



EVE

Mapa Geológico
del País Vasco

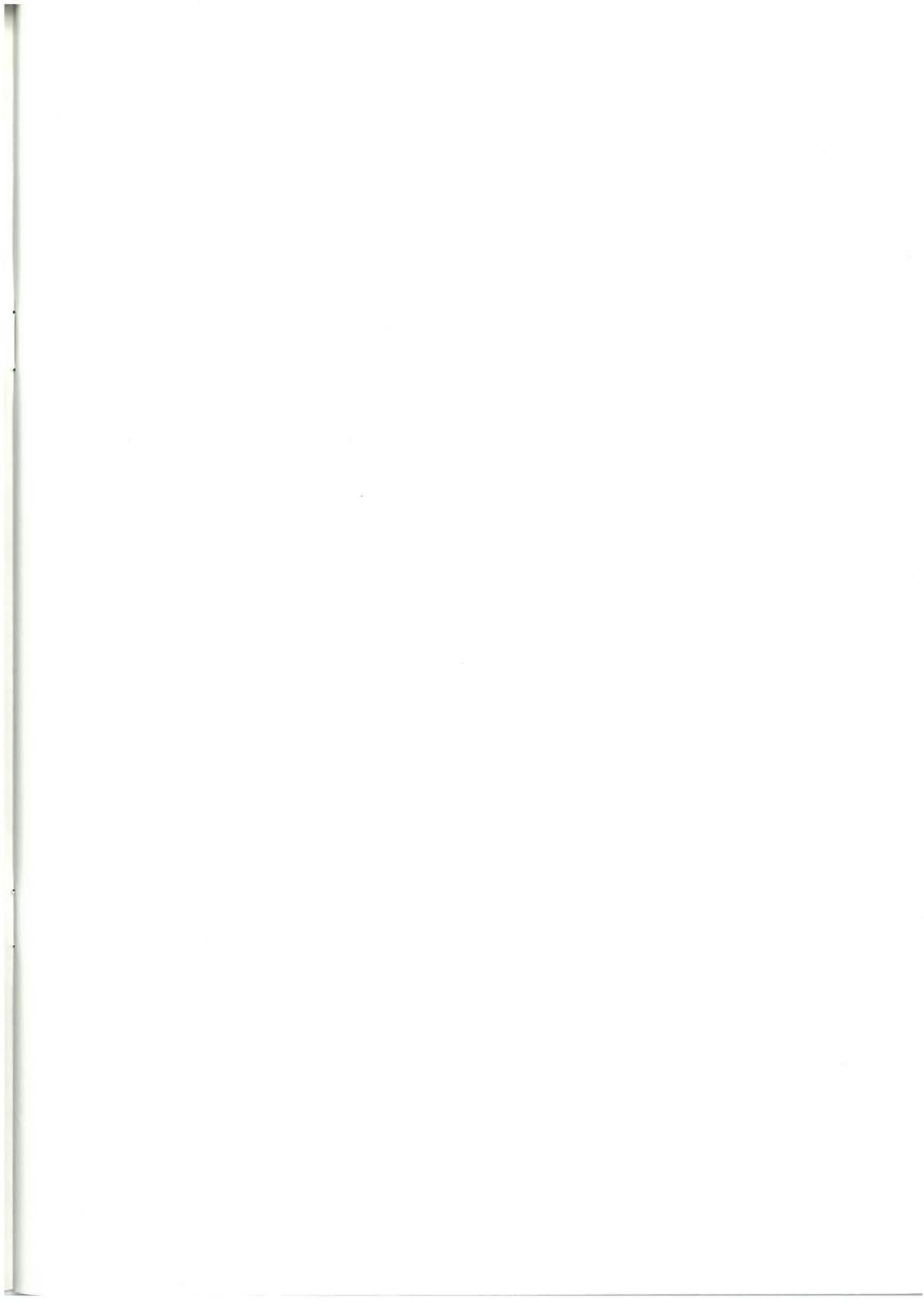
*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



170-II LAGRAN

E: 1/25.000







**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

170-II LAGRAN

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-1475-93

I.S.B.N.: 84-88302-68-1

La presente hoja del MAPA GEOLOGICO DEL PAIS VASCO, a escala 1:25000, ha sido realizada por el siguiente equipo de trabajo:

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

A. Garrote Ruiz

L. Muñoz Jiménez

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

M. Zapata Sola

J. Amenabar Juanena

A. Cerezo Arasti

Los trabajos de campo fueron realizados en el año 1991.



INDICE

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFIA	11
2.1. TRIASICO, JURASICO Y TRANSITO JURASICO-CRETACICO.....	11
2.1.1. Triásico en facies Keuper (1 y 2).....	11
2.1.2. Rhetiense-Lías inferior (3).....	11
2.1.3. Lías medio-superior (4).....	11
2.1.4. Jurásico terminal (Malm-Neocomiense) (5).....	11
2.2. CRETACICO	12
2.2.1. Aptiense "Urgoniano, s.l." (6).....	12
2.2.2. Aptiense superior-Cenomaniense inferior. "Formación Utrillas" (7).....	12
2.2.3. Cenomaniense inferior-medio (8).....	15
2.2.4. Cenomaniense superior (9).....	15
2.2.5. Cenomaniense indiferenciado (10).....	16
2.2.6. Turoniense inferior (11).....	16
2.2.7. Coniaciense-Santoniense inferior (12 y 13).....	16
2.2.8. Santoniense medio-superior "Calcarenitas con Lacazina" (14).....	17
2.2.9. Campaniense-Maastrichtiense (15 a 19).....	17
2.3. Terciario Marino-Continental (Paleoceno-Eoceno).....	18
2.3.1. Daniense-Montiense (20 y 24).....	18
2.3.2. Thanetiense (21 a 23).....	19
2.3.3. Eoceno (25 a 29).....	19
2.4. Oligoceno de la Cuenca Terciaria de Miranda-Treviño, y Mioceno de las Depresiones de Bernedo y Pipaon.....	20
2.4.1. Oligoceno (30 a 32).....	20
2.4.2. Mioceno (33 y 34).....	20

2.5. Terciario de la Cuenca del Ebro.....	21
2.5.1. Oligoceno (35 a 38).....	21
2.5.2. Mioceno (39 a 43).....	21
2.6. Cuaternario (44 a 50).....	22
3. Sedimentología.....	23
4. Geología Estructural.....	35
4.1. Franja Norte de Sierra de Cantabria.....	36
4.2. Frente Cabalgante de Sierra de Cantabria.....	39
4.2.1. Sector oeste de la Sierra de Cantabria.....	39
4.2.2. Sector central de la Sierra de Cantabria.....	40
4.2.3. Sector este de la Sierra de Cantabria.....	42
4.3. Depresión terciaria del Ebro.....	42
4.4. Modelo de deformación.....	42
Bibliografía.....	47

1. INTRODUCCION

El cuadrante de Lagrán a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 170 (22-9) "Haro" del Mapa topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La mayor parte de la extensión de la hoja de Lagrán pertenece al territorio histórico de Alava, incluye al norte parte del Condado de Treviño (Burgos), y en el extremo suroeste de la hoja un pequeño enclave perteneciente a la Comunidad de La Rioja. Los núcleos de población son escasos y todos con menos de 50 habitantes excepto Lagrán (170 h.); estos núcleos de población son: Lagrán, Pipaón, Villaverde, Villafraja, Navarrete, Obecuri, Bajauri, Loza y Laño.

Desde el punto de vista orográfico, la hoja comprende el sector central de la sierra de Cantabria, el cual se caracteriza por presentar los mayores y más escarpados relieves: Palomares (1.458 metros), Cervera (1.384 metros), Recilla (1.381 metros), Peña del León (1.391 metros) y Peña de San Tirso (1.316 metros). En la vertiente norte de la sierra (proximidades de Pipaón) tienen su nacedero dos ríos importantes: el Ega y el Inglares, siendo éstos los únicos cursos fluviales importantes de la zona.

Morfológicamente existen tres dominios distintos dentro del ámbito de la hoja. Al norte de la sierra de Cantabria se desarrolla un paisaje de bancos y valles suaves (relieve en cuesta), bien desarrollado en Treviño, y algo más

abruptos en la parte sur. El margen norte de la sierra de Cantabria se corresponde con áreas planas rellenas por sedimentos fluviales depositados por los cursos que bordean los relieves de la sierra. El segundo tipo de paisaje lo configura el imponente cresterío de la sierra de Cantabria, con su característico perfil afilado generado por la verticalización de las capas. Por último, al sur de la sierra se extiende una imponente área llana, de estratificación subhorizontal, con desarrollo de los característicos cerros testigo (Rioja).

Desde el punto de vista geológico están representados tres importantes dominios ampliamente descritos en bibliografía; de norte a sur son (figura 1.1.):

—Cuenca terciaria-continental de Miranda-Treviño.

—Franja móvil de sierra de Cantabria-montes Obarenes (CIEPSA, RAMIREZ DEL POZO, 1971).

—Cuenca terciaria del Ebro.

Los materiales que afloran en este cuadrante abarcan un amplio rango de edad que comprende desde el Trías en facies keuper al Mioceno, afectados por la tectónica Alpina, con su fase principal de plegamiento Oligo-Miocena.

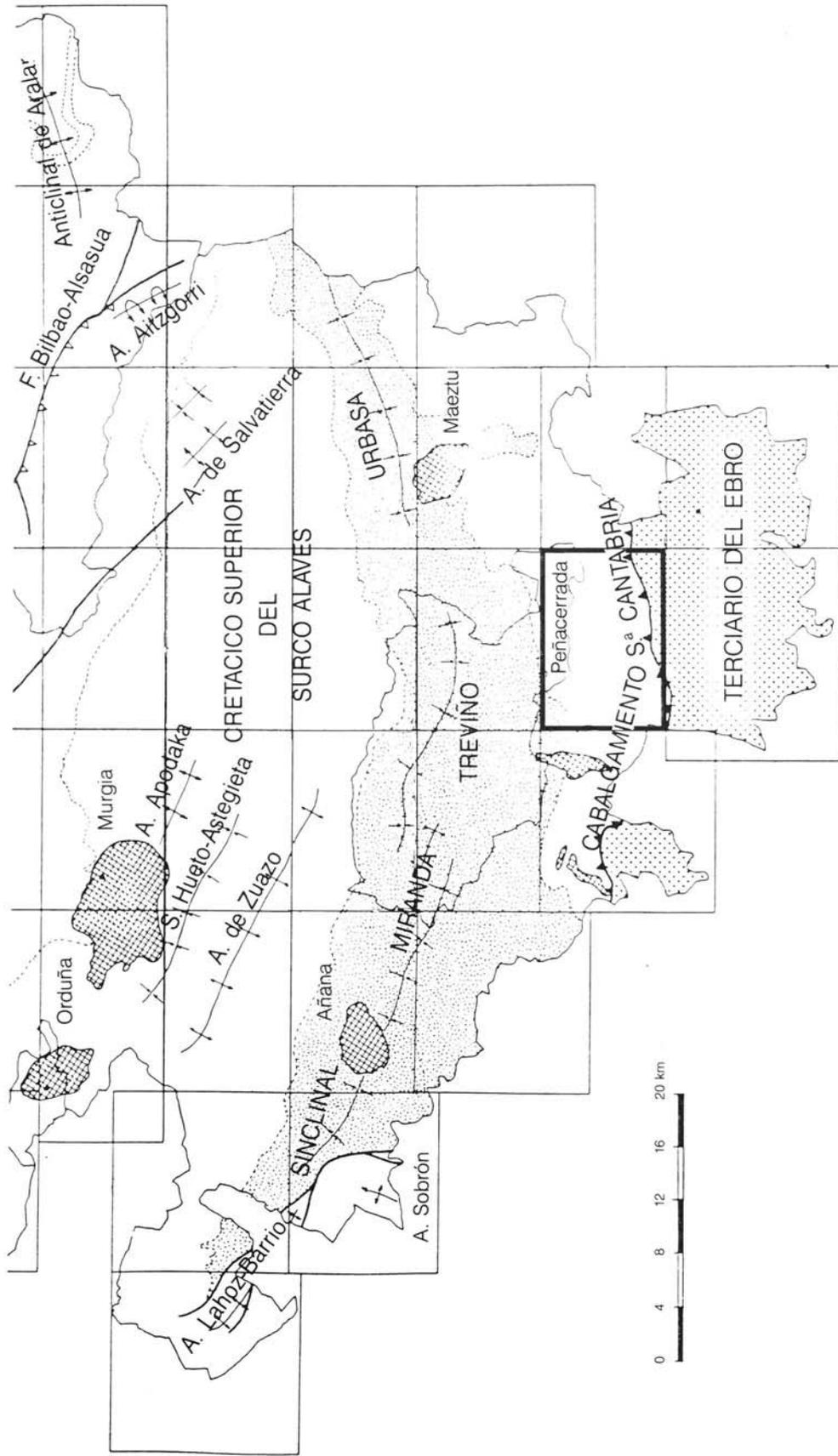


Figura 1.1.—Esquema estructural de la mitad meridional del País Vasco. Situación del cuadrante de Lagrán.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. TRIASICO, JURASICO Y TRANSITO JURASICO-CRETACICO

Han sido agrupados juntos dado que están muy escasamente representados en el ámbito de la hoja, quedando restringidos a algunos afloramientos de muy mala calidad situados en el núcleo del domo de Pipaón.

2.1.1. Triásico en facies Keuper (1 y 2)

Aflora únicamente a favor del domo de Pipaón. Los afloramientos son escasos y se limitan prácticamente a la observación en algunos pozos realizados para la extracción de yeso. Se trata de arcillas abigarradas, yesos y algunos clastos sueltos de ofitas con hematites. En muestra de mano las arcillas y yesos frecuentemente presentan coloraciones oscuras por la presencia de abundante materia orgánica.

2.1.2. Rhetiense-Lías inferior (3)

Se trata de un pequeño afloramiento situado al oeste del diapiro de Pipaón, así como algunos clastos dispersos por el interior del mismo. Son calizas dolomíticas, dolomías oquerosas ("carniolas") y en algún caso calizas "gossanizadas", la estratificación está mal definida y la potencia es difícil de estimar.

2.1.3. Lías medio-superior (4)

Aflora únicamente en el extremo este del diapiro de Pipaón. Se trata de un pequeño afloramiento,

emplazado tectónicamente, que se presenta en el campo en forma de un suave relieve que se destaca del Trías. Litológicamente son calizas margosas o margocalizas de colores beige claro que, en algunos casos, contienen fauna de ammonites y restos de otros moluscos. El afloramiento presenta muy mala calidad por lo que la clasificación lito y cronoestratigráfica es dudosa, habiéndose realizado por correlación con otras zonas próximas donde los materiales jurásicos están bien representados (zona de Montoria). Dado el tipo de emplazamiento de esta unidad, no es calculable su potencia. Según datos de la hoja MAGNA (IGME, 1979), la edad de los materiales abarcaría el Sinemuriense superior-Pliensbachiense.

2.1.4. Jurásico terminal (Malm-Neocomiense) (5)

Se trata de una unidad superpuesta al Trías keuper en el diapiro de Pipaón. En el campo aflora como un "blando" que se presenta muy recubierto, no pudiéndose realizar buenas observaciones. El único criterio para datar la unidad es la identificación de una barra aptiense en el techo de la misma. En zonas próximas (hoja de Labastida) se compone de arcillas rojizas, limolitas y calizas arenosas. No es posible calcular la potencia de la unidad, que, en todo caso, está muy disminuida por el efecto compresivo y perforante del Trías.

2.2. CRETACICO

Está ampliamente representado, agrupando la mayor parte de los términos litológicos de la hoja. Entre los autores que han estudiado el Cretácico de la cuenca cabe destacar a RAT (1959) y AGUILAR (1967, 1971 y 1975), por sus estudios sobre el Aptiense-Albiense de la cuenca, y ALMELA GARRIDO (1945), CIRY y MENDIZABAL (1949), FEUILLEE (1961), WIEDMANN (1964) y RAMIREZ DEL POZO (1971), por sus trabajos estratigráficos sobre el Cretácico superior.

Además de los trabajos de campo las series cretácicas han sido reconocidas en la zona por varios sondeos: LAGRAN, LAÑO-1, LAÑO-2, PEÑAPARDA y PUERTO DE LA HERRERA-1.

2.2.1. Aptiense "Urgoniano, s.l." (6)

En el domo de Pipaón, y sobre la unidad anterior, se ha cartografiado una barra, muy mal aflorante, de calizas arenosas con abundantes ostreidos que por correlación con otras zonas próximas se identifica como un Urgoniano residual. En muestra de mano son calizas (biomicritas) arenosas, areniscas calcáreas y calcarenitas con muy abundantes ostreidos y algunos niveles de orbitolinas.

A estos materiales, pertenecientes al Aptiense marino, se les ha 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 se ha mantenido esta denominación tan frecuentemente usada en la literatura regional.

En IGME (1979) op. cit. se identifica esta misma unidad en Montoria, donde se han identificado *Choffatella decipiens* (SCHLUMB), *Cytheropteron cf. pantaleonensis* STCHEP, *Haplocytheridea sp.* e *Isobythocypris sp.* Esta fauna data el Aptiense, aunque puede estar representado el Barremiense más alto.

La potencia de la unidad en Pipaón no sobrepasa los 20 metros, 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.

2.2.2. Aptiense superior-Cenomaniense inferior. "Formación Utrillas" (7)

Está bien representada en el mapa aunque sus afloramientos presentan, en general, muy mala calidad. De forma sistemática se encuentra en el núcleo del gran anticlinal vergente que forma la principal estructura de la sierra de Cantabria, encontrándose también en la zona del diapiro de Pipaón.

Esta unidad reposa aparentemente en contacto normal sobre el término aptiense; no obstante, en otros puntos de la sierra de Cantabria se cita la existencia de una discordancia erosiva (fase austriaca), que permite que estos materiales descansen sobre el Weald, Lías calizo o Keuper, según las zonas.

Dado el complejo mecanismo de emplazamiento de este término (mecánicamente se comporta como un nivel de "despegue" secundario), en el núcleo de las estructuras anticlinales de la sierra, no es posible reconocer un corte completo de la unidad. Las escasas observaciones realizadas se sitúan a techo de la misma, no pudiéndose identificar niveles guía, ni la propia organización estratigráfica o estructural.

