niveles de evaporitas (yeso-anhidrita), que indicarían episodios de evaporación de algunas charcas restringidas. A este respecto es de destacar la casi total ausencia de sales tanto en los sistemas marginales como en los sistemas centrales (según la nomenclatura de ORTI, F. 1989, para la cuenca del Ebro) de esta cuenca. Esto es debido, probablemente, a que esta cuenca estaría en conexión con la del Ebro, y las aguas residuales, más enriquecidas en sales, pasarían a esta última, donde sí existen importantes masas evaporíticas (i.e.: Yesos de Cerezo). Es decir, la cuenca de Miranda-Treviño actuaría como una cubeta de decantación de clásticos, vertiendo su excedente de agua hacia el Sur, a la cuenca del Ebro.

Durante el Terciario, como ya se ha indicado, el eje de la cubeta se desplaza de Sur a Norte, y las sales triásicas forman intumescencias (abombamientos del sustrato). Efectivamente, la presencia de material triásico en las series miocenas, en la "orla" del diapiro de Salinas de Añana, indica que este diapiro comenzó a perforar las series. Según RIBA 1956, este abombamiento separó dos zonas de

sedimentación: una hacia Valdegovía y otra hacia Treviño; por otro lado, la existencia de otro abombamiento en el sector de Sobrón separó esta cuenca de la de Villarcayo, situada al Oeste.

Los últimos depósitos terciarios en el área de estudio corresponden al Mioceno superior, en el sector de Valdegovía, con un carácter claramente lacustre. Este lago "terminal" tendría su límite oriental en la elevación formada por el diapiro de Salinas de Añana (cuadrante de Ribera Alta). El depósito de este lago es mixto (químico-detrítico), caracterizado por una alternancia de margas y limos amarillentos y calizas lacustres blancas. Se trataría de un típico lago carbonatado, alimentado por sistemas fluviales radiales. La lámina de agua sería muy delgada y oscilante, lo que explica la recurrencia de los niveles carbonatados. Las calizas blancas se depositarían en áreas marginales de este lago, donde la lámina de agua es menor, y su evaporación causaría la precipitación del carbonato. Las facies margoso-arcillosas, mayoritarias, se generan como decantación de los aportes detríticos que llegan al lago.

Durante el Plioceno y el Cuaternario se encaja la actual red fluvial, que termina de configurar la morfología de la cuenca.

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Desde un punto de vista regional, el área de estudio se encuentra en la Cubeta Alavesa, que forma parte del Dominio Cántabro-Navarro (FEUILLEE y RAT, 1971) de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

Como nota previa, hay que reseñar que algunas de las fases de la Orogenia Alpina han actuado de forma muy temprana. En primer lugar durante el tránsito Jurásico-Cretácico (fase neokimmérica), más tarde, durante el Albiense superior (fase austriaca) y por último las fases alpinas, que comienzan a manifestarse durante el Cretácico superior y el Eoceno; pero es durante el Oligoceno y el Mioceno cuando tiene lugar la fase principal de plegamiento, que confiere a este sector sus rasgos estructurales más importantes.

Durante el tránsito Jurásico-Cretácico se suelen producir reactivaciones de las fracturas hercínicas y las primeras migraciones laterales del Keuper. Esta diferenciación diapírica precoz genera lagunas sedimentarias entre el Jurásico y el Cretácico, al delimitar surcos y umbrales. En este sector, que se sitúa cerca del borde meridional de la Cuenca Vasco-Cantábrica, las fases neokimméricas producen la erosión de gran parte del Jurásico y la erosión y/o no deposición de los depósitos de las facies Purbeck y Weald. Esto es constatable en el corte de Nograro, donde el Aptiense marino se apoya directamente sobre el Dogger.

Durante el Albiense superior (fase austriaca) se producen numerosos movimientos de bloques y se reactivan las áreas fuente, generando una intensa sedimentación terrígena. Es posible que, como consecuencia de esta fase, se inicie una cierta actividad diapírica, con la formación de las primeras intumescencias salinas.

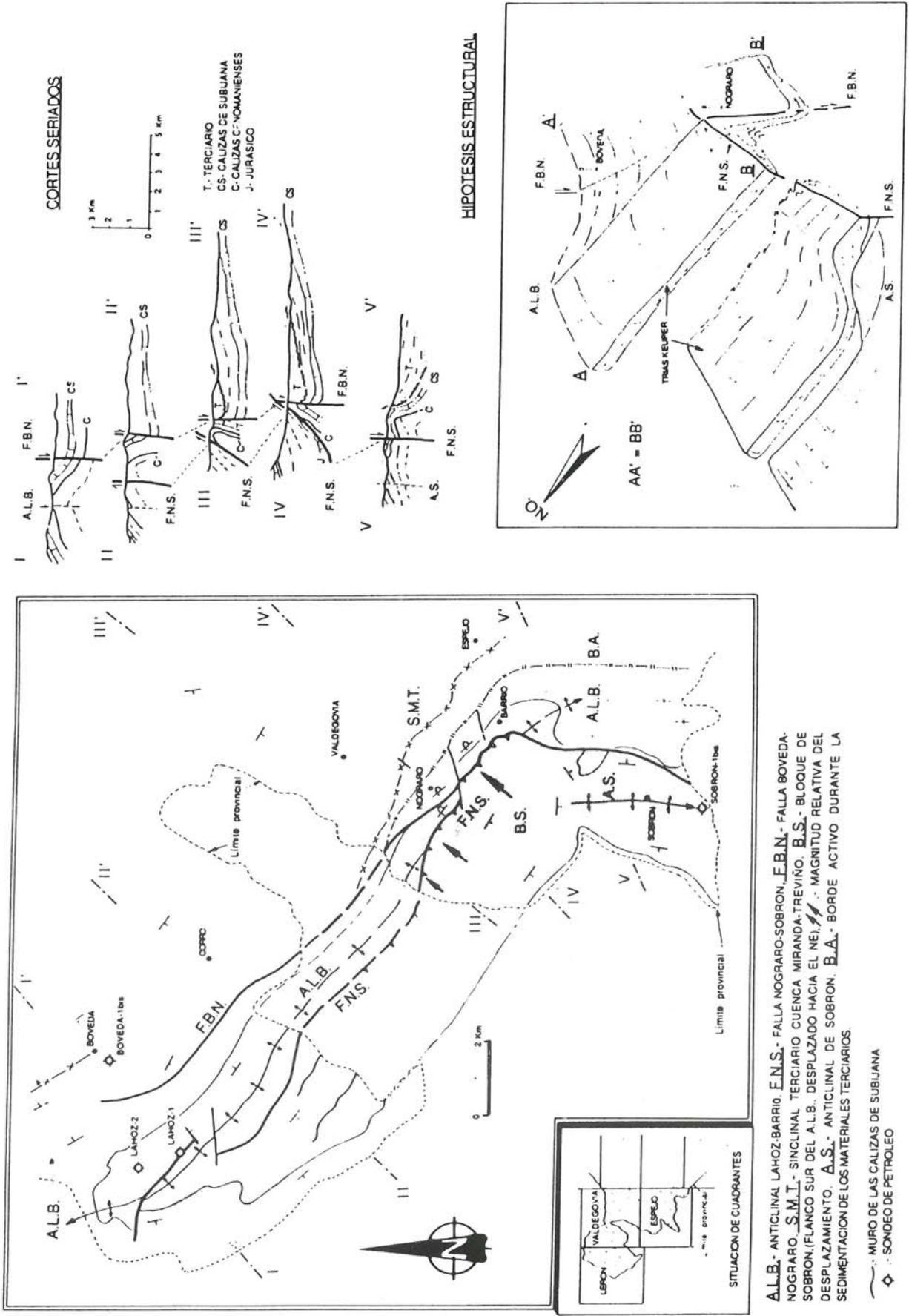
Las primeras fases alpinas generan pequeñas lagunas sedimentarias durante el Coniaciense y el Turoniense, también actúan las intumescencias salinas lo que da origen a reducciones de series en los altos diapíricos. Sin embargo, la fase principal de plegamiento tiene lugar durante el Oligoceno y el Mioceno, generando discordancias progresivas y superponiéndose a la tectónica salina previa.

