



EVE

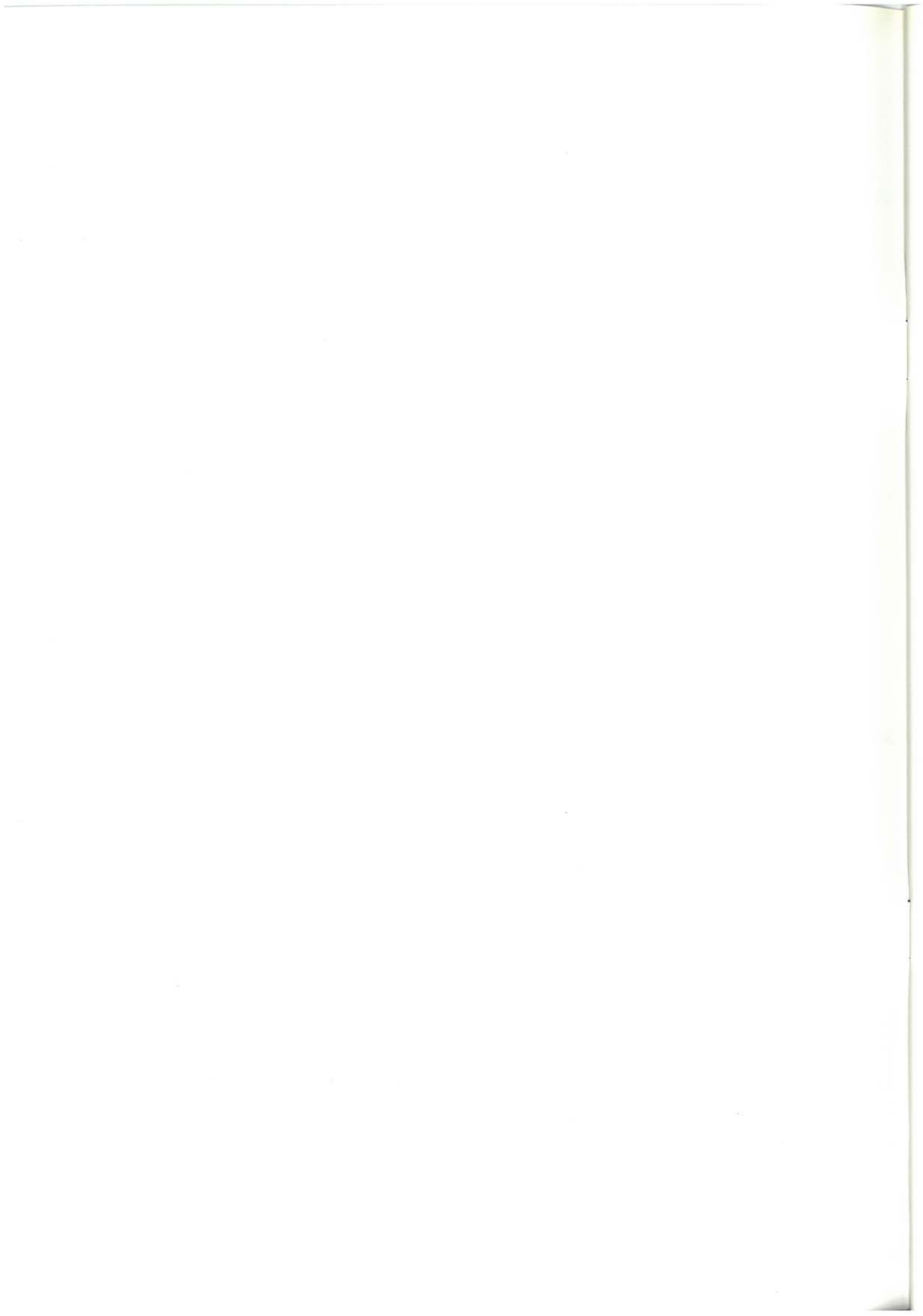
Mapa Geológico
del País Vasco

*Euskal Herriko
Mapa Geologikoa*



171-I BERNEDO

E: 1/25.000





**Mapa Geológico
del País Vasco**

***Euskal Herriko
Mapa Geologikoa***

171-I BERNEDO

E:1/25.000

Edita: **ENTE VASCO DE LA ENERGIA**

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

Polígono "El Campillo" - Gallarta (Vizcaya)

Telf.: (94) 636 36 76

Depósito Legal: BI-1476-93

I.S.B.N.: 84-88302-70-3

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

ENTE VASCO DE LA ENERGIA

A. Garrote Ruiz

L. Muñoz Jiménez

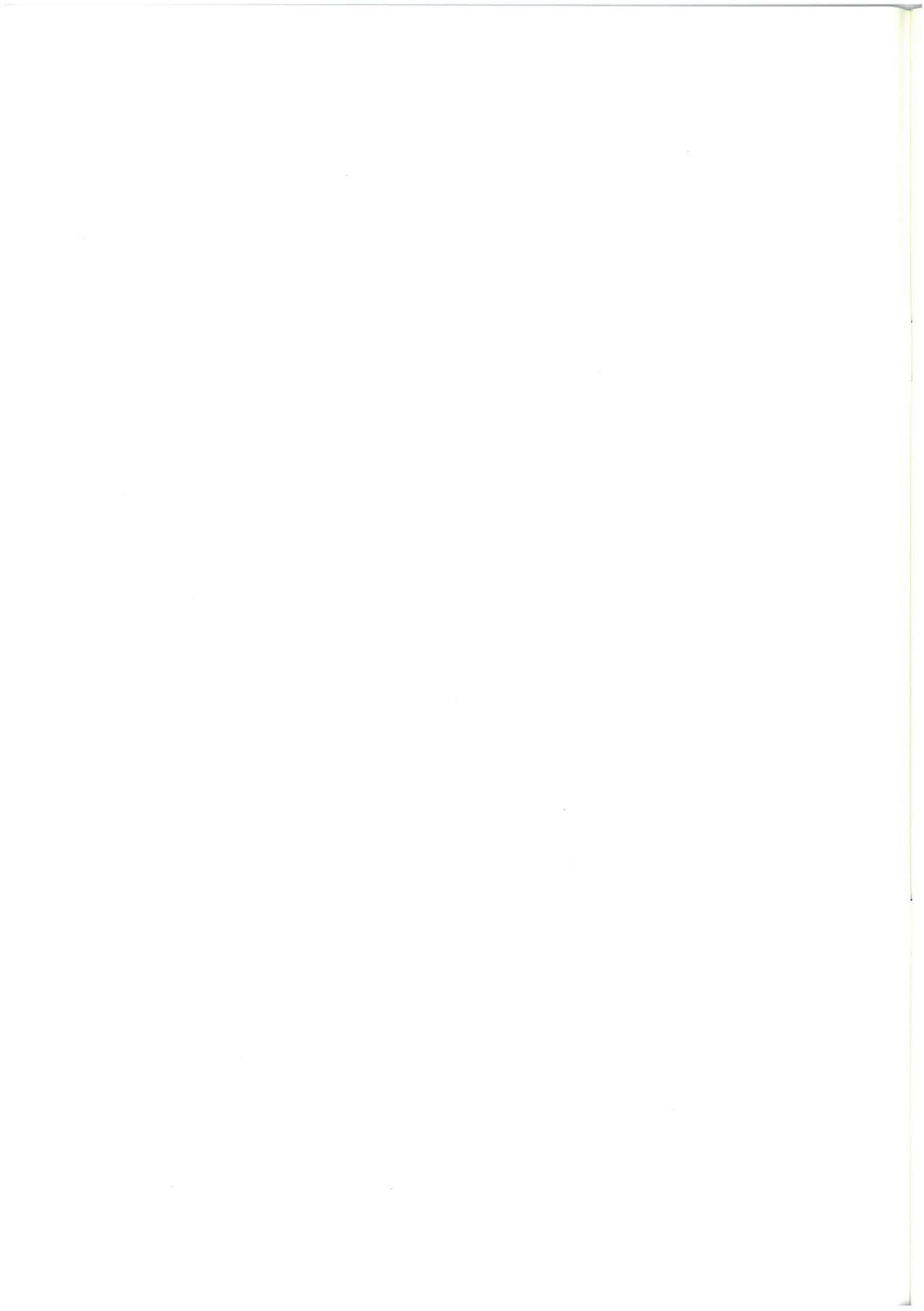
COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS

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. ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR. "Formación Utrillas" (1 y 2)	11
2.2. CENOMANIENSE INFERIOR-MEDIO (3).....	11
2.3. CENOMANIENSE SUPERIOR (4).....	12
2.4. TURONIENSE INFERIOR (5).....	12
2.5. CONIACIENSE-SANTONIENSE INFERIOR (6).....	13
2.6. SANTONIENSE MEDIO-SUPERIOR. "Calcarenitas con <i>Lacazina</i> " (7).....	13
2.7. CAMPANIENSE (8 a 10).....	14
2.8. MAASTRICHTIENSE (11).....	15
2.9. MIOCENO (12 y 13).....	15
2.9.1. Depresión terciaria de Bernedo.....	15
2.9.2. Depresión terciaria de Santa Cruz de Campezo.....	16
2.10. PLIOCENO (14).....	16
2.11. TERCIARIO DE LA CUENCA DEL EBRO.....	16
2.11.1. Oligoceno (15 a 17).....	16
2.11.2. Mioceno inferior (18 y 19).....	17
2.11.3. Mioceno medio (20 y 21).....	17
2.12. CUATERNARIO (22 a 26).....	18
3. SEDIMENTOLOGIA	19
4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL	25
4.1. FRANJA NORTE DE SIERRA DE CANTABRIA.....	26
4.2. FRENTE CABALGANTE DE SIERRA DE CANTABRIA.....	26
4.3. DEPRESION TERCIARIA DEL EBRO-RIOJA.....	30
BIBLIOGRAFIA	31



1. INTRODUCCION

El cuadrante de Bernedo a escala 1:25.000 forma parte de la hoja n.º 171 "Viana" del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

La totalidad del área cartografiada en este cuadrante pertenece al territorio histórico de Alava. Los principales núcleos de población son Bernedo, Angostina, Quintana, Cripán y Urturi. Las cotas topográficas más elevadas corresponden a la sierra de Codes (1.300 metros en el ámbito del cuadrante) y a la sierra de Toloño (1.238 metros).