En el corte del puerto de la Herrera la unidad está compuesta fundamentalmente por arenas de colores blanco a beige, de naturaleza arcósica, generalmente de grano grueso a microconglomeráticas. En otros puntos se han reconocido costras ferruginosas y niveles lenticulares arcillosos. No se han identificado niveles de lignito, ni asociaciones fósiles.

"El constituyente principal de las arenas es el cuarzo, de procedencia generalmente

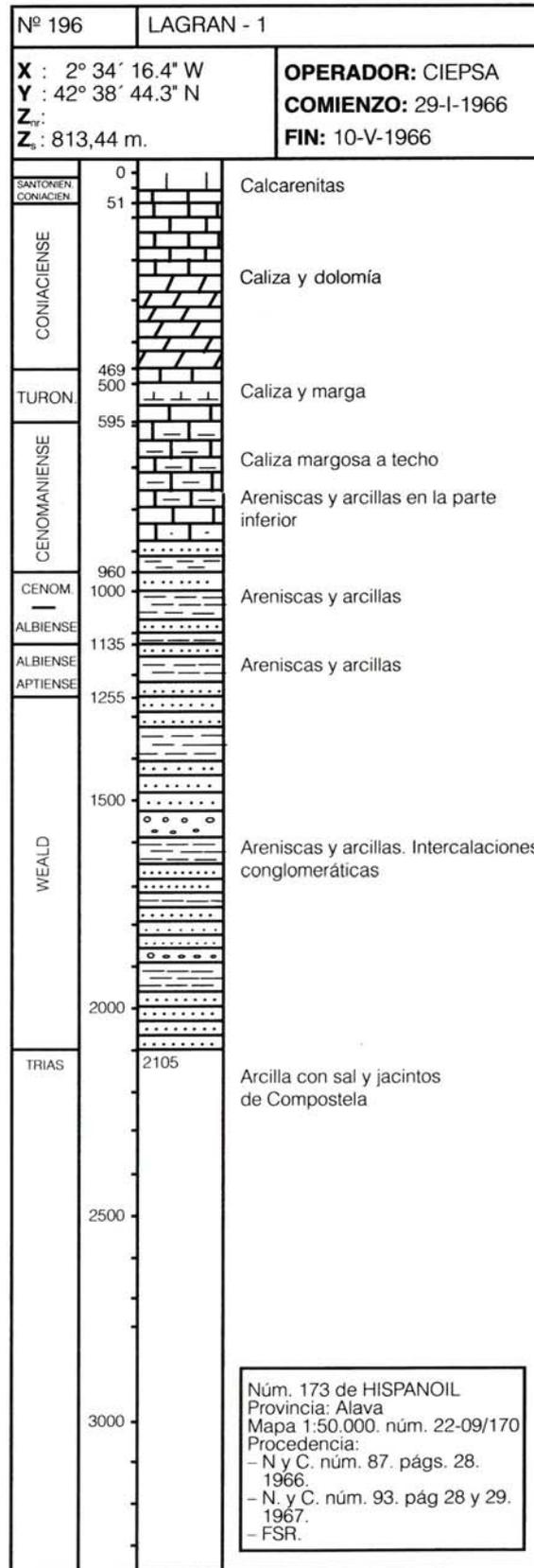


Figura 2.1.-Columna resumida del sondeo LAGRAN -1 (ITGE, 1989)

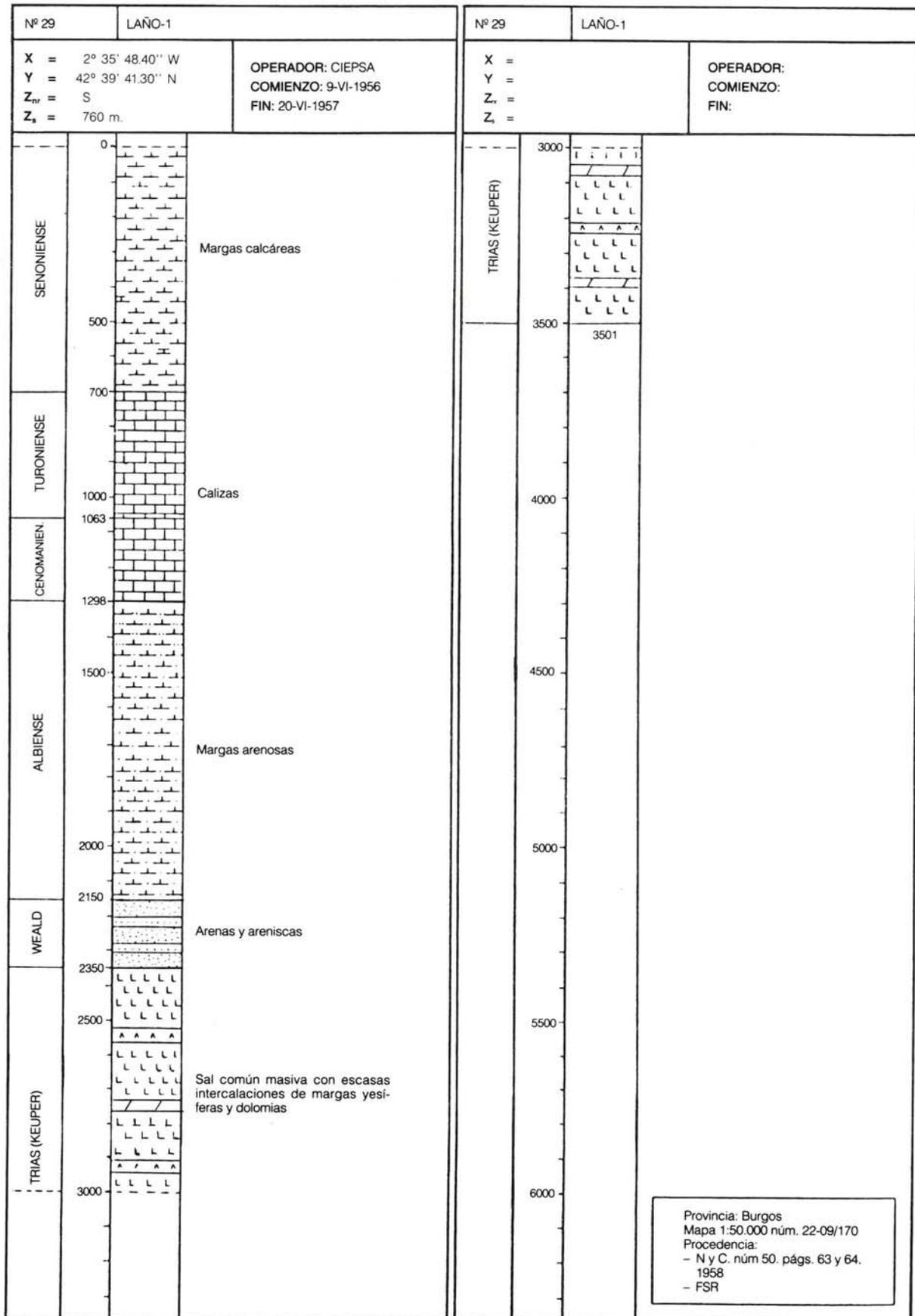


Figura 2.2.—Columna resumida del sondeo LAÑO-1 (ITGE, 1989)

plutónica, pudiendo existir fracciones de cuarzo metamórfico granítico de cuarcitas y silex. También abundan los feldespatos, exclusivamente potásicos, que se encuentran desigualmente meteorizados" (AGUILAR, 1971).

En IGME (1979) se atribuye al techo de la formación Utrillas una edad Cenomaniense inferior, gracias a la datación de algunos lechos que, excepcionalmente, pueden contener orbitolinas.

La potencia de la formación no ha podido ser estimada. En cortes muy próximos, área de Montoria, se calcula en torno a los 250 metros, mientras que el sondeo Lagrán-1 atraviesa del orden de 500 metros. La serie litológica interpretada del sondeo es "una alternancia de areniscas, más o menos calcáreas, y calizas arenosas con algunas arcillas plásticas y señales de lignito. Se trata de sedimentos transicionales de salobres a costeros con intercalaciones de pequeños carboneros. Las rocas dominantes podrían considerarse como molasas o subarcosas prescindiendo del contenido en cemento" (AGUILAR, 1975).

2.2.3. **Cenomaniense inferior-medio** (8)

Sobre la facies Utrillas se ha cartografiado un tramo de carácter mixto terrígeno-carbonatado, que en el campo se presenta como un "blando" relativo bajo el resto de la serie Cenomaniense. Esta unidad no siempre ha podido ser diferenciada en cartografía.

El techo y muro de la unidad se corresponden con las litologías menos competentes; son areniscas calcáreas de grano fino, con abundantes orbitolinas, margas pardo-amarillentas y lechos de calizas nodulosas y calcarenitas. Son frecuentes los restos de equínidos, ostreidos, lamelibranquios e incluso algún ammonites en la parte más superior de la serie, donde predomina una litología de margas y margocalizas nodulosas. Las estructuras sedimentarias observables más frecuentes son las estratifica-

ciones cruzadas de bajo ángulo, bioturbación de moderada a intensa y costras ferruginosas.

Hacia la parte media de la serie, intercalan algunas barras calcareníticas, ligeramente dolomitizadas, con fragmentos de algas calcáreas y orbitolinas. Esta litología da lugar a un pequeño resalte en el terreno, no siempre identificable en el campo.

En este término se ha identificado (IGME, 1979): *Orbitolina concava* (LAMARCK), que data el Cenomaniense inferior.

El espesor de todo el conjunto puede alcanzar los 75-80 metros, medidos en el flanco inverso del anticlinal de Cervera, donde se sitúan los mejores afloramientos.

2.2.4. **Cenomaniense superior** (9)

La parte superior del Cenomaniense está representada por una importante barra calcárea que, salvo en zonas muy recubiertas, ha podido ser diferenciada en cartografía. En el campo se identifica esta unidad al estar sellada por dos formaciones "blandas" características: el Turoniense a techo y Cenomaniense inferior a muro. En el cresterío de la sierra de Cantabria, algunos de los más importantes relieves los origina la verticalización de esta unidad.

La litología dominante está constituida por calcarenitas bioclásticas de grano fino, con abundantes miliólidos de diversas morfologías (bi, tri ó quinqueloculiniformes, enrollados, etc.), y también frecuentes restos de algas calcáreas, praealveolinas y orbitolínidos; la macrofauna está compuesta principalmente por lamelibranquios. Las coloraciones de estas calizas son blanquecinas, beige o rosadas. Frecuentemente el techo de la unidad se compone de calizas micríticas, algo arenosas, de coloraciones grises, con intercalaciones de calizas margosas y calcarenitas.

En este término se ha distinguido (IGME, 1979): *Praealveolina iberica* (REICHEL), *P. cre-*

tacea brevis (REICHEL), *Ovalveolina ovum* (D'ORB.), *Cuneolina cf. pavonia* (D'ORB.), *Orbitolina conica* (D'ARCH.), *Chrysalidina gradata* (D'ORB.), miliólidos, *Marssonella sp.* y *Lenticulina sp.* Esta fauna data el Cenomaniense medio y superior.

La potencia del conjunto es del orden de 70 metros.

Los mejores puntos de observación se sitúan en el Puerto de la Herrera y en el cresterío de la sierra, concretamente en las proximidades del pico de Palomares.

2.2.5. **Cenomaniense indiferenciado** (10)

En algunas zonas de la falda norte de la sierra de Cantabria, la existencia de una masa forestal importante, así como el depósito de importantes formaciones cuaternarias, dificulta enormemente la diferenciación de los términos cenomanienses (8 y 9). En estos casos se ha optado por agruparlos en un único término comprensivo (10), que aglutina las dos litologías y cuyo espesor puede calcularse en torno a los 150 metros.

2.2.6. **Turonense inferior** (11)

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

Esta unidad constituye un importante nivel guía cartográfico por su fácil identificación en el campo, donde, por la escasa competencia de sus materiales, da lugar a depresiones morfológicas en el terreno que son aprovechadas como campos de cultivo.

En los escasos afloramientos con buenas condiciones de observación se ha distinguido una serie de margocalizas y margas de aspecto noduloso y coloraciones grises que, en algunos casos, intercalan niveles de calizas margosas bioclásticas de hasta 40 centímetros.

Se trata de un nivel bastante fosilífero. En IGME (1979) se han determinado: *Pithonella*

sphaerica (KAUFMANN), *Hedbergella cf. paradubia* (SIGAL), *Tritaxia cf. tricarinata* (REUSS), *Heterohelix sp.*, briozoos, *Lenticulina sp.* y *Globotruncana sp.*, fauna que data el Turoniense inferior (zona con *H. paradubia*).

El espesor de este tramo es muy reducido en todos los afloramientos de la sierra, y se calcula del orden de 30 a 40 metros. El sondeo de Lagrán atravesó una sucesión de unos 100 metros de margas y calizas margosas que abarcarían todo el Turoniense, por lo que se interpreta que el hiato del techo de la formación se reduce fuertemente hacia el norte.

Los mejores afloramientos se encuentran en la sierra (zona de Cervera) y en la periferia del domo de Pipaón.

2.2.7. **Coniaciense-Santoniense inferior** (12 y 13)

Es la unidad de mayor extensión de afloramiento de la hoja. Habitualmente en el campo se la identifica fácilmente como un importante "cejo" calcáreo de colores claros, mientras que, en la sierra de Cantabria, la verticalización de estos materiales genera las impresionantes crestas y escarpes que la caracterizan.

Se trata de un conjunto calizo-dolomítico, constituido por dolomías y calizas dolomíticas de tonos gris claro e incluso blancas, textura sacaroidea, con numerosas oquedades (geodas) rellenas de calcita y dolomita (12).

Tanto en la zona de Pipaón-Lagrán como en Cervera se ha identificado una sucesión de similares características. Hacia la base del conjunto se localizan una serie de calizo-dolomías y calizas recristalizadas de colores blanquecinos y aspecto oqueroso, reconociéndose localmente calizas micríticas con miliólidos y calcarenitas groseras. Sobre este conjunto se observa una serie algo menos competente de calcarenitas groseras con abundantes restos de rudistas, ostreidos y briozoos. Estos dos

términos no han podido ser diferenciados en cartografía, no obstante, se ha destacado el término más calcarenítico en las zonas de mejores condiciones de observación (13).

En IGME (1979) se han identificado: *Spirocyclus choffati* MUN.-CHALM., *Quinqueloculina* sp., *Spiroloculina* sp., *Idalina antiqua* D'ORB., *Spiroplectammia* sp., *Vidalina hispanica* SCHLUMBE., *Marssonella* cf. *trochus* D'ORB., *Dictyopsella* cf. *kiliani* MUN.-CHALM., *Cuneolina pavonia* D'ORB., *Minuoxia lobata* GENDROT., *Pseudolituonella reicheli* MARIE y *Discyclina* cf. *schlumbergeri* MUN.-CHALM. Asociación que caracteriza el Coniaciense-Santoniense inferior.

La potencia del conjunto se calcula en algo menos de 200 metros, mientras que el sondeo Lagrán-1 atravesó del orden de 400 metros.

Los mejores afloramientos se sitúan a lo largo de la sierra, aunque también se pueden hacer algunas observaciones en la carretera que une Pipaón y Lagrán.

2.2.8. Santoniense medio-superior. "Calcarenitas con Lacazina" (14)

Descansan directamente sobre las calizas y dolomías coniacienses sin que se haya podido identificar el tramo margoso "margas de Osma", tan característico y bien desarrollado, tanto al norte (zona alavesa) como al este y sureste (zona de Burgos) del área de trabajo.

En el campo afloran sobre los grandes cejos o crestos coniacienses, originando una zona de relieve más suave donde se observan frecuentes afloramientos de terrenos pardos-rojizos. No obstante suele resultar difícil delimitar en cartografía el muro y, sobre todo, el techo de la formación.

La litología dominante está 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, de coloraciones grises, muy ricas en miliólidos, así como algunos episodios margosos nodulosos.

Las coloraciones rojizas se deben al abundante cemento ferruginoso característico de los episodios calcareníticos.

Como estructuras sedimentarias cabe destacar la existencia de frecuentes estratificaciones cruzadas y algunas gradaciones positivas en bancos calcareníticos, donde la base de los mismos puede llegar a desarrollar granulometrías microconglomeráticas.

La fauna descrita en IGME (1979) consiste en: *Lacazina elongata* MUN.-CHALM., *Idalina antiqua* D'ORB., *Quinqueloculina* sp., *Pseudocyclammia* cf. *massiliensis* MAYNC., *Rotaliidae* (*Rotalia* cf. *reicheli* HOTTING.), algas calcáreas (*Acicularia* sp., *Boueina* sp.), *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Spirocyclus choffati* MUN.-CHALM., *Cuneolina pavonia* D'ORB., *Discyclina* cf. *schlumbergeri* MUN.-CHALM. y *Abairdia mosae* (HOFKER). Esta fauna data el Santoniense superior.

La potencia del tramo es bastante regular en toda la zona, y puede calcularse en torno a los 70 metros.

Los mejores puntos de observación, al margen de la sierra, se sitúan a lo largo de la carretera de Peñacerrada-Lagrán, concretamente en el tramo situado entre los cruces a Loza y Pipaón.

2.2.9. Campaniense-Maastrichtiense (15 a 19)

Aflora sobre todo en el cuadrante noroeste de la hoja, y en el campo se presenta en general como un "blando" relativo que, salvo algunas intercalaciones, genera relieves suaves.

La característica principal de esta unidad consiste en su variedad litológica y la rapidez

con que unas facies pasan lateralmente a otras. La serie general se compone de una alternancia de arenas, areniscas groseras, niveles de margas, y calcarenitas que frecuentemente contienen fragmentos de rudistas (17). Las coloraciones son característicamente blanquecinas, amarillentas, beige o rojizas en los niveles más calcareníticos. En este conjunto se intercalan barras potentes de calcarenitas groseras, a veces conglomeráticas, con abundantes granos de cuarzo y fragmentos de rudistas; estas barras dan un importante resalte en el terreno pudiendo ser continuadas en cartografía (18). Su alta porosidad ha favorecido la existencia de indicios de asfalto en estos niveles.