Una vez hecha esta introducción, podemos "bajar" a la estructura de detalle del área de estudio, estructura que no se comprende bien si no se incluye en un contexto algo más amplio, que abarque los cuadrantes limítrofes de Valdegovía y Lerón (Figura 4.1.).

Esquemáticamente, podemos decir que en el cuadrante de Espejo existen cinco elementos estructurales importantes (ver figura 4.1.).

1.—El anticlinal de Lahoz-Barrio (A.L.B.) incluido su cierre sur-oriental.

Fig 4.1.- ESQUEMA TECTONICO MUY SIMPLIFICADO DE LOS CUADRANTES DE LERON, VALDEGOVIA Y ESPEJO



- 2.—La falla de Nograro-Sobron (F.N.S.).
- 3.—La falla de Bóveda-Nograro (F.B.N.).
- 4.—El sinclinal de la cuenca terciaria Miranda-Treviño (S.M.T.).
- 5.—El anticlinal de Sobrón (A.S.).

El anticlinal de Lahoz-Barrio es una estructura NO-SE de unos 23 × 5 Km. vergente hacia el NE. En la zona de estudio cierra periclinalmente al Sur de Barrio.

La falla de Nograro-Sobrón tiene, en este cuadrante, un funcionamiento de falla inversa vergente al NE con un plano de falla generalmente más buzante que en los vecinos cuadrantes (más de 60°). Supone el límite norte y este del bloque de Sobrón (B.S.) en la figura, que se ha desplazado en conjunto hacia el NE y que en la zona de mayor desplazamiento (entre Barrio y Nograro), llega a "cepillar" la zona de charnela y gran parte del flanco NE del anticlinal de Lahoz-Barrio. El límite oriental de esta falla está constituido por una superficie muy verticalizada, aproximadamente N-S, que hace las veces de "rampa" lateral.

La falla de Bóveda-Nograro es un accidente subvertical, cuyo salto aumenta de NO a SE y que es "cortada" por la falla de Nograro-Sobrón al Sur de la localidad de Nograro.

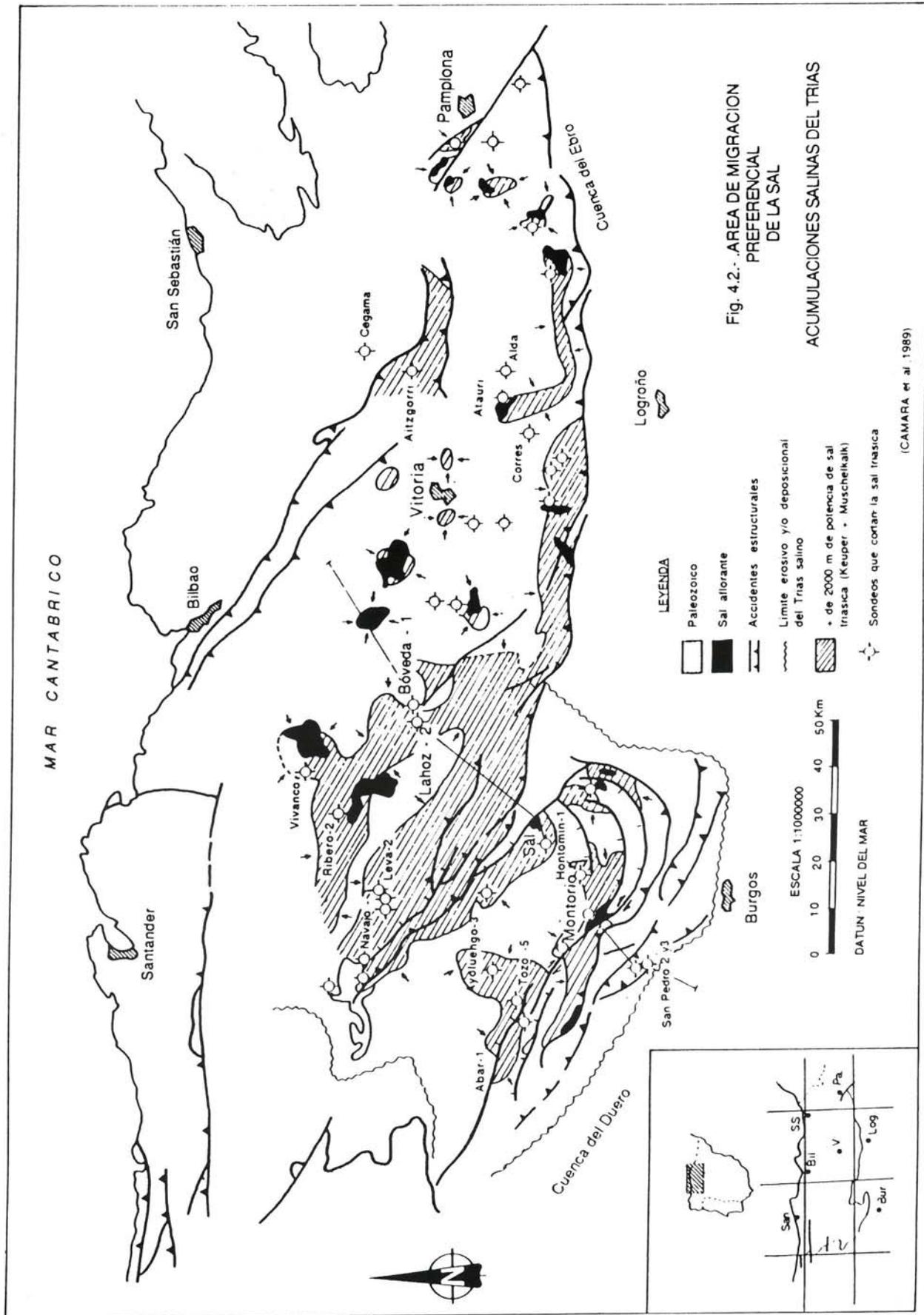
El sinclinal de la cuenca terciaria Miranda-Treviño (que se extiende hacia el SE, en los cuadrantes limítrofes de Ribera Alta y Berantevilla) es, en este cuadrante, una estructura NO-SE cuya característica más relevante es la fuerte asimetría que existe entre sus dos flancos. El sur con potencias y buzamientos mayores, debido al desplazamiento sinsedimentario del eje de la cubeta de sur a norte lo que genera, además, una discordancia progresiva.