Los principales cauces fluviales que constituyen la red hidrográfica de esta zona son el río Ega y sus afluentes.

Las redes viarias son de ámbito comarcal, siendo las más importantes las que acceden a las poblaciones de Bernedo, Cripán y Santa Cruz de Campezo.

Geológicamente el área de estudio se encuentra en la zona meridional de la cuenca Vasco-Cantábrica, limitando al sur con los materiales terciarios de la cuenca del Ebro. Los materiales aflorantes son de edad Cretácico, Terciario y Cuaternario.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. ALBIENSE SUPERIOR- CENOMANIENSE INFERIOR "Formación Utrillas" (1 y 2)

Aflora al sureste de Bernedo a favor de una zona anticlinal muy tectonizada. También es posible que la banda de afloramientos cuaternarios de dirección este-oeste situada al sur de Bernedo recubra, entre otros, materiales de esta unidad.

En el campo, se identifica como una zona de relieves suaves, con muy escasos afloramientos, donde se observan unos terrenos arenosos, de coloraciones rojizas, frecuentemente destinados a tierras de cultivo. Hacia el techo de la formación existen algunas intercalaciones de calcarenitas que generan brascas rupturas del relieve.

Los escasos afloramientos que existen en la zona muestran una serie de arenas arcósicas, areniscas y lechos de pizarras gris oscuro, que en conjunto muestran coloraciones blanquecinas, amarillentas y rojizas (1). Las areniscas son siempre groseras encontrándose algunos lechos microconglomeráticos. Intercalan hacia el techo de esta serie bancos decimétricos de calcarenitas bioclásticas, con abundantes restos de lamelibranquios e importante proporción de cuarzo en clastos redondeados blanquecinos o rosados, que llegan a dar

lugar a verdaderos lechos microconglomeráticos. La serie arenosa es totalmente azoica mientras que los niveles calcareníticos muestran una fauna banal.

La potencia del conjunto es incierta dado que no aflora el muro. Por consideraciones de tipo regional, se puede calcular en torno a los 200 metros.

No existe ningún corte apropiado para la observación de esta unidad. Los mejores afloramientos se sitúan en el puerto de Bernedo, a la altura del límite provincial con Navarra.

2.2. CENOMANIENSE INFERIOR-MEDIO (3)

Aflora al sureste de Bernedo en contacto transicional sobre las facies de Utrillas. La base del Cenomaniense normalmente se presenta en el campo como un "blando" relativo; no obstante, es difícil diferenciarlo en cartografía del resto de la serie cenomaniense salvo en zonas bien expuestas.

Se trata de un tramo litológico mixto que en la base se compone de areniscas, margas y calcarenitas con orbitolinas. Hacia el techo disminuye la fracción arenosa, encontrándose una serie de margas y margocalizas de color gris oscuro, también con abundantes lechos ricos

en orbitolinas y restos de algas. Las estructuras sedimentarias observables más frecuentes son estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, bioturbación, a veces intensa, y costras ferruginosas.

En IGME (1987) se ha identificado *Orbitolina concava* (LAMARCK), *Orbitolina (Mesorbitolina) texana aperta* (ERMAN) y *Aulotorbis (Paratrocholina) lenticularis* (PAALZOW), cuyo conjunto data el Cenomaniense inferior.

El espesor total del conjunto oscila entre los 55-70 metros y los mejores afloramientos se sitúan a lo largo del puerto de Bernedo.

2.3. CENOMANIENSE SUPERIOR (4)

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 por estar sellada por dos formaciones "blandas" características: el Turoniense a techo y el Cenomaniense inferior a muro. La unidad presenta buenos afloramientos en las proximidades de Bernedo y en el cresterío de la sierra de Cantabria, donde se encuentra en flanco inverso.

La litología dominante está constituida por calcarenitas bioclásticas de grano fino, con abundantes miliólidos de diversas morfologías (bi, tri o 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 IGME (1987) se han determinado: *Orbitolina conica* (D'ARCH.), *Nezzazata simplex*,

Boueina cf. pygmaea PIA, *Daxia cenomana* CUVILL y SZAKALL, *Pseudovalvulineria cenomana* BROTZEN y *Triplasia cf. acutocarinata* (ALEXANDER y SMITH) que permiten señalar una edad Cenomaniense superior.

La potencia del conjunto se calcula en torno a los 70 metros. Los afloramientos más accesibles se encuentran en Bernedo, aunque no llega a aflorar la unidad completa. En el cresterío de la sierra de Cantabria se encuentra un corte completo, en flanco inverso, pero con difíciles condiciones de acceso.

2.4. TURONIENSE INFERIOR (5)

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. Aflora, siempre en muy malas condiciones, en las proximidades de Angostina y Bernedo, mientras que en la sierra de Cantabria se localizan buenos cortes.

Litológicamente son margocalizas y margas de aspecto noduloso y coloraciones grises o rosadas que, en algunos casos, intercalan niveles de calizas margosas bioclásticas de hasta 40 centímetros. Son frecuentes los restos de lamelibranquios y equínidos.

En IGME (1987) se determina *Hedbergella paradubia* SIGAL, que se atribuye al Turoniense inferior.

El espesor de este tramo puede rondar los 50 metros. El sondeo de Lagrán (cuadrante 170-II) 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 únicos afloramientos de calidad se encuentran en la zona de la sierra de Cantabria;

observaciones más puntuales pueden realizarse al sur de Angostina, en la carretera que lleva hacia Santa Cruz de Campezo.

2.5. CONIACIENSE-

SANTONIENSE INFERIOR (6)

Se trata de una unidad ampliamente representada en este cuadrante. Habitualmente, en el campo se identifica fácilmente como un importante "cejo" calcáreo de colores claros, mientras que, en la sierra de Cantabria, la verticalización de estos materiales genera las fuertes crestas y escarpes que la caracterizan.

La litología varía considerablemente de unos sectores a otros. En la sierra (sur de Bernedo) la litología dominante está constituida por un conjunto calizo-dolomítico, formado por dolomías y calizas dolomíticas de color gris claro, sacaroideas, con numerosas oquedades (geodas) rellenas de calcita y dolomita, y estratificadas en bancos métricos a decamétricos.

En las inmediaciones de Angostina y Santa Cruz de Campezo, esta unidad está constituida principalmente por calcarenitas blanquecinas, a veces de tonos beige-rojizos, de granulometría media a gruesa, estratificadas en bancos decimétricos a métricos. En estos casos, y principalmente en la sierra de Codes, al sur de Campezo (139-IV y 171-II), esta unidad es difícil de diferenciar de la suprayacente ("Calcarenitas con *Lacazina*") debido a su similitud litológica. Para su diferenciación se han tenido en cuenta criterios estratigráficos, de color (son algo más claros estos materiales que los suprayacentes) y fotogeológicos, no descartándose por tanto, que parte de esta unidad se haya incluido dentro de la suprayacente o viceversa.

De "visu" se han observado frecuentes miliólidos, de diversa morfología, y fragmentos de algas calcáreas. También son abundantes los restos de lamelibranquios, equinodermos y otros fósiles.

Según IGME, 1979, entre la microfauna se puede clasificar: *Idalina antiqua* D'ORB., *Cuneolina cf. pavonia* D'ORB. y algas calcáreas como *Acicularia sp.* y *Halimeda sp.*, que datan Coniaciense-Santonense inferior.

Los estudios petrográficos realizados las definen como calcarenitas gruesas de cemento cristalino o esparítico (15-30 %), muy bioclásticas, con un contenido en fósiles que oscila entre 50 y 60 % (predominando los miliólidos y los fragmentos de macrofósiles), mientras que los intraclastos varían entre 15 y 20 %. El material terrígeno (cuarzo) está sólo presente como trazas no contabilizables. Con estos contenidos se pueden clasificar como biointraesparitas.

En todos los casos la compleja tectónica de la zona o la existencia de importantes recubrimientos terciarios y cuaternarios, impiden el reconocimiento de un corte completo del conjunto. Por consideraciones regionales se estima la potencia de este tramo en 250 a 400 metros, teniendo en cuenta que existe un aumento del espesor de la secuencia de sur a norte.

Los mejores afloramientos se encuentran en el cresterío de la sierra de Cantabria y al sur de Angostina.

2.6. SANTONIENSE MEDIO-SUPERIOR

"Calcarenitas con *Lacazina*" (7)

Afloran ampliamente en el sector norte y noreste del cuadrante, en las inmediaciones de Angostina y Santa Cruz de Campezo.

En ocasiones este término aflora directamente sobre las calizas micríticas del Coniaciense, en cuyo caso origina relieves suaves que hacen más fácil su diferenciación. En otros lugares (sierra de Codes) descansan directamente sobre calcarenitas de edad Coniaciense, en cuyo caso se hace mucho más difícil su diferenciación. Como ya se ha dicho anteriormente, para este último caso ha sido necesario

recurrir a criterios estratigráficos y fotogeológicos (posición estratigráfica y calidad de los afloramientos) y más raramente al color (algo más claro para las calcarenitas del Coniaciense).