El contacto de muro de esta formación suele ser difícil de observar. Al este de Loza se ha cartografiado un tramo transicional (15) de margas arenosas y margocalizas beige, a veces con lacazinas, que justo en el contacto con el nivel de "calcarenitas de lacazinas" intercalan unos niveles de sílex nodulosos de color oscuro (19).

El muro y, sobre todo, el techo de la formación se caracterizan por la existencia de formaciones de arenas, areniscas y limos azoicos (16), aparentemente con amplia extensión lateral.

Como norma general, la formación tiende a hacerse margoso-arenosa hacia el este, al tiempo que van perdiendo importancia y continuidad las barras de calcarenitas. En la vecina hoja de Bernedo (171-I), las series descritas presentan características diferentes a las aquí expuestas.

Excepto en el tramo arenoso superior, azoico, en IGME (1979) se ha determinado: *Globotruncana ventricosa* WHITE (*sensu* BROTZ.), *G. lapparenti* BOLLI, *G. fornicata* PLUMM., *Cibicides excavata* BROTZ., *Cibicoides veltziana* (D'ORB.), *Lituola irregularis* (ROEMER) y *Gyrodiinoides nitida* REUSS., entre otros, que dan una edad Campaniense.

Todo el conjunto presenta un espesor de unos 250 a 300 metros, mientras que las intercalaciones de calcarenitas y arenas oscilan entre los 20 y 50 metros.

Los mejores afloramientos se encuentran a 2 kilómetros al sureste de Loza.

2.3. Terciario Marino-Continental (Paleoceno-Eoceno).

En las proximidades de Loza aflora una serie marina, de transición o incluso continental (lacustre), que constituye los últimos depósitos preorogénicos en relación con la fase principal de deformación "alpina". Los datos sedimentológicos y paleogeográficos parecen indicar que, a partir del Oligoceno, coincidiendo con las primeras fases compresivas que comenzaron a levantar y deformar los materiales de la sierra de Cantabria, la cuenca terciaria quedó dividida en dos dominios o subcuencas diferenciadas que han sido estudiadas por separado en los distintos trabajos realizados en la zona. O. RIBA, en CIEPSA (1956), denomina "Cuenca terciaria de Miranda-Treviño" a la que se extiende al norte de la sierra de Cantabria, desarrollándose al sur la "Cuenca terciaria del Ebro-Rioja". Se dedicarán, pues, dos apartados para describir los materiales característicos de cada uno de estos dominios.

2.3.1. Daniense-Montiense (20 y 24)

Aflora únicamente en el cuadrante noroeste de la hoja. En el campo se identifica fácilmente esta unidad a modo de un resalte topográfico que, cuando las condiciones de afloramiento lo permiten, muestra una buena y regular estratificación de sus materiales.

Son dolomías, doloarenitas blancas y calizo-dolomías de grano fino, que eventualmente intercalan niveles de calizas algales. El episodio de doloarenitas basal es muy característico en el sector de Faido. Consta de un potente banco de dolomías (doloesparitas)

blanquecinas, de aspecto granuloso y estructura ruiforme por la erosión. En este banco son muy frecuentes las excavaciones de cuevas artificiales. La potencia media es de unos 20-30 metros. Hacia el techo la serie se hace más arenosa, dominando las litologías de dolomías y calizas arenosas, niveles de calcarenitas e incluso algunos niveles de margas y areniscas, que no han podido ser diferenciados en cartografía. El conjunto presenta unas coloraciones blanquecinas-beige y una estratificación muy regular en bancos que generalmente no exceden de 50-60 centímetros.

En el extremo noroeste de la hoja se ha considerado un término indiferenciado (24), que incluye todo el Paleoceno y está constituido por una alternancia de calizas lacustres blancas, calcarenitas y margas.

En IGME (1979) se han identificado secciones de *Planorbulina antiqua* MANGIN, *Distichoplax biserialis* (DIETRICH), *Lithoporella melobesioides* ELLIOT y *Rotalia cf. trochidiformis* (LAM.).

El espesor del conjunto es de unos 50 metros y está bien expuesto en el corte del sinclinal de Loza.

2.3.2. **Thanetiense** (21 a 23).

Aflora sobre las calizas y doloarenitas danienses a modo de un "blando" relativo, que en el campo genera suaves depresiones aprovechadas para terrenos de cultivo.

La litología dominante (21) está bien expuesta en el sector de Loza donde se han medido 25 metros de una serie mixta compuesta principalmente por arenas, margas, arcillas verdes e incluso algún nivel de calizas (22) con ostreidos. Los niveles más arcillosos se localizan respectivamente a techo y muro de la unidad.

Hacia techo de la serie se localiza un nivel de conglomerados silíceos versicolores (23), con clastos centimétricos.

Los mejores afloramientos se sitúan en el núcleo del sinclinal de Loza.

2.3.3. **Eoceno** (25 a 29)

Aflora en el núcleo del sinclinal de Loza en el extremo noroeste de la hoja. En el campo da lugar a una serie de afloramientos característicos de calizas blanquecinas con un episodio margoso intermedio; las capas tienen una potencia que oscila entre 20 y 80 centímetros, y presentan muy buena continuidad lateral.

El tramo comienza con un conjunto mixto compuesto por una alternancia de calizas y dolomías blancas, a veces con sílex, y margas blancas con episodios arcillosos de tonos marrones (25). Las calizas tienen carácter calcarenítico, observándose localmente una fauna de lamelibranquios, gasterópodos y fragmentos algales. El espesor de esta unidad intermedia es de unos 70 metros.

Hacia el techo del conjunto anterior existe una clara disminución de intercalaciones margosas, siendo dominantes las calizas (26), que hacia techo llegan a desarrollar cejos y crestones con importantes resaltes topográficos. Esporádicamente se localizan niveles de sílex paralelos a la estratificación (27). La parte alta del tramo está constituida por una alternancia de limos, arenas y arcillas (28), que afloran únicamente en el sector de Loza al quedar erosionados en el sector de Faido bajo la discordancia oligocena. El techo está constituido por calizas, dolomías y margas blanquecinas (29).

En el sinclinal de Loza, donde se localiza la serie más completa, este tramo superior puede alcanzar un espesor de unos 100 metros

(buena parte de este tramo aflora en la vecina hoja de Labastida).

En IGME (1979) identifican restos de oognios y fragmentos de charáceas y ostrácodos.

Los mejores cortes se sitúan en la pista que une Loza con Baroja.

2.4. OLIGOCENO DE LA CUENCA Terciaria de Miranda-Treviño y Mioceno de las depresiones de Bernedo y Pipaón

Apenas llega a aflorar en el cuadrante noroccidental de la hoja. En esta zona, y en discordancia cartográfica sobre los materiales eocenos, se instalan los primeros depósitos continentales de tipo molásico de la cuenca terciaria. Debido a la escasa extensión cartográfica de este conjunto se describirán lo más concretamente posible los distintos términos diferenciados, así como sus relaciones geométricas dentro del área de estudio.

2.4.1. Oligoceno (30 a 32)

Comienza con un tramo basal constituido por conglomerados calcáreos, de colores rojizos, con intercalaciones lenticulares de niveles de lutitas y areniscas (30). Los cantos, bien redondeados, son heterométricos (5 a 25 centímetros) y proceden del desmantelamiento de series mesozoicas y del Terciario inferior. La matriz es arenosa, grosera, y el cemento calcáreo. Los conglomerados mantienen una morfología canaliforme, bien en litosomas aislados o amalgamados.

Por encima de los niveles conglomeráticos basales aparece una serie eminentemente lutítica (31), formada por lutitas rojas (arcillas, arcillas arenosolimosas y limos), que intercalan niveles de areniscas calcáreas rojizas y conglomerados (32).

La secuencia conglomerática basal se atribuye a facies de núcleo y orla proximal de

abanicos aluviales, mientras que la unidad superior se correspondería con facies de orla distal o muy distal.

Dado que se trata de un conjunto azoico o con fauna resedimentada, su edad es incierta, aunque en todos los trabajos consultados se le atribuye una edad oligocena. En IGME (1979) se cita una correlación con la hoja de la Puebla de Arganzón donde estos materiales descansan bajo una serie lacustre de edad Mioceno inferior (Aquitaniense).

En zonas próximas se ha cifrado en unos 150 metros la potencia de todo el Oligoceno. En la presente hoja únicamente están representados unos 40 metros, de los cuales 20 metros corresponden al episodio conglomerático basal.

El mejor corte se encuentra en la carretera que une Baroja con Faido.

2.4.2. Mioceno (33 y 34)

Está bien representado en el cuadrante, ocupando una banda de afloramientos que corre paralela a la falda norte de los relieves de la sierra de Cantabria.

Aunque generalmente se presenta recubierto por sedimentos cuaternarios, en algunos cortes se reconocen una serie de limos, margas y areniscas de color rojo intenso (33), que esporádicamente intercalan episodios de conglomerados calcáreos poligénicos, heterométricos, de cantos bien redondeados. En Pipaón, las facies más conglomeráticas (34) parece que se distribuyen orlando las zonas de mayor contraste de relieve.

En IGME (1979) se asigna a estos materiales una edad Mioceno medio-superior (Burdigaliense-Vindoboniense inferior).

El espesor de estos materiales es difícil de calcular ya que varía frecuentemente de unos puntos a otros. Los mejores puntos de obser-

vación se sitúan en Pipaón (sur del cerro Semendia) y en la carretera que une Lagrán con Bernedo.

2.5. Terciario de la Cuenca del Ebro

Al sur de los afloramientos mesozoicos de la sierra de Cantabria se extienden los materiales terciarios de la cuenca del Ebro-Rioja. Parte de estos materiales están deformados por el frente cabalgante de la sierra.

2.5.1. Oligoceno (35 a 38)

Aflora en una serie de afloramientos discontinuos que jalonan el frente cabalgante de la sierra.

En el extremo oriental de ésta (sureste de la peña de San Tirso) y discordantemente sobre materiales campanienses, se encuentran una serie de conglomerados calcáreos de color rojizo, con cantos redondeados, heterométricos, y matriz de arena gruesa (35). Por encima se sitúa una serie mixta (36) de areniscas muy groseras a microconglomeráticas, niveles limosos e intercalaciones de barras conglomeráticas menores (37). Todo este conjunto cabalga sobre el Mioceno, cuyos materiales siempre aparecen menos deformados que los oligocenos.

Los conglomerados oligocenos forman cuerpos potentes pero de extensión lateral limitada, como demuestra el hecho de que ya al sureste de Recilla sean las facies mixtas (36 y 37) las que descansan discordantemente sobre el Campaniense.

Hacia el oeste todas estas facies quedan involucradas por el cabalgamiento principal de la sierra de Cantabria. El resultado es una brechificación de estos materiales (38), que se presentan con un aspecto caótico, muy fracturado, y en algún caso replegados (sur de Cervera).

La potencia del tramo es difícil de estimar dado que, por su emplazamiento, nunca se

observa la serie completa. Asumiendo que todos los conglomerados de la serie al sur de San Tirso sean oligocenos, la serie expuesta, restituyendo el plegamiento, podría rondar los 200 metros de espesor. Con todo esto resulta, en principio, que la serie oligocena es muy similar a la descrita para la cuenca de Miranda-Treviño, con un episodio conglomerático basal que evoluciona hacia techo a facies más distales. En el caso de la cuenca del Ebro las facies alcanzan mejor desarrollo y potencias más importantes.

En IGME (1979) atribuyen a esta unidad una edad Sannoisiense-Stampiense.

2.5.2. Mioceno (39 a 43)

Son los materiales que ocupan la depresión terciaria del Ebro-Rioja.

Se han diferenciado dos conjuntos: uno inferior, que comprende los términos (39 y 40), y otro superior, que incluye los términos (41, 42 y 43).

El conjunto inferior, que aflora ampliamente al sur de la hoja, está constituido por un término dominante que consiste en una alternancia de margas y limolitas de tonos amarillentos, que intercala lechos centimétricos de areniscas y calizas margosas (39). 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 (40).

Los niveles areniscosos (40) siempre provocan resaltes, más o menos importantes, en el terreno y constituyen excelentes niveles-guía. Sus morfologías son canaliformes; hacia la base pueden presentar depósitos groseros de "channel lag", y hacia techo evolucionan a areniscas groseras con estratificación cruzada a media escala y laminaciones de "ripples".

El tramo superior (41) se caracteriza por un aumento general en la granulometría de sus

materiales. Los bancos areniscosos (42) están bien desarrollados, presentando frecuentes lechos conglomeráticos en la base; en algún caso se ha llegado a diferenciar cartográficamente niveles de conglomerados calcáreos (43). Se asigna a este tramo superior una edad Mioce-no medio.

En IGME (1979) se asocian estas facies a partes distales de un gran abanico aluvial, surgiendo direcciones de aporte hacia el norte y noroeste. Este dato, en principio llamativo por la proximidad de la sierra (que en teoría suministraría materiales hacia el sur), no lo es tanto si se piensa que las facies más proximales de la sierra de Cantabria se situarían a unos 12 kilómetros al norte, salto horizontal que se calcula para el frente cabalgante y que ha sido comprobado por sondeos. En este sector, pues, originalmente alejado de la fuente de aporte situada al norte, podrían predominar direcciones de aporte procedentes del sur (sierra de la Demanda).

El espesor de este gran conjunto no puede ser calculado en este cuadrante por su escasa extensión de afloramiento. La potencia parcial medida es de unos 500 metros.

Las mejores exposiciones se sitúan en las pistas que, desde Elvillar y Laguardia, llevan hacia el norte.

2.6. CUATERNARIO (44 a 50)

En la hoja afloran diversos tipos de depósitos cuaternarios, con la característica común de que todos ellos flanquean longitudinalmente los relieves de la sierra de Cantabria.

Los depósitos cuaternarios más extendidos son los coluviales (49 y 50). Principalmente

son derrubios de ladera, cuya fracción más gruesa y caótica se encuentra en la parte baja de los relieves, mientras que la fracción grava, bien seleccionada, se encuentra en las partes más superiores, donde son frecuentes las canteras de extracción de estos materiales. Cuando estos depósitos son poco potentes (50), a veces es posible observar la litología infrayacente; en estos casos se han representado con una trama superpuesta al término que recubren.

Una variedad característica de los depósitos coluviales son los bloques encostrados. Afloran en el borde sur de la sierra, apoyándose discordantemente sobre los depósitos neógenos de la cuenca del Ebro o, en algún caso, sobre unidades mesozoicas de la sierra previamente deslizadas hacia el sur (por ejemplo sobre la cuña deslizada de San León). Se trata de una unidad constituida por cantos de dimensiones variables, desde bloques de gran tamaño (decenas de metros cúbicos) hasta de escasos centímetros. Proceden de la destrucción reciente de los escarpes verticalizados de los materiales mesozoicos de la serie, desarrollados sobre todo en las zonas de máximo avance del frente de cabalgamiento. El hecho de que todos estos depósitos se sitúen a una altura muy similar (próximos a cota 900 metros) puede sugerir que se trate de un único evento, quizás relacionado con alguna pulsación tectónica cuaternaria.

Otras formaciones cuaternarias de cierto interés, que se encuentran bien representadas en el mapa, son los conos de deyección (46) y los materiales de relleno de fondos de valle (aluvial y fluvial) (45), asociados al curso del río Ega.

Más escasamente representados se encuentran los travertinos (47) y glaciais (44).

3. SEDIMENTOLOGIA

Los materiales que afloran en la hoja de Lagrán ocupan un amplio rango de edad: desde el Triásico en facies Keuper hasta el Cuaternario. Sin embargo, parte de ellos presentan afloramientos tan reducidos y anecdóticos, que únicamente se procederá a reseñar algunas ideas fundamentales. Este es el caso de los materiales asociados al núcleo del diapiro de Pipaón. Las series que realmente han podido ser estudiadas con cierto detalle comenzarán a partir del Cenomaniense.

Los materiales más antiguos representados corresponden al **Triásico** en facies Keuper, que se depositaron en mares epicontinentales, muy someros, formados en una etapa de distensión generalizada ("rifting"). Existieron extensas "sabkas" litorales, y un clima global bastante árido que permitió la formación de evaporitas. Estas acumulaciones salinas constituirán más adelante intumescencias y depresiones (halocinesis), que influirán notablemente en la sedimentación mesozoica y cenozoica.

A techo del episodio epicontinental, somero, una transgresión generalizada (eustática) conllevará una sedimentación claramente marina durante el Jurásico.

Hacia el **Jurásico** se generan las primeras acumulaciones diapíricas, delimitando surcos y umbrales (movimientos neo-kimméricos),

cuya acentuación posterior provocará el arrasamiento parcial o total de las series jurásicas pre-neocomienses. La serie situada a techo (Neocomiense) muestra una tendencia básicamente regresiva, pudiendo incluir episodios continentales (Purbeck-Weald).

Durante el **Aptiense** (Urgoniano), la línea de costa debió situarse aproximadamente coincidiendo con la alineación de la sierra de Cantabria, permitiendo el desarrollo local de plataformas mixtas carbonatado-terrágenas muy someras, representadas por las calizas con ostreidos de la zona de Pipaón. Algunas asociaciones de facies indican ambientes de sedimentación costeros.

Durante el **Aptiense superior** y el **Albiense inferior**, un sistema deltaico se instaló en esta plataforma, desarrollándose una sedimentación de tipo parálico. El ambiente sedimentario pudo estar constituido por una serie de bahías situadas entre canales distributarios.

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.

La historia geológica del Cretácico inferior culmina con una etapa regresiva durante el Albiense superior, ligada a una etapa de actividad tectónica de ámbito regional, que permitió la "instalación" en el área de estudio de condiciones netamente continentales representadas, concretamente, por la "formación 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 formación "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, con 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 (formación Valmaseda), que llegan a solapar directamente a los últimos carbonatos urgonianos (ver figura 3.1).

En la hoja de Lagrán, la formación de arenas de Utrillas descansa sobre las calizas de ostreidos aptienses; no obstante, existe la posibilidad de que al oeste (hoja de Labastida) esta formación descansa discordantemente sobre Trías Keuper, por efecto de perforaciones o intumescencias salinas tempranas.

El techo de la formación Utrillas va adquiriendo progresivamente un carácter más transgresivo. Hacia el Cenomaniense medio (término n.º 8), predominan ya facies de plataforma

interna somera, con barras de calcarenitas, ricas en orbitolinas y con abundantes laminaciones cruzadas, y facies arenosas canalizadas. A techo intercalan barras calcareníticas bioclásticas de escasa continuidad lateral y que probablemente constituían barras someras muy móviles (bajíos o "shoals"); entre ellas existen lechos margosos en los que se ha encontrado algún ammonites, de lo que se deduce la ya existencia de algunos episodios marinos netos.