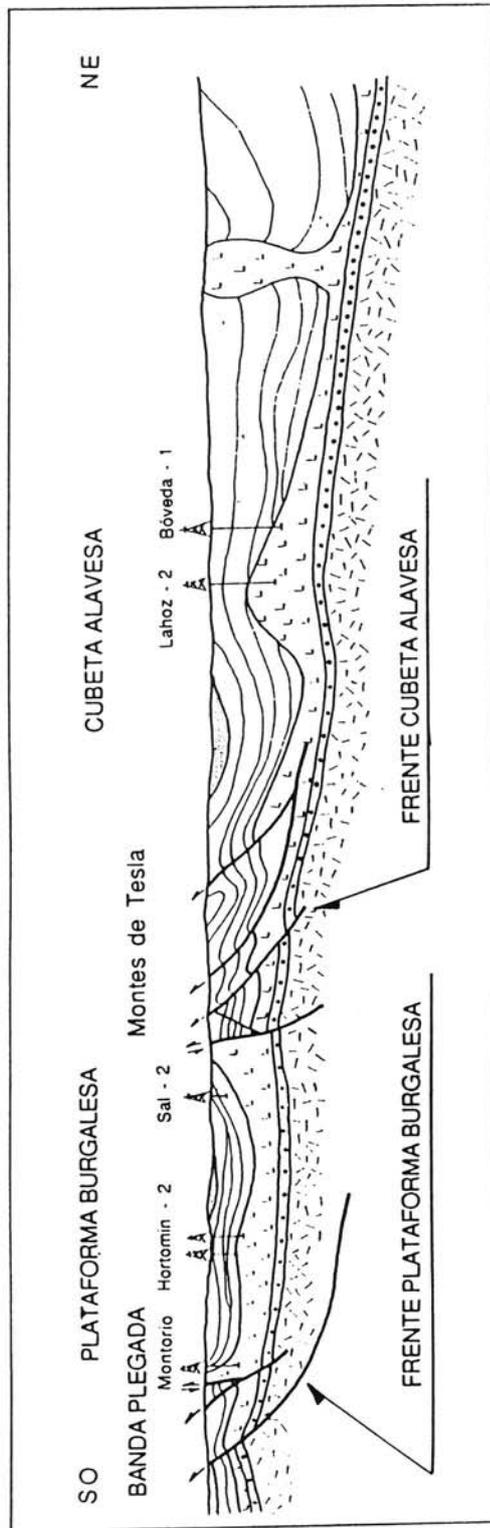
El anticlinal de Sobrón es un abombamiento cupuliforme (aunque hacia el Norte es más bien "cilíndrico") de dirección aproximada N-S, y que probablemente ha constituido ya desde el Paleoceno un paleoalto estructural que independizó las cuencas terciarias de Miranda-Treviño y Villarcayo, situadas respectivamente al Este y al Oeste de la estructura. La estructura que observamos actualmente es el resultado de la erosión de este anticlinal "cupuliforme", erosión que ha dejado "relictos" de edad Coniaciense fundamentalmente, en forma de grandes bloques. La edad del comienzo de la erosión de la cúpula es difícil de determinar ya que requeriría un estudio muy detallado que debería incluir entre otros, el estudio de los clastos de los materiales terciarios (miocenos fundamentalmente) en la "orla" de este paleoalto, como se distribuyen horizontal y verticalmente, etc.

A continuación se va a proponer un modelo que relaciona genéticamente todos estos elementos estructurales, modelo que se fundamenta en lo siguiente:

- 1.—El anticlinal de Lahoz-Barrio tuvo su origen en una intumescencia (alargada) de origen diapírico, de manera que ya constituyó un alto paleogeográfico durante el Mesozoico. Al Norte de este alto se genera una zona deprimida ("sinclinal" y/o depocentro) cuyo límite sur-occidental está constituido por la falla de Bóveda-Nograro.

- 2.—Como se puede observar en los cortes seriados de la figura, en el extremo nor-oeste de la zona, el A.L.B. es prácticamente simétrico y la F.B.N. tiene un salto mínimo e incluso se amortigua totalmente. A medida que nos desplazamos hacia el Sur-Este (cortes II-II' - III-III' - IV-IV' y V-V'):
 - El anticlinal de Lahoz-Barrio es cada vez más vergente (corte I-I' a corte IV-IV').
 - La falla de Nograro-Sobrón es cada vez más tendida, y su desplazamiento hacia el NE





LEYENDA

- 

 Terciario
- 

 Cretacico + Juracico
- 

 Trias Salino (Keuper + Muschelkalk)
- 

 Buntsandstein
- 

 Paleozoico

ESCALA HORIZONTAL Y VERTICAL



Fig. 4.3.- CORTE A TRAVES DE LA PLATAFORMA BURGALESA Y LA CUBETA ALAVESA (CAMARA et al. 1989)

mayor (cortes II-II' a IV-IV') de manera que llega a "cepillar" la zona de charnela y gran parte del flanco NE del anticlinal de Lahoz-Barrio.

—La falla de Bóveda-Nograro tiene progresivamente más salto.

3.—Al igual que ocurre con el anticlinal de Lahoz-Barrio, el anticlinal de Sobrón (A.S.) es también una estructura pre-terciaria que ya independizó las cuencas terciarias de Miranda-Treviño y Villarcayo, situadas respectivamente al Este y al Oeste de la estructura.

En consecuencia suponemos que todas las estructuras superficiales que observamos tienen una génesis común y que son el reflejo directo de una tectónica salina, que comenzó a configurar estructuras durante el Mesozoico y que posteriormente, durante la compresión alpina, han sufrido un acentuamiento, al menos en este sector (ver hipótesis estructural en la figura).