Como estructuras sedimentarias más frecuentes se pueden citar estratificaciones cruzadas y gradaciones positivas.

Los estudios petrográficos confirman el carácter arenoso de estos materiales (con un contenido de grano subredondeado de cuarzo, tamaño arena fina y muy fina, de un 20% aproximadamente); y también contienen pequeños intraclastos micríticos redondeados (5 %), así como un abundante cemento esparítico con cristales xenotópicos relativamente finos (50 %) y un contenido en fósiles que llega al 25 % del total de la roca.

La microfauna más frecuente está constituida por: *Lacazina elongata* MUN.-CHALM. (formas macroféricas), *Idalina antiqua* D'ORB., *Quinqueloculina sp.*, *Scandonea samnitica* DE CASTRO, *Nummofallotia cretacea* SCHLUMB., *Discyclina schlumbergeri* MUN.-CHALM., *Minouxia conica* GENDROT, *Rotalia reicheli* HOTTING, *Sulcoperculina aff. cubensis* (PALMER), *Archaeolithothamnium sp.*, briozoos, rudistas, corallarios, ostreidos, equinodermos y tubos de anélidos.

Estas microfacies son típicas del Santoniense y en particular de su parte media superior.

La potencia de estos materiales es variable, oscilando entre los 100 metros de las inmediaciones de Angostina y los 225 metros de la sierra de Codes (Santa Cruz de Campezo). No obstante por lo anteriormente citado, no es descartable que en este último lugar se haya incluido dentro de este término parte de las calcarenitas del Coniaciense.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados al norte de Angostina y en

la pista que da acceso desde Santa Cruz de Campezo al monte Codes.

2.7. CAMPANIENSE (8 a 10)

Aflora ampliamente en el sector norte del cuadrante, ocupando una amplia franja de dirección N 80° E.

La litología dominante está constituida por una alternancia de margas arenosas y calizas arenosas (8) de tonalidades pardo-amarillentas, estratificadas en bancos centi-decimétricos. Es frecuente observar en los niveles más duros lumaquelas de ostreidos.

A muro y próximos al contacto con las "calcarenitas de *Lacazina*", se han cartografiado niveles de calcarenitas (9) de tonalidades pardo-amarillentas. Estas se diferencian de las anteriores debido a su mayor contenido en arena fina, que en ocasiones supera el 40 % de la roca.

A techo son relativamente frecuentes las intercalaciones de calizas nodulosas arenosas (10), estratificadas en bancos de 30 a 70 centímetros, que originan barras de 1 a 6 metros de potencia. Estas son fácilmente diferenciables en cartografía debido a que producen suaves resaltes.

Las estructuras más frecuentes observadas son estratificación ondulada y/o nodulosa y escapes de agua.

Los estudios petrográficos realizados demuestran que la litología dominante en los niveles más duros es la de calcarenitas finas, con arena fina o limo (que puede llegar hasta el 40 %), a veces con laminillas de moscovita y con "pellets" (hasta el 10 %), dentro de una matriz micrítica muy sucia, con óxidos de hierro. El contenido en bioclastos varía entre 5 y 30 % y suelen predominar los macrofósiles, generalmente fragmentados (rudistas, ostreidos, equinodermos), junto a foraminíferos, algas

rodofíceas fragmentadas (*Archaeolithothamnium* sp.) y tubos de anélidos.

Las especies de foraminíferos más frecuentes son: *Lacazina elongata* MUN.-CHALM., *Goupillaudina* cf. *lecointrei* MARIE, *Nummulitella* *cretacea* (SCHLUMB.), *Archiacina munieri* MARIE, *Peneroplis giganteus* GENDROT, *Moncharmontia apenninica compressa* (DE CASTRO), *Pararotalia tuberculifera* (REUSS), *Pseudorotalia schaubi* HOTT., *Sulcoperculina* aff. *cubensis* (PALMER), *Rotalia reicheli* HOTT., *Pseudovalvulineria* aff. *costata* (BROTZ.), *P.* aff. *clementiana* (D'ORB.), *Tritaxia* aff. *tricarinata* REUSS y *Cibicides* aff. *excavata* BROTZ.

La edad de esta unidad cartográfica incluye desde los niveles terminales del Santonienense al Campaniense, y el medio ambiente es de plataforma interna, somera, con un aporte terrígeno muy importante.

La potencia de estos materiales oscila entre los 250 y 300 metros.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados en las carreteras que dan acceso a Quintana y sus inmediaciones.

2.8. MAASTRICHTIENSE (11)

Ocupa una banda de dirección N 80° E en el extremo noroeste del cuadrante.

La litología dominante está constituida por arenas y areniscas calcáreas descalcificadas, en ocasiones microconglomeráticas (11), de tonalidades amarillentas y rojizas.

La calidad de los afloramientos es muy mala, no habiéndose podido observar ningún tipo de estructuras.

Los estudios petrográficos realizados las definen como arenas y areniscas gruesas a microconglomerados, con cuarzo (45 %), feldespato potásico muy alterado (5%) y cuarcitas

metamórficas de diversos tamaños de grano (10 %), cementados por dolomía cristalina idiomórfica, con gruesos cristales romboédricos. Pueden contener alguna laminilla de moscovita, glauconita y abundantes óxidos de hierro.

La microfauna observada se reduce a algunas secciones de foraminíferos rotaliformes, probablemente resedimentados. La edad de esta unidad es, por su situación dentro del contexto regional, Campaniense superior a Maastrichtiense.

La potencia es difícil de estimar, ya que no aflora el techo en el ámbito del cuadrante. La potencia en el mismo es de 100 metros.

La calidad de los afloramientos es muy baja, no obstante los mejores se encuentran situados al norte de Urturi.

2.9. MIOCENO (12 y 13)

Aflora en los sectores este y oeste del cuadrante, rellenando las depresiones terciarias de Campezo y Bernedo.

2.9.1. Depresión terciaria de Bernedo

Situada al oeste del cuadrante, se trata de un valle de dirección N 80° E y 1,5 kilómetros de ancho.

Los materiales del Mioceno se sitúan aquí mediante discordancia angular sobre materiales de edad Cenomaniense, Coniaciense, Santoniense y Campaniense, plegados y fallados.

La litología dominante está constituida por limolitas, areniscas, arcillas y niveles conglomeráticos (12), de color rojizo, estratificados en bancos métricos. Los conglomerados son calcáreos, heterométricos y bien redondeados, con matriz limolítico-arenosa y cemento calcáreo.

Este término es difícilmente observable ya que la calidad de los afloramientos es muy mala.

Por criterios estratigráficos de índole regional se atribuye a los materiales que rellenan ambas depresiones una edad Mioceno.

La potencia de éstos es muy difícil de precisar y probablemente varía considerablemente de unos puntos a otros; no obstante, se podría aventurar una potencia de unos 300 metros en el centro de la depresión de Bernedo.

2.9.2. Depresión terciaria de Santa Cruz de Campezo

Se trata de un valle de dirección N 60° E y 3,5 kilómetros de ancho.

Los materiales miocenos se sitúan en el borde norte mediante discordancia angular sobre materiales de edad Santoniense y Campaniense, plegados y fallados.

De muro a techo se han diferenciado los siguientes términos cartográficos:

— Limolitas, areniscas, arcillas y niveles conglomeráticos **(13)**, de color amarillo o rojo, estratificadas en bancos métricos y localmente ricas en carbonato microcristalino pulverulento y concrecciones tipo caliche.

Se trata de un término difícilmente observable, ya que ocupa las zonas más llanas de la depresión.

— Ortoconglomerados calcáreos, areniscas, limolitas y arcillas **(14)**, de color rojizo, estratificados en bancos métricos, con matriz arenosa y cemento calcáreo.

Se trata de una pequeña banda de dirección N 70° E y buzante hacia el sureste, que aflora en el sector norte del cuadrante.

Los mejores puntos de observación se encuentran situados al sur de Bujanda (cuadrante de Maeztu, 139-III).

2.10. PLIOCENO (14)

Aflora en el sector noreste del cuadrante, en la depresión terciaria de Santa Cruz de Campezo, dando una banda de dirección N 60° E.

La actuación de fallas sinsedimentarias rejuvenecieron el relieve de la sierra, al sur de Santa Cruz de Campezo. Como consecuencia, los conglomerados miocenos fueron erosionados y transportados hasta acumularse en nuevos abanicos aluviales de posible edad pliocena o plio-cuaternaria.

Este proceso da como resultado la generación de conglomerados calcáreos en matriz arenosa, con arenas, arcillas y costras de exudación (14).

2.11. TERCIARIO DE LA CUENCA DEL EBRO

2.11.1. Oligoceno (15 a 17)

Aflora únicamente en la vertiente sur de la sierra de Cantabria a 2 kilómetros al norte de Cripán.

Discordantemente sobre calcarenitas campanienses se encuentran los primeros materiales depositados en la recién diferenciada cuenca del Ebro. Se trata de una serie molásica que, en líneas generales, consta de cuerpos canaliformes de extensión lateral hectométrica a kilométrica de conglomerados masivos **(15)**, embutidos en facies mixtas distales de areniscas y limos **(16)**, con cuerpos lenticulares de conglomerados **(17)**.

Los conglomerados presentan colores pardo-rojizos; los cantos son calcáreos, heterométricos y generalmente bien redondeados, y la matriz se compone de arena gruesa o muy gruesa. Tanto a techo como lateralmente, estos cuerpos de conglomerados pasan a una serie mixta (16) de areniscas muy groseras a microconglomeráticas, niveles limosos e intercalaciones de barras conglomeráticas menores (17).

Al sur de Puerto Nuevo (2 kilómetros al norte de Cripán) se observa un espectacular cambio lateral entre las distintas unidades litológicas; éste y otros aspectos se analizan más detalladamente en el apartado de Sedimentología.