Durante el **Cenomaniense superior** (término n.º 9) se instala una plataforma carbonatada, en sentido estricto, que a su vez muestra una secuencia transgresiva hacia el techo. En la base predominan características de plataforma interna somera, con episodios intermareales y con complejos de canales y barras que migraban muy activamente; en cambio, hacia el techo se intercalan calizas micríticas que sugieren ambientes de plataforma abierta. Algunas superficies ferruginosas muestran los momentos de interrupción sedimentaria y somerización en esta plataforma.

Es a lo largo del **Turonense** (término n.º 11) 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 margocalizas y margas grises, cuya interpretación lleva a pensar que se trata de depósitos de plataforma externa abierta, relativamente profunda y de libre circulación. Esporádicamente se producen progradaciones de pequeña escala de depósitos más someros de plataforma.

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

De forma gradual, en el **Coniacense** (términos n.º 12 y 13), por encima del tramo margoso anterior, van predominando paulatina-

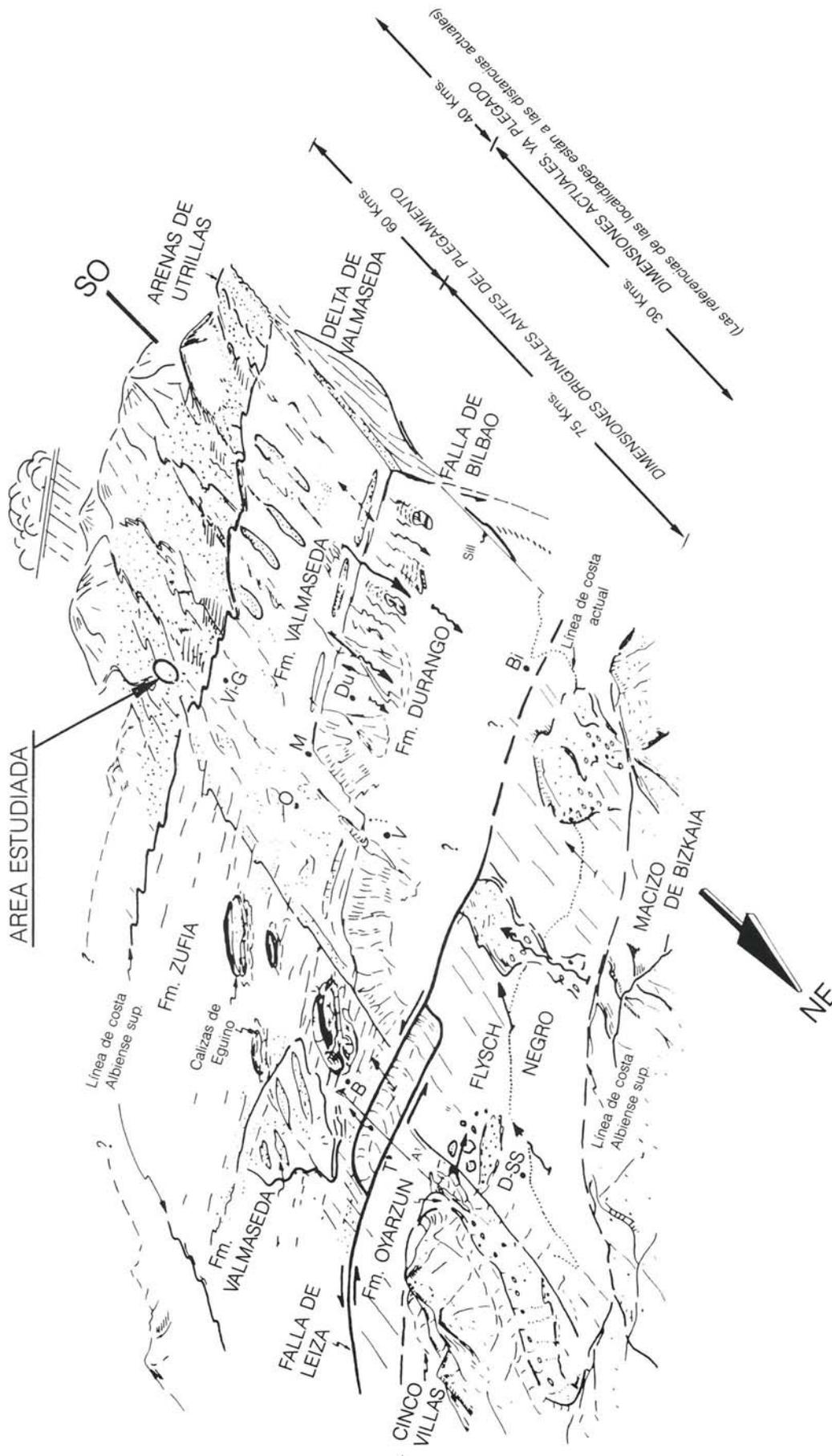


Figura 3.1.—Esquema paleogeográfico muy simplificado durante el Albiense superior.
 Bi - Bilbao; D-SS - Donostia-San Sebastián; Vi-G - Vitoria-Gasteiz; T - Tolosa;
 B - Beasain; Du - Durango; V - Vergara; M - Mondragón; O - Oñate.
 (Explicación en el texto)

mente las calizas, culminando con el desarrollo de un potente y continuo paquete carbonatado.

Las características de facies, asociaciones y su disposición, permiten identificar un medio de plataforma externa distal en el muro, que evoluciona hacia el techo a condiciones de plataforma proximal, con una importante disminución en la profundidad de sedimentación. Efectivamente, al noroeste de Lagrán se ha comprobado la existencia, en el techo de la sucesión, de un paquete de calcarenitas bioclásticas muy groseras (término n.º 13), a veces algo dolomitizadas y con algunas costras ferruginosas ("hardground"), que identifican un episodio regresivo en el techo de la serie coniaciense.

Tomando como punto de referencia un eje norte-sur que pasara por Pipaón, se observa una somerización general de la serie coniaciense tanto hacia el este como al oeste. Hacia el oeste las facies se van adelgazando y solapando contra los flancos del diapiro de Peñacerrada (hoja de Labastida). La reducción de potencias va, además, acompañada de somerización en sus secuencias, de forma que pasan a dominar los niveles doloareníticos y algales. Hacia el este, el episodio regresivo terminal va adquiriendo cada vez más importancia (zona de Lagrán), y ya en Angostina (hoja de Bernedo) toda la serie coniaciense tiene carácter somero, y se compone de un gran paquete calcarenítico que hacia el este se va enriqueciendo en fracción arenosa. El techo de los carbonatos coniacienses es un nivel de condensación muy importante ("hardground"), con escaso o nulo depósito en una etapa de subida del nivel del mar.

El **Santoniense medio a superior** (término n.º 14) 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, en plataforma interna.

La tendencia general es la progradación de facies proximales, donde dominan las calcarenitas. Un aspecto importante es el aumento del contenido en hierro, que confiere a este término los tonos rojizos tan característicos (cemento dolomítico y ferruginoso).

Durante el **Campaniense** (términos n.º 15 a 19) se produce un nuevo episodio terrígeno en la cuenca, con el depósito de arenas, areniscas y microconglomerados. Estos terrígenos se suelen organizar en secuencias granodecrecientes, con el muro erosivo e irregular, y con estratificaciones cruzadas planares y en surco, que se corresponden con una importante "invasión" terrígena en las áreas de plataforma, originándose deltas. Las asociaciones de facies encontradas en la zona de estudio corresponden a facies de llanura deltaica y frente deltaico. Estos materiales suponen el comienzo de una tendencia general regresiva, que culminará en el Maastrichtiense.

Las series campanienses, al este de Lagrán y en la hoja de Bernedo, muestran una monótona sucesión de margas arenosas con intercalaciones de barras calcareníticas, que se interpreta como una sucesión de llanura deltaica. Al sur de Loza este dispositivo se complica; en esta zona existen una serie de barras de calcarenitas (18) de escasa extensión lateral, y que se interpretan como barras activas, muy móviles (bajíos o "shoals"), que se desarrollarían en las zonas marginales de los distributarios del aparato deltaico (figura 3.2.). El techo de la sucesión se caracteriza por un importante aumento de terrígenos en una sucesión deltaica propiamente dicha.

Durante el **Maastrichtiense** la tendencia regresiva se generaliza. En el sector de Loza, donde existió una importante sedimentación terrígena en todo el episodio, se desarrollan facies poco sensibles a estos cambios. No obstante, al oeste (hoja de Labastida) se citan en el techo de la sucesión facies de plataforma interna muy protegida (episodio de "lagoon") y episodios salobres.

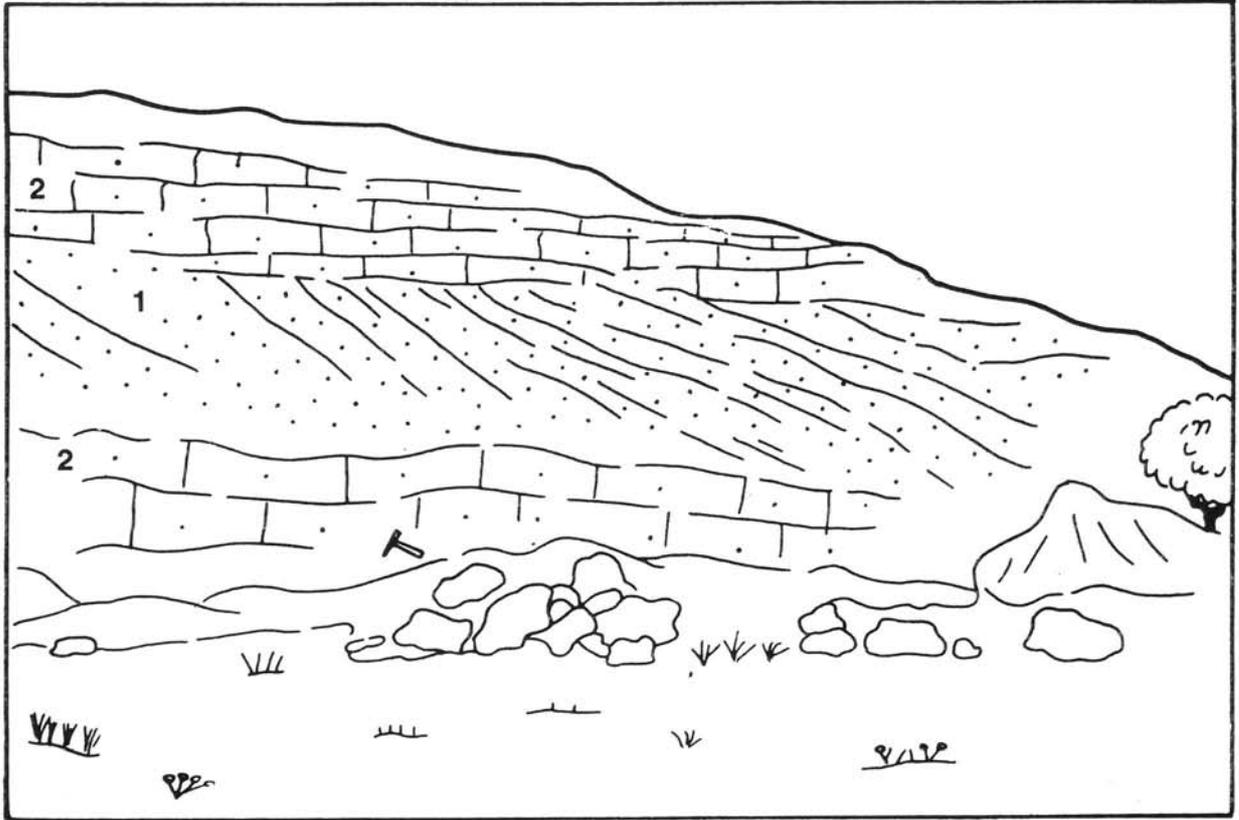


Figura 3.2.-Estructura interna de los litosomos calcareníticos de la serie Campaniense (término n.º 18).

1. Calcarenitas cuarzosas microconglomeráticas con estratificación cruzada a gran escala. Bajíos o "shoals" con migración muy activa.
2. Calizas y calcarenitas con lamelibranquios y rudistas. Facies de colonización.

Con estos materiales termina el proceso evolutivo del Cretácico, separado de los materiales del "Terciario marino" por una ruptura sedimentaria importante, que se manifiesta en ocasiones como una discordancia erosiva y, en otras, como una paraconformidad.

Hacia el comienzo del **Paleoceno** (términos 20 a 24) las condiciones geodinámicas de la cuenca pasan de ser distensivas a compresivas, produciéndose un acortamiento generalizado de la cuenca en dirección aproximada norte-sur. Las acumulaciones salinas precoces se "reactivan", acentuándose las intumescencias y los surcos perimetrales de éstas. La continuación de la tendencia regresiva iniciada ya al final del Cretácico conducirá al desarrollo en esta zona de un conjunto de facies de transición marino-continental. La escasa batimetría de la sedimentación la hace especialmente "sensible", y cualquier oscilación del nivel del mar, o los abombamientos producidos por las acumulaciones salinas, hacen variar rápidamente el tipo y la potencia del depósito y, como resultado, provocan la alternancia en la vertical de facies lacustres y marinas muy someras. En las zonas elevadas (abombamientos) se generan las facies más someras (bajíos, o "shoals"), pasando en las zonas más deprimidas a depósitos de "lagoon".

Las facies son muy variadas, con presencia de doloarenitas, calizas micríticas con corales y algas, calizas estromatolíticas, "shoals" calcareníticos, margas dolomíticas ("lagoon") y calizas lacustres. A techo, la serie se hace cada vez más continental, con el desarrollo en el Thanetiense de depósitos lacustres y lagunares a los que llegaban esporádicamente arenas fluviales e incluso algún nivel transicional de calizas con ostreidos. En Loza se encuentra una sucesión Thanetiense con facies mixta fluvial (arenosa) y de llanura de inundación (arcillosa).

Si durante el Paleoceno la tendencia es claramente regresiva, durante el **Eoceno** ésta se invierte ligeramente: la sedimentación es lacustre y evoluciona desde subambientes

palustres marginales a carbonatos lacustres de facies "central". En el corte de Loza se observa que las facies de carbonatos lacustres "centrales" (término 26) se localizan en el muro y techo de la sucesión, quedando una serie intermedia mixta compuesta por una alternancia de facies centrales y marginales (término 25).

Al oeste de Faido la serie está más erosionada, llegando a desaparecer. Este fenómeno no resulta extraño por la proximidad a una intumescencia generada por el diapiro de Peñacerrada, que ya provocara importantes condensaciones y acuñamientos en las series cretácicas y paleocenas (ver figura 3.3). De esta forma, se puede observar una espectacular discordancia a techo del Eoceno. En tan solo 3 kilómetros, que separan Faido del anticlinal de Loza (en parte en la hoja de Labastida), los conglomerados oligocenos "erosionan", al menos, 100 metros de serie eocena, llegando a faltar en Faido.

Hacia el final del Eoceno y comienzo del Oligoceno, comienza la fase principal del plegamiento "alpino". Este sector sufre un plegamiento y se genera un cabalgamiento hacia el sur (sierra de Cantabria). El relieve creado separa el surco de la cuenca Miranda-Treviño en el norte, del surco de la cuenca del Ebro-Rioja en el sur. La cuenca Miranda-Treviño queda "a lomos del cabalgamiento", mientras que la cuenca del Ebro-Rioja se configura como una cuenca típica de antepaís (figura 3.4.).

Como resultado 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.

El Terciario continental de la **cuenca Miranda-Treviño** constituye una cubeta-sinclinal de orientación media este-oeste y de unos 60 kilómetros de largo por unos 20 de ancho. Entre los estudios dedicados a estos materiales

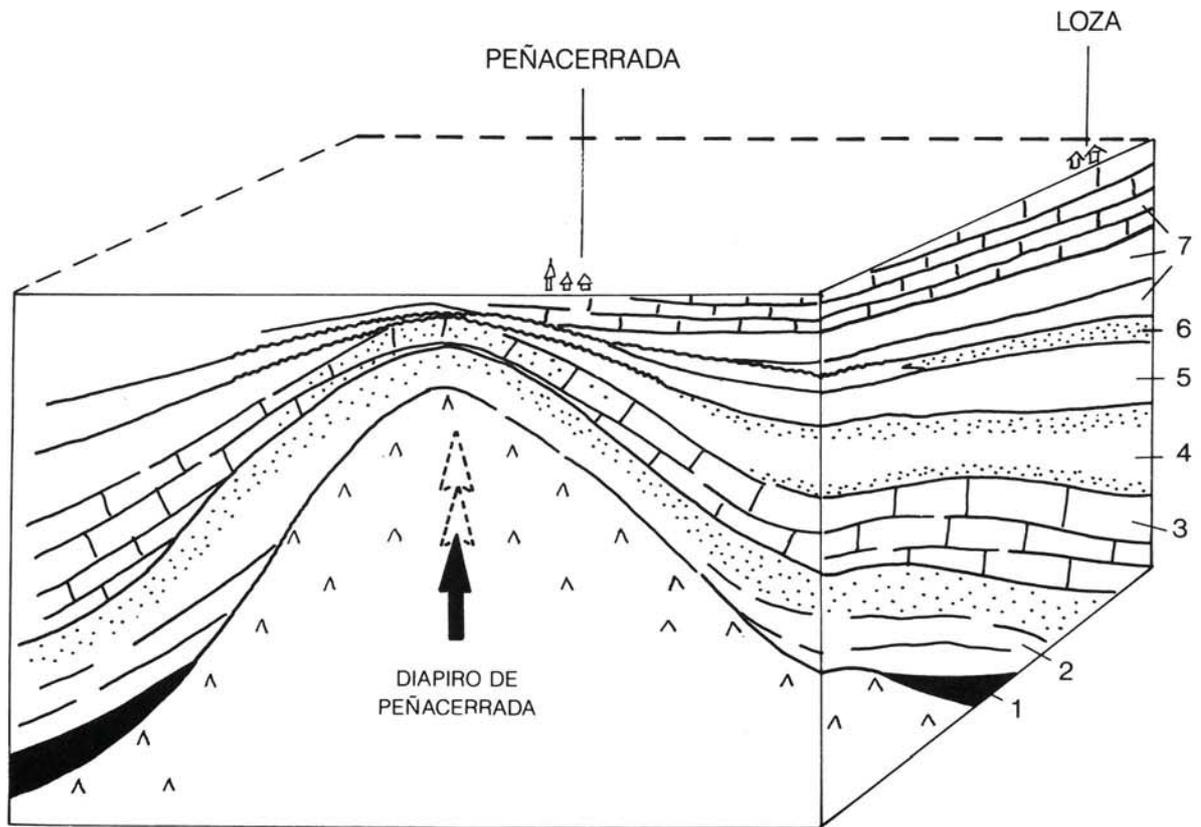


Figura 3.3.—Morfología y relaciones de los cuerpos sedimentarios en las proximidades del diapiro de Peñacerrada.