Efectivamente, la posición de la migración salina "precoz" tiene una relación estrecha con discontinuidades del sustrato. A partir de estas discontinuidades se generan fallas de colapso que permiten el desarrollo de altos diapíricos. Junto a estos altos diapíricos existen, lógicamente, surcos creados por la migración salina. Estos surcos funcionan como depocentros de gran sedimentación, fundamentalmente en el Cretácico, aunque también en el Terciario (observar la posición del sinclinal de Miranda-Treviño, al Norte del anticlinal de Lahoz-Barrio). Estos depocentros crean cubetas con morfología de "caparazón de tortuga", es decir, tienen incluso actualmente, más afinidad con un depocentro diapírico, que con un verdadero sinclinal de génesis compresiva. De hecho los altos que los limitan son diapíricos, aunque parezcan anticlinales "alpinos" con núcleo triásico "extrusivo".

En conclusión, tal y como señalan CAMARA et al (1989):

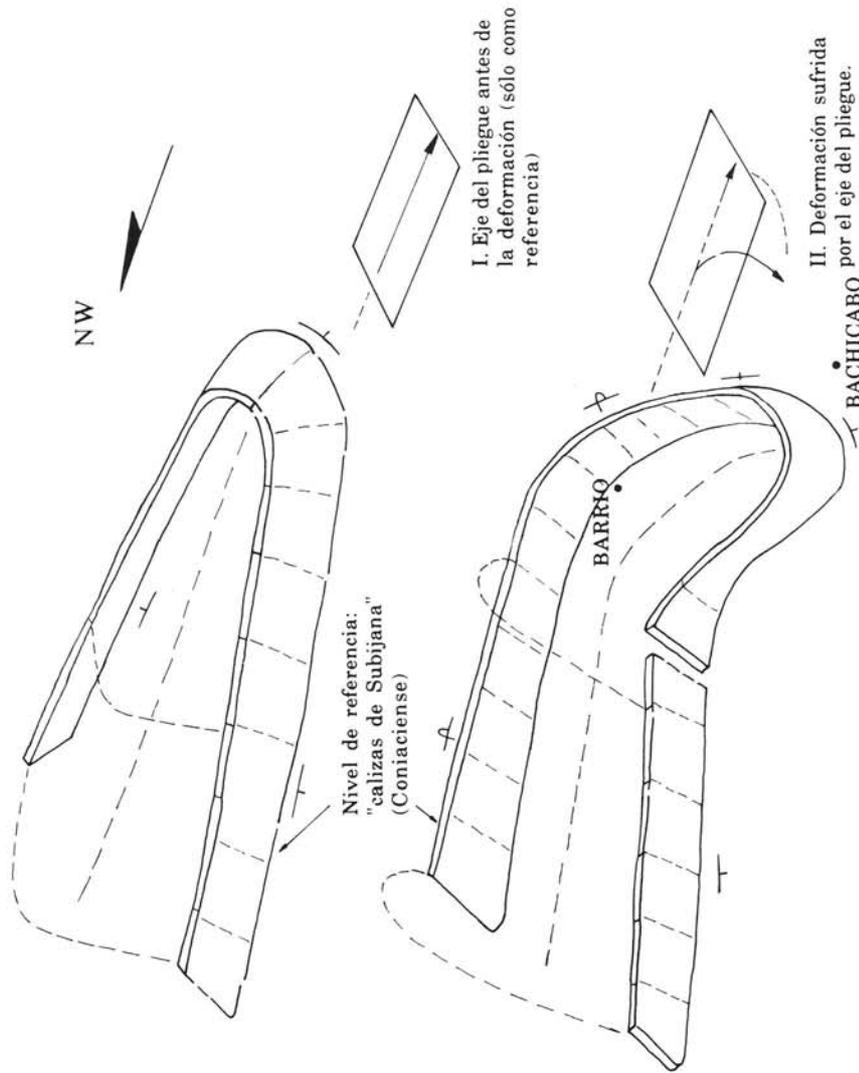
"... Estructuralmente, el dominio Cántabro-Navarro está afectado en su mayor parte por la tectónica halocinética, sin embargo, la compresión alpina modifica en parte la estructura generada por el diapirismo. La compresión alpina actúa produciendo cabalgamientos, desgarres, etc. y en las zonas de altos diapíricos estas zonas acaban siendo grandes acumulaciones salinas tectónicamente más complejas".

Como se ha señalado al principio, el plegamiento principal comienza a finales del Eoceno (fase pirenaica), y prosigue durante el Oligoceno y el Mioceno de forma prácticamente continua. En este cuadrante, los conglomerados del Mioceno reposan mediante una discordancia angular y erosiva sobre los materiales infrayacentes (hasta el Coniaciense).

El estudio detallado de los materiales continentales oligo-miocenos de la cuenca Miranda-Treviño (O. RIBA, 1956, 1961) revela que a medida que iba progresando el depósito se producía un desplazamiento hacia el Norte del eje de máxima sedimentación, con la consiguiente elevación e inclinación de las capas en el flanco sur y erosión continua de las mismas. Es por esto que los materiales terciarios (incluido el Mioceno superior) exhiben una espectacular discordancia progresiva en las inmediaciones de lo que se denomina "borde activo" (B.A.) en la figura. El anticlinal de Lahoz-Barrio, que ya estaba configurado por los empujes halocinéticos previos es afectado también por esta discordancia progresiva, en las inmediaciones de su cierre SE. El resultado es la deformación progresiva del cierre de manera que llega a adquirir buzamientos muy verticalizados e incluso a invertirse. Este hecho se representa en la figura 4.4. en la que la representación de la deformación sufrida por el eje del pliegue, ayuda a comprender y visualizar mejor la deformación sufrida por el conjunto de la zona de cierre en este borde activo.

A lo largo del Oligoceno y del Mioceno no se detectan interrupciones notables ni en

I. El anticlinal de Lahoz - Barrio se origina como una intumescencia diapirica "precoz" constituyendo un paleoalto estructural.



II. Durante el Terciario (Oligoceno y Mioceno) su cierre sufre una deformación progresiva al encontrarse en el borde activo de la Cuenca Miranda-Treviño. Como consecuencia de esta deformación, sus capas, en la zona de cierre, llegan a invertirse

Fig. 4.4.- ESQUEMA EVOLUTIVO DEL CIERRE SE DEL ANTICLINAL DE LAHOZ-BARRIO

la sedimentación ni en el movimiento tectónico. Algunas interrupciones en este último parecen generar suaves discordancias angulares entre el Mioceno superior y el inferior, y entre éste y el Oligoceno, sobre todo en el flanco sur del sinclinal.