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 Puerto Nuevo sean oligocenos, la serie expuesta podría rondar los 200 metros de espesor.

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

2.11.2. **Mioceno inferior** (18 y 19)

Aflora ampliamente en el sector sur del cuadrante. La litología dominante está constituida por una alternancia de areniscas calcáreas de grano fino a muy fino y limolitas **(18)**, de color crema (en ocasiones rojizas), estratificadas en bancos centi-decimétricos.

Estos tramos intercalan abundantes niveles lenticulares de areniscas calcáreas de grano medio a grueso, en ocasiones microconglomeráticas **(19)**. Presentan una potencia que por lo general oscila entre 1 y 7 metros, y escasa continuidad lateral. Las estructuras observadas consisten en estratificaciones y laminaciones cruzadas, escapes de agua y bruscos acuñamientos laterales de las capas.

Los niveles de areniscas (19) se han representado en cartografía mediante líneas de capa.

Petrográficamente, los niveles de areniscas, correspondientes a relleno de paleocanales, son sublitarenitas, normalmente calcáreas, constituidas por granos de cuarzo subredondeado a subanguloso (35-45%); feldespatos muy alterados, normalmente potásicos y, excepcionalmente, plagioclasas (5-10%); cuarcitas metamórficas de diversos tamaños de grano (5 %) y fragmentos de rocas calizas (20-35 %),

bioclastos resedimentados del Cretácico superior (5-10 %), con una matriz micrítica muy poco clara, que puede confundirse con los fragmentos de calizas (0-20 %), y un cemento de esparita (5-15 %).

Los estudios micropaleontológicos realizados en los materiales más finos (18), correspondientes a los depósitos de llanura de inundación, cuando no son limolíticos, detectan ostrácodos de agua dulce o salobre (*Limnocythere* cf. *pterigoventrata* DICK. y SWAIN, *Darwinula* aff. *stevensoni* (BRADY y ROBERTS.), y *Candona* sp.), así como muy raros fragmentos de gasterópodos. Aunque algunas especies sólo han podido determinarse en nomenclatura abierta, la asociación encontrada puede atribuirse al Mioceno inferior (Aquitaniense-Ageniense).

Los mejores puntos de observación se encuentran situados al norte de Labraza (cuadrante 171-III, Oyón).

La potencia aflorante de estos materiales en el cuadrante es de 700 metros (área de Labraza).

2.11.3. **Mioceno medio** (20 y 21)

Aflora inmediatamente al sur del cabalgamiento de sierra de Cantabria, en una banda paralela a este accidente y de anchura variable.

Al norte de Cripán la serie se encuentra muy recubierta, si bien, se adivina una ruptura de relieve generada por el contacto sobre materiales del Mioceno inferior de un tramo compuesto por materiales más competentes. Al oeste (hoja de Lagrán), donde la serie se encuentra mejor expuesta, se han medido unos 200 metros de areniscas groseras, microconglomerados y limos arenosos, donde se intercalan algunos lechos conglomeráticos normalmente decimétricos. En el corte de Cripán apenas ha podido ser diferenciado algún nivel de areniscas groseras **(21)**, dentro de una serie general muy recubierta **(20)**.

El espesor de la unidad no es calculable dado que su parte superior queda cepillada por el cabalgamiento de sierra de Cantabria. Incluso resulta comprometido calcular la potencia parcial aflorante, ya que este conjunto suele encontrarse plegado por efecto del empuje de la franja cabalgante.

2.12. CUATERNARIO (22 a 26)

Se han diferenciado los siguientes términos cartográficos:

— Depósitos aluviales **(22)**. Constituye la actual llanura de inundación del río Ega. Estos depósitos se caracterizan por presentar bolos redondeados de naturaleza calcosilíceas, emballados en una matriz abundante de arcillas y limos rojizos.

— Terrazas bajas **(23)**. Se encuentran situadas ligeramente por encima de los depósitos anteriores.

Presentan poco desarrollo y tan solo se han cartografiado en el extremo noreste del cuadrante (cuenca fluvial del río Ega). Las características litológicas son similares al término (22).

— Travertinos **(24)**. Se trata de pequeños acúmulos situados en el extremo noreste del cuadrante; constituidos por acumulaciones debidas a la precipitación de carbonato cálcico sobre vegetales, lo que les da un aspecto de tobas calcáreas de poca potencia.

— Coluviones potentes **(25)**. Los principales depósitos de este tipo se encuentran situados en las inmediaciones de Bernedo, flanqueando longitudinalmente los relieves de la sierra de Cantabria. Se trata principalmente de derrubios de ladera, originados por el desmantelamiento de los relieves de la sierra.

Están constituidos por cantos angulosos, heterométricos y poligénicos de potencia variable (en ocasiones superan la decena de metros).

— Coluviones poco potentes **(26)**. Se trata de pequeños acúmulos situados al sur de Angostina, cuya característica principal es la posibilidad de observar en ocasiones la litología infrayacente.

3. SEDIMENTOLOGIA

Los materiales más antiguos que afloran en el cuadrante de Bernedo son de edad **Albiense superior-Cenomaniense inferior**. Se trata de una serie cuyas características la hacen similar 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 trenzado, en posición distal. Hacia techo las facies van evolucionando a medios de mayor distalidad (llanuras litorales). La asociación de facies observada en los escasos afloramientos del puerto de Bernedo sugieren un depósito en medios marinos de transición con importantes influencias continentales (figura 3.1.). Son facies arenosas, canalizadas, y dunas o "megaripples" con laminación cruzada planar y de surco, así como abundantes sigmoides. Intercalan episodios de lutitas grises y, sobre todo, barras de calcarenitas bioclásticas groseras con abundante cuarzo.

A techo de la formación de Arenas de Utrillas se encuentra una serie (término n.º 3) mixta de transición, con algunos episodios marinos, que en el cuadrante de Bernedo están menos representados que en el vecino de Lagrán. Se trata de una plataforma terrígena somera, con episodios intermareales y complejos de cana-

les y barras que migraban muy activamente. En la parte superior existe una sucesión de margas y calizas margosas con orbitolinas, que se interpretan como depósitos algo más distales, y que se correlacionan con algunas indentaciones carbonatadas netamente marinas que se observan en el vecino cuadrante de Lagrán.

Por encima de los últimos niveles terrígenos aparece un tramo carbonatado correspondiente al **Cenomaniense superior**.

Durante el Cenomaniense superior (término n.º 4) se instala una plataforma carbonatada en sentido estricto, que a su vez muestra una secuencia transgresiva hacia 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 intercalan calizas micríticas que sugieren ambientes de plataforma abierta. Algunas superficies ferruginosas muestran los momentos de interrupción y somerización en esta plataforma.

Es a lo largo del **Turonense** (término n.º 5) 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 interpreta-

ción 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.

Aunque el carácter litológico de esta unidad es muy homogéneo, no lo es tanto su espesor. Hacia el oeste (hoja de Lagrán), parece que disminuye la potencia, mientras que hacia el norte (comprobado por el sondeo Lagrán 1), aumenta de forma brusca.

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

De forma gradual, en el **Coniaciense** (término n.º 6), por encima del tramo margoso anterior, van predominando paulatinamente las calizas, culminando con el desarrollo de un potente y continuo paquete carbonatado.

En los afloramientos de la sierra y en la vecina hoja de Lagrán, la serie comienza con un potente "cejo" de dolomías y calizas cuyas características de facies, asociaciones y su disposición, permiten identificar un medio de plataforma externa distal. Hacia techo se evoluciona a condiciones de plataforma proximal, con una importante disminución en la profundidad de sedimentación. Ya en la parte central del vecino cuadrante de Lagrán comienzan a dominar las facies proximales, agudizándose este carácter hacia el este. En el corte de Angostina se deducen condiciones de plataforma proximal desde la base de la secuencia, con indentaciones de calizas microcristalinas que indicarían la existencia de algunos períodos con régimen de plataforma abierta más distal. Al este de Angostina, hacia el vecino cuadrante de Santa Cruz de Campezo, la tendencia es en el sentido de una mayor somerización de la serie con importante aumento de la fracción arenosa.

El episodio Coniaciense muestra características de una serie general regresiva de muro a techo.

El **Santoniense** medio a superior (término n.º 7) 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), aunque hay que indicar que este carácter se atenúa con respecto a zonas situadas más hacia el oeste, dominando aquí los tonos beiges-marrón.

Durante el **Campaniense** (términos 8, 9 y 10) se produce un nuevo episodio terrígeno en la cuenca, con el depósito de arenas, areniscas y microconglomerados. Estos terrígenos se suelen organizar en secuencias métricas granodecrecientes, con el muro erosivo e irregular, y con estratificaciones cruzadas planares y en surco. Estos depósitos se corresponden con una importante "invasión" terrígena en las áreas de plataforma, originándose deltas.

Las facies más proximales a la fuente de aporte se reconocen en los vecinos cuadrantes de Labastida y Lagrán. En esta zona las asociaciones de facies sugieren la existencia de un medio de plataforma mixta, aunque con importantes influencias continentales, donde existen carbonatos muy someros, de alta energía ("shoals"), a salvo de contaminaciones terrígenas y que serán incluso estabilizados y colonizados por arrecifes incipientes, de los que únicamente se encuentran las facies procedentes de su destrucción (lumaquelas de fragmentos de ostreidos y rudistas).

Hacia el final del Campaniense y durante el **Maastrichtiense** (término n.º 11) se produce una etapa regresiva con somerización de las facies. Se trata de sedimentos arenosos y conglomeráticos canalizados, que se asocian a diferentes partes (lóbulos y canales) de un aparato deltaico. Estos materiales son los más modernos de la hoja que han sido depositados con anterioridad a la actuación de la fase de deformación pirenaica.