(1) Jurásico, (2) Cretácico inferior, (3) Cenomaniense-Coniaciense, (4) Campaniense-Maastrichtiense, (5) Dano-Montiense, (6) Thanetiense, (7) Eoceno.

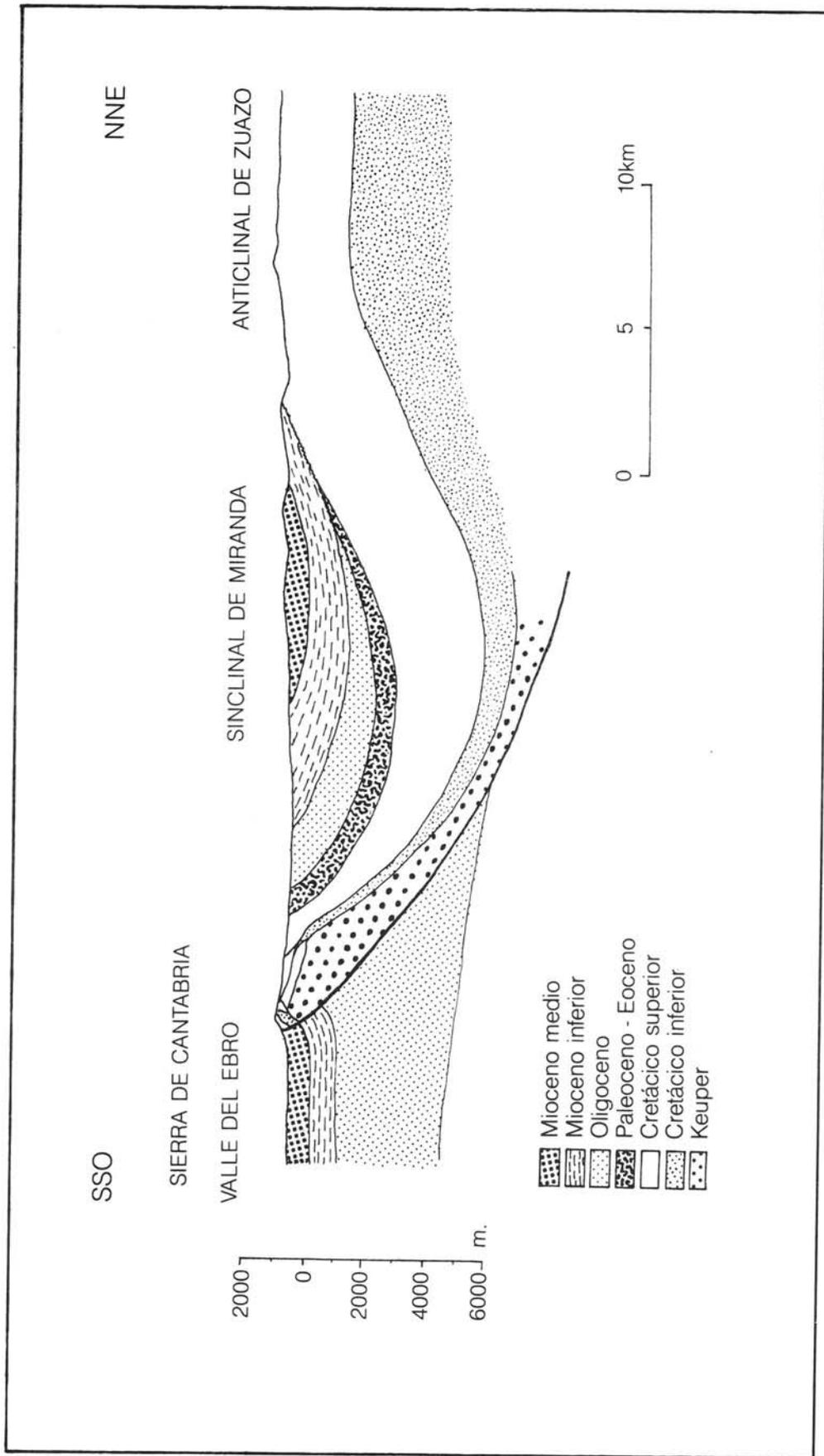


Figura 3.4.—Corte geológico del sinclinal de Miranda, modificado de RAMIREZ (1973).
 Se observa el acuñaamiento uniforme del Cretácico hacia el sur, borde de cuenca.
 A partir del Paleoceno comienza el basculamiento y desplazamiento de depocentros
 hacia el norte, con algunos "downlap" asociados.

cabe destacar los de RIBA (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: 3.500 metros en el flanco suroeste y 1.100 en el flanco norte. Esta fuerte asimetría se originó por el desplazamiento sinsedimentario del eje de la cubeta hacia el norte.

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 **Oligoceno**. 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 (términos 30 y 32) 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 áridos.

Estos abanicos evolucionan en la vertical 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 facies lutíticas (término n.º 31) están constituidas por limolitas y arcillas de color rojo, que aparecen a veces con desarrollo 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. Corresponden a asociaciones de facies de abanico distal.

El **Mioceno** (términos 33 y 34) colmata cuencas más recientes, ocupando regiones deprimidas donde se dispone en discordancia sobre materiales cretácicos. Litológicamente es muy semejante al Oligoceno, aunque en este caso las facies proximales (34), tienen una menor representación, limitándose a ocupar los bordes de las pequeñas subcuencas donde se instalan (ejemplo de la subcuenca de Pipaón).

Al mismo tiempo, al sur del cabalgamiento de la sierra de Cantabria se producía el "relleno" de la **cuenca del Ebro-Rioja**, que llega a alcanzar más de 4.000 metros de potencia de materiales terciarios continentales. Esta cuenca está limitada al norte por el cabalgamiento de la sierra de Cantabria-montes Obarenes (vergente al sur), y limitada al sur por el cabalgamiento de las sierras de la Demanda y Cameros (vergente al norte). El área estudiada se encuentra inmediatamente al sur del cabalgamiento de la sierra de Cantabria (figura 3.5.), que "solapa" al menos en 15 kilómetros el límite norte (original) de la cuenca del Ebro.

Como resultado de este solapamiento las facies más proximales y más antiguas de la cuenca del Ebro no pueden ser observadas. No obstante, existe una pequeña parte de ellas que se sitúan sobre el bloque cabalgante y que no han sido deformadas de manera importante por el cabalgamiento. Su estudio permite conocer algunos aspectos sobre el medio sedimentario y las relaciones geométricas de estos depósitos con los infrayacentes.

Los materiales más antiguos de esta cuenca son de edad **Oligoceno** (términos 35 a 38) y se apoyan discordantemente sobre materiales campanienses, lo cual significa que existió una etapa de plegamiento (probablemente la formación de un abombamiento y erosión de

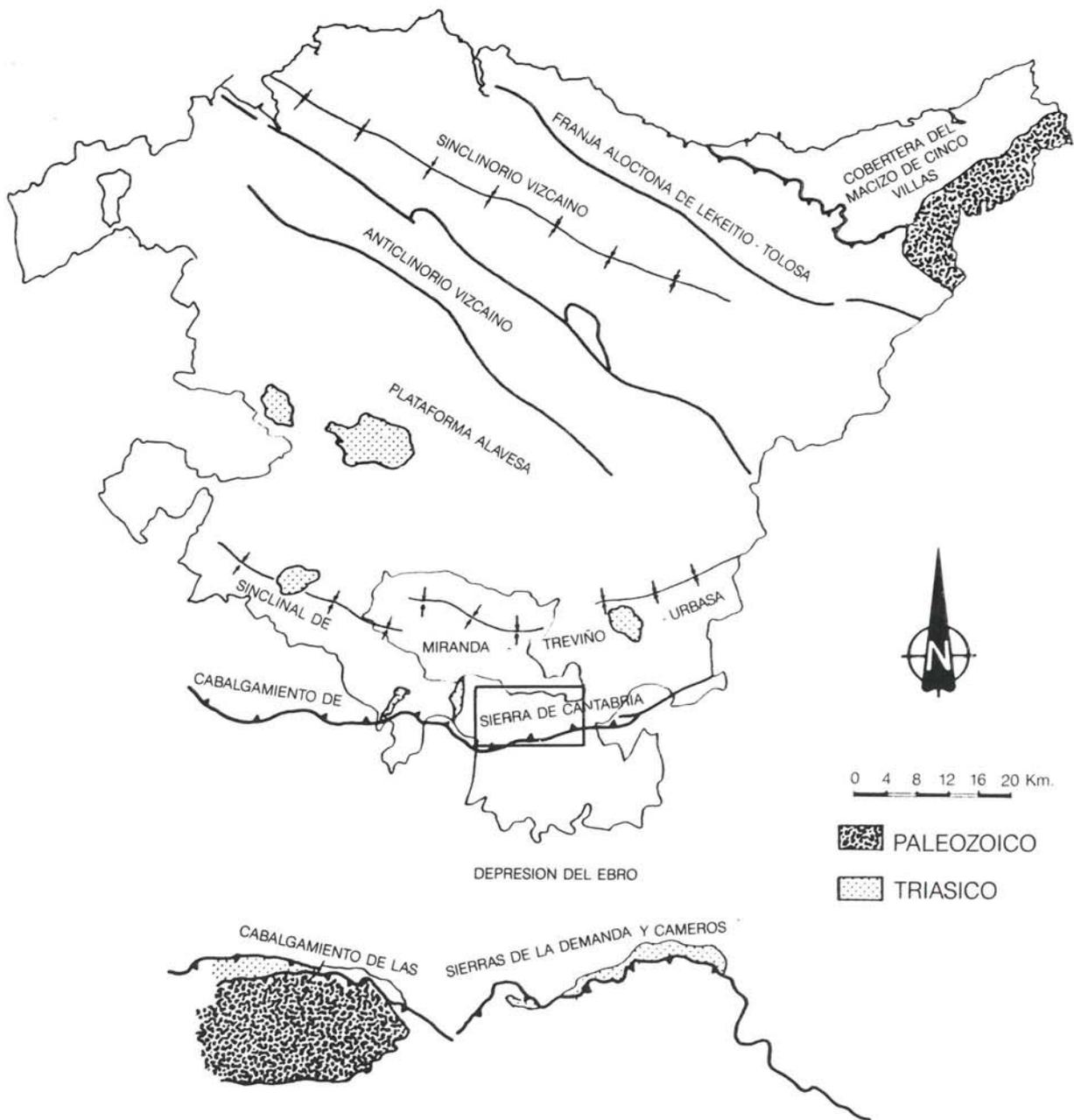


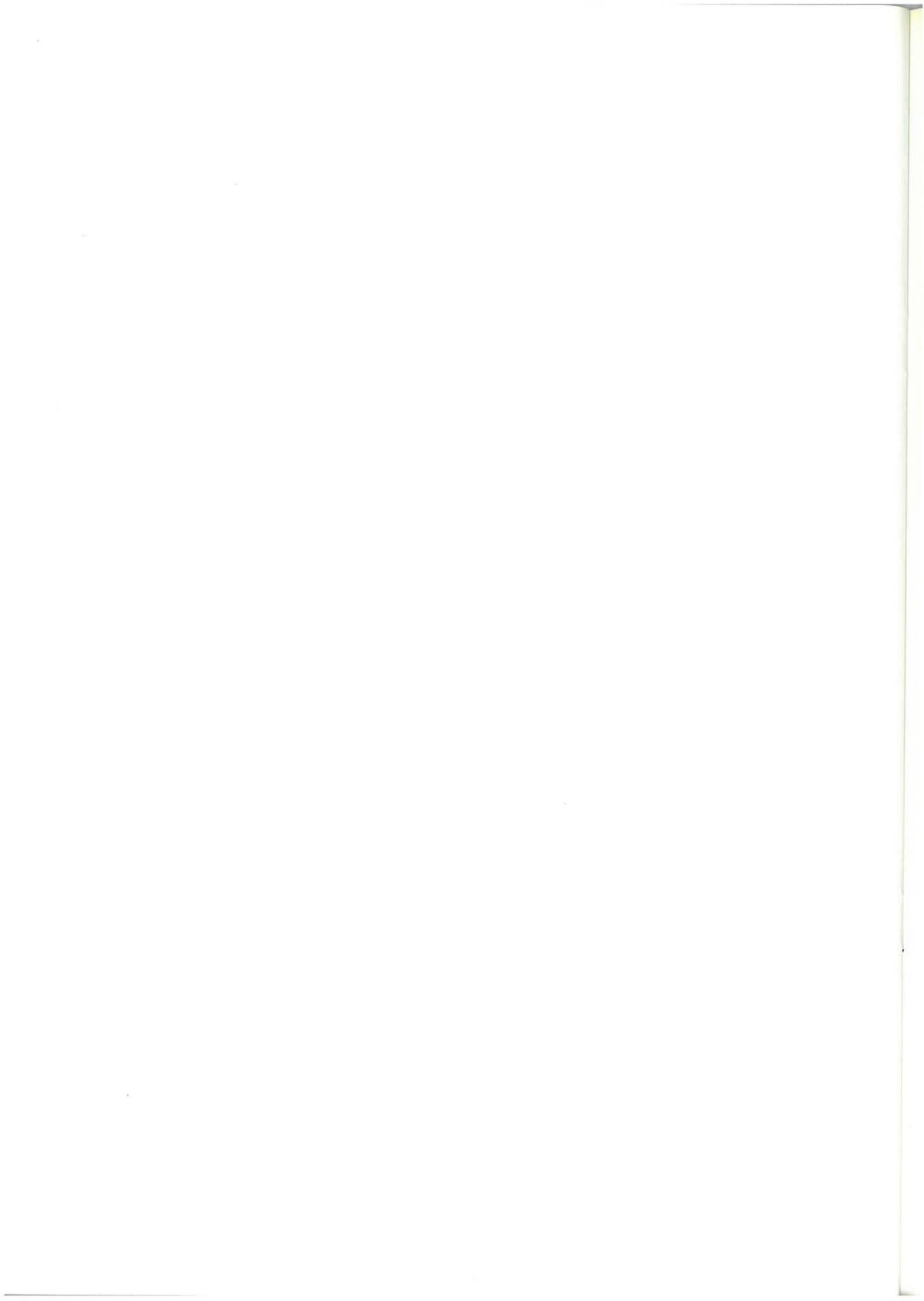
Figura 3.5.—Esquema geológico regional. Situación del cuadrante de Lagrán.

sus zonas más elevadas) previo o durante su depósito. Se trata de un sistema aluvial en cuya base se encuentran los episodios más proximales: cuerpos conglomeráticos de 1-2 kilómetros de extensión lateral y hasta 200-250 metros de potencia máxima que se interpretan como facies proximales de un sistema de abanicos aluviales. Lateralmente, y sobre todo hacia techo, la serie presenta características de orla distal con alguna facies canalizada de conglomerados con escaso desarrollo. Hacia el oeste todos estos materiales quedan involucrados en el cabalgamiento de sierra de Cantabria, y el intenso grado de tectonización con que aparecen no permite obtener información desde el punto de vista sedimentológico.

El resto de los materiales de la cuenca del Ebro, en la hoja, pertenecen al **Mioceno inferior y medio** (términos 39 a 43), y más concretamente a la denominada "facies de Haro", a la que, en términos generales, es posible atribuirle un medio sedimentario correspondiente a la zona de tránsito aluvial-fluvial, es decir, a la parte más distal de abanicos aluviales y a la parte más proximal (cabecera) de ríos anastomosados-trenzados. Los niveles areniscos de la facies de Haro corresponden

generalmente al relleno y migración de pequeños canales en un sistema de depósitos fluviales de ríos trezados, que aumentarían de sinuosidad hacia el centro de la cuenca. Los términos finos, lutíticos, corresponden a depósitos de llanura de inundación y llanura lutítica distal de un abanico aluvial. Los escasos términos conglomeráticos (43) representados corresponden a la parte media-distal de abanicos aluviales, con frecuentes depósitos de tamiz. Si se exceptúan estos depósitos conglomeráticos, que tienen una clara procedencia norte (medida en bases de canales y en cantos imbricados), el resto de la facies de Haro exhibe paleocorrientes procedentes del sur. Como ya se ha dicho, el resto del aparato aluvial, procedente del norte, queda solapado por la unidad alóctona de la sierra de Cantabria (algunos sondeos de petróleo han cortado el Terciario de la cuenca del Ebro unos 15 kilómetros al norte del frente del cabalgamiento).

Por último, en los materiales cuaternarios (términos 44 a 50) predominan los depósitos coluviales de ladera asociados a los relieves de la sierra de Cantabria.



4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La historia estructural de este sector de la cuenca Vasco-Cantábrica se podría dividir en dos grandes etapas: tectónica sinsedimentaria, anterior a la fase principal de plegamiento, y tectónica y estructuras correspondientes a la fase principal de plegamiento. Efectivamente, algunas fases de la Orogenia Alpina han afectado a la zona de forma temprana. En primer lugar, durante el tránsito Jurásico-Cretácico (fase neokimmérica); más tarde, durante el Albiense superior (fase austrica), y posteriormente 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 la cuenca, y a este sector, sus rasgos estructurales más importantes y característicos.

Durante el tránsito Jurásico-Cretácico se producen reactivaciones de las fracturas hercínicas y las primeras migraciones laterales del Keuper. Esta diferenciación diapírica precoz genera lagunas sedimentarias entre el Jurásico y Cretácico, al delimitar surcos y umbrales (movimientos neo-kimméricos). La acentuación de estos surcos y umbrales provocará el arrasamiento parcial o total de las series jurásicas.