Tal y como se ha citado anteriormente, podemos invocar de nuevo a la tectónica salina como la responsable del desplazamiento paulatino del eje de máxima sedimentación, causado, probablemente, por la migración de grandes masas de material salino del Trías Keuper.

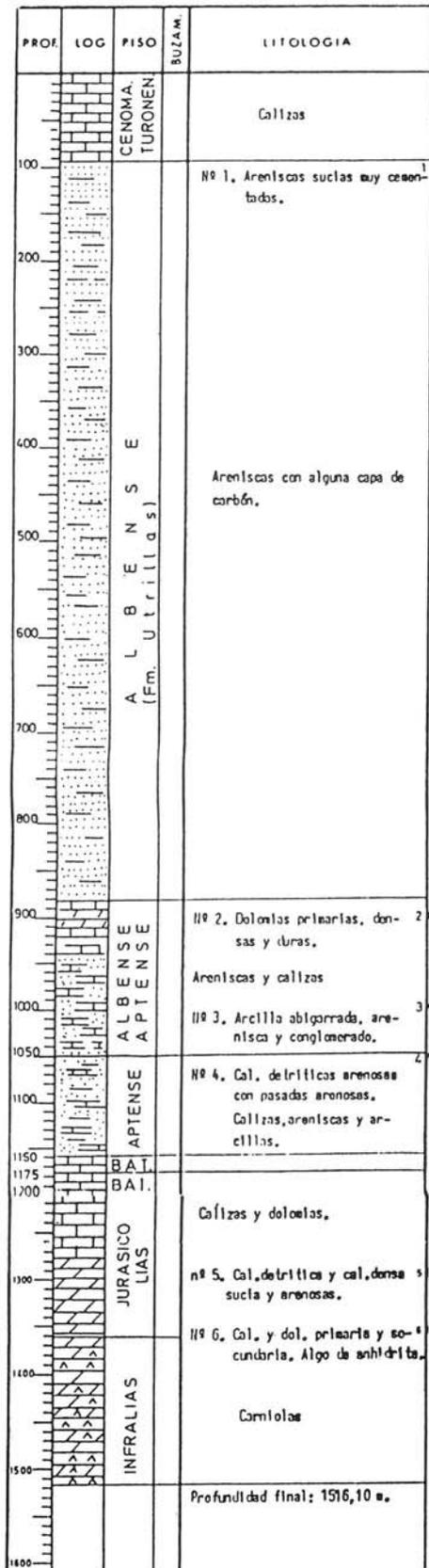
5. PROSPECCIONES PETROLIFERAS

En el ámbito del cuadrante existen dos sondeos de exploración petrolífera: SOBRO-1 y SOBRO-1-bis realizados por CIEPSA:

El sondeo SOBRO-1 ($X=0^{\circ} 34' 27''$ E; $Y=42^{\circ} 54' 44''$ N; $Z=513$ m.), se suspendió a los 590,3 metros al cortar un acuífero artesiano con 600 m³/hora. El emplazamiento se trasladó unos 300 metros hacia el SW y se per-

foró el sondeo SOBRO-1-bis, cuya columna esquemática se representa en la figura 5.1.

A pesar de no estar emplazado en este cuadrante, hemos incluido la columna esquemática del sondeo Bóveda-1-bis situado en el cuadrante de Lerón ya que su columna, muy completa, atraviesa una serie muy similar a la que existe en este cuadrante, por lo que puede servir como elemento de correlación.