A partir del **Oligoceno**, y como consecuencia de los fuertes movimientos de la fase pirenaica de la Orogenia Alpina, las aguas del mar comienzan a retirarse, se produce un confinamiento del área, y se inicia una sedimentación continental.

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 y Mioceno. Estos abanicos aluviales, de pequeño tamaño al principio, evolucionan vertical y lateralmente (hacia el centro de la cuenca) de facies proximales a facies distales, y se generan pequeñas cuencas "intra-montañas", como las de Campezo y Bernedo.

Al norte de Marañón y Cabrero se encuentran las facies más proximales de los abanicos aluviales, discordantes sobre materiales campanienses (término n.º 13). 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.

Hacia techo, estos abanicos evolucionan a facies más distales con un progresivo aumento de las lutitas, lo cual lleva a pensar en una

disminución paulatina de la actividad tectónica. Así, ya durante el resto del Mioceno, la sedimentación es mayoritariamente arenosa y lutítica, con escasas lentes de conglomerados, que se interpreta como facies de orlas distales de abanicos aluviales (término n.º 12). Unicamente se van a desarrollar facies proximales (término n.º 13) en los bordes de la cuenca, y sobre todo asociadas en bandas paralelas a las zonas de relieves importantes. Este hecho es particularmente evidente en pequeñas cuencas endorréicas como la de Pipaón (en la vecina hoja de Lagrán); es probable que también ocurra más al este de la cuenca Lagrán-Bernedo, aunque resulta difícil la comprobación por la escasez de afloramientos.

Incluso, al este de Gevilla, donde se esperaba encontrar un reflejo de estas facies proximales, asociadas a la falla de la sierra de Codes, éstas se hallan ocultas o erosionadas por una nueva generación de materiales conglomeráticos (término n.º 14).

El hundimiento continuado de la depresión de Campezo prosiguió durante el Plioceno y Plio-cuaternario, propiciándose así en esta época el acúmulo de estos nuevos materiales conglomeráticos por resedimentación.

Al mismo tiempo, al sur del cabalgamiento de la sierra de Cantabria, se produce el "relleno" del surco 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 3.2.), que "solapa" al menos en 10 kilómetros el límite norte (original) de la cuenca del Ebro.

Como resultado de este solapamiento, las facies más proximales y más antiguas de la

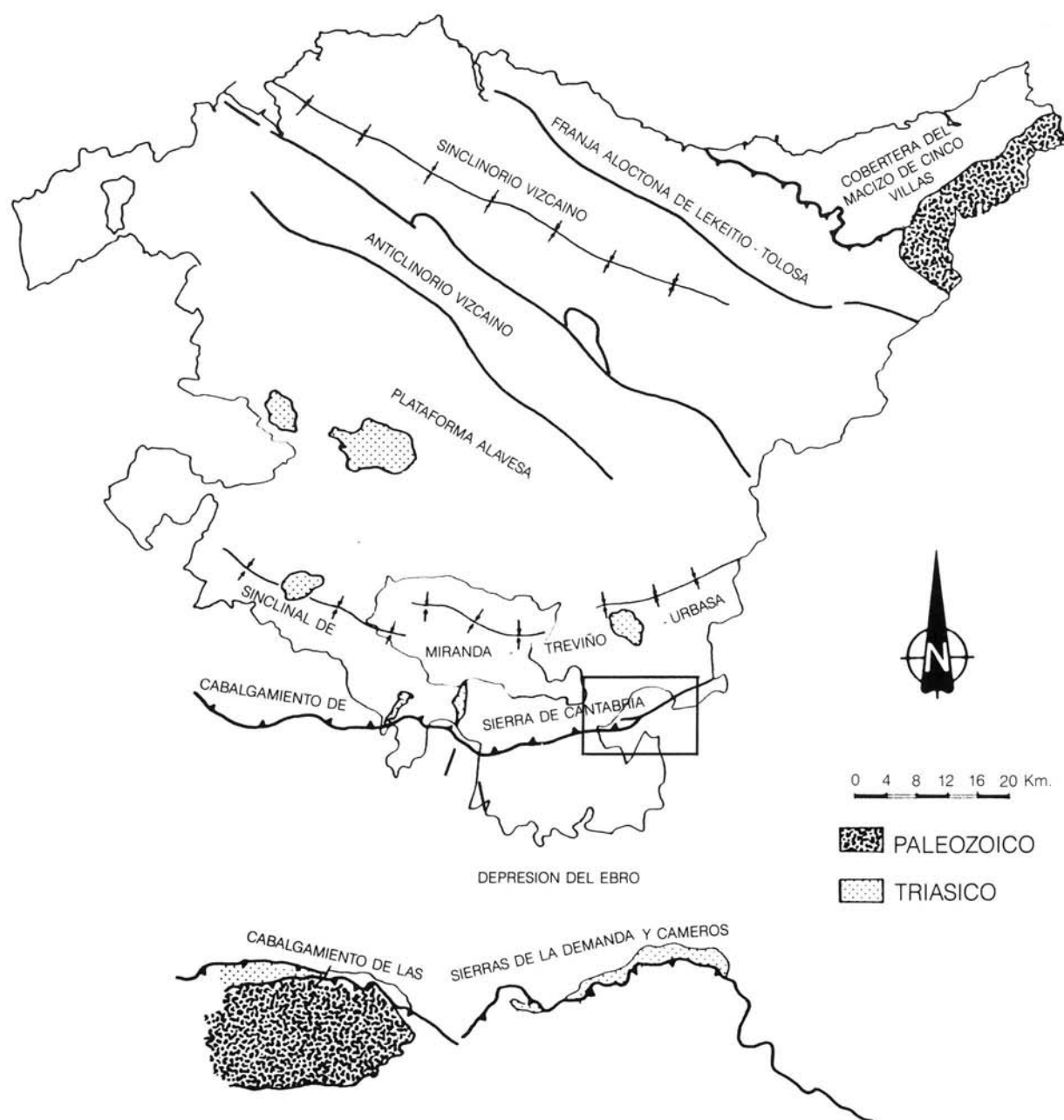


Figura 3.2.—Esquema geológico regional que muestra la situación del cuadrante de Bernedo con respecto a los grandes dominios estructurales que caracterizan el área de estudio.

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.

Este es el caso del cuerpo de conglomerados que aflora al norte de Cripán, parte del cual queda encuadrado dentro de la vecina hoja de Lagrán. Este y otros afloramientos situados más hacia el oeste muestran cierta similitud. Se trata de 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 (término n.º 15). A esta unidad se le atribuye una edad Oligoceno, y se encuentra discordante sobre materiales campanienses. Lateralmente, y a veces de forma espectacular (como al norte de Cripán), estos grandes cuerpos se acuñan o desmembran pasando a facies de orlas distales, con algunas facies canalizadas de conglomerados de escaso desarrollo (términos 16 y 17).

Resulta difícil calcular cuanta serie ha quedado oculta entre estos materiales asociados al frente cabalgante y las series miocenas de la

cuenca del Ebro. Se ha supuesto que han quedado sin representación buena parte de los materiales del Oligoceno superior y Mioceno inferior.

El resto de los materiales de la cuenca del Ebro pertenecen al Mioceno inferior y medio ("facies de Haro"), y en términos generales se les puede atribuir 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 sedimentos más groseros corresponden al Mioceno medio (término n.º 20 y 21) e incluyen algunas lentes de conglomerados canalizados, que corresponderían a la parte media-distal de abanicos aluviales. Más al sur, el Mioceno inferior es mayoritariamente arenoso y lutítico. Las facies más lutíticas se corresponderían con depósitos de llanura de inundación o facies muy distales de abanicos aluviales. Los cuerpos arenosos muestran morfologías canaliformes, con frecuentes acuñamientos de las capas y estratificaciones cruzadas, pudiendo interpretarse como depósitos de transición aluvial-fluvial.

Por último, cabe citar la existencia de depósitos travertínicos, formados a consecuencia de las oscilaciones del nivel freático, en relación con los diferentes períodos glaciares-interglaciares del Cuaternario.

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, alguna fase temprana de la Orogenia Alpina ha afectado a los materiales de la zona. En primer lugar durante el tránsito Jurásico-Cretácico (fase neokimmérica), más tarde durante el Albiense superior (fase áustrica) 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 el Cretácico, al delimitar surcos y umbrales (movimientos neokimméricos). 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, en 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 interintumescencias, con mayor batimetría y potencia de las series.

Por último, la fase principal de plegamiento tiene lugar durante el Oligoceno y el Mioceno de manera que se superpone a la tectónica salina previa. La migración salina "precoz" tiene una relación estrecha con discontinuidades del sustrato. A partir de estas discontinuidades se generan fallas de colapso que permiten el desarrollo de altos diapíricos. Junto a estos altos diapíricos existen, lógicamente, surcos creados por la migración salina. Estos surcos funcionan como depocentros de gran sedimentación, fundamentalmente en el Cretácico, aunque también en el Terciario.

Desde un punto de vista estructural, la cuenca Vasco-Cantábrica presenta la configu-

ración 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 localiza el cuadrante, 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 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 Maeztu, implicando un cabalgamiento hacia el sur de unos 15 kilómetros, y con un salto en buzamiento de unos 4 kilómetros. La morfología de esta superficie de cabalgamiento (que se generó durante el Oligoceno y Mioceno, por la migración del Keuper hacia el borde de la cuenca), en rampas y rellanos, influye notablemente en la disposición de la unidad cabalgante. Así, en las zonas de rampa se originan estructuras más erguidas y apretadas, y en las zonas de rellano estructuras más vergentes y escamas subhorizontales.