Durante el Albiense superior (fase áustrica) 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,

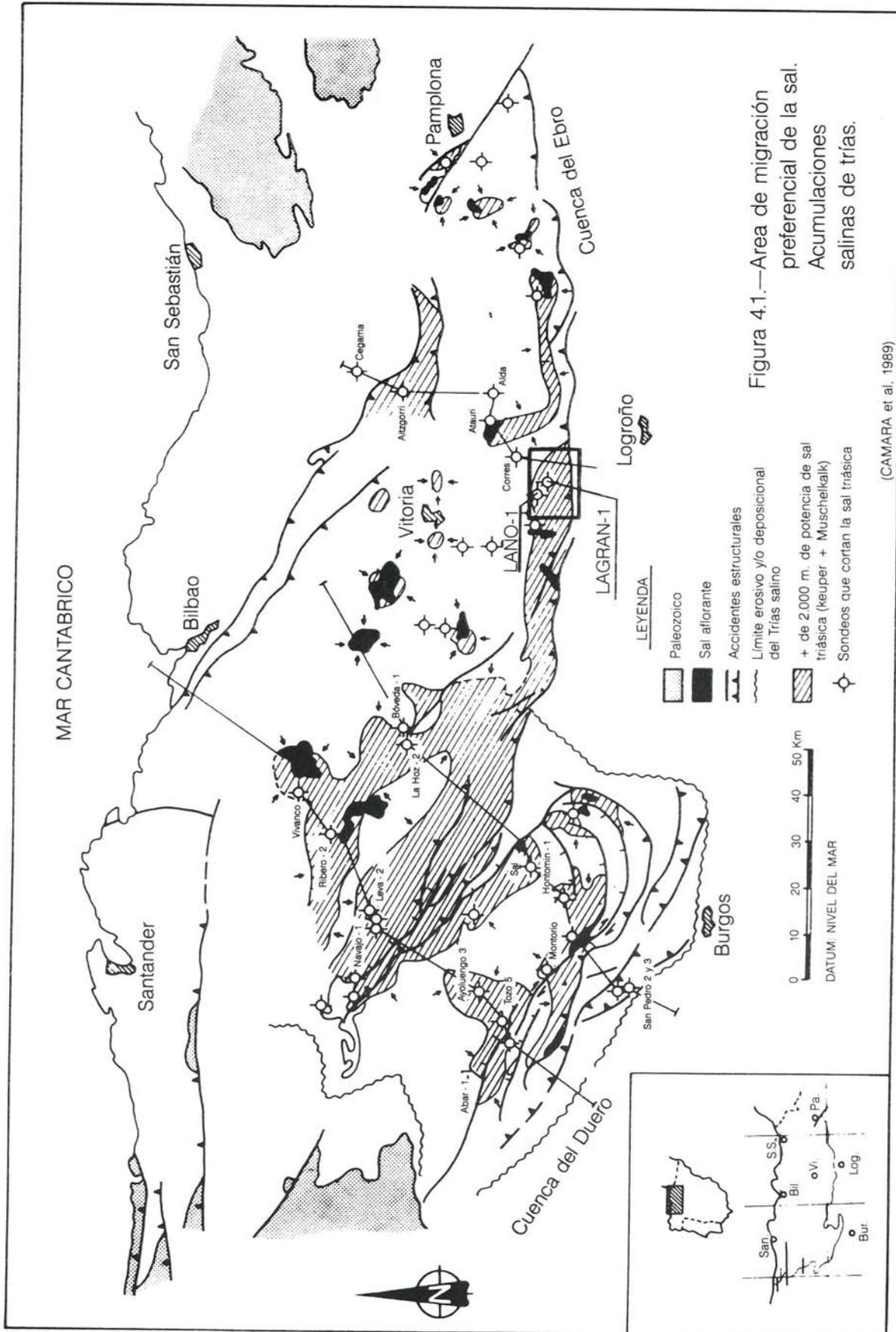
se inicie una cierta actividad diapírica con la formación de las primeras intumescencias salinas.

Más adelante, durante el Turoniense y Coniaciense, se acentúan de nuevo las intumescencias salinas, con reducciones de las series y lagunas sedimentarias en los altos diapíricos.

En el Paleoceno la tectónica salina es muy intensa, generándose altos diapíricos con facies someras, y surcos perimetrales inter-intumescencias, con mayor batimetría y potencia de las series (ver figura 3.3).

Por último, la fase principal de plegamiento tiene lugar durante el Oligoceno y el Mioceno, de manera que se sobrepone a la tectónica salina previa.

Desde un punto de vista estructural, la cuenca Vasco-Cantábrica presenta la configuración típica de una cadena en abanico: una zona septentrional de acusada vergencia norte; una zona central, erguida; y una zona meridional, de borde de cuenca, con potencias reducidas, y de acusada vergencia sur. Es en esta última zona en la que se encuadra el área de estudio, incluyendo el cabalgamiento al sur de la sierra de Cantabria. Este cabalgamiento constituye el "retro" ("backthrust"), a nivel de la cadena. De los perfiles sísmicos realizados por diversas compañías petrolíferas, se deduce



(CAMARA et al. 1989)

que la base del Terciario continental de la cuenca del Ebro pasa por debajo del cabalgamiento hasta, aproximadamente, la línea que une el diapiro oculto de Treviño con el diapiro de Maestu, implicando un cabalgamiento hacia el sur de unos 15 kilómetros, y con un salto en buzamiento de unos 4 kilómetros (figura 4.1).

La hoja 170-II (Lagrán) abarcaría aproximadamente lo que se ha dado en llamar sector central de la sierra de Cantabria. Se trata de una zona con deformación compleja, tanto continua como discontinua, de directrices principales E-O.

Desde el punto de vista estructural se reconocen tres dominios bien definidos (figura 4.2), cuya diferenciación se ha realizado en base a los siguientes criterios:

— Cada dominio viene limitado por accidentes geológicos principales.

— Cada dominio presenta un estilo peculiar en cuanto al tipo e intensidad de la deformación.

— Los límites de los dominios estructurales frecuentemente delimitan, a su vez, cuencas sedimentarias distintas.

A estos tres dominios estructurales se les ha denominado:

1 - FRANJA NORTE DE SIERRA DE CANTABRIA.

2 - FRENTE CABALGANTE DE SIERRA DE CANTABRIA.

3 - DEPRESION TERCIARIA DEL EBRO.

4.1. FRANJA NORTE DE SIERRA DE CANTABRIA

Este dominio estructural ocupa la mitad superior de la hoja, quedando limitado al sur por

la falla de Pipaón-Lagrán. Afloran en esta zona una serie de materiales mesozoicos y terciarios dispuestos como una serie monoclinial de dirección N90°-120°E y buzamiento medio de 10° a 30° hacia el norte. La serie queda afectada por una deformación, principalmente frágil, que nunca llega a trastocar fuertemente la estructura, y que se presenta con dos directrices principales:

Estructuras de directriz E-O.—Se trata de fallas inversas que dan lugar a repeticiones de varias unidades litológicas, siendo el caso más evidente la repetición de parte del flanco sur del sinclinal de Loza por la falla de Montoria-Lagrán (figura 4.3.). El salto en buzamiento de estos accidentes es moderado o pequeño, no siendo frecuente que supere los 250 metros. No se observan estructuras de deformación continua de directriz E-O.

La vergencia de todos los accidentes E-O es hacia el sur.

Estructuras de directriz NO-SE.—Se encuentran únicamente al oeste de la hoja, y se reducen al pliegue-falla de Loza y algunos pequeños pliegues que se localizan al oeste de Pipaón. Parece que se trata de estructuras más tardías que las E-O, dado que la falla de Loza parece desplazar sus trayectorias.

La estructura de Loza parece corresponderse con un típico caso de pliegue-falla con vergencia SO, esta estructura se amortigua hacia el NO (hoja de Labastida) donde se encuentra una sucesión normal de estructuras anticlinal-sinclinal. En Loza, la falla que lleva el mismo nombre delimita al NE una zona anticlinal donde apenas se llega a desarrollar la charnela, mientras que al sur se desarrolla un sinclinal asimétrico bien definido. El flanco común, fallado, buza unos 45° al sur, mientras que el buzamiento de los flancos largos del sinclinal y anticlinal oscila entre 10° y 30° N.

Al oeste de Pipaón existe una zona de pequeños pliegues NO-SE que alabeen ligera-

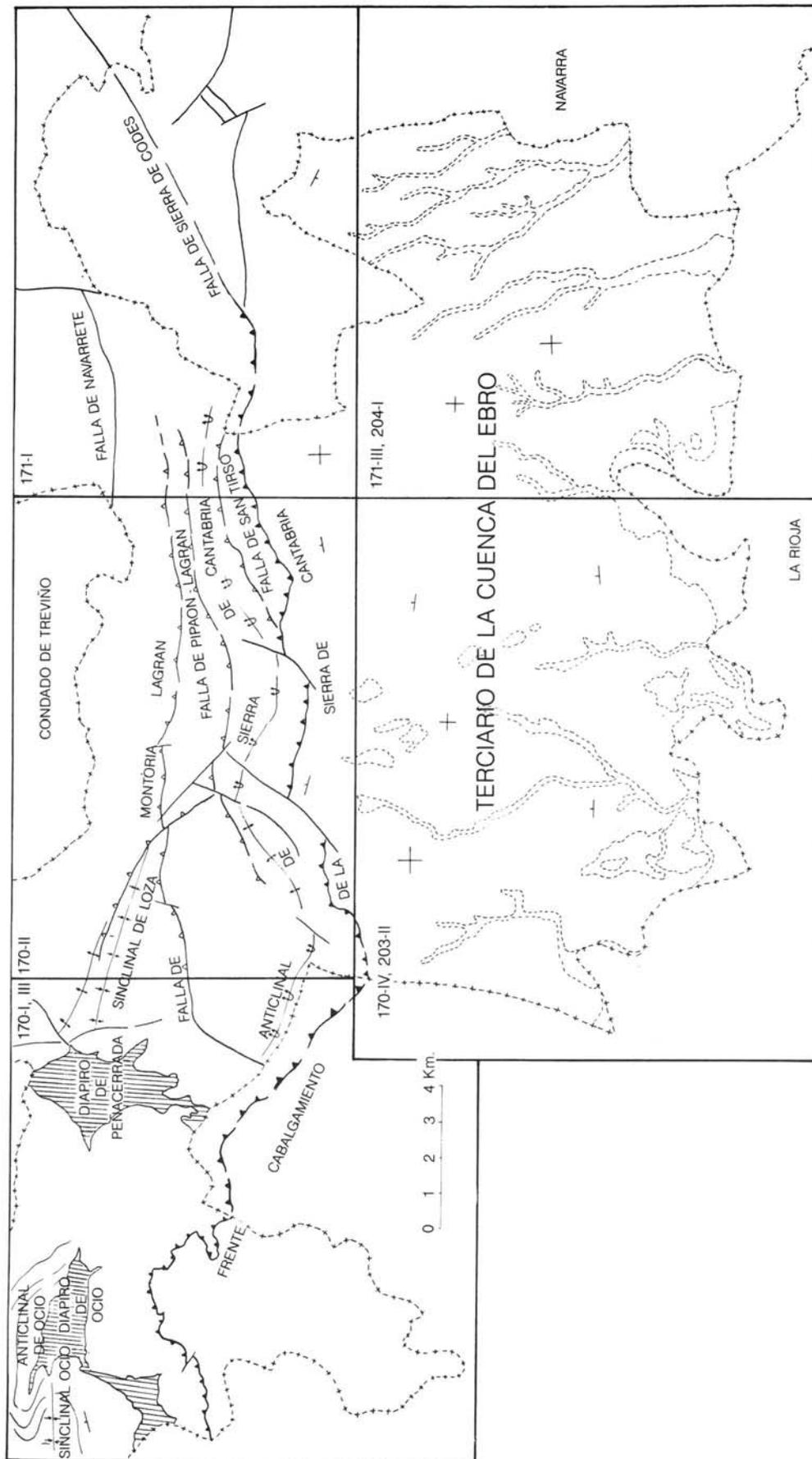


Figura 4.2.—Esquema estructural de la hoja de Lagrán y sus adyacentes.

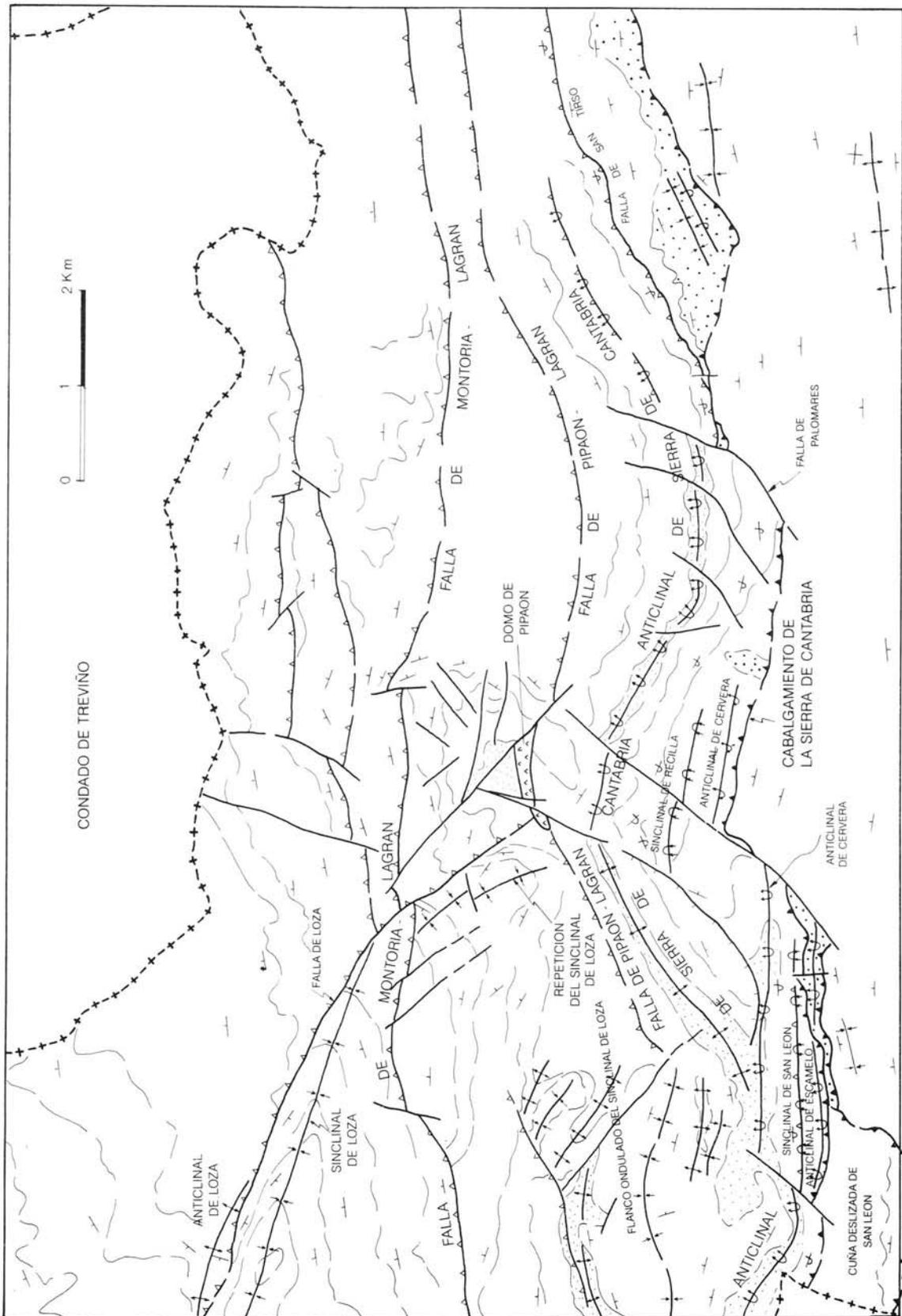


Figura 4.3.—Elementos estructurales de la hoja de Lagrán.

mente el flanco sur del sinclinal de Loza y que se atribuyen a estructuras secundarias relacionadas con la falla de Loza, si bien, ya bastante amortiguadas.

El domo de Pipaón.—Es una estructura que, en principio, no muestra una directriz definida. Se sitúa en el punto de intersección de las fallas de Loza y Pipaón-Lagrán, quedando la estructura cortada por ambos accidentes. La génesis de esta estructura se discute más adelante (apartado 4.4); se piensa que puede estar relacionada con su posición en la confluencia de dos importantes accidentes, unido a los efectos perforantes del Trías salino.

Como estructuras de menor importancia, se puede citar una familia de fallas NNE-SSO, de régimen normal con una pequeña componente de salto en dirección, que trastocan ligeramente tanto los contactos litológicos como las trazas de las fallas E-O.

4.2. FRENTE CABALGANTE DE SIERRA DE CANTABRIA

Inmediatamente al sur de la falla de Pipaón-Lagrán se reconoce una banda de materiales cretácicos de dirección E-O, intensamente plegados y fracturados, que cabalgan sobre formaciones terciarias del Ebro-Rioja.

Desde el punto de vista estructural toda esta banda constituye una estructura antiformal, de dirección E-O, vergente hacia el sur, y cuyo núcleo queda ocupado por materiales arenosos y limosos de la formación Utrillas, unidad que ha constituido un importante nivel de despegue y de amortiguamiento de esfuerzos. La morfología de la estructura principal, a la que se ha denominado anticlinal o antiformal de sierra de Cantabria, nunca es observable dado que se presenta muy erosionado en su núcleo; no obstante, puede deducirse que se trata de un pliegue anticlinal vergente al sur de flancos bastante rectos y charnela reducida. El flanco largo presenta buzamientos del orden de

40-50°N, mientras que el flanco corto está subvertical o invertido conformando el imponente cresterío calizo que caracteriza a la sierra de Cantabria.

La estructura antiformal principal de la sierra de Cantabria queda complicada en varios puntos y por distintos procesos. Por una parte existen zonas donde se observa un apilamiento de estructuras asociadas al antiformal principal; en estas zonas existe una importante actuación de mecanismos de deformación continua. En cambio, en las áreas situadas más al este, los esfuerzos se traducen en fallas inversas que trastocan la estructura principal. Además de esto, la parte central de la sierra se caracteriza por presentar un importante "quebro" en el trazado de las estructuras, que ha llevado a pensar en la existencia de juegos complejos (con importante componente en dirección) de los principales accidentes que delimitan la franja cabalgante. Por todo ello, se ha considerado conveniente subdividir la estructura en tres sectores, independientemente analizados, y cuyas conclusiones se tratan de integrar en un único modelo de deformación progresiva.