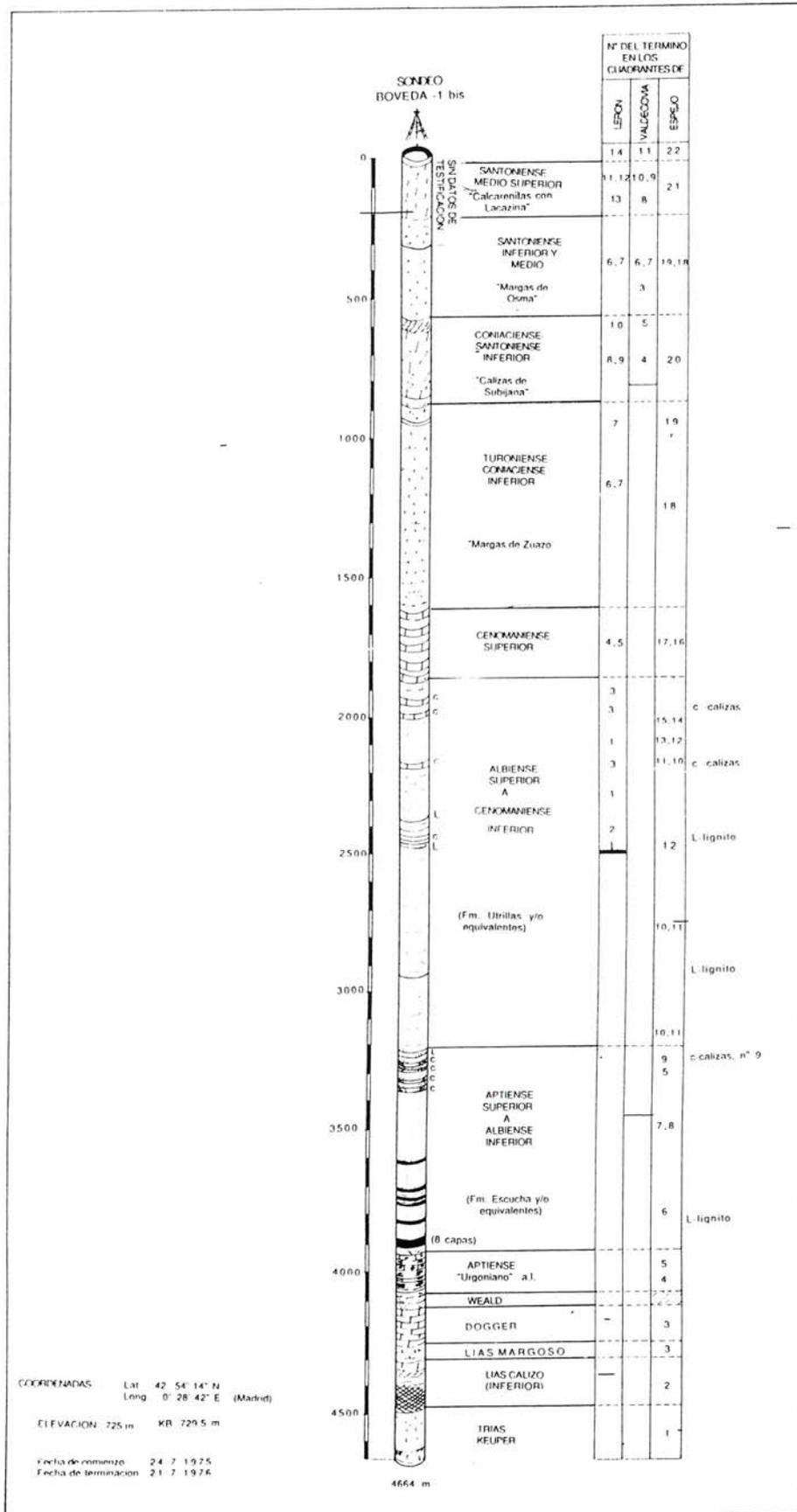
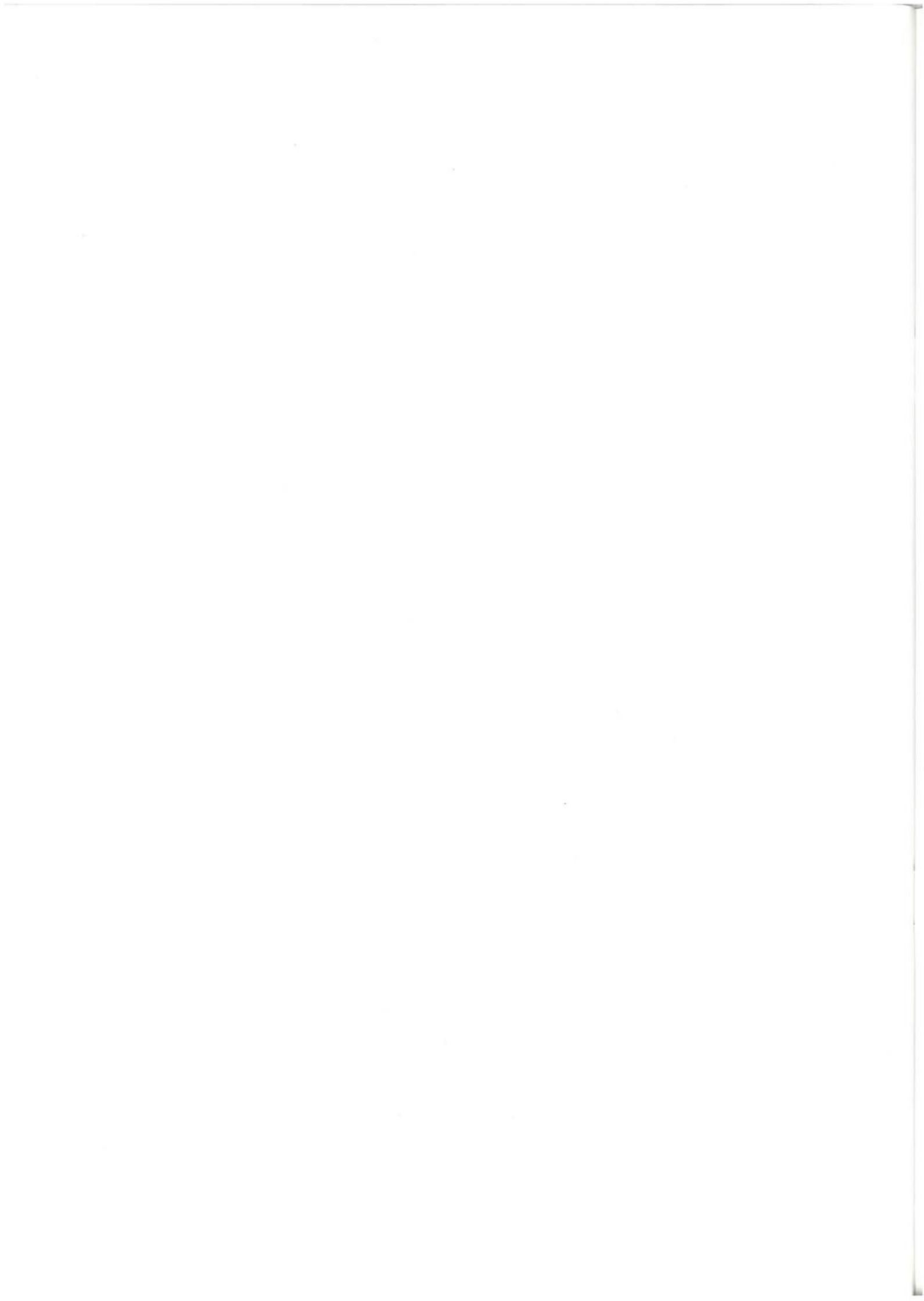