La hoja 171-I (Bernedo) abarcaría el sector oriental de la sierra de Cantabria, marcando además la terminación de esta unidad morfo-estructural, ya que hacia el este (provincia de Navarra) no se continúan las directrices y estructuras descritas en las hojas de Bernedo, Lagrán y Labastida.

Al igual que en el vecino cuadrante de Lagrán, pueden diferenciarse tres dominios estructurales cuya diferenciación se realiza en base a los siguientes criterios (ver figura de "elementos estructurales de la hoja de Bernedo", figuras 4.1 y 4.2):

— 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 dominios estructurales se los 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

Ocupa la mitad norte de la hoja, quedando delimitada al sur por la falla Pipaón-Lagrán-Bernedo y por la falla de la sierra de Codes. Aflojan en la zona materiales cretácicos dispuestos como una serie monoclinial buzante al norte con buzamientos medios de 10°-20° N. En la parte más meridional de esta franja existe una zona de deformación importante que se traduce en la existencia de fallas E-O ó NE-SO, como la falla de Navarrete y otras paralelas que quedan ocultas bajo las formaciones terciarias de la cuenca Lagrán-Bernedo. En la vecina hoja de Lagrán, este juego de fallas presenta regímenes inversos quizás con alguna componente en dirección; aquí no ha podido ser comprobado este extremo. En todo caso y como se observa en el sector de Angostina, las formaciones terciarias de la cuenca Lagrán-Bernedo ocultan una franja tectónicamente compleja que, en el vecino cuadrante de Lagrán, llega a presentar cuñas diapíricas de Trías Keuper.

4.2. FRENTE CABALGANTE DE SIERRA DE CANTABRIA

En la hoja de Bernedo se encuentra el sector más oriental de la sierra de Cantabria dentro

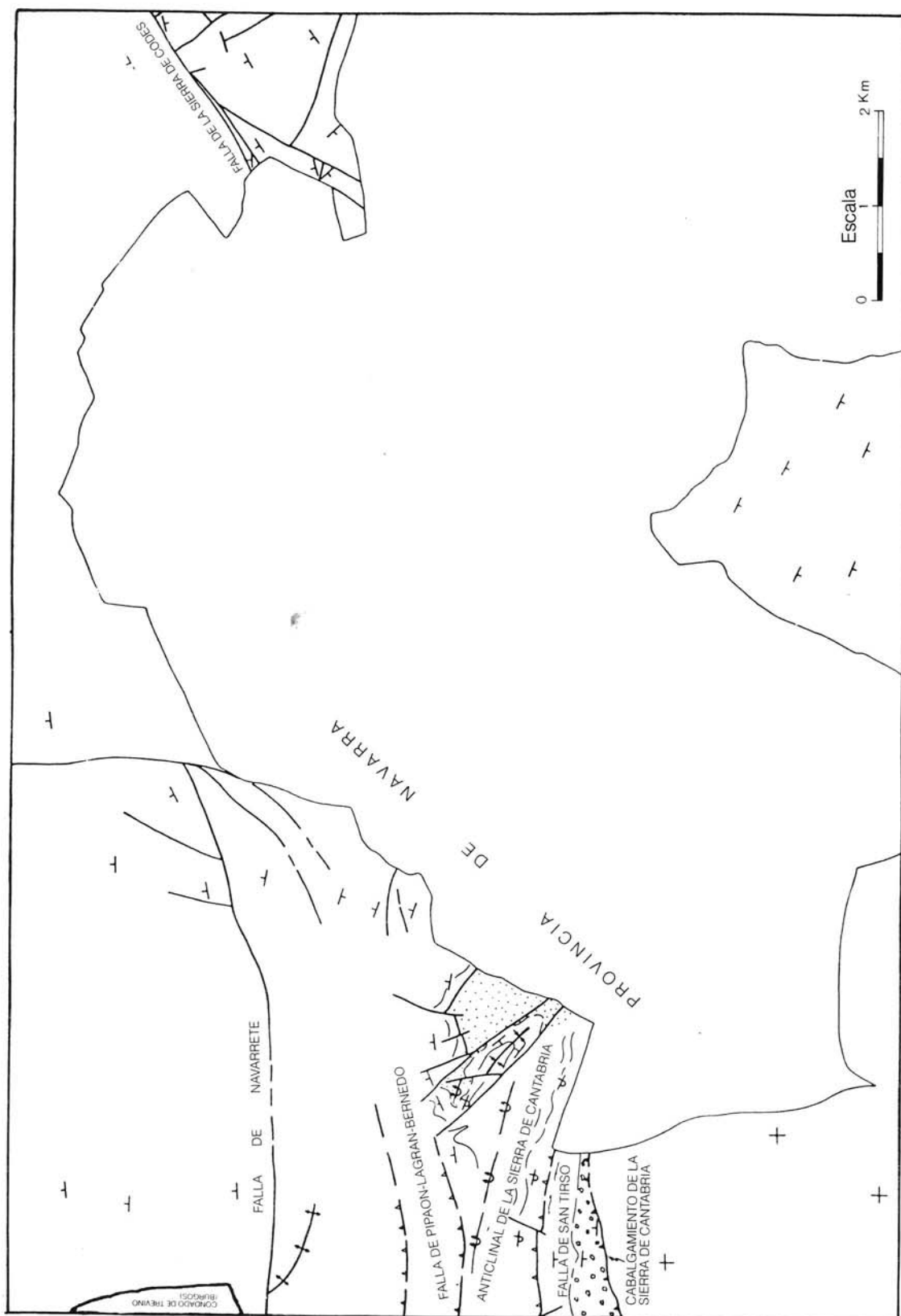


Figura 4.1.-Elementos estructurales de la hoja de Bernedo

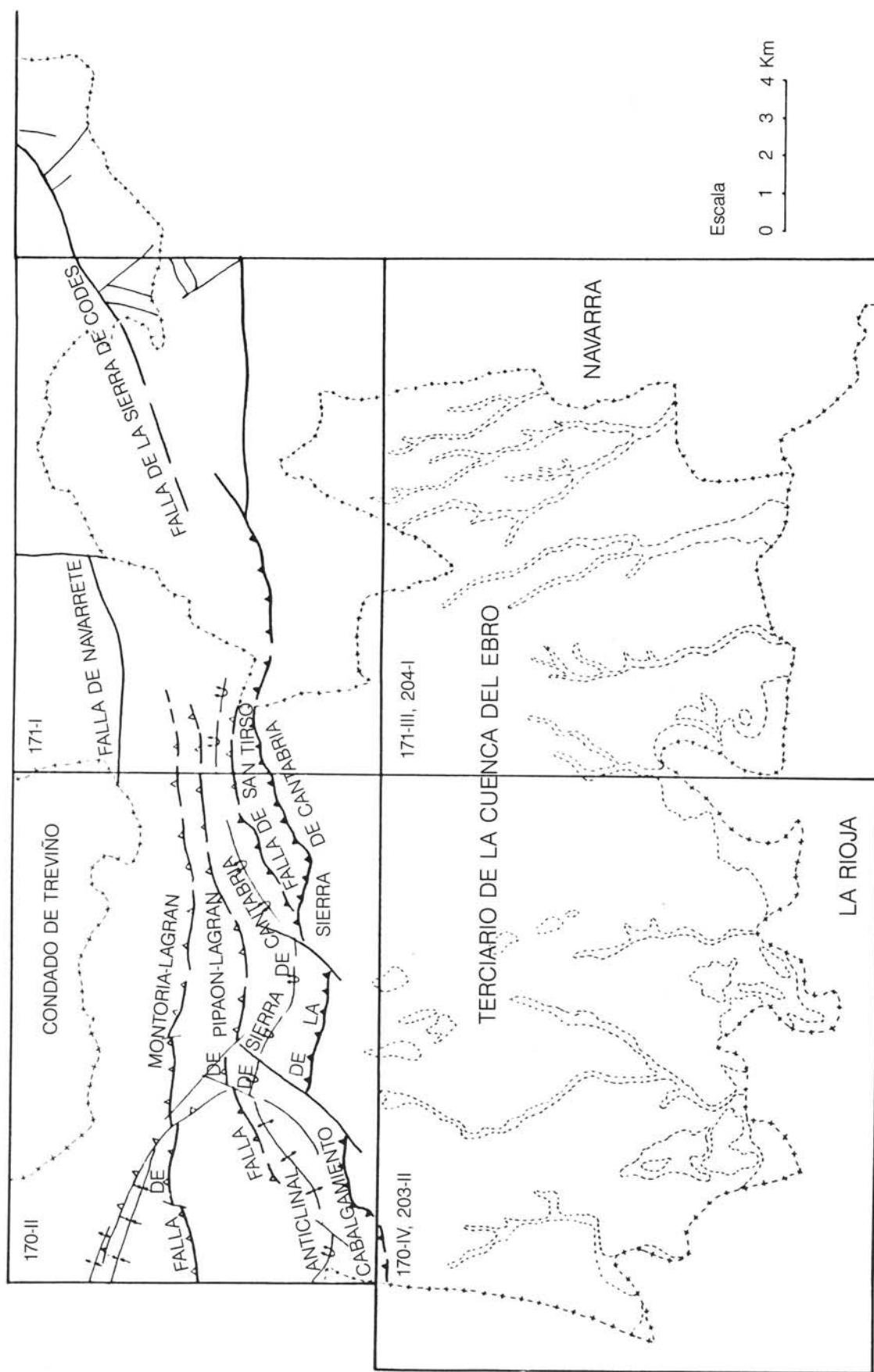


Figura 4.2.—Síntesis estructural de la hoja de Bernedo y sus adyacentes.

de los límites de la Comunidad Autónoma. Se trata de un segmento de sierra de unos 3-4 kilómetros de longitud cuyos imponentes cresteríos calizos se continúan hacia el oeste, durante una veintena de kilómetros, hasta el diapiro de Peñacerrada.