4.2.1. Sector oeste de la sierra de Cantabria

Abarcaría un área comprendida entre el puerto de Pipaón y el diapiro de Peñacerrada. Se trata de una porción de unos 5 kilómetros de sierra, de la cual, sólo la parte más oriental (1,5 kilómetros) queda ubicada dentro de la hoja de Lagrán.

La estructura de este sector ha sido estudiada en el corte del puerto de la Herrera. Consiste en un anticlinal vergente al sur, cuyo núcleo queda ocupado por las facies Utrillas mientras que los flancos quedan conformados por calizas cenomanienses. El flanco inverso buza del orden de 60°, verticalizándose más hacia el oeste, mientras que el flanco largo presenta algunas complicaciones que se traducen en una serie de pequeños anticlinales y sinclinales de dirección próxima a E-O ó NO-SE, bastante

retocados por fracturas, que en conjunto han sido denominados como "flanco ondulado del sinclinal de Loza", aunque también podrían denominarse "flanco ondulado del anticlinal de sierra de Cantabria", dado que se trata del flanco común de ambas estructuras. Estas estructuras que conforman el flanco ondulado se han considerado como tardías; la más significativa es el anticlinal de Montoria, en la vecina hoja de Labastida, con núcleo de Utrillas, que constituye un auténtico domo alargado en dirección E-O, que deforma el mencionado flanco. Para su génesis se invocan, además de esfuerzos tardíos de componente N-S, un abombamiento producido por el comportamiento diapírico del Trías Keuper que ocupa el núcleo de la estructura anticlinal de la sierra de Cantabria.

Todo este conjunto cabalga aparentemente sobre una cuña de materiales cretácicos, con buzamientos al norte, y cuya disposición ofrece dudas con respecto a su tipo de emplazamiento. El corte del puerto de la Herrera hacia Laguardia ofrece una serie de espectaculares afloramientos en los que se comprueba que una buena parte de los afloramientos calizos son en realidad una acumulación reciente de grandes bloques (bloques encostrados), siendo probable que todo el conjunto constituya una cuña deslizada desde zonas topográficamente más altas, a la que se ha denominado "cuña deslizada de San León". Un ejemplo semejante de este tipo de procesos se encuentra al sur de Palomares.

La morfología del anticlinal de sierra de Cantabria no es observable, dado que las facies Utrillas que afloran en su núcleo no reflejan su estructura. En la reconstrucción de los cortes geológicos se adivina un pliegue de flancos bastante rectos, y charnela reducida, probablemente de morfología cilíndrica.

4.2.2. Sector central de la sierra de Cantabria

Abarcaría una banda de 8 kilómetros de anchura, desde el puerto de Pipaón hasta la

falla de Palomares (1 kilómetro al este del pico de Palomares). Un examen al esquema estructural de la figura 4.2 permite establecer varias características peculiares de este sector:

1.—En general la estructura principal es la misma: una antiforma con núcleo de Utrillas ó "anticlinal de sierra de Cantabria".

2.—En el frente de esta antiforma principal existen una serie de complicaciones que se traducen en un apilamiento de estructuras menores, todas ellas con vergencia sur.

3.—La dirección de la cadena y las directrices de sus estructuras sufren un brusco "quebro" o inflexión en Cervera.

4.—Existe una importante actuación de procesos de deformación continua en relación tanto a zonas situadas al oeste (con estructura más simple) como al este (donde dominan mecanismos de deformación discontinua).

5.—Todo el conjunto de materiales cretácicos plegados cabalga hacia el sur, sobre el Terciario de la cuenca del Ebro, involucrando series continentales oligocenas, a las que deforman y brechifican.

6.—La única red de fracturas de cierta entidad es NE-SO. Son fallas normales con cierto componente de desgarre.

7.—Toda la franja cabalgante queda limitada al norte por la falla de Pipaón-Lagrán, que en esta zona favorece el ascenso de una cuña diapírica de Keuper de dirección este-oeste.

A continuación se describirán someramente las distintas estructuras cartografiadas, ocupándose el capítulo 4.4 de establecer un modelo de deformación general.

Para el análisis descriptivo se han adoptado los mismos toponímicos utilizados por MARTINEZ TORRES (1982), que identifica en esencia las mismas estructuras.

ANTICLINAL DE ESCAMELO

Se trata de un anticlinal en rodilla con vergencia sur y eje subhorizontal. Se encuentra sobre el cabalgamiento principal de la sierra y deforma materiales cenomanienses, turonienses y coniacienses. El flanco normal es subhorizontal o buza hasta 20° N, mientras que el flanco corto se presenta subvertical o invertido; hacia el este, el flanco inverso se hace cada vez más corto hasta que finalmente queda cepillado por el cabalgamiento principal.

Al este de la peña del Cuervo el anticlinal de Escamelo se presenta ya muy reducido, casi sin desarrollo de flanco inverso, y se encuentra cabalgando sobre unos conglomerados oligocenos que, en esta zona, se encuentran implicados en el cabalgamiento principal a modo de una cuña tectónica deformada.

SINCLINAL DE SAN LEON

Se sobrepone al anticlinal de Escamelo, verticalizando su flanco norte subhorizontal.

Al contrario que los anticlinales, que muestran morfologías cilíndricas, esta estructura presenta flancos muy rectos y charnela aguda mal desarrollada, que se traduce en un plano de fractura de muy escaso salto. El flanco inverso buza del orden de 75° N y sus capas verticalizadas dibujan los característicos relieves de la zona de la peña del Cuervo. Los flancos de esta estructura los conforman materiales cenomanienses, mientras que el núcleo lo ocupan calizas coniacienses; el nivel margoso turoniense intermedio dibuja perfectamente el cierre oeste del sinclinal en la zona del puerto de Pipaón.

El sinclinal de San León es uno de los pocos que se observa en la franja cabalgante. Normalmente estas estructuras quedan solapadas por fallas inversas, dando lugar a un apilamiento de estructuras anticlinales.

ANTICLINAL DE CERVERA

Al este de la peña del Cuervo el flanco norte del sinclinal de San León se recupera y

pasa a flanco normal dibujando un espectacular anticlinal vergente al sur cuyo núcleo queda ocupado por la serie cenomaniense inferior, llegando probablemente a aflorar "Utrillas".

El flanco normal no llega a buzar hacia el norte por dos motivos: por una parte existe una falla normal que bascula parte de este flanco, y por otra, el punto de recuperación ha sido erosionado y quedaría "en el aire", como se representa en el corte geológico II-II' del mapa.

Al sur de Cervera (zona de peña Roja ó peña Parda), el anticlinal de Cervera se sobrepone directamente a los conglomerados oligocenos deformados; esto es posible dado que el cabalgamiento principal cepilla las dos estructuras inferiores anteriormente descritas.

SINCLINAL DE RECILLA

Se sobrepone al anticlinal de Cervera, verticalizando e invirtiendo su flanco normal. En su núcleo afloran los materiales más modernos de la serie (Campaniense). Esta estructura queda cortada por una falla de dirección NE-SO, cuyo régimen es normal, y que hunde el bloque oeste. Hacia el este el sinclinal de Recilla se superpone a un anticlinal de Cervera poco desarrollado (ver corte III-III').

Al igual que ocurría con las primeras estructuras descritas, el cabalgamiento principal tiende a cepillarlas, y al sur de Palomares ya no se encuentran ni el anticlinal de Cervera ni el propio sinclinal de Recilla.

También al sur de Palomares se ha venido citando una posible cuña tectónica compuesta por calizas cretácicas; sin embargo, en el presente trabajo se ha considerado como deslizamientos de ladera y desprendimientos de grandes bloques. Esta teoría queda apoyada por tres puntos:

1.—Durante la campaña geofísica realizada por el IGME en el año 1986, en el proyecto

“Investigación hidrogeológica de la unidad de la sierra de Cantabria (Alava) 2.^a fase”, se comprobó que esta unidad no estaba enraizada y no tenía ningún tipo de continuidad.

2.—En el campo se comprueba que son auténticos “bloques encostrados”, aunque algunos de estos bloques pueden tener dimensiones decamétricas.

3.—Un kilómetro al este (ver mapa geológico) existe un afloramiento muy significativo. Se trata de un pequeño cerro coronado por “bloques encostrados” de calizas, donde se observa que no existe ninguna continuidad hacia el norte. Estos afloramientos constituyen, quizás, el reflejo de la actuación de pequeños pulsos tectónicos o sísmicos durante el cuaternario.

4.2.3. Sector este de la sierra de Cantabria

Abarcaría todo el segmento oriental de la sierra dentro de los límites de la C.A.P.V., es decir unos 8 kilómetros, de los cuales la mitad quedan encuadrados dentro de la hoja de Lagrán.

Al este de la falla de Palomares la estructura de la sierra de Cantabria se simplifica. La estructura principal continúa siendo un anticlinal vergente al sur con un núcleo de Utrillas (anticlinal de sierra de Cantabria), pero cuyo flanco inverso, roto, cabalga sobre una serie cretácica con buzamiento sur (ver corte IV-IV' del mapa geológico).

Existe un afloramiento espectacular en la Peña de San Tirso donde se observa cómo las calizas coniacienses, en flanco inverso, se superponen a una serie del Santoniense-Campaniense en flanco normal y buzamiento sur.

Como ya ocurría al sur de Recilla, los conglomerados oligocenos descansan discordantemente sobre calcarenitas campanienses y no se encuentran replegados o brechificados como en los sectores occidentales de la sierra.

La deformación generada por el frente del cabalgamiento es moderada, quizás debido a que los esfuerzos se resuelven a favor de más de un plano de discontinuidad, como la falla de San Tirso. Así pues, y en contraste con la zona de Cervera, existe una importante actuación de mecanismos de deformación discontinua.

4.3. DEPRESION TERCIARIA DEL EBRO

Unicamente cabe destacar la existencia de algunos sinclinales en zonas próximas al cabalgamiento de la sierra de Cantabria, así como la identificación de un ligero abombamiento paralelo al frente del mismo. En efecto, los materiales de la cuenca del Ebro están subhorizontales o buzando ligeramente al sur; en cambio, a unos 2 kilómetros al sur del cabalgamiento se observa que las capas comienzan a inclinarse hacia el norte, llegando incluso a alcanzar valores de buzamiento de 40-50° N en las proximidades del accidente.

4.4. MODELO DE DEFORMACION

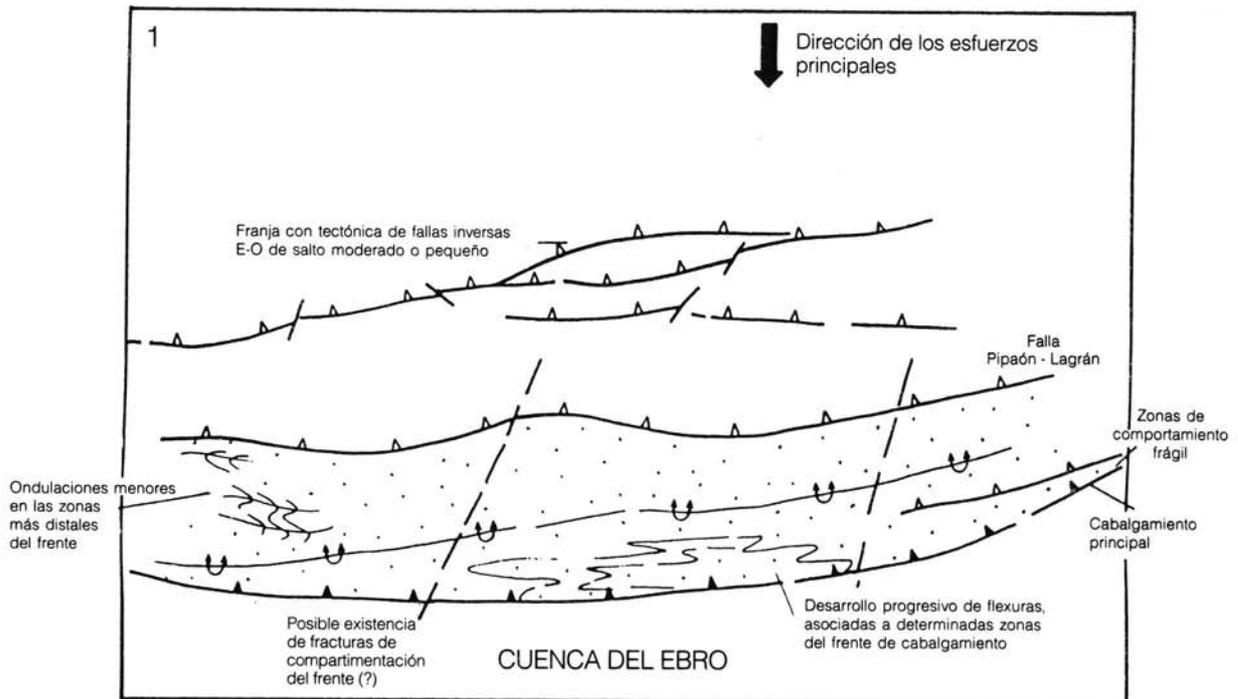
Resulta difícil explicar la variedad de estilos e intensidad de la deformación de los distintos dominios descritos, invocando fenómenos de actuación local o una superposición de distintas fases deformantes. El modelo más adecuado hay que buscarlo en la integración de todos los datos en un proceso de deformación único y progresivo.

Las directrices de las estructuras principales de la sierra de Cantabria parecen indicar que los esfuerzos deformantes principales son nortesur. No obstante, existen estructuras de cierta importancia, que sugieren una dirección de esfuerzos secundarios NE-SO; este es el caso del anticlinal-sinclinal de Loza, la falla de Loza y el cambio brusco en la directriz de las estructuras en la zona de Cervera. La actuación de estos esfuerzos resulta lógica si se tiene en cuenta que son los responsables de la formación de las estructuras principales de la cuenca Vasco-Cantábrica. La interacción de estas

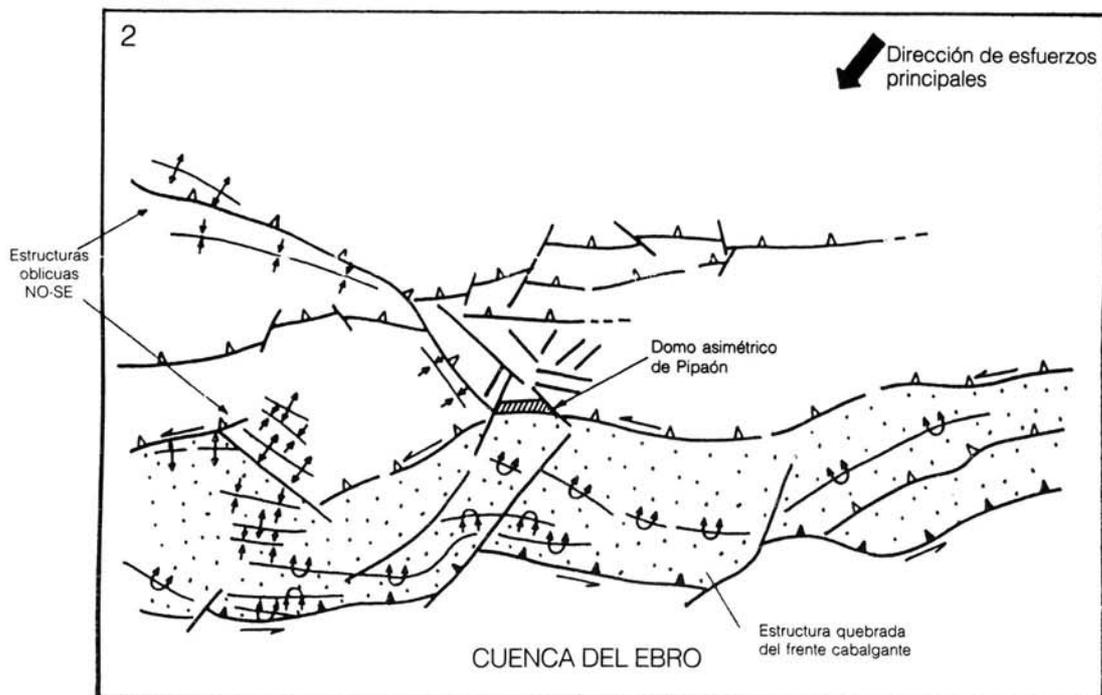
dos componentes de esfuerzos da lugar a que las principales fallas de este sector, de dirección este-oeste, adquieran un cierto juego en dirección sinistral (ver figuras 4.4 y 4.5), lo que va a conducir al establecimiento de un régimen de cizalla en el frente cabalgante, que a su vez va a generar otras estructuras de segundo orden: fallas tensionales o extensivas NE-SO (fallas de Cervera y Recilla), y fallas inversas o pliegues-fallas NO-SE (estructura de Loza).

Por último, reseñar que la morfología de la superficie de cabalgamiento (que se generó durante el Oligoceno y Mioceno) en rampas y rellanos influye notablemente en la disposición de los materiales de la unidad cabalgante. Así, en las zonas de rampa se originan estructuras

más erguidas y con apilamientos de pliegues, mientras que en las zonas de rellano pueden generarse estructuras más simples y vergentes, frecuentemente afectadas por tectónica de fallas inversas. El primero de estos casos tiene un ejemplo espectacular en la zona de Cervera y otro, llamativo aunque a pequeña escala, al sur de la Peña del León, donde una pequeña verticalización del plano de cabalgamiento origina inmediatamente una sucesión de pliegues con ligera vergencia sur. El segundo supuesto tiene su reflejo en la zona del puerto de la Herrera (con un sólo anticlinal muy vergente al sur) o en el extremo este, donde a partir de la falla de Palomares y hacia el sector de Bernedo existe una sola estructura antiformal, afectada por tectónica inversa de bajo ángulo (falla de San Tirso).



ESTADIO 1.—Formación de un frente cabalgante, posiblemente algo compartimentado por fallas en dirección. Directrices fundamentales este-oeste con aumento de la deformación hacia el cabalgamiento principal.