Fig. 51.—COLUMNA ESQUEMATICA SONDEO BOVEDA - 1 BIS

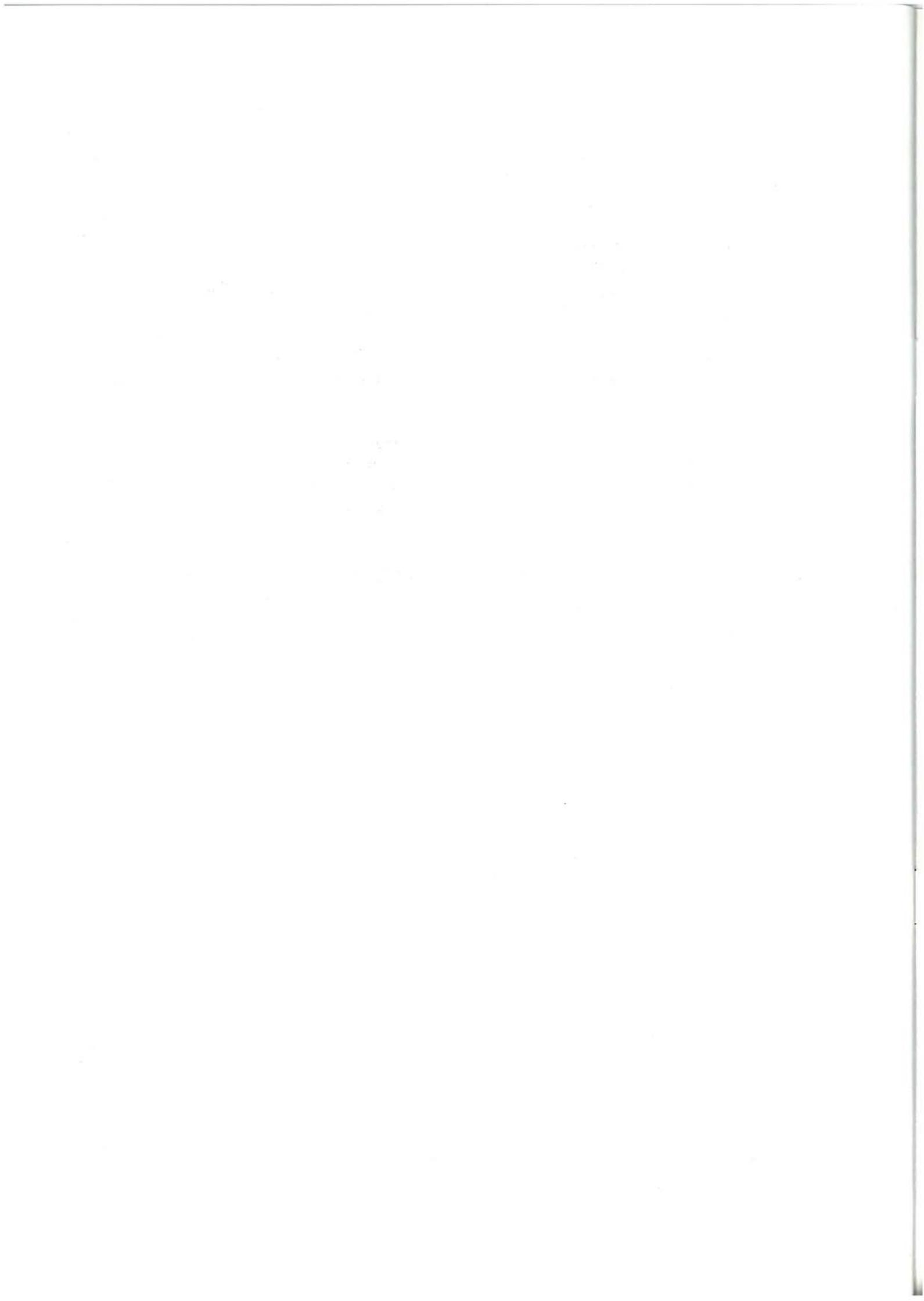


BIBLIOGRAFIA

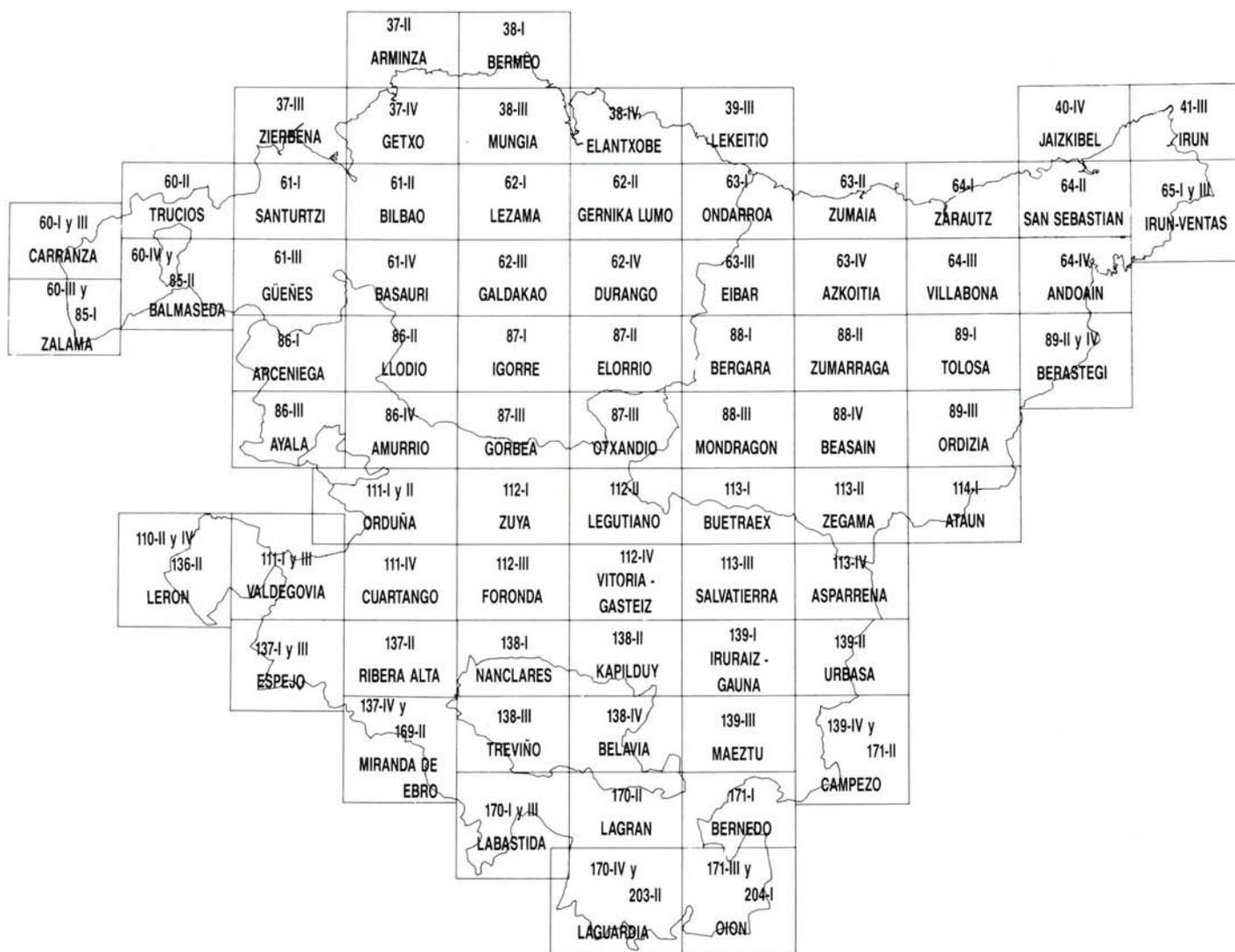
- AGUILAR, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; RIBA, O. (1971).—Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Est. Geol.* Vol. 27, pp. 497 - 512.
- AGUILAR TOMAS, M.J. (1971).—Consideraciones generales sobre la sedimentación y la paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica. *Estudios geológicos*, Vol. 27, pp. 325-334.
- (1975).—Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica. *Estudios geológicos*. Inst. Lucas Mallada, CSIC. Vol XXXI, n.º 1-2, 213 pp, 182 fig, 13 tablas.
- ALMELA, A.; RIOS, J.M.; Y GARRIDO, J. (1945).—Estudio de parte de las provincias de Burgos, Alava, Vizcaya y Santander. *Bol. Inst. Geol. Min. de España*. Vol. 58, pp. 45-228
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R.; MELENDEZ, A. (1983).—Evolution paléogéographique des plateformes du Plateau Nord-Castillane et de la Cordillere Ibérique (Espagne) au Senonien. *Géologie Méditerranéen* T. X, n.º 3-4, pp. 361-367.
- AMIOT, M. (1982).—El Cretácico superior de la región Navarro Cantábrica en "El Cretácico de España". *Univ. Complutense, Madrid* pp. 88-111, 2 figs.
- AMIOT, M.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A.; RAT, P.; SALOMON, J. (1982).—Evolution de la marge cantabrique et de son arrière pays ibérique au Crétacé. V. *Coloquio Estratigrafía y Paleogeografía del Crétacico de España*. Albacete 1982 in litt in *Cuadernos Geología Ibérica*.
- AMIOT, M y FEUILLE, P. (1983).—L'individualisation du domaine Navarro-Cantabre. In "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique. Une marge et son arrière-pays ses environnements sédimentaires". *Mém. Géol. Univ. Dijon* Vol. 9, pp. 122-125. 1983.
- AMIOT, M. (1983).—Evolution et réaménagement du domaine Navarro-Cantabre au Senonien inférieur. In "Vue sur le Crétacé Basco Cantabrique e Nord-Ibérique. *Mém. Géol. Univ. Dijon* Vol. 9, pp. 131-133.
- (1983).—La mégaséquence régressive du Senonien. Effacement graduel du domaine Navarro-Cantabre. In "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique". *Mém. Géol. Univ. Dijon* Vol. 9, pp. 134-136.
- (1983).—Structuration du domaine Navarro-Cantabre et déplacement des zones de subsidence au Turonien et Senonien. In