El sector de sierra al sur de Bernedo forma parte de una unidad estructural más grande, que se extiende desde la falla de Palomares (en la vecina hoja de Lagrán) hasta al menos el límite provincial con Navarra, punto donde termina el presente estudio. Se trataría de una porción de unos 8 kilómetros de sierra, donde algo menos de la mitad quedaría dentro del ámbito de esta hoja, y que se podría denominar sector oriental de la sierra de Cantabria.

La estructura principal es un anticlinal vergente al sur cuyo núcleo, probablemente formado por materiales de la formación Utrillas, queda oculto bajo un importante coluvión cuaternario de, al menos, 6-8 metros de espesor. El flanco normal de la estructura aflora en Bernedo y lo componen materiales cenomanienes con buzamiento del orden de 20° NNO. El flanco inverso lo conforma una sucesión Utrillas-Coniaciense con buzamientos invertidos del orden de 60-75° N, y sus capas verticalizadas dibujan el afilado cresterío de la sierra. Todo este conjunto "monta" unos 50-60° S. Aunque en este sector las condiciones de afloramiento no permiten la observación directa de ningún accidente entre las dos sucesiones, existe un punto de observación de gran calidad apenas 1 kilómetro al oeste, en la vecina hoja de Lagrán, donde se comprueba la existencia de una falla inversa (falla de San Tirso) que fractura el flanco inverso, recuperando el techo de la serie su polaridad normal.

Tanto la falla de San Tirso como el propio cabalgamiento de la sierra de Cantabria no se presentan asociados con estructuras de deformación continua importantes, como ocurre en otros sectores de la sierra. El estudio de estas

zonas parece sugerir que la morfología del frente cabalgante viene condicionada a su vez por la propia morfología del plano de cabalgamiento. El desarrollo de aplanamientos y de pliegues erguidos y poco vergentes parece asociarse con zonas de rampa, mientras que en las zonas de rellano (como parece deducirse para esta zona) las estructuras son más simples y vergentes, pudiendo a su vez estar afectadas por fallas inversas de bajo ángulo (falla de San Tirso).

Al este de Bernedo se encuentra una amplia zona de fractura NO-SE que hacia Lapoblación (Navarra) produce un fuerte quiebro en el trazado de la sierra. En esta zona de fractura se presenta una "lente" de materiales no excesivamente deformados, cuya estructura interna presenta características de un pliegue falla de vergencia suroeste.

Esta misma dinámica ya ha sido estudiada en la vecina hoja de Lagrán (estructura de Loza), y parece confirmar que las estructuras NO-SE se asocian a juegos compresivos, mientras que los accidentes NE-SO suelen presentar un carácter claramente extensivo. Este funcionamiento parece coherente con una cierta componente NE-SO de los esfuerzos principales, que probablemente condicionaron un juego en dirección (sinistral) de los principales accidentes del frente cabalgante (de dirección este-oeste). Ya en la parte más meridional, cabe la posibilidad de que las calizas coniacienses de Angostina se encuentren desplazadas hacia el suroeste sobre un "colchón" de Utrillas (formación que actúa como un importante nivel de despegue en toda la sierra); este extremo no puede confirmarse sin un estudio más amplio hacia el este.

Por último, reseñar que el frente cabalgante de la sierra de Cantabria queda delimitado al norte por una importante falla encubierta por los materiales terciarios de la cuenca de Lagrán-Bernedo, y cuyo trazado se deduce próximo al borde meridional de dicha cuenca (falla Pipaón-

Lagrán-Bernedo). Esto mismo ocurre al este, donde la unidad sierra de Codes queda delimitada al norte por una falla vertical que lleva el mismo nombre. Se piensa que la unidad de sierra de Codes, aunque enlaza al suroeste con la unidad de sierra de Cantabria, forma parte de un dominio estructural diferente, aunque sería necesario confirmarlo en un estudio en el sector de la sierra perteneciente a la Comunidad Foral de Navarra.

4.3. DEPRESION TERCIARIA DEL EBRO-RIOJA

Los materiales miocenos de la cuenca del Ebro presentan una disposición subhorizontal, excepto en zonas próximas a grandes accidentes. Al sur del cabalgamiento de la sierra de Cantabria los materiales se verticalizan o presentan buzamientos al norte. En cambio, al sur del accidente de sierra de Codes los buzamientos de las series son siempre hacia el sur.

BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR TOMAS, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J. y 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, n.º 6.
- AGUILAR, M.J. (1971).—“Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la cuenca Cantábrica”. *Est. Geol.*, V. 28, pp. 325-334.
- (1975).—“Sedimentología y Paleogeografía del Albiense de la cuenca Cantábrica”. *Estudios geológicos. Inst. Lucas Mallada, CSIC* Vol. XXXI, n.º 1-2, 213 pp., 182 fig., 13 tablas.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MAS, R. y MELENDEZ, A. (1983).—“Evolution paléogéographique des plateformes de la Mesete Nord-Castillane et de la Cordillere Ibérique (Espagne) au Senonien”. *Géologie Méditerranéen* T. X, n.º 3-4, pp. 361-367.
- AMIOT, M. (1982).—“El Cretácico superior de la región Navarro Cantábrica” En: “El Cretácico de España”. *Univ. Complutense, Madrid*, pp. 88-111, 2 figs.
- AMIOT, M.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A.; RAT, P. y 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. y 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*, V. 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.

AMOT, M.; FLOQUET, M. y MATHEY, B. (1983).—"Relations entre les trois domaines de sédimentation du Crétacé supérieur". In "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique". *Mém. Géol. Univ. Dijon*. Vol. 9, pp. 169-176.

CIEPSA (1954).—"El terciario continental de la Rioja Alta y de la Bureba". Inédito.

CIEPSA-SEPE (1964).—"Petroleum prospects of the Vitoria Region". 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).—"Mapas geológicos y cortes escala 1:50.000". Inédito.

CIEPSA (1967).—"Estratigrafía resumida de los sondeos de CIEPSA". Informe interno. Inédito.

CIEPSA (1978).—"Tectonik der Sierra de Cantabria". Informe interno.

DIP. FORAL DE ALAVA (1974).—"Estudio hidrogeológico de las zonas de los manantiales de Peñacerrada y Bernedo". Inédito.

----- (1975).—"Control geológico del sondeo de Cripán". Informe interno para la Diputación Foral de Alava e I.G.M.E. Inédito.

----- (1977).—"Estudio de los recursos hídricos subterráneos del flanco norte de la sierra de Cantabria". Inédito.

----- (1982).—"Estudio de recursos hídricos en la Rioja Alavesa". Inédito.

ECHASA (1986).—"Estudio geológico-minero de la Concesión Ester (Alava). Zonas Occidental y centro-occidental". 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 n.º 169 "Casalarreina".

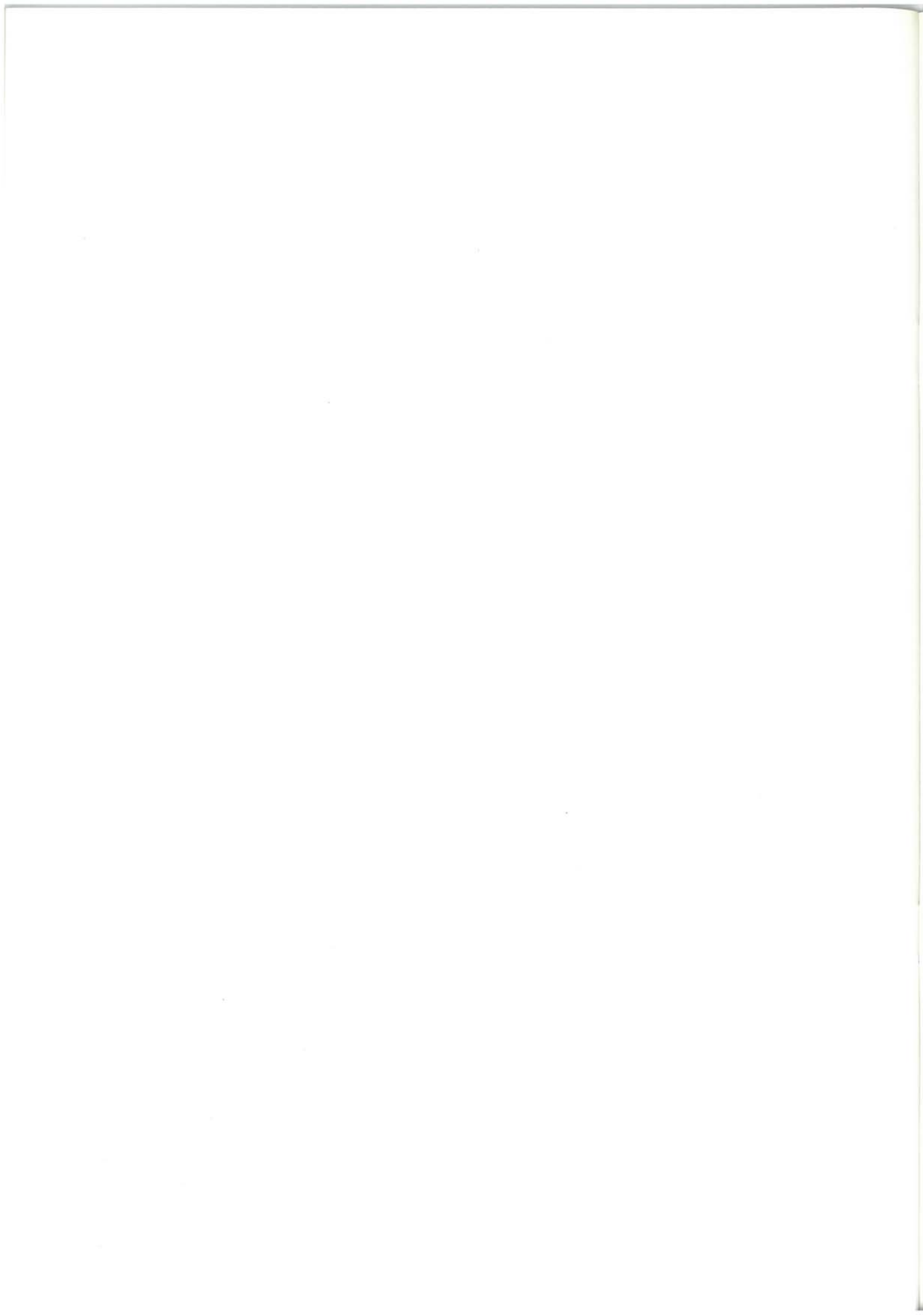
IGME (1979).—Mapa geológico de España 1:50.000, 2ª serie (Proyecto MAGNA). Hoja n.º 170 "Haro".

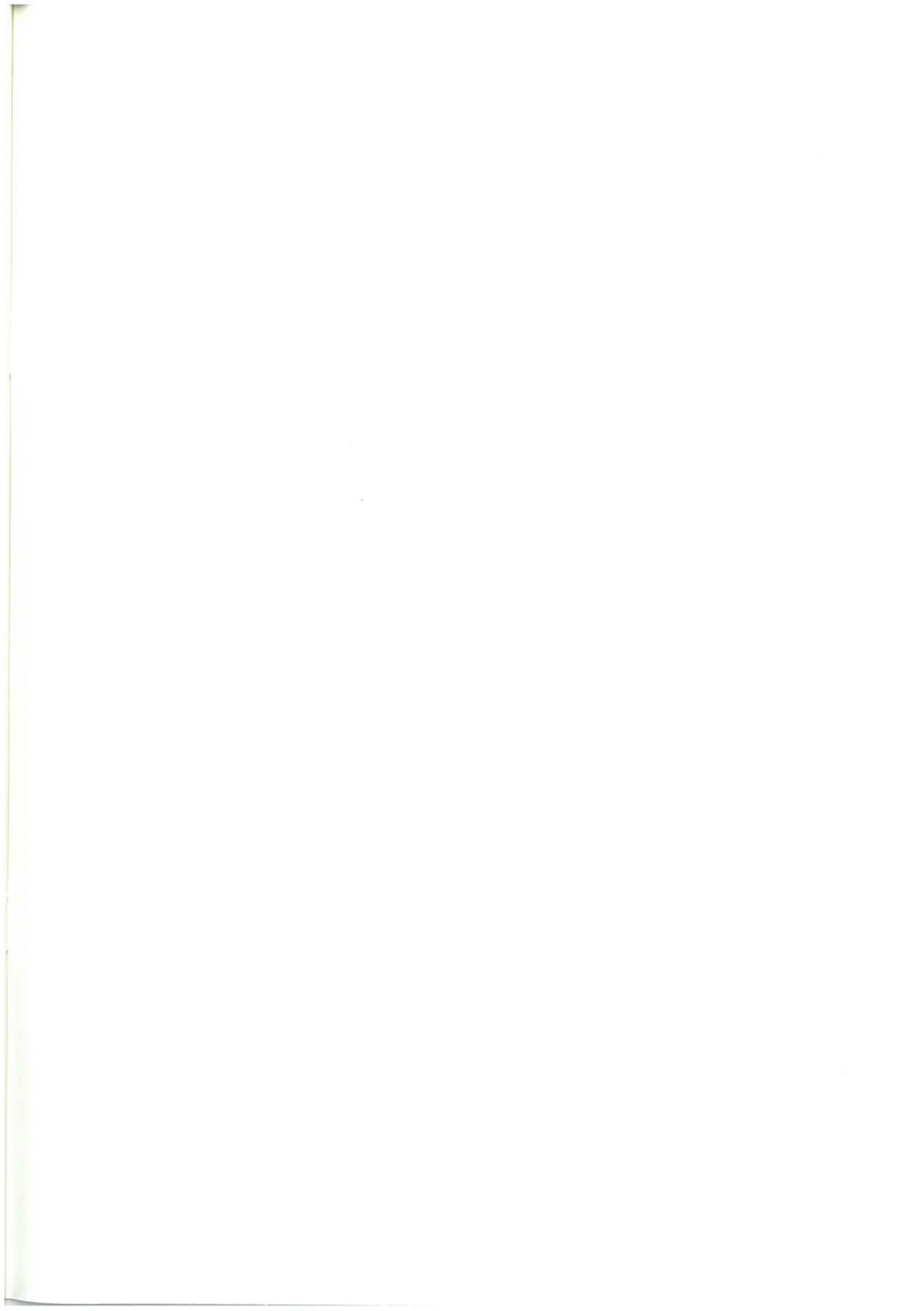
IGME (1983).—"Estudio de los recursos hídricos subterráneos para el abastecimiento de Bernedo".

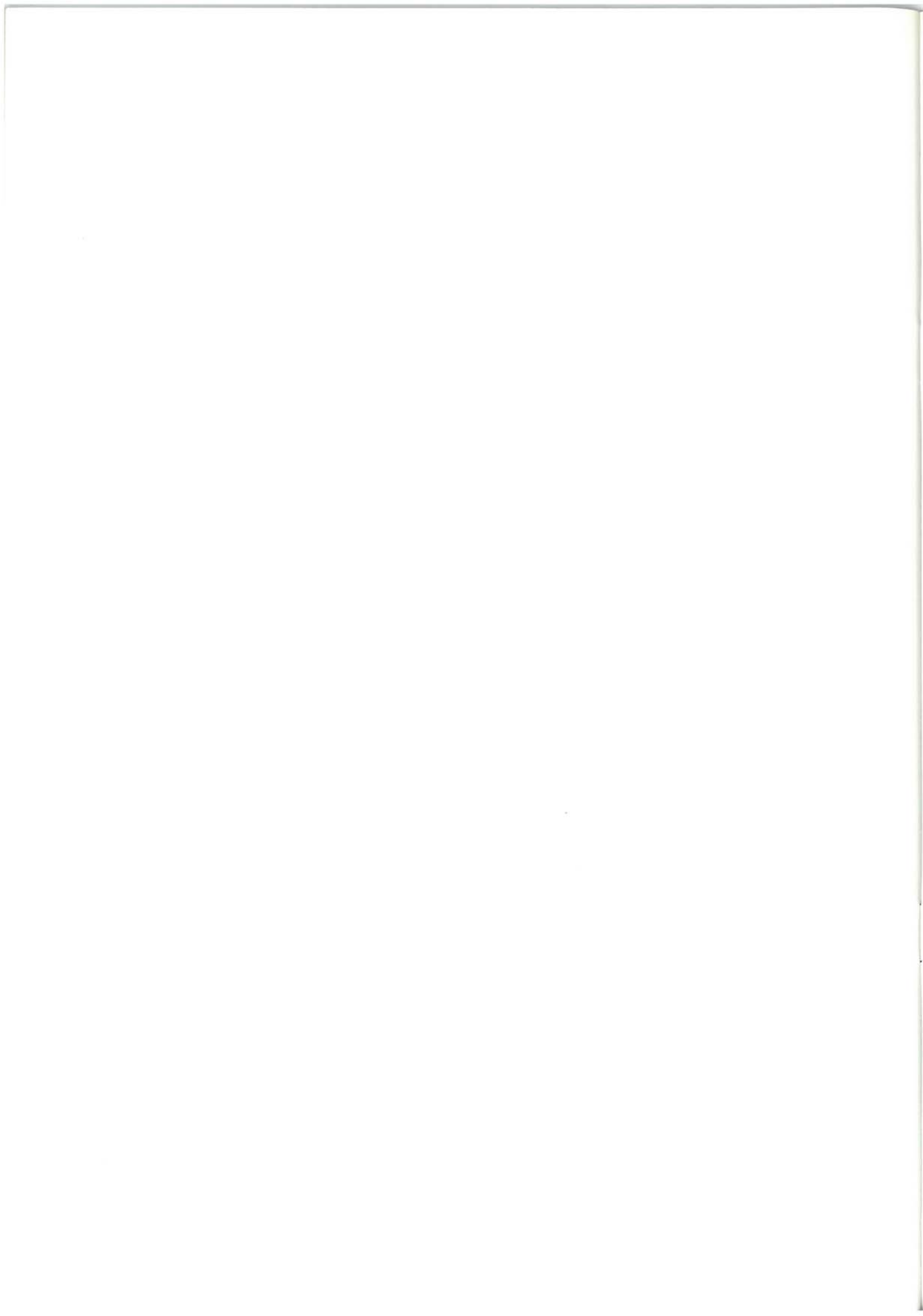
IGME (1984).—"Investigación hidrogeológica básica en el sector Vasco de las cuencas Norte y Ebro".

IGME (1986).—"Investigación hidrogeológica de la unidad de la sierra de Cantabria". 2ª Fase.

- IGME (1987).—Mapa geológico de España E/50.000, 2.^a 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.
- MARTINEZ TORRES, L.M. (1984).—"Geología de la sierra de Cantabria entre Toloño y Peñacerrada". Tesis de Licenciatura UPV-EHU.
- PUJALTE, V. y MONGE, C. (1985).—"A tide dominated delta system in a rapidly subsiding basin: The middle Albian-lower Cenomanian, Valmaseda Fm. of the Basque-Cantabrian Region, Northern Spain". *6th Enr. Reg. Meet of Sedimentology. I.A.S. Lleida*.
- 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