ESTADIO 2.—Sobreimposición de estructuras NO-SE

Figura 4.4.—Evolución tectónica del frente de cabalgamiento de sierra de Cantabria

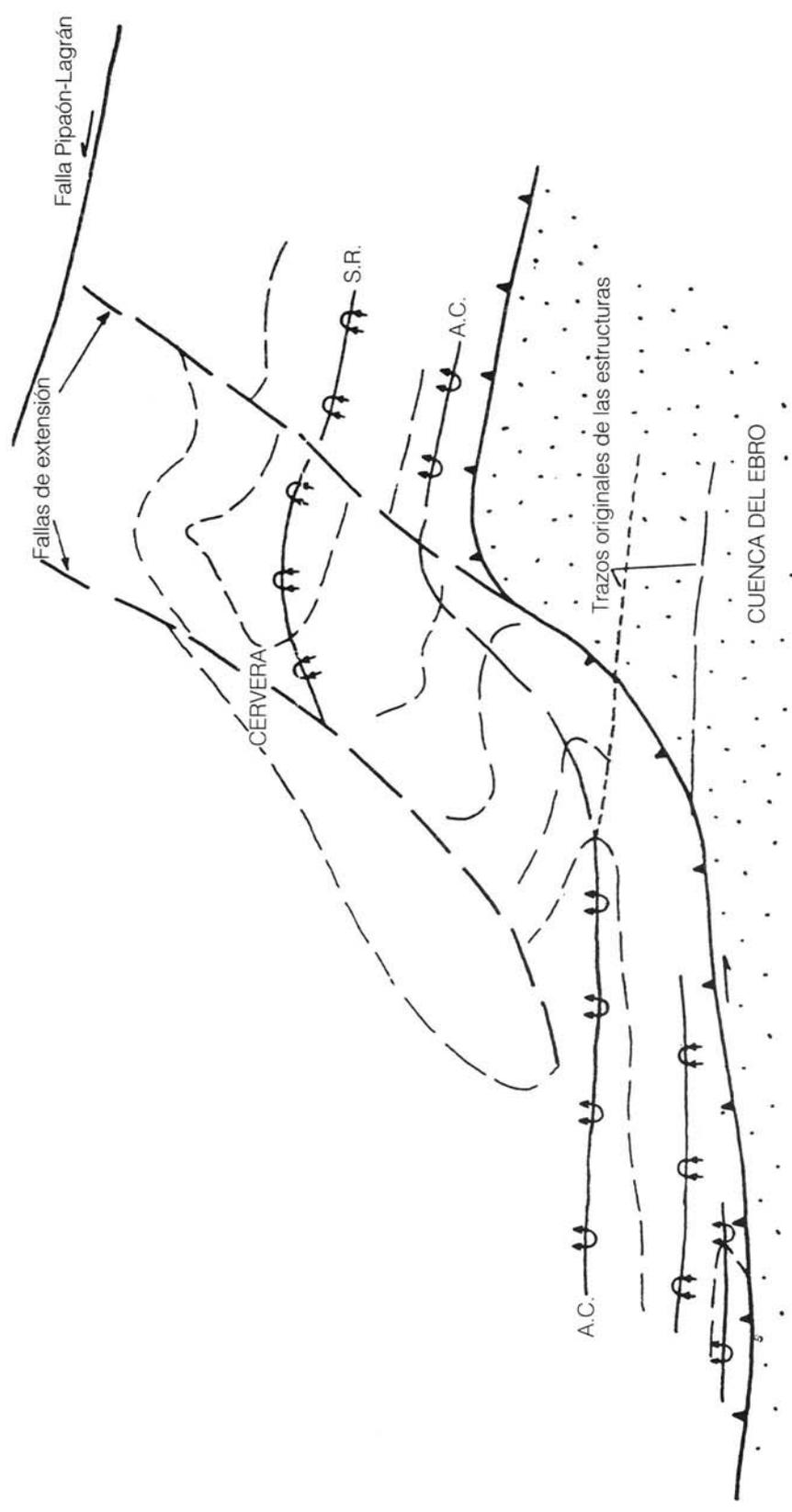


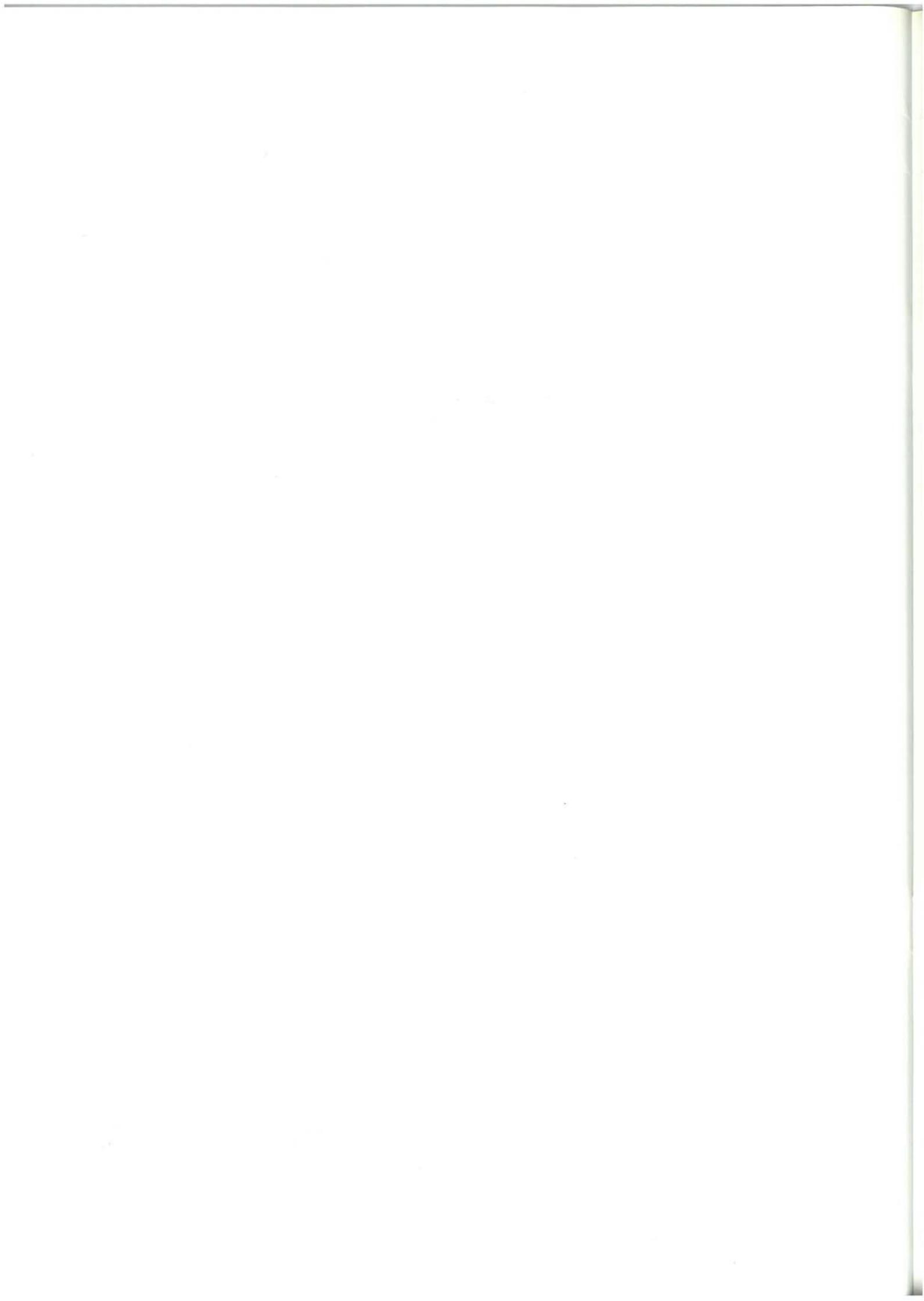
Figura 4.5.—Modelo de deformación deducido para explicar el “quebro” de las estructuras en Cervera.
 (A.C.) Anticlinal de Cervera. (S.R.) Sinclinal de Recilla.

5. BIBLIOGRAFIA

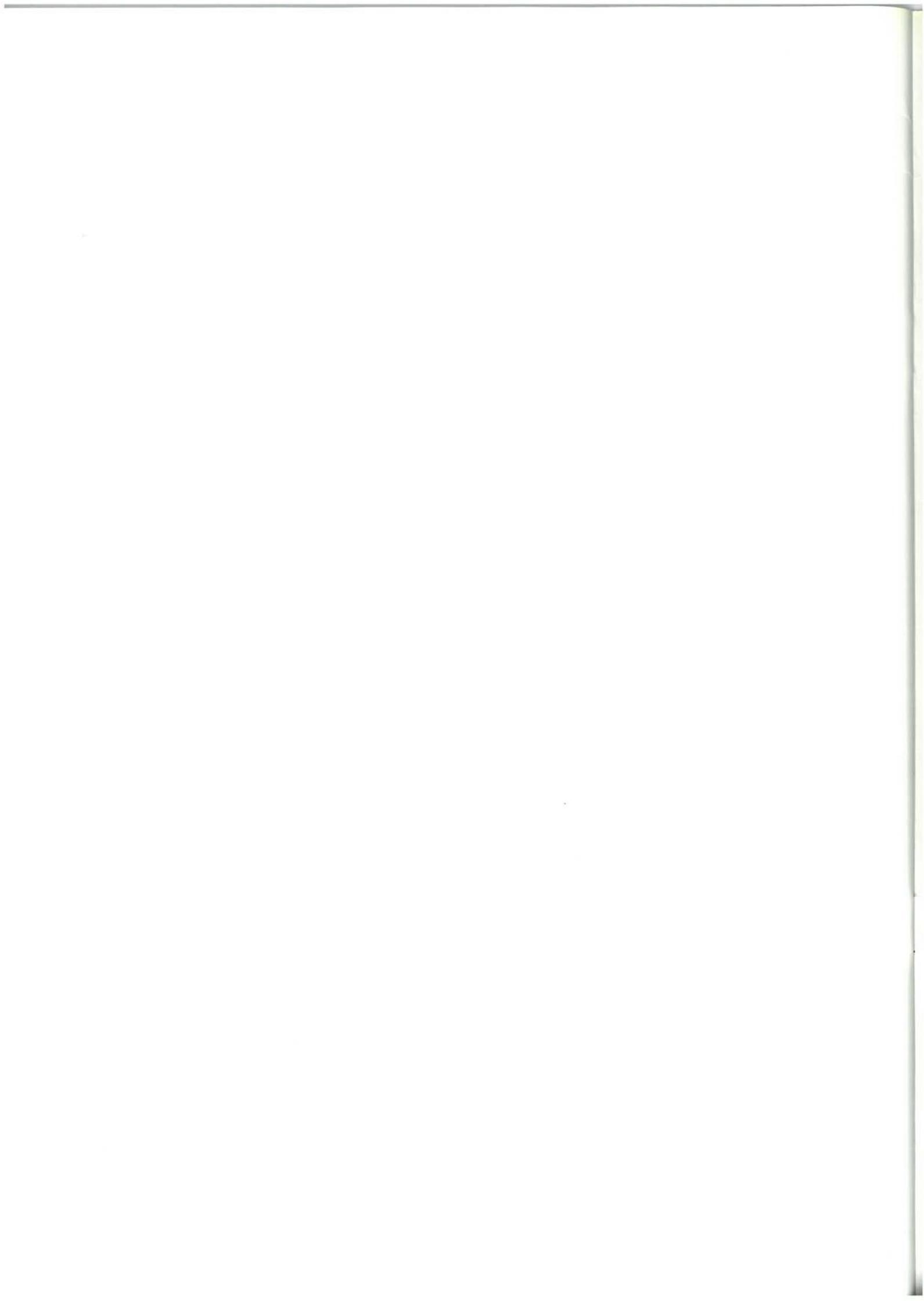
- AGUILAR TOMAS, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; RIBA, O. (1971).—“Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel)”. *Est. Geol.* V. 27, nº 6.
- AGUILAR, M.J. (1971).—“Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la cuenca Cantábrica”. *Est. Geol.*, 28, pp. 325-334.
- (1975).—“Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la cuenca Cantábrica”. *Estudios geológicos. Inst. Lucas Mallada, CSIC.* Vol. XXXI, nº 1-2, 213 pp., 182 fig., 13 tablas.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R.; MELENDEZ, A. (1983).—“Evolution paléogéographique des plateformes de la Mesete Nord-Castillane et de la Cordillere Ibérique (Espagne) au Senonien”. *Géologie Méditerranéen* T. X, nº 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 Cretácico de España.* Albacete, 1982.
- AMIOT, M.; FEUILLEE, P. (1983).—“L'individualization 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 et Nord-Ibérique”. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, Vol. 9, pp. 131-133.
- (1983).—“La megasequence 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).—“Rélations 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.
- ASSENS, J. (1971).—“El Jurásico de la sierra de Cantabria-Montes Obarenes”. *Cuad. Geol. Ib.* V. 2, pp. 533-540.
- CAMARA RUPELO, P.; MARTINEZ DEL OLMO, W.; SERRANO OÑATE, A. (1989).—“Diapirismo del Trías Salino en el Dominio Cántabro-Navarro”. Inédito.
- CIEPSA (1954).—“El terciario continental de la Rioja Alta y de la Bureba”. Inédito.
- CIEPSA (1956).—“La cuenca terciaria de Miranda-Treviño”. Inédito.
- CIEPSA (1961).—“Sobre el Terciario de Treviño”. Inédito.
- CIEPSA (1964).—“Esquemas paleogeográficos en la sierra de Cantabria”. Inédito.
- CIEPSA (1964).—“Nuevas observaciones sobre el Terciario continental del valle del Ebro”. Inédito.
- CIEPSA (1965).—“Geologic summary and evaluation of CIEPSA Vitoria permits”. Inédito.
- CIEPSA (1965).—“Mapas geológicos y cortes escala 1:50.000”. Inédito.
- CIEPSA (1967).—“Estratigrafía resumida de los sondeos de CIEPSA”. Inédito.
- CIEPSA (1978).—“Tectonik der Sierra de Cantabria”. Inédito.
- CIEPSA-SEPE (1964).—“Petroleum prospects of the Vitoria Region”. Inédito.
- DIP. FORAL DE ALAVA (1974).—“Estudio hidrogeológico de las zonas de los manantiales de Peñacerrada y Bernedo”. Inédito.
- (1977).—“Control geológico del sondeo Villaverde I”. Inédito.
- (1977).—“Estudio de los recursos hídricos subterráneos del flanco norte de la sierra de Cantabria”. Inédito.
- (1977).—“Estudio geoelectrico del valle de Lagrán (flanco norte de la sierra de Cantabria)”. Inédito.
- (1982).—“Estudio de recursos hídricos en la Rioja Alavesa”. Inédito.
- (1983).—“Control geológico del sondeo de Villafría”. Inédito.
- ECHASA (1986).—“Estudio geológico-minero de la Concesión Ester (Alava). Zonas Occidental y Centro-Occidental”. Inédito.
- EVE (1989).—“Investigación geológico-minera a escala 1:25.000 en las zonas de Valdegobía, Cuartango, Salinas de Añana y Pobes”. Inédito.
- FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).—“Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques”. *Publ. Inst. Fr. du Petr. Col. Colc. et sem.* n.º 22, T. 2, Vol. 1, 48 pp.
- 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.
- GIANNINI, G. (1968).—“Evolución del Surco Terciario del Ebro en relación con la posible presencia de Mesozoico”. Inédito.
- HENTSCHEL, H. (1964).—“Reinvestigation of the Eastern Part of the Sierra de Cantabria and adjacent areas”. Inédito.

- IGME (1978).—Mapa geológico de España 1:50.000, 2ª serie (Proyecto MAGNA). Hoja nº 169 "Casalarreina".
- IGME (1979).—Mapa geológico de España 1:50.000, 2ª serie (Proyecto MAGNA). Hoja nº 170 "Haro".
- IGME (1979).—Mapa geológico de España 1:50.000, 2ª serie (Proyecto MAGNA). Hoja nº 137 "Miranda de Ebro".
- IGME (1983).—"Estudio de los recursos hídricos subterráneos para el abastecimiento de Bernedo".
- IGME (1984).—"Investigación hidrogeológica básica en el sector Vasco de las cuencas Norte y Ebro".
- IGME (1985).—"Estudio sedimentológico de las Hojas 1:200.000 de Bilbao y Bermeo".
- IGME (1986).—"Investigación hidrogeológica de la unidad de la sierra de Cantabria. (Alava) 2ª Fase".
- IGME (1987).—Mapa Geológico de España E/1:50.000, 2ª Serie (Proyecto MAGNA). Hoja 171 "Viana".
- INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE, ED (1983).—"Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique". *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*.
- ITGE (1989).—"Mapa Geológico de España, 1:200.000. Bermeo-Bilbao 5/12". Mapa y memoria explicativa.
- ITGE (1989).—"Contribución de los sondeos petrolíferos al conocimiento de la Geología de España".
- KIND, H.D. (1967).—"Diapire un Alttertiär im südöstlichen Baskenland (Nord-Spanien)" *Beich Geol. J.B.*, 5, 66, Hannover.
- MARTINEZ TORRES, L.M. (1984).—"Geología de la sierra de Cantabria entre Toloño y Peñacerrada". Tesis de licenciatura UPV-EHU.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).—"Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". *Mem. Inst. Geol. Min. España*. T. 78, 379 pp.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1973).—"Síntesis geológica de la provincia de Alava". *Institución "Sancho el Sabio"*. Vitoria.
- RAT, P. (1959).—"Les Pays Crétacés Basque-Cantabriques (Espagne)". Thèse Fac. Sc. Publ. Univ. Dijon, XVIII, 525 pp.
- RIBA, O. (1955).—"Sur le type de sédimentation du Tertiaire continental de la partie ouest du bassin de l'Ebre". *Souderd. Geol. Rudschau*.
- RIBA, O. (1976).—"Tectogenèse et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénées". *Bulletin du Bureau de Recherches géologiques et minières*, 2ème Série, Sect. I, num. 4 pp. 383-401.







EUSKO JAURLARITZA

INDUSTRIA ETA ENERGI SAILA



GOBIERNO VASCO

DEPARTAMENTO DE INDUSTRIA Y ENERGIA