- "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique". *Mém. Géol. Univ. Dijon* Vol. 9, pp. 136-140.
- AMIOT, M.; FLOQUET, M.; MATHEY, B. (1983).—Relations entre les trois domaines de sédimentation du Crétacé supérieur. In "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique. *Mém. Géol. Univ. Dijon* Vol. 9, pp. 169-176.
- AUXINI (1976).—Estratigrafía del sondeo Bóveda-1 bis. Inédito.
- CAMARA RUPELO, P.; MARTINEZ DEL OLMO, W.; SERRANO OÑATE, A. (1989).—Diapirismo del Trias salino en el Dominio Cantabro-Navarro. Inédito.
- CERVERA, A.; PARDO, G.; VILLENA, J. (1976).—Algunas precisiones litoestratigráficas sobre la Formación "Lignitos de Escucha". *Tecniterrae*, n.º 14, oct-nov. 1976, pp. 25-33.
- CIEPSA-SEPE (1964).—Petroleum prospects of the Vitoria Region. Inédito.
- CIEPSA (1967).—Estratigrafía del sondeo Sobrón-1 bis.
- EVE (1987).—Investigación hidrogeológica del área de Valdegovia (Alava). GIGSA.
- FEUILLEE, P. (1963).—Sur l'extension de les facies du Cenomanien dans la région de Mena (Espagne). *C. R. Som. Geol. France Paris*, n.º 3, pp. 97-98.
- FEUILLEE, P.; RAT, P. (1971).—Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques. *Publ. Inst. Fr. du Petr. Col. Colc. et sem.* n.º 22, t. 2, vol. 1, pp. 48.
- FLOQUET, M. (1983).—La plate-forme Nord-Castillane et les facies proximaux. In "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique. *Mém. Géol. Univ. Dijon* Vol. 9, pp. 141-163.
- IGME (1979).—Mapa geológico nacional E/1:50.000, 2.ª serie (Proyecto MAGNA). Hoja 110, Medina de Pomar.
- (1979).—Mapa geológico nacional E/1:50.000, 2.ª serie (Proyecto MAGNA). Hoja 111, Orduña.
- (1979).—Mapa geológico nacional E/1:50.000, 2.ª serie (Proyecto MAGNA). Hoja 137, Miranda de Ebro.
- (1981).—Síntesis de la investigación de lignitos. 3. Cuenca Cantábrica.
- (1984).—Exploración geológico minera de lignitos en varias áreas del Norte de la provincia de Burgos.
- (1985).—Exploración de las posibilidades ligníferas en el País Vasco.
- (1985).—Exploración previa de lignitos en Nograro (Burgos-Alava). *IMINSA*.
- (1985).—Estudio sedimentológico de las hojas 1:200.000 de Bilbao y Bermeo. *CGS*.
- KIND, H.D. (1967).—Diapire und Alttertiär im südostlichen Baskenland (Nord-Spanien). *Beich Geol. J.B.* 5, 66, Hannover.
- MONTES SANTIAGO, M.J.; ALONSO GAVILAN, G.; DABRIO, C.J. (1989).—Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico Terminal-Paleogeno del Borde Sur-Oeste de la Cuenca de Villarcayo (Burgos). *Studia Geologica Salmanticensia*, Volumen especial 5, pp. 71-87.
- ORTI, F.; ROSELL, L.; SALVANY, J.M.; INGLES, M.; PERMANYER, A.; GARCIA-VEIGAS, J. (1989).—Sedimentología y diagénesis como criterios de prospección de recursos en el Terciario Evaporítico de la Cuenca del Ebro. *XII Congreso Especial de Sedimentología*. Simposios y conferencias, pp. 253-262.

- PARDO, G.; VILLENA, J. (1979).—Características sedimentológicas y paleogeográficas de la Formación Escucha. *Cuad. Geol. Ibér.* Vol. 5, pp. 407-418.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—Bioestratigrafía y microfácies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica). *Mem. Inst. Geol. Min. España* Vol. 78, 379, pp.
- (1973).—Síntesis geológica de la provincia de Alava. *Institución "Sancho el Sabio"* Vitoria.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y AGUILAR, M.J. (1969).—Ciclotemas en el Aptiense Inferior de Nograro (Alava). *Acta Geol. Hispánica*, 2, n.º 5, pp. 101-106. Barcelona.
- RAT, P. (1959).—Les Pays crétacés basco-cantabriques. *Publ. Univ. Dijon*. Vol. XVIII, 525 pp.
- RIBA, O. (1954).—El terciario continental de la Rioja Alta y de la Bureba. Ciepsa (Inédito).
- (1955).—Sur le type de sédimentation du Tertiaire continental de la partie ouest du bassin de l'Ebre. *Souderd. Géol. Rudschau*.
- (1956).—La Cuenca Terciaria de Miranda-Treviño. Ciepsa. (Inédito).
- (1961).—Sobre el Terciario de Treviño. Ciepsa. (Inédito).
- (1964).—Nuevas observaciones sobre el Terciario continental del Valle del Ebro. Ciepsa. (Inédito).
- (1976).—Tectogenèse et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéés. *Bulletin du Bureau de Recherches géologiques et minières*, 2ème Série, Sect. I, núm. 4, pp. 383-401.
- RIOS, J.M.; ALMELA, A.; y GARRIDO, J. (1945).—Contribución al conocimiento de la geología Cantábrica (un estudio de parte de las provincias de Burgos, Alava y Vizcaya). *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, Vol. 58, pp. 45-228.



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



EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA