

En este número:

- Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. I: Estratigrafía y Facies.
- Precisiones sobre la estructura y la edad de las deformaciones en el área de Lluçenya-Ribesalbes (prov. de Castellón de la Plana).
- Identificación del *Paradoxides pradoanus* basada en datos cuantitativos.
- La tectónica reciente en la bahía de Palma (Baleares) y sus implicaciones morfoestructurales.
- Estudio paleobotánico del Cenozoico en la zona central de Mallorca: Yacimiento de Son Ferragut.
- Las mineralizaciones de Cr-Ni de los macizos ultrabásicos de la provincia de Málaga (Sur de España). Caracterización, tipos composicionales y relaciones con las facies de las rocas encajantes.
- Las aguas subterráneas en la comarca barcelonesa del Maresme. Evolución y estado actual.
- Los sondeos electromagnéticos en el dominio de tiempos (SEDT). Aspectos más significativos y primeras experiencias en España.
- Análisis del deslizamiento en Inza (Navarra) de 1714-15.
- Estimación de la dispersión Compton en Fluorescencia de Rayos X: Aplicación al estudio de rocas carbonáticas.

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

T. XCVIII. Tercer Fascículo. Mayo-Junio 1987

boletín geológico y minero

6 OCT. 1987



geología • minería • aguas subterráneas • geotecnia • estudios de minerales • mineralurgia



Tomo 98
Fascículo III
Mayo - Junio 1987

Boletín Geológico y Minero

6 OCT. 1987

revista bimestral de geología económica, industrias extractivas y de su beneficio - fundada



SUMARIO

Geología	E. MORENO-EIRIS: Los montículos arrecifales de Algas y ciatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. I: Estratigrafía y Facies 3
	J. GUIMERA: Precisiones sobre la estructura y la edad de las deformaciones en el área de Lluçena-Ribesalbes (prov. de Castellón de la Plana) 26
	A. CALONGE GARCÍA: Identificación del Paradoxides pradoanus basada en datos cuantitativos 43
	V. DÍAZ DEL RÍO y J. REY: La tectónica reciente en la bahía de Palma (Baleares) y sus implicaciones morfoestructurales. 50
Minería	C. ALVAREZ RAMIS, E. RAMOS GUERRERO y T. FERNÁNDEZ MARRÓN: Estudio paleobotánico del Cenozoico en la zona central de Mallorca: Yacimiento de Son Ferragut 57
	F. GERVILLA, J. TORRES-RUIZ y P. FENOLL HACH-ALI: Las Mineralizaciones de Cr-Ni de los macizos ultrabásicos de la provincia de Málaga (Sur de España). Caracterización, tipos composicionales y relaciones con las facies de las rocas encajantes 65
Aguas subterráneas	A. BATLLE GARGALLO, J. COROMINAS BLANCH y J. A. LÓPEZ GETA: Las aguas subterráneas en la comarca barcelonesa del Maresme. Evolución y estado actual 84
Geofísica	A. GRANDA SANZ, A. PÉREZ TEREÑES y J. L. PLATA TORRES: Los sondeos electromagnéticos en el dominio de tiempos (SED). Aspectos más significativos y primeras experiencias en España 100
Geotecnia	F. J. AYALA CARCEDO, V. APARICIO VALLS y E. SANZ PÉREZ: Análisis del deslizamiento en Inza (Navarra) de 1714-15. 112
Estudio de minerales y rocas	M. BUSTILLO REVUELTA y R. FONT GONZÁLEZ: Estimación de la dispersión Compton en Fluorescencia de Rayos X: Aplicación al estudio de rocas carbonáticas 123
Información	J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. José Monasterio Correa (1819-1874) e Isidro Sebastián Buceta y Solla (1846-1874) 128
	J. SIERRA ALVAREZ: Una pieza única de la tecnología minera Española del siglo XIX: El canal subterráneo de las minas de Orbó (Palencia), 1879-1895 136
	Noticias y Notas bibliográficas 146

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid
Teléfono 441 70 67

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Doctor Fleming, 7, 2.º - 28036-Madrid
Teléfono 250 02 03

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

El Instituto Geológico y Minero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos

Los derechos de propiedad de los trabajos publicados en esta obra fueron cedidos por los autores al Instituto Geológico y Minero de España.
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE LA PORTADA

Chattiaspis almadenensis HAMMANN, 1972 (Trilobita, Dalmanitidae), del techo de los «Bancos Mixtos» (Ordovícico: Ashgill Inferior) del Km. 11 de la carretera Almadén-Saceruela (Ciudad Real).

Foto de D. Eulogio Martín (Dpto. de Paleontología, Madrid)

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366 - 0176
NIPO 232 - 87 - 001

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - 28016-MADRID

Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. I: Estratigrafía y Facies

Por E. MORENO-EIRIS (*)

RESUMEN

Los montículos arrecifales del Cámbrico Inferior están constituidos fundamentalmente por algas y arqueociatos. En la región de Sierra Morena los afloramientos de las plataformas carbonatadas cámbricas presentan unas características que permiten reconocer la estructura interna de los montículos, su composición biológica y los diferentes tipos de facies.

ABSTRACT

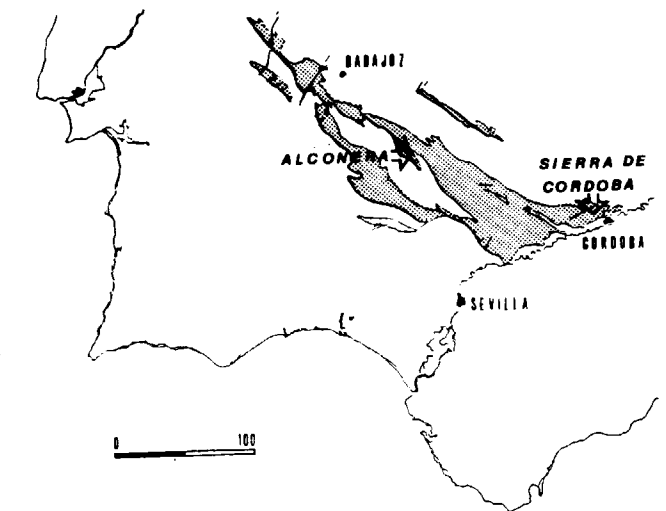
The Lower Cambrian mounds are formed mainly by algae and archaeocyatha. In the Sierra Morena region the cambrian outcrops of carbonate platform sediments present stratigraphic features that enable us to recognize the inner structure of the mounds, the biologic composition and the different types of facies.

INTRODUCCION

El estudio de las interrelaciones entre los organismos que forman los arrecifes es imprescindible para el conocimiento de estos ecosistemas en el pasado. Esta línea de investigación ha adquirido en estos años un gran auge y son numerosos los trabajos realizados sobre arrecifes actuales, los cuales actúan como modelos que pueden ser comparados con los ejemplos fósiles. A medida que retrocedemos en el registro fósil, y concretamente en el Cámbrico, la cantidad de información va siendo más escasa; son muy pocos los trabajos que tratan de este tema, en los cuales los principales objetivos han sido la descripción de la geometría general de las construcciones y la clasificación taxonómica de los organismos fósiles; siendo aún más escasos los trabajos publicados sobre otros aspectos, tales como estratigráficos, sedimentológicos y paleoecológicos.

Tras una rigurosa selección de las áreas de estudio hemos elegido, en Badajoz, el yacimiento de Alconera, y en Córdoba los de Pedroche y Las

Ermitas. Todos ellos pertenecen al Dominio Córdoba-Alanís dentro de Ossa-Morena (fig. 1). Estos yacimientos presentan unas características sedimentológicas y petrográficas de gran interés para



(*) Departamento de Paleontología, Universidad Complutense. Instituto de Geología Económica. C. S. I. C. Facultad de Ciencias Geológicas. 28040 Madrid.

Figura 1.—Situación de las áreas de estudio pertenecientes al Cámbrico de Ossa-Morena (según IGME, 1980, modificado).

la interpretación y conocimiento de la actividad orgánica en las plataformas carbonatadas durante el Cámbrico Inferior.

ARRECIFES CAMBRICOS

En las diferentes edades geológicas han existido arrecifes con unas características peculiares para cada una de ellas. Ya en el Precámbrico se encuentran algas cianofíceas constituyendo estromatolitos. Pero es en el Cámbrico donde se desarrollan arrecifes, construidos por los primeros organismos metazoos esqueléticos, los arqueociatos, que junto con las algas van a colonizar las plataformas carbonatadas someras del Cámbrico Inferior.

En este período de tiempo se desarrollan los primeros arrecifes de metazoos coincidiendo con la fracturación de placas y se desarrollan como respuesta a una inundación gradual de las áreas cratónicas casi planas. Estos arrecifes pioneros sólo se encuentran en los sedimentos pertenecientes al Cámbrico Inferior, y presentan todos los atributos sedimentológicos y paleoecológicos que se reconocen en los actuales (JAMES & DEBRENNE, 1980).

Del estudio detallado de un arrecife, en general, se pueden distinguir tres tipos de facies: 1. Facies del núcleo arrecifal. 2. Facies de los flancos arrecifales. 3. Facies inter-arrecifales. Dentro de las facies del núcleo del arrecife, en la mayoría de los casos, se reconocen cuatro estadios de desarrollo relacionados con diferentes tipos de texturas en calizas, una diversidad relativa de organismos y el modo de crecimiento de los constructores arrecifales, para cada una de estas etapas (JAMES, 1978).

El modelo elaborado por JAMES se puede aplicar cuando existe un amplio espectro de organismos arrecifales, pero esto no sucede en todas las épocas geológicas, y en concreto en el Cámbrico Inferior únicamente existen como metazoos arrecifales esqueléticos los arqueociatos; por ello JAMES y otros autores nos hablan de montículos arrecifales, cuya característica es la presencia solamente de las dos primeras etapas de desarrollo, ya porque el medio ambiente no sea el óptimo, o sencillamente no existan grandes metazoos.

En la literatura rusa se describen las construc-

ciones orgánicas basándose principalmente en la morfología, con una nomenclatura diferente a la anglosajona, tanto para el caso de los arrecifes actuales como fósiles, y los estadios de desarrollo arrecifal se interpretan de un modo muy impreciso.

Los montículos arrecifales del Cámbrico presentan una morfología variada, desde formas lenticulares plano-convexas, denominadas en la literatura rusa «monolofoides» (ZHURAVLEVA, 1966) a las cónicas apiladas o «dilofoides». Estos montículos o «calyptra» (sinónimo ruso), son el elemento unidad y lo constituyen fundamentalmente calizas bioclásticas con un porcentaje bajo de *boundstone* orgánicos. Con esta composición parece evidente que se han formado en ambientes tranquilos con tres tipos preferentes de localización: 1) bordes de la plataforma marginal; 2) cuencas profundas; 3) lagoones tranquilos o amplias plataformas.

Las facies que caracterizan el núcleo de un montículo arrecifal son:

- En la base como cimienta una caliza bioclástica *mudstone* a *wackestone*. Sedimento limoso con abundantes fragmentos bioclásticos, no existen organismos que atrapan y fijan partículas.
- Caliza *mudstone* a *bafflestone* en el núcleo. La zona más potente del montículo la constituyen las formas delicadas y ramificadas en posición de crecimiento en una matriz carbonatada *mudstone*. La caliza puede estar brechificada, lo que sugiere una litificación temprana parcial, desecación y «slumping», y presentan stromatactis.
- La cubierta del montículo es una capa delgada constituida por organismos incrustantes o lamelares, o por calcarenitas.

Las facies de los flancos del montículo arrecifal lo constituyen carbonatos masivos, generalmente bien estratificados con una gran acumulación de fragmentos de organismos, en nuestro caso arqueociatos. Esta caliza *mudstone* puede presentar una litificación total o parcial, y tener una mayor proporción volumétrica que el propio núcleo del montículo arrecifal (JAMES, 1978).

Así pues, los arrecifes del Cámbrico Inferior están constituidos por series de montículos, más o menos complejos. Estas estructuras unitarias, con

diámetros de escala métrica, están compuestos fundamentalmente por caliza micrítica y algas calcáreas, *Epiphyton* y *Renalcis*, mientras los arqueociatos, únicos metazoos esqueléticos calcáreos, se encuentran como elemento accesorio disperso dentro de la estructura orgánica o alrededor de ésta, en un porcentaje de un 20 por 100 del volumen total (DEBRENNE, 1984). Esto ocurre en los sedimentos pertenecientes al Cámbrico Inferior bajo (Tommotiense y Atdabaniense).

Ya en el Cámbrico Inferior medio (Atdabaniense Superior y Botomiense) los arqueociatos alcanzan su máximo desarrollo; las bioconstrucciones formadas principalmente por *Epiphyton*, *Renalcis*, *Girvanella* y estructuras cryptalgales contienen desde un 40 a un 70 por 100 de arqueociatos (DEBRENNE, 1984). La mayoría de los arrecifes cámbricos conocidos en el mundo pertenecen a este intervalo de tiempo, y en ellos se encuentran gran diversidad de especies de arqueociatos, los cuales en algunos casos se presentan en colonias ramificadas (ROWLAND, 1981). Estos edificios orgánicos constituidos por algas y arqueociatos se desarrollan en diferentes ambientes sedimentarios y presentan gran variedad de formas y tamaños, constituyendo complejos arrecifales con una verdadera *framework* o estructura de soporte constituida por los cálices de los arqueociatos (ROWLAND, 1984; SHEEHAN, 1985).

Durante el Cámbrico Inferior alto (Toyoniense) el número de especies decrece considerablemente, antes de su total extinción, pero el volumen que ocupan los arqueociatos alcanza un 60 por 100, proporción comparable a los organismos arrecifales actuales, además de presentar un elevado polimorfismo. Asociados a ellos se encuentran abundantes algas y otros organismos que se sitúan en los numerosos nichos ecológicos que originan estas bioconstrucciones.

En la historia geológica de los arrecifes constituyen el primer estadio arrecifal con organismos esqueléticos constructores. En estos arrecifes se han identificado los atributos que caracterizan a otros arrecifes posteriores, e incluso a los actuales, con procesos tales como acreción biológica, sedimentación interna, litificación temprana y erosión biológica (JAMES & KOBLUCK, 1978).

Los edificios carbonatados constituidos por algas y arqueociatos son considerados por varios autores como los arrecifes pioneros (DEBRENNE *et*

al., 1981), y representan el prototipo biótico y estructural de arrecife, siendo los arqueociatos los únicos organismos capaces de producir estructuras *framework* en los arrecifes del Cámbrico Inferior.

SITUACION GEOLOGICA

Los materiales carbonatados del Cámbrico Inferior que constituyen nuestro tema de investigación se encuentran en la Zona de Ossa-Morena (SO de España), en dos áreas geográficas diferentes:

- Provincia de Badajoz, próximo a las localidades de Zafra y Alconera.
- Provincia de Córdoba, en los alrededores de la ciudad de Córdoba.

En ambas áreas afloran sucesiones estratigráficas continuas de materiales del Cámbrico Inferior, que presentan un contenido paleontológico abundante y variado. Dentro de estas secuencias las rocas carbonatadas son en su mayoría de carácter órgano-sedimentario, como resultado de la actividad de organismos tales como algas calcáreas y arqueociatos, los cuales llegan a constituir arrecifes en algunos entornos localizados.

Provincia de Badajoz

En el Cámbrico Inferior de la «Unidad de Alconera» (LIÑÁN & PEREJÓN, 1981) se han definido las Formaciones Alconera y La Lapa, constituidas por materiales detríticos-carbonatados y terrígenos respectivamente. La Formación Alconera fue dividida a su vez en dos tramos diferentes, el inferior, Miembro Sierra Gorda está formado fundamentalmente por carbonatos, debidos a la gran actividad de las algas, sólo en la parte superior de este Miembro las calizas masivas presentan junto a las algas, cálices de arqueociatos. El Miembro La Hoya tiene en la parte inferior calizas bioconstruidas, como resultado de la actividad conjunta de algas y arqueociatos, siendo estos últimos muy abundantes; las partes media y superior están constituidas por materiales terrígenos finos, alternando con niveles carbonatados, cuyo contenido paleontológico incluye trilobites, braquiópodos, chancellorias e hyolites.

El material que estudiamos pertenece al tramo superior del Miembro Sierra Gorda y al tramo inferior del Miembro La Hoya, ambos incluidos en la Formación Alconera.

Provincia de Córdoba

En el área de estudio de la Sierra de Córdoba se distinguen en el Cámbrico tres unidades litoestratigráficas (LIÑÁN, 1974) que de techo a muro son:

- Formación Los Villares.
- Formación Santo Domingo.
- Formación Pedroche.

Esta sucesión fue establecida a lo largo del Arroyo de Pedroche, y propuesta como serie tipo para la Sierra de Córdoba (LIÑÁN, 1974).

El límite inferior de los sedimentos del Cámbrico es discordante, con los materiales vulcano-sedimentarios precámbricos de la Formación San Jerónimo, y concordante con los detríticos de la Formación Torreárboles asignados al tránsito Precámbrico-Cámbrico, pero considerados ahora como correspondientes al Cámbrico Inferior.

La Formación Pedroche, de edad Cámbrico Inferior bajo, está constituida por calizas de algas, estromatolitos y arqueociatos, calizas oolíticas y calizas dolomitizadas, que se alternan con niveles de areniscas y lutitas.

En concordancia estratigráfica con la anterior se dispone la Formación Santo Domingo constituida por materiales carbonatados, calizas de estromatolitos y calizas detríticas, que se alternan con lutitas y areniscas. La edad asignada es Cámbrico Inferior medio-alto. La Formación superior de la serie es la de Los Villares, constituida por areniscas, lutitas y lutitas margosas. La edad de ésta abarca desde el Cámbrico Inferior medio-alto al Cámbrico Medio.

Los yacimientos objeto de nuestro estudio se encuentran situados, uno junto al Arroyo de Pedroche, se trata de dos canteras cuyos materiales carbonatados, constituidos fundamentalmente por algas y arqueociatos, están incluidos en la Formación Pedroche. El otro es el yacimiento del Cerro de Las Ermitas, el cual constituye un excepcional ejemplo de arrecife cámbrico por sus características de afloramiento, pertenece a la Formación Pedroche.

LITOESTRATIGRAFIA

El Cámbrico de Alconera

En los alrededores de la población de Alconera existen una serie de canteras abandonadas y otras actualmente activas, de las cuales se extraen bloques de mármoles veteados de color rojo-vinoso tan característicos de esta localidad y denominados por los canteros con el término de Serrancolín.

De las diez canteras existentes, tanto abandonadas como activas, hemos seleccionado para nuestro estudio cuatro de ellas. En la figura 2 se representa la situación y los cortes geológicos realizados en cada cantera. En general las capas presentan una dirección NO-SE, y buzan unos 30° al NE.

Descripción del corte I-I'

Esta sucesión litológica se inicia en la pared oc-

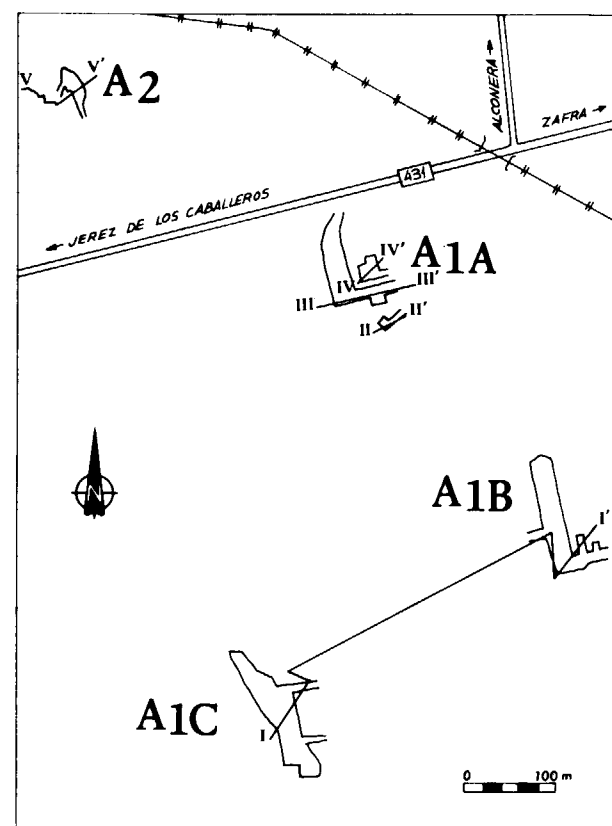


Figura 2.—Esquema espacial de las canteras de Alconera y situación de los cortes geológicos.

cidental de la cantera A_{1C}, incluye los materiales que afloran en dicha explotación, y continúa, siguiendo una dirección SO-NE, hasta llegar a la cantera A_{1B}. Esta última presenta unas dimensiones y características de afloramiento que nos ha permitido extraer gran cantidad de muestras. La sección concluye con las lutitas situadas a techo de esta cantera.

Los materiales que afloran en este corte están representados en la figura 3. De muro a techo son los siguientes:

- 17 m. caliza gris recristalizada con abundantes manchas oscuras que pueden corresponder a restos algales. Son frecuentes los cristales romboédricos de dolomita.
- 5 m. caliza gris dolomitizada en la parte inferior; en la parte media se halla un nivel con abundantes cálices de arqueociatos, junto con sombras de algas. Los cálices están caídos, rotos y su alto grado de recristalización no nos permite determinarlos, pero su hallazgo es notable, ya que se trata del nivel estratigráfico más bajo con arqueociatos, dentro de los materiales carbonatados del Miembro Sierra Gorda.
- 9,5 m. caliza gris recristalizada y dolomitizada con abundantes «sombras» de algas, posiblemente *Renalcis*, que le dan un aspecto moteado característico. A techo de este tramo se encuentran cálices de arqueociatos, la mayoría identificados como pertenecientes al género *Coscinocyathus*.
- 4 m. dolomía, con laminación paralela.
- 3 m. caliza gris con laminaciones de algas.
- 1 m. caliza gris masiva muy recristalizada, con sombras de algas y grandes cavidades tapizadas por dolomita y rellenas de calcita en mosaico.
- 11 m. caliza blanco-rosada muy dolomitizada.
- 9 m. caliza blanco-grisácea, en el que se alternan tramos muy recristalizados masivos y otros con laminaciones onduladas, posiblemente de origen algal, y actualmente dolomitizados.
- 25 m. caliza blanco-rosada dolomitizada, con abundantes vetas de calcita.
- 4 m. caliza blanca cristalina.
- 3 m. caliza rosada dolomitizada.
- 9,5 m. de caliza blanco-rosada cristalina.
- 13 m. caliza gris-blanca cristalina, alternándose con niveles grises moteados con «sombras» de algas.
- 34 m. caliza blanco-rosada cristalina.
- 5,5 m. caliza gris cristalina.
- 12 m. caliza violácea caracterizada por la presencia de algas junto con abundantes cálices de arqueociatos y cavidades cementadas.
- 24 m. lutita verde con nódulos calcáreos.
- 35,6 m. caliza de color violáceo característico de estas facies arrecifales. Se trata de una sucesión de montículos superpuestos, en cuyo interior se encuentran abundantes restos de algas, arqueociatos y espículas, dispersos en una matriz micrítica. El grado de recristalización de estos restos orgánicos, así como la existencia de diferentes tipos de cementos, nos indican un proceso de diagénesis bastante complejo, en el que se incluyen también procesos kársticos.
- 2,5 m. calcilutitas violáceas.
- 44,5 m. caliza violácea arrecifal, donde los restos de algas predominan sobre los cálices de arqueociatos. Se observan diferentes montículos superpuestos con superficies irregulares karstificadas. En la base de uno de los montículos se hallan estructuras «stromatactis» de gran tamaño y desarrollo.
- 2 m. calcilutitas violáceas.
- techo: lutitas.

Como anteriormente expusimos, esta sucesión comienza con los materiales carbonatados pertenecientes a la parte superior del Miembro Sierra Gorda, en el que se incluyen la cantera A_{1C} y las capas suprayacentes a ésta, hasta llegar a las calizas nodulosas, cuya aparición caracteriza el Miembro La Hoya, en el cual adquieren un gran desarrollo las calizas violáceas, constituidas fundamentalmente por estructuras algales y cálices de arqueociatos, dispuestas en montículos superpuestos con intercalaciones de calcilutitas.

Ambos miembros pertenecen a la Formación Alconera del Cámbrico Inferior.

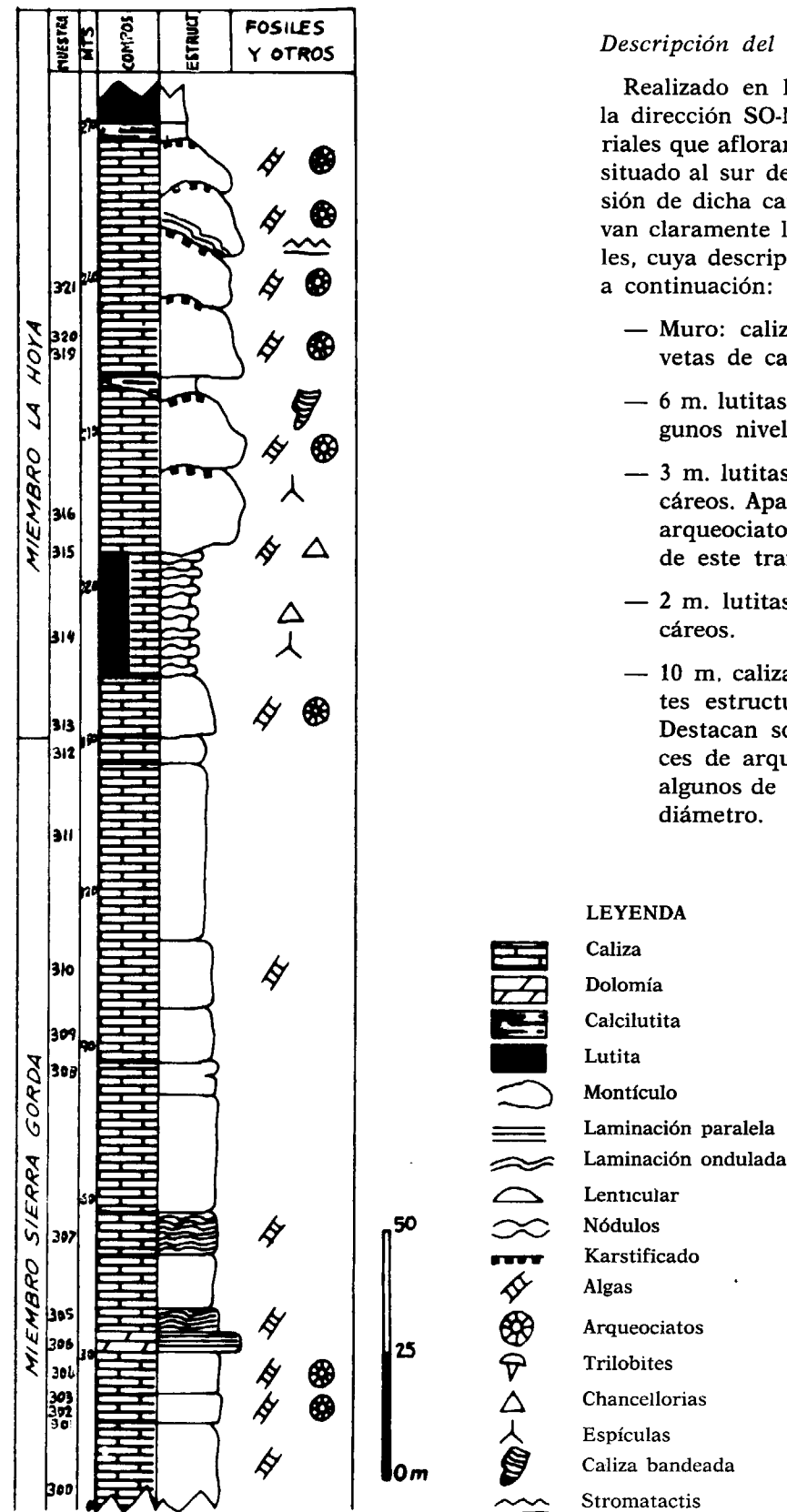


Figura 3.—Columna estratigráfica del corte I-I' en las canteras A_{1C} y A_{1B}. Alconera.

Descripción del corte II-II'

Realizado en la cantera A_{1A} (fig. 2), siguiendo la dirección SO-NE. Lo componen aquellos materiales que afloran a lo largo de un reducido pasillo situado al sur de la explotación de mayor dimensión de dicha cantera. En estas paredes se observan claramente la sucesión de diferentes materiales, cuya descripción de muro a techo detallamos a continuación:

- Muro: caliza gris cristalina, con abundantes vetas de calcita y cristales de gran tamaño.
- 6 m. lutitas de color rojo, alternando con algunos niveles de lutitas verdes.
- 3 m. lutitas de color verde con nódulos calcáreos. Aparecen esporádicamente cálices de arqueociatos de pequeño tamaño en la base de este tramo.
- 2 m. lutitas de color rojo con nódulos calcáreos.
- 10 m. caliza de color violáceo con abundantes estructuras algales muy recrystalizadas. Destacan sobre la matriz micrítica los cálices de arqueociatos también recrystalizados, algunos de gran tamaño, hasta de 10 cm. de diámetro.

- 4 m. calcilutitas con estructura lenticular.
- 4 m. calizas con restos algales.
- Techo: calcilutitas.

Descripción del corte III-III'

La dirección del corte es O-E (fig. 2). Comienza en la pared suroeste de la explotación de mayor tamaño de la cantera A_{1A}. Lo constituyen los siguientes materiales (fig. 4):

- Muro: caliza gris cristalina.
- 16 m. caliza blanca cristalina.
- 14 m. calcilutitas violáceas, con estratificación ondulada e irregular; con abundantes restos de algas y algunos cálices de arqueociatos de grandes dimensiones; el grado de recrystalización nos impide reconocer la textura original de estos materiales.
- 5 m. caliza con algas, arqueociatos y *Chancelloria*.
- 10 m. calcilutitas con estratificación ondulada.
- 11 m. caliza con abundantes estructuras algales ramificadas y cálices de arqueociatos.
- 1 m. calcilutitas.
- 2 m. caliza estratificada en capas centimétricas.
- 4 m. calcilutitas.
- 5 m. lutitas con lentejones calcáreos de 20 a 50 cm. de espesor.
- Techo: lutitas.

Descripción del corte IV-IV'

Se sitúa en la cantera A_{1A}, en el hueco más antiguo de dicha explotación (fig. 2). Sigue una dirección SO-NE, y describimos los siguientes materiales:

- Caliza violácea con estructuras algales. Los cálices de arqueociatos son de pequeño diámetro y en forma acintada. Se observan estructuras bandeadas de calcita, interpretadas como relleno de un paleokarst.

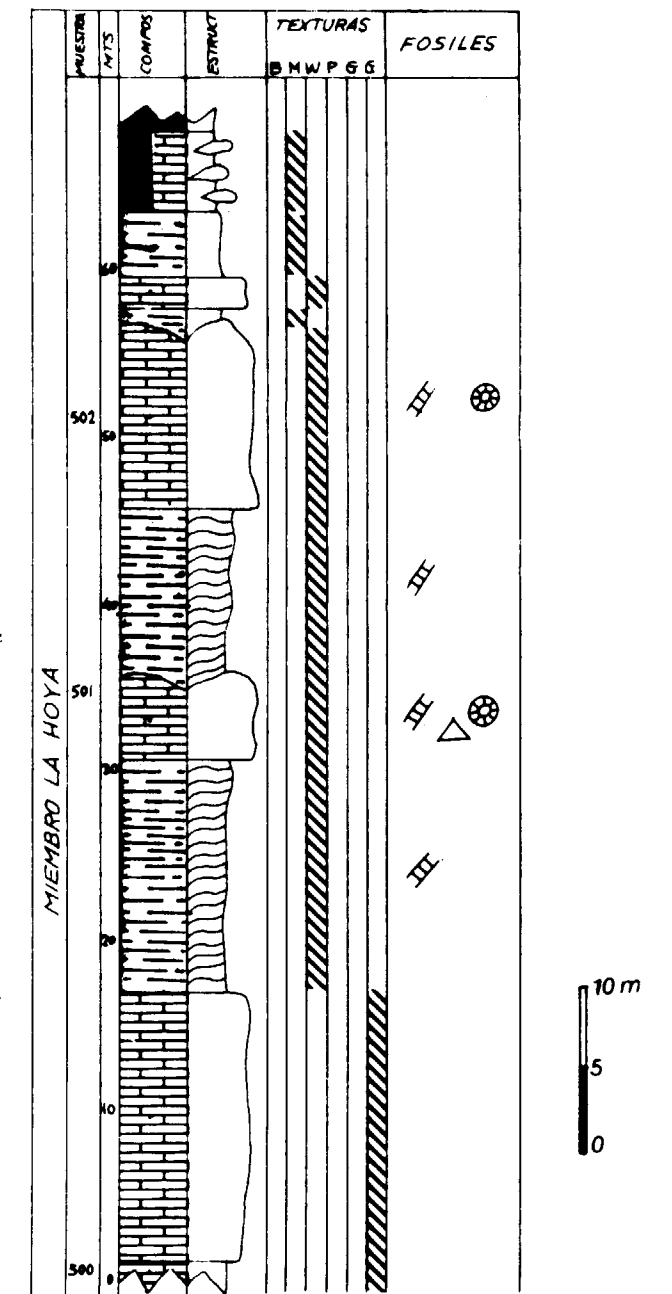


Figura 4.—Columna estratigráfica del corte III-III' en la cantera A_{1A}. Alconera.

- Calcilutitas con estratificación lenticular. Se encuentran dispersos cálices de arqueociatos fragmentados y erosionados.

Los materiales que constituyen los tres cortes realizados en la cantera A_{1A} pertenecen a la parte inferior del Miembro La Hoya.

Descripción del corte V-V'

Siguiendo la dirección O-E iniciamos el muestreo y levantamiento de la secuencia estratigráfica en los materiales que afloran a unos 180 m. hacia el O de la cantera A₂ (fig. 2). En este entorno afloran calizas masivas muy recristalizadas de color gris, con abundantes vetas de calcita, zonas intensamente dolomitizadas, y un aspecto moteado característico de las calizas algales del tramo superior del Miembro Sierra Gorda. Su potencia se calcula en unos 40 m.

Hacia el E, se encuentran afloramientos de calizas de un modo reducido y disperso, lo que imposibilita la obtención de datos sobre su sucesión litológica y su variación espacial. Este tipo de afloramientos se sucede a lo largo de 75 m.

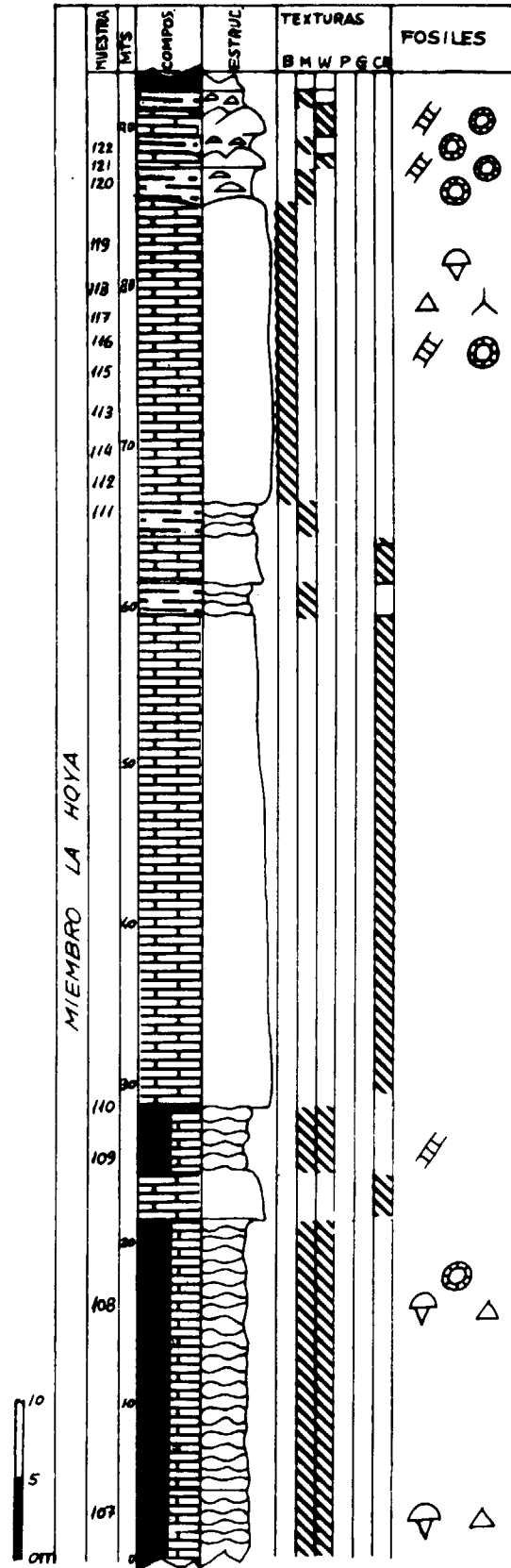
Los últimos 65 m. hasta la base de la cantera A₂, por sus condiciones de afloramiento, han permitido obtener una serie de datos y muestras, de cuyo estudio se ha elaborado una distribución espacial de las litofacies existentes, en donde las calcilutitas nodulosas se intercalan y alternan con las calizas cristalinas de tonos grises y rosados.

La dirección del corte ha sufrido diversos desplazamientos sobre el terreno. Al llegar a la base de la cantera A₂, la dirección del corte es SO-NE.

A continuación se detallan los diferentes tramos que afloran en los últimos 65 m. y en la cantera A₂, representados en la figura 5. De muro a techo son:

- Lutitas nodulosas de color verde, los nódulos calcáreos presentan secciones de trilobites y *Chancelloria*.
- 17 m. lutitas nodulosas de color rojo, con restos de trilobites, *Chancelloria* y arqueociatos.
- 4 m. lutita nodulosa de tonos rojos, los nódulos calcáreos presentan restos de algas ramificadas del género *Epiphyton*.
- 31 m. caliza masiva cristalina de tonos rosados.
- 2 m. calcilutita nodulosa rojiza.

Figura 5.—Columna estratigráfica del corte V-V' en la cantera A₂, Alconera.



- 3 m. caliza masiva cristalina de color rosado.
- 2 m. calcilutita nodulosa rojiza.
- 19 m. caliza con abundantes restos de algas y cálices de arqueociatos, son frecuentes los cálices en posición de vida del género *Coscinyathus*, con diámetros mayores de 3 cm. Se encuentran también nódulos de oligisto y espículas de esponja.
- 2 m. calcilutita con estructura lenticular. Se encuentran cálices de arqueociatos muy fragmentados.
- 1 m. caliza en pequeños lentejones, en cuyo interior se hallan algas y arqueociatos
- 1 m. calcilutita con estructura lenticular, con cálices de arqueociatos rotos.
- 1,70 m. caliza, último tramo carbonatado de esta serie que aflora en pequeños lentejones con restos de algas y arqueociatos.
- 1,50 m. calcilutitas adaptándose a los lentejones de caliza.
- Techo: lutitas.

Los materiales que se describen desde los puntos V-V' de este corte (fig. 5), pertenecen a la parte inferior del Miembro La Hoya de la Formación Alconera.

El Cámbrico de la Sierra de Córdoba

Canteras del Arroyo Pedroche.

Próximo a la carretera nacional 432, de Córdoba a Espiel, se encuentran situadas las canteras de Pedroche, actualmente abandonadas en su explotación. Desde la ciudad de Córdoba en dirección a Cerro Muriano, la carretera presenta un nuevo trazado en varios kilómetros, desplazado hacia el este del anterior, y por tanto las dos canteras estudiadas están hoy situadas al este y muy próximas a esta nueva carretera.

La cantera que se sitúa más al sur, y estratigráficamente más baja, es la denominada CP₁. En esta cantera afloran fundamentalmente materiales carbonatados y terrígenos, cuya distribución espacial se representa en la figura 6.

La limitación que ocasiona el no poder observar un arrecife en sus tres dimensiones, sino sólo

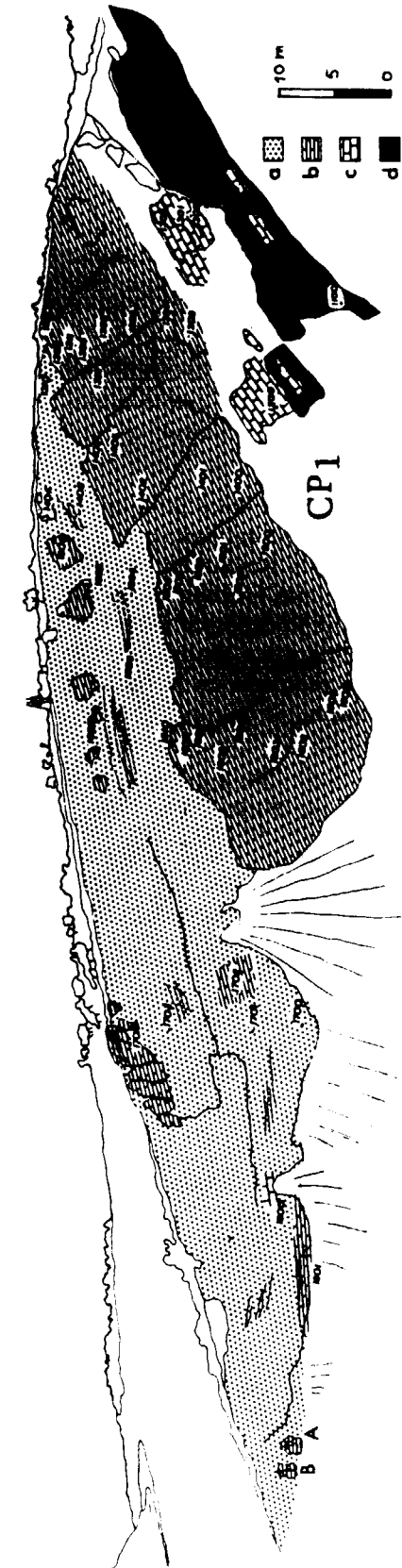


Figura 6.—Cantera CP₁ del Arroyo Pedroche. Situación de las muestras y distribución de las litofacies: a) Arcosas. b) Calizas algales. c) Lutitas. A y B) Montículos arrecifales.

reducidas a dos, como ocurre en general en el caso de los arrecifes fósiles que se estudian en paredes de canteras, se ha intentado compensar con la obtención de gran cantidad de muestras sobre esta superficie, para poder obtener suficientes datos sobre la variación de las facies en la vertical y en la horizontal (fig. 6).

En el borde oeste de la cantera afloran dos pequeños montículos carbonatados que destacan de las arcosas calcáreas envolventes (fig. 6). Estos dos montículos de 2 m. de altura y 1 m. de ancho, están constituidos fundamentalmente por algas y arqueociatos. Los cálices de arqueociatos se presentan en una proporción mayor que en ningún otro punto de la cantera.

La cantera CP₂, situada unos 20 metros al norte de la anterior, y estratigráficamente más alta, la constituyen materiales fundamentalmente terrígenos, arcosas; son menos frecuentes las calizas que afloran en lentejones, o capas de escaso desarrollo.

La sección estratigráfica realizada en las canteras CP₁ y CP₂, representada en la figura 7, se describe a continuación.

Descripción del corte VI-VI'

Las capas que constituyen esta secuencia presentan una dirección 110-130°, con un buzamiento de 30° N, y se suceden de muro a techo:

- Lutitas con ripples. Afloran unos 10 m. La potencia exacta no se puede conocer por estar la parte inferior cubierta.
- 2 m. lutitas con lentejones calcáreos de 0,10 a 0,45 m. de espesor.
- 2 m. caliza oolítica.
- 13,50 m. caliza gris constituida fundamentalmente por restos algales. Este tramo carbonatado adquiere un gran desarrollo, alcanzando unos 50 m. de anchura.
- 8 m. de arcosa calcárea con estratificación paralela.
- 2 m. caliza, aflorando en lentejones de espesor y morfología variable; lateralmente pasan a arcosas calcáreas. En estos cuerpos lenticulares se hallan restos de algas y arqueociatos.
- 1 m. arcosa calcárea.

— 2,5 m. caliza lenticular dispuesta en diferentes lentejones, las capas envolventes son de arcosa calcárea.

La zona comprendida entre la cantera CP₁ y la CP₂ se halla cubierta. Ya en la base de esta última cantera afloran:

- Caliza, cuya potencia total se desconoce, en los 7 metros que afloran se pueden observar estratificación cruzada y un nivel de oolitos de color rojizo a 2,5 m. del techo de este tramo carbonatado.
- 5 m. arcosa con lentejones calcáreos en los que encontramos abundantes restos de trilobites y algas.
- 6 m. caliza en tonos ocres, con restos de trilobites.
- 7 m. arcosa calcárea.
- Techo cubierto.

Esta secuencia estratigráfica corresponde al Miembro I de la Formación Pedroche (LIÑÁN, 1974), cuya serie tipo fue realizada por el citado autor en esta misma carretera, pero en su antiguo trazado, a unos 200 metros al oeste del actual.

En general las dos secuencias presentan litofacies muy semejantes, lutitas, calizas oolíticas, calizas algales, arcosas, etc... Mayor diferencia presenta la distribución de las biofacies, ya que en nuestra sucesión no encontramos estromatolitos. Las calizas grises alcanzan un gran desarrollo, constituidas fundamentalmente por restos algales que pertenecen a formas esqueléticas y filamentosas, tales como *Epiphyton*, *Renalcis* y *Girvanella*, en muchos casos identificables, y en otros muchos como productos alterados de estas algas calcáreas, denominadas peloides.

En la cantera CP₁ los arqueociatos sólo se encuentran en los lentejones calcáreos de los tramos superiores de la serie y en menor proporción respecto a los otros componentes carbonatados: algas, ooides. Pero sí son muy abundantes en los montículos laterales del oeste de la cantera, donde alcanzan un 40 por 100 del volumen de la muestra. En estos montículos la interacción con las algas calcáreas es estrecha, y constituyen una textura *bafflestones*.

Cerro de Las Ermitas.

El yacimiento del Cerro de Las Ermitas, situado en el cerro homónimo de la Sierra de Córdoba, al NO de la ciudad, ha sido tema de estudio de anteriores trabajos bajo el aspecto paleontológico principalmente, y en muy pocos casos se ha abordado el aspecto sedimentológico de estos materiales (ZAMARREÑO & DEBRENNE, 1977).

Las secciones que hemos estudiado se sitúan las tres en la ladera SO del Cerro (fig. 8), y su disposición espacial nos pone de manifiesto la importancia de los cambios laterales de facies en relación con las estructuras arrecifales de algas y arqueociatos (fig. 9).

Descripción del corte VII-VII'

En general las capas afloran con una dirección aproximada de E-O y un buzamiento de unos 20° N.

De muro a techo encontramos los siguientes materiales:

- Andesitas.
- Inconformidad.
- 2,70 m. lutitas violáceas con microfósiles.

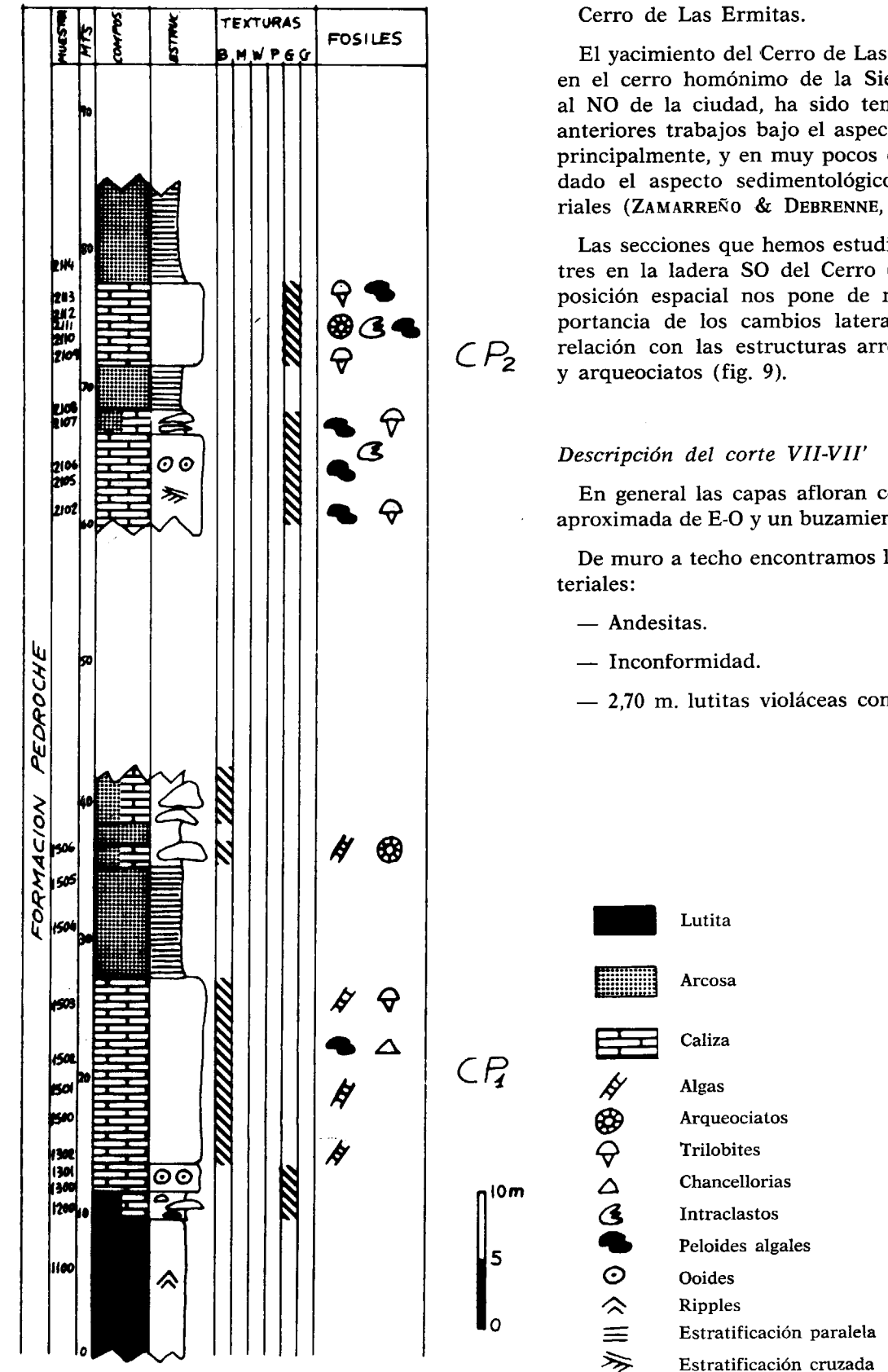


Figura 7.—Columna estratigráfica de las canteras CP₁ y CP₂ del Arroyo Pedroche. Córdoba.

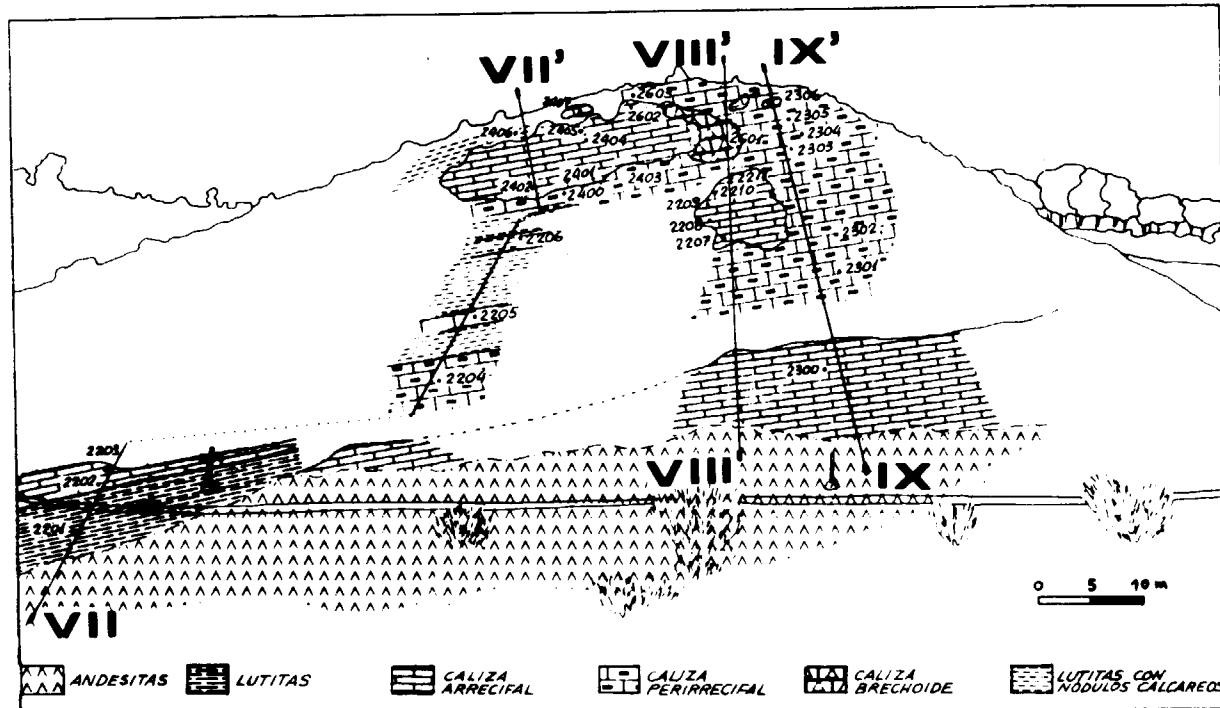


Figura 8.—Esquema de los cortes estratigráficos y distribución de las diferentes facies en el Cerro de Las Ermitas, Córdoba.

- 0,40 m. conglomerado polimíctico con cantos de cuarcita, andesita y lutita, cuyos tamaños oscilan entre 3 y 20 cm. de diámetro.
- 1 m. lutitas violáceas.
- 0,50 m. conglomerado con cantos de cuarcita y andesita, de hasta 35 cm. de diámetro.
- 2 m. lutitas violáceas.
- 1 m. conglomerado polimíctico de andesita, cuarcita y lutita verdosa.
- 2,5 m. lutitas verdes con grandes lentejones de caliza que se acuñan hacia el oeste.
- 2 m. caliza «rizada» con restos de algas y arqueociatos, los cálices de estos últimos presentan diámetros de 1 hasta 40 mm.; son más abundantes los de menor tamaño.
- 2,5 m. lutita verdosa con nódulos calcáreos que contienen algas y arqueociatos.
- 6 m. caliza violácea con aspecto ondulado.

- Existen cálices de arqueociatos fragmentados.
 - 10 m. alternancia de lutita con nódulos calcáreos en tonos verdes y violetas. En los nódulos se encuentran abundantes arqueociatos. Intercalado se halla un tramo de caliza cristalina.
 - 3 m. lutita con nódulos que pasa lateralmente a caliza violeta perirrecifal y brechoide.
 - 10 m. caliza arrecifal de color gris, con abundantes algas, y escasos cálices de arqueociatos. Este edificio orgánico origina un fuerte resalte topográfico.
 - 6 m. lutita verdosa con nódulos calcáreos; son abundantes los arqueociatos en estos nódulos.
- En los últimos metros de la cima del Cerro se hallan dispersos pequeños montículos de caliza gris, constituidos fundamentalmente por algas con algunos cálices de arqueociatos de pequeño tamaño.

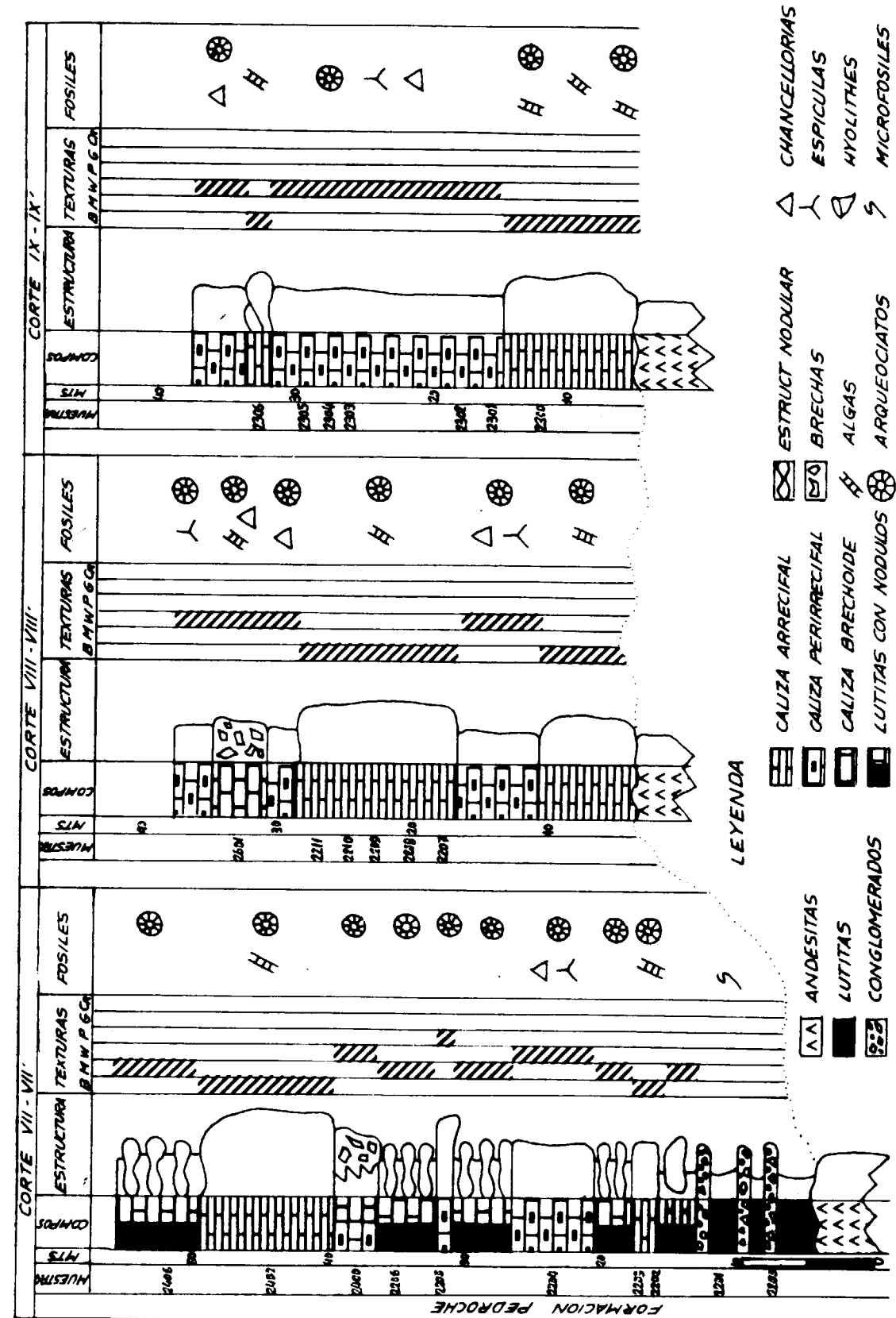


Figura 9.—Columnas estratigráficas del Cerro de Las Ermitas, Córdoba.

Descripción del corte VIII-VIII'

Este corte lo constituyen los siguientes materiales de muro a techo:

- Andesitas.
- Inconformidad.
- 7 m. caliza gris con abundantes estructuras algales y pequeños cálices de arqueociatos.
- 6 m. caliza perirrecifal, con gran cantidad de cálices de arqueociatos de gran tamaño y fragmentados.
- 12 m. caliza arrecifal con abundantes algas calcáreas, y algunos arqueociatos. Este edificio origina un resalte en la topografía.
- 2 m. caliza perirrecifal de color violácea, con gran cantidad de arqueociatos.
- 4 m. caliza brechoide, con abundantes arqueociatos y alguna estructura algal en las zonas próximas al arrecife.
- 3 m. caliza perirrecifal con gran cantidad de arqueociatos, la mayoría rotos.

Descripción del corte IX-IX'

Este corte es el más oriental de los tres, y lo componen los siguientes materiales de muro a techo:

- Andesitas.
- Inconformidad.
- 10 m. caliza gris con abundantes restos de algas y arqueociatos de pequeño tamaño. En la mitad del tramo se observan bolos de caliza algal rodeados de caliza con material lutítico.
- 16 m. caliza perirrecifal con abundantes arqueociatos, cuyos cálices presentan diámetros desde 2 a 25 mm. Están incluidos en una matriz micrítica violácea, en la que resaltan por estar recristalizados.
- 2 m. caliza algal en montículos.
- 4 m. caliza perirrecifal.

Estas secuencias pertenecen al Miembro I de la Formación Pedroche, y constituyen los materiales más antiguos de la Formación, ya que no están cubiertos como sucede en la Serie del Arroyo Pedroche.

El Cerro de Las Ermitas constituye un afloramiento con unas características excepcionales para el estudio de la distribución de las facies que posibilitaron el desarrollo de un importante complejo arrecifal en el Cámbrico Inferior, cuyo estudio en profundidad abordaremos en los capítulos correspondientes de síntesis litoestratigráfica y sedimentológica.

SINTESIS DE LAS FACIES

Después de la descripción detallada de las secciones estratigráficas de los yacimientos, creemos necesario describir los diferentes tipos de litofacies que caracterizan los materiales que se suceden en dichas secciones.

Litofacies de las canteras de Alconera

Las canteras de esta localidad presentan, a grandes rasgos, dos tipos diferentes de calizas, cada una de ellas se corresponde con los dos miembros que constituyen la Formación Alconera (fig. 10).

En los materiales carbonatados del Miembro Sierra Gorda, podemos distinguir las siguientes litofacies:

- a) Calizas grises algales.
- b) Dolomías.
- c) Calizas laminadas algales.

Los carbonatos de la base del Miembro La Hoya presentan diferentes tipos litológicos:

- d) Lutitas con nódulos calcáreos.
- e) Calizas biogénicas violáceas.
- f) Calcilutitas nodulosas.

La descripción detallada de cada una de las litofacies diferenciadas es la siguiente:

- a) *Calizas grises algales*, afloran principalmente en la cantera A_{1c} y se caracterizan por los colores grises y el aspecto moteado (lám. I, fig. 1). El aspecto moteado se debe fundamentalmente a los componentes algales que la integran, cuyos restos resaltan de la matriz micrítica y los cementos esparíticos que componen la roca. Únicamente hacia el techo de estas calizas algales aparecen arqueociatos, junto a las algas; sus cálices están fragmentados e intensamente diagenetizados. El efecto de la erosión diferencial permite

observar en la superficie de la roca las estructuras esqueléticas de algunos arqueociatos, observándose un cierto predominio de los cálices con tábulas, pertenecientes a *Coscyanocyathina*.

Estas calizas grises, de aspecto moteado, afloran masivamente con potencias de hasta 30 m., y están afectadas por procesos de karstificación actual.

b) *Dolomías*, se encuentran suprayacentes a la litofacies descrita anteriormente. Están constituidas por capas centimétricas con laminación paralela. El tamaño de los componentes que las integran, en este caso cristales de dolomita, las definen como doloeparitas.

c) *Calizas laminadas algales*, este tipo de facies es bastante frecuente en los tramos que afloran en la parte superior del Miembro Sierra Gorda. Se caracterizan por la presencia de laminaciones irregulares de origen algal, frecuentemente dolomitizadas.

d) *Lutitas con nódulos calcáreos*, afloran en la parte basal del Miembro La Hoya. El material lutítico, de color verde o violeta, engloba los nódulos

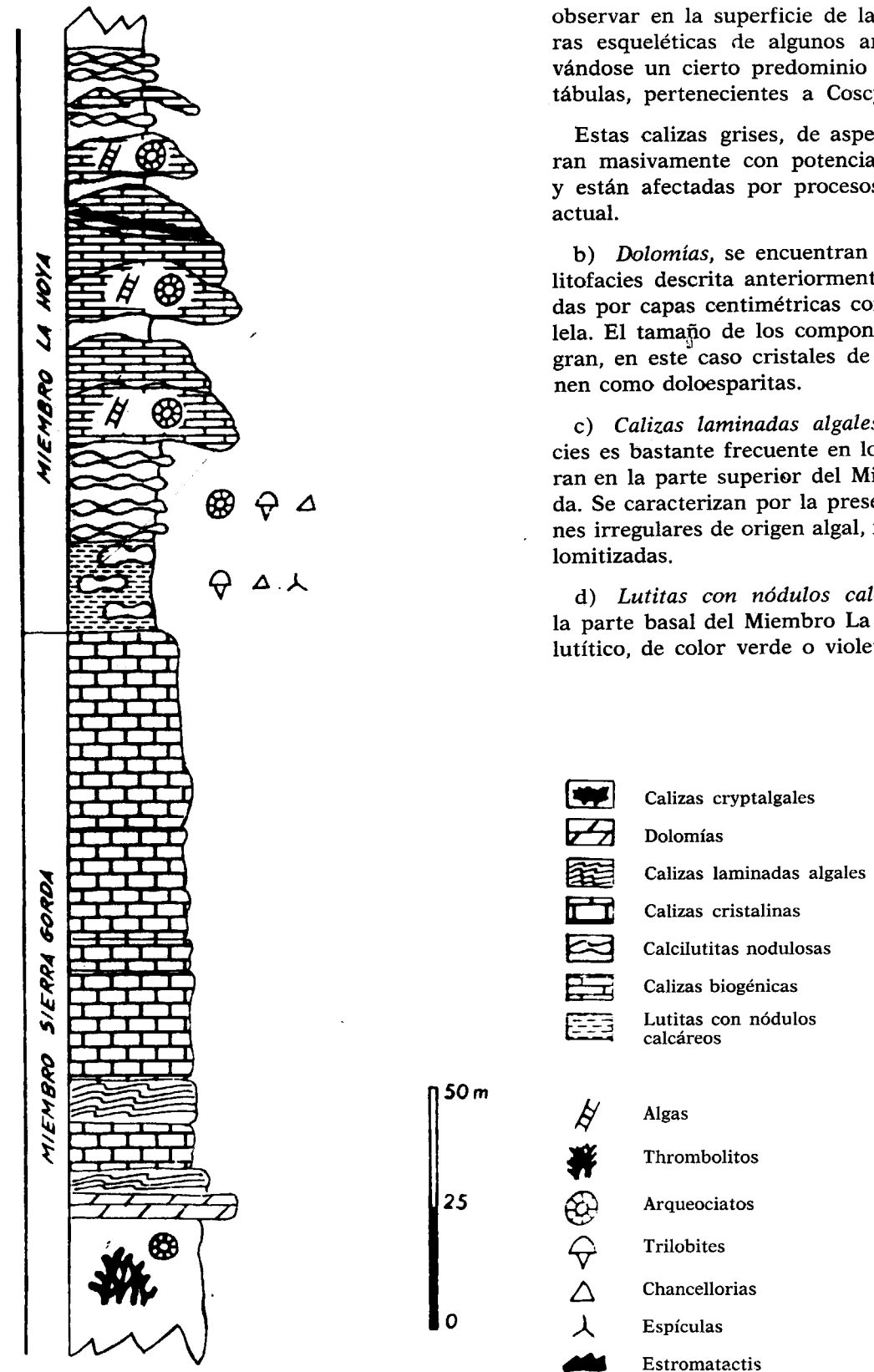


Figura 10.—Esquema de la sucesión de facies en las canteras de Alconera.

dulos carbonatados, los cuales presentan una morfología y tamaño muy variados. En el interior de estos nódulos se encuentran frecuentes secciones de trilobites, espículas de esponjas y excepcionalmente algún cáliz de arqueociato de pequeño tamaño.

e) *Calizas biogénicas violáceas*, constituyen numerosos montículos carbonatados superpuestos, que llegan a alcanzar en conjunto los 80 m. de potencia, mientras que cada uno de ellos presenta alrededor de los 10 m. de altura y hasta los 20 m. de extensión lateral (lám. I, fig. 2).

Estos montículos contienen fundamentalmente estructuras algales, y serían el principal elemento de acrección biológica de estos carbonatos. Los arqueociatos se encuentran íntimamente relacionados con las estructuras algales y presentan una gran variedad de tamaños, son frecuentes los cálices de grandes dimensiones rodeados por restos de algas, pero tanto unos como otros, están intensamente recristalizados. Estos cristales de calcita neomórfica, destacan de la matriz micrítica, lo que facilita, en parte, su diferenciación.

Los montículos, en general, presentan estructura masiva en su interior, donde se encuentran fundamentalmente los componentes orgánicos dispersos en la matriz. Estos componentes están con la disposición original de crecimiento, las estructuras algales con una morfología arborescente, y los cálices de arqueociatos entre éstas o dispersos irregularmente.

Otro tipo de estructura presente en estos montículos es la que hemos denominado estilolaminada, siguiendo la nomenclatura de LOGAN & SEMENIUK (1976) (lám. I, fig. 3), consistente en la sucesión de niveles estilolíticos que confieren a la roca un aspecto laminado, interpretada como de origen diagenético, relacionada con los procesos de compactación de la roca y de presión-disolución.

Formando parte de estas calizas se encuentran gran cantidad de restos de algas y arqueociatos recristalizados, pero identificables.

Los numerosos montículos arrecifales están superpuestos, y en general la superficie de contacto entre dos montículos es netamente erosiva. Además, se observa que los montículos con una posición estratigráfica más baja presentan una diagénesis meteórica muy intensa, con abundantes ca-

vidades cementadas y cavidades kársticas rellenas de un sedimento de calcita bandeada.

Hay que tener en cuenta que los procesos de karstificación, en este caso, son múltiples, ya que podemos observar evidencias de una karstificación durante el Cámbrico, y otra reciente, que ha determinado que los afloramientos se presenten como bloques colapsados con numerosos intersticios rellenos de material no consolidado.

f) *Calculutitas nodulosas*, se presentan en posición infra y suprayacente a las calizas biogénicas.

Es característico de este tipo de litofacias la estructura nodulosa, formada por nódulos de caliza micrítica e incluidos en una matriz con un alto contenido de residuo insoluble (lám. I, fig. 4). Estos cuerpos calcáreos se disponen en niveles más o menos continuos, de escala centimétrica, y en su interior se hallan bioclastos, generalmente fragmentos de cálices de arqueociatos.

Intercalados en este tipo de facies se encuentran pequeños lentejones de caliza biogénica (lámina I, fig. 4), constituidos por algas y arqueociatos, con una estructura masiva interrumpida por pequeños niveles con residuo insoluble más alto.

En el contexto general, la textura nodulosa de esta litofacies, parece tener un origen fundamentalmente diagenético, por compactación diferencial de un sedimento que, originalmente, presentaría una composición mixta de carbonatos y terrígenos finos. Estos últimos van aumentando su proporción hasta constituir las lutitas suprayacentes.

Este tipo de facies ha sido denominado por otros autores con los términos calizas «kramenzel» (SIMON, 1939) y «calizas rizadas» (LIÑÁN, 1984), términos que hacen referencia fundamentalmente al aspecto general de esta roca.

Litofacias de las Canteras del Arroyo Pedroche

En las canteras del Arroyo Pedroche podemos distinguir las siguientes litofacias (fig. 11):

- Lutitas con ripples.
- Arcosas calcáreas.
- Calizas oolíticas.
- Calizas bioclásticas.
- Calizas algales.



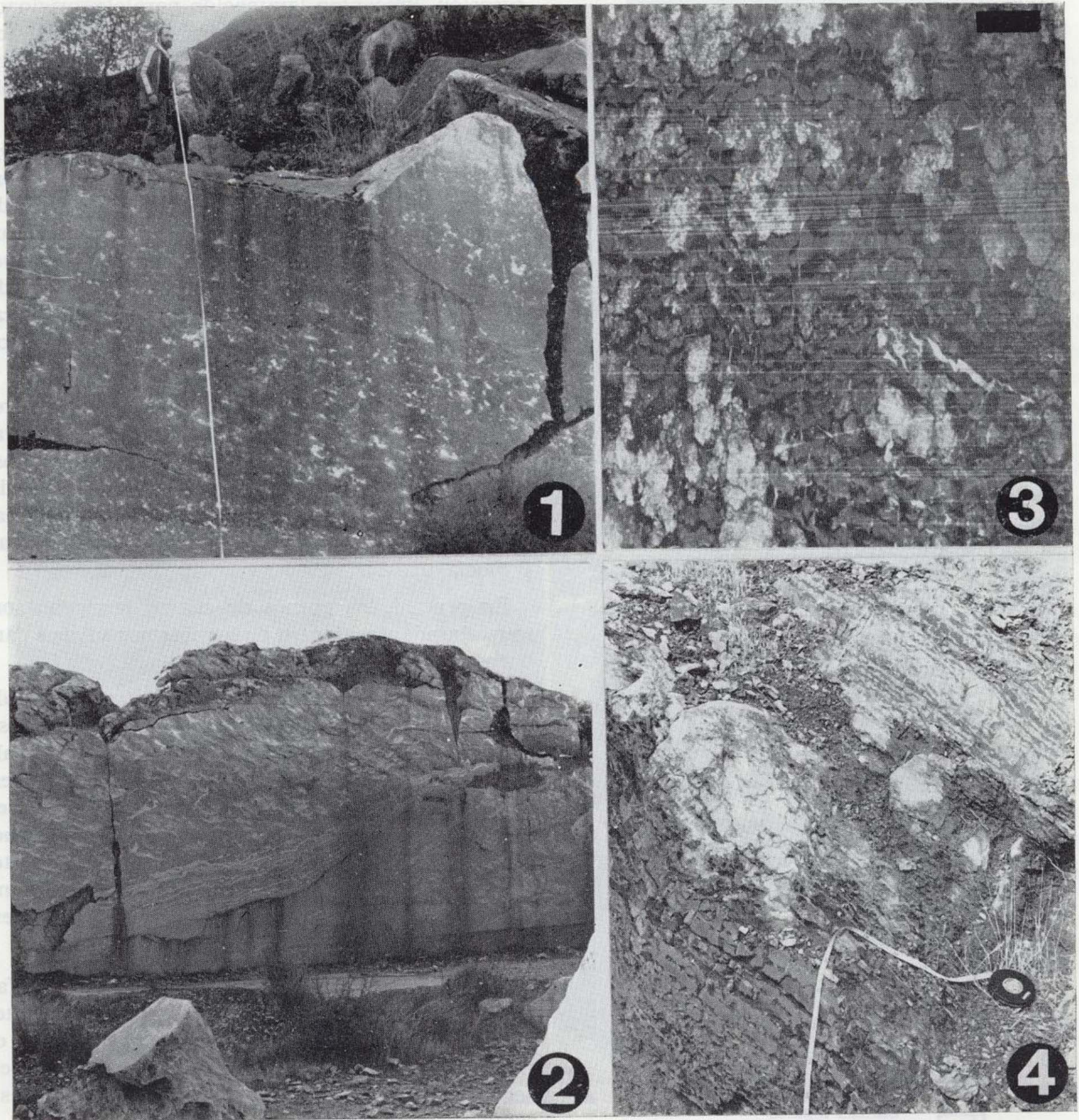
LAMINA I

Figura 1.—Caliza cryptalgal, aspecto moteado característico originado por la propia textura algal reticulada. Canteras A_{1c}. Alconera.

Figura 2.—Caliza biogénica con algas y arqueociatos. Canteras A_{1b}. Alconera.

Figura 3.—Caliza biogénica con abundantes restos algales que crecen formando pequeños arbustos, que junto con los cálices de arqueociatos se encuentran recristalizados. Destaca la estructura diagenética denominada estilolaminada. Las líneas rectas horizontales son de origen mecánico en la explotación de la cantera. Barras de 10 cm. Canteras A_{1a}. Alconera.

Figura 4.—Lentejones de caliza biogénica intercalados entre calculutitas nodulosas. Canteras A₂. Alconera.



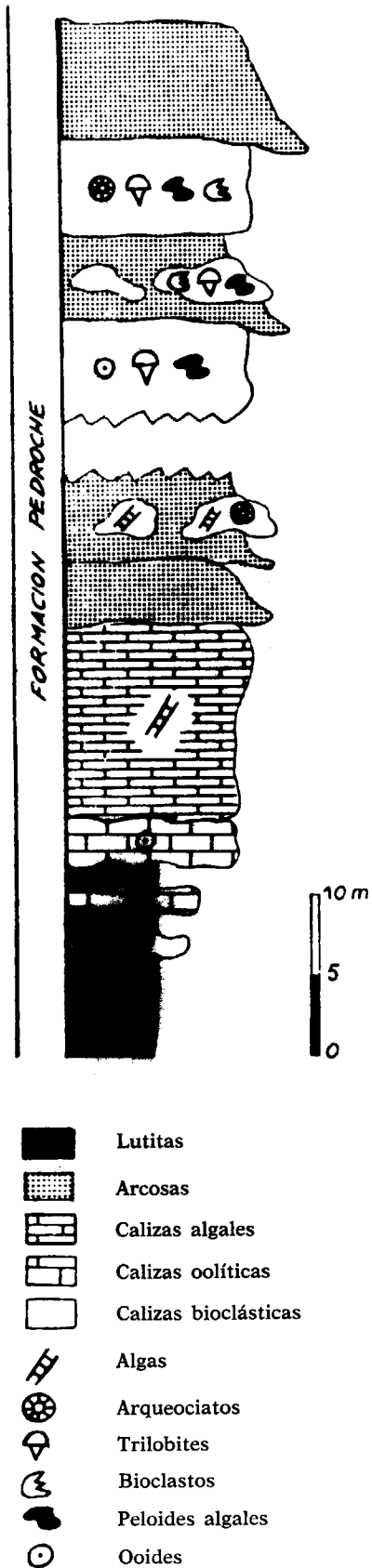
LAMINA I

Figura 1.—Caliza cryptalgal, aspecto moteado característico originado por la propia textura algal reticulada. Cantera A_{1c}. Alconera.

Figura 2.—Caliza biogénica con algas y arqueociatos. Cantera A_{1b}. Alconera.

Figura 3.—Caliza biogénica con abundantes restos algales que crecen formando pequeños arbustos, que junto con los cálices de arqueociatos se encuentran recrystalizados. Destaca la estructura diagenética denominada estilolaminada. Las líneas rectas horizontales son de origen mecánico en la explotación de la cantera. Barra de 10 cm. Cantera A_{1a}. Alconera.

Figura 4.—Lentejones de caliza biogénica intercalados entre calcilutitas nodulosas. Cantera A₂. Alconera.



a) Las *lutitas* se encuentran en la base de esta sucesión. Presentan laminación paralela, originada por la alternancia de láminas de 1 a 2 cm. con partículas terrígenas de diferente tamaño, y ripples. Son frecuentes los lentejones de caliza oolítica intercalados en ellas.

b) Las *arcosas* constituyen las capas suprayacentes a los niveles carbonatados de gran potencia (lám. II, fig. 1). Están formadas por granos de cuarzo terrígeno, feldespato potásico, plagioclasas, micas y fragmentos de roca, todos ellos englobados en un cemento calcáreo. Alcanzan los 10 m. de espesor; presentan estratificación planar, con capas cuya potencia varía desde varios centímetros a varios metros.

En la parte superior de la cantera CP₁, son frecuentes los lentejones calcáreos de diferentes tamaños, rodeados por estos materiales terrígenos. En los términos más altos de la serie, ya en la cantera CP₂, los niveles de arcosas adquieren mayor desarrollo, alternándose con calizas oolíticas y bioclásticas.

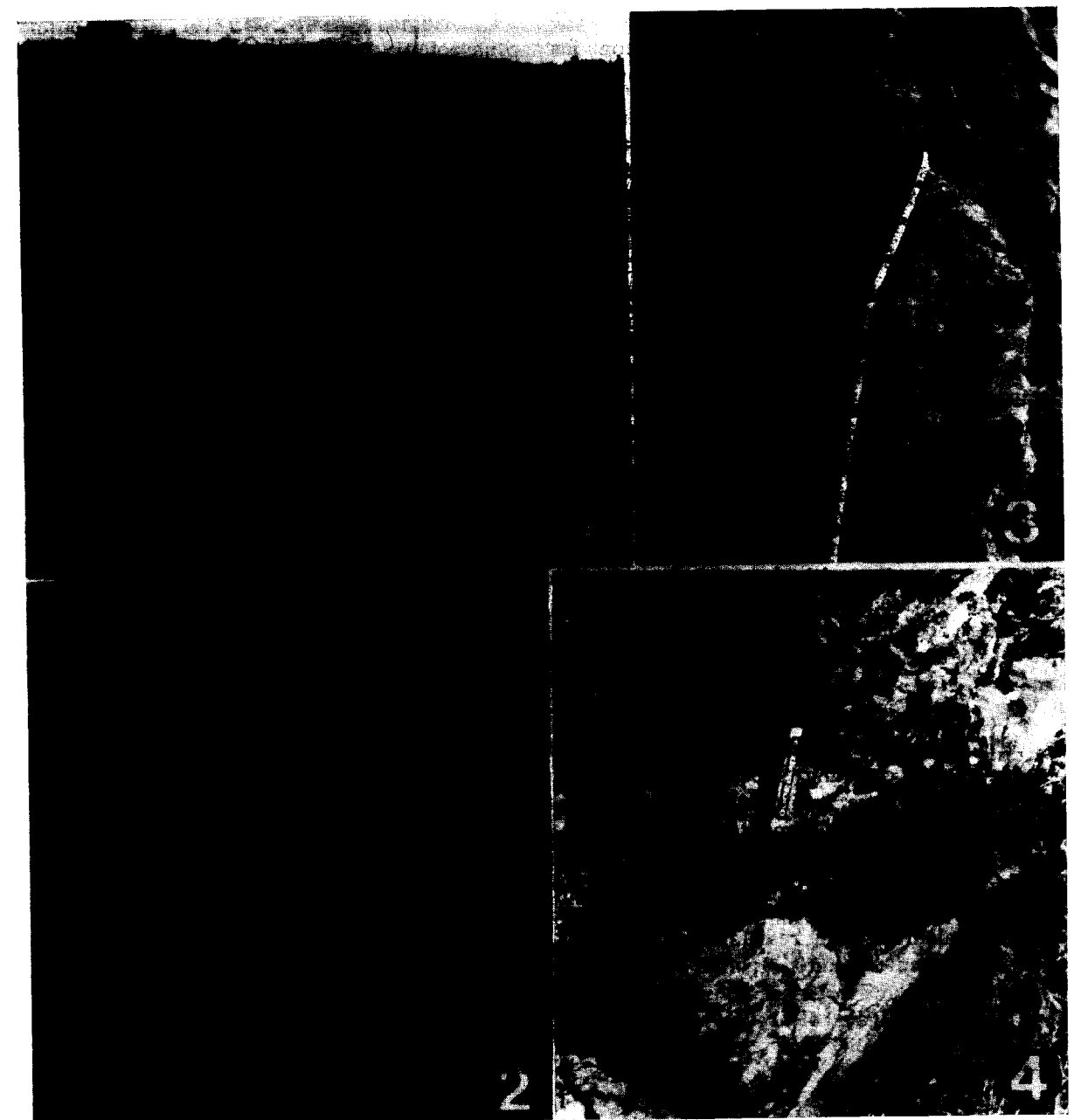
En general, los granos de cuarzo terrígeno son muy abundantes dentro de los mismos niveles carbonatados.

c) Las *calizas oolíticas* se encuentran, generalmente, en la base de los tramos carbonatados; constituyendo el inicio de la sedimentación calcárea en este yacimiento. Los primeros lentejones aparecen intercalados en las lutitas de la base, para aflorar posteriormente en un tramo continuo de unos 2 m. de potencia, en posición infrayacente a la caliza algal (lám. II, fig. 1). En algunos puntos la relación entre estos dos tipos de calizas es a través de superficies erosivas.

Los componentes fundamentales de esta litofacies son los ooides, algunos de ellos intensamente dolomitizados, cementados por calcita fibrosa o en mosaico, y que constituyen lo que hemos denominado dentro del apartado de las microfacies, como *grainstones* oolíticos.

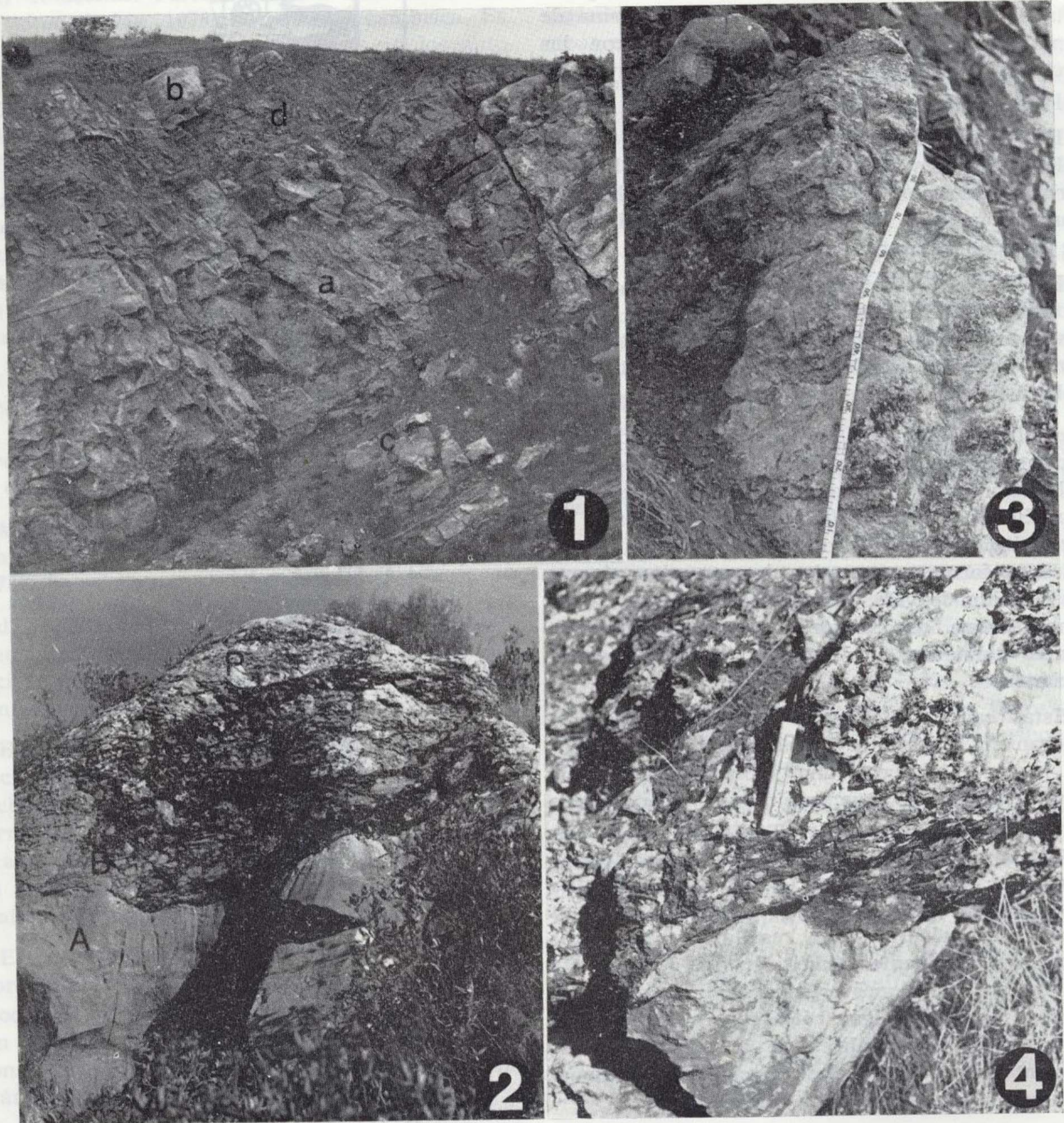
La existencia de calizas oolíticas infrayacentes a las calizas algales, es un hecho bastante generalizado en otras localidades de la Sierra de Córdoba (ZAMARREÑO, 1977; LIÑÁN *et al.*, 1981).

Figura 11.—Esquema de la sucesión de facies en las canteras del Arroyo Pedroche. Córdoba.



LAMINA II

- Figura 1.—Vista parcial de la cantera CP₁ del Arroyo Pedroche. Tipos de facies: a - calizas algales, b - calizas bioclásticas, c - calizas oolíticas, d - arcosas. Córdoba.
- Figura 2.—Afloramiento en el Cerro de Las Ermitas de caliza perirrecifal (P), en contacto erosivo con la caliza arrecifal (A); sobre la superficie erosiva se encuentran brechas (B). Córdoba.
- Figura 3.—Vista parcial de un montículo arrecifal de la cantera CP₁ del Arroyo Pedroche, constituido por abundantes cálices de arqueociatos y algas calcáreas.
- Figura 4.—Caliza perirrecifal con gran cantidad de bioclastos, fundamentalmente arqueociatos y abundantes niveles de material lutítico. En posición infrayacente y acuñaándose se encuentra caliza arrecifal. Cerro de Las Ermitas.



LAMINA II

- Figura 1.—Vista parcial de la cantera CP₁ del Arroyo Pedroche. Tipos de facies: a - calizas algales, b - calizas bioclásticas, c - calizas oolíticas, d - arcosas. Córdoba.
- Figura 2.—Afloramiento en el Cerro de Las Ermitas de caliza perirrecifal (P), en contacto erosivo con la caliza arrecifal (A); sobre la superficie erosiva se encuentran brechas (B). Córdoba.
- Figura 3.—Vista parcial de un montículo arrecifal de la cantera CP₁ del Arroyo Pedroche, constituido por abundantes cálices de arqueociatos y algas calcáreas.
- Figura 4.—Caliza perirrecifal con gran cantidad de bioclastos, fundamentalmente arqueociatos y abundantes niveles de material lutítico. En posición infrayacente y acuñaándose se encuentra caliza arrecifal. Cerro de Las Ermitas.

d) Las *calizas bioclásticas* afloran en la parte alta de la serie de la cantera CP₁, en forma de lentejones calcáreos interestratificados con las arcosas (lám. II; fig. 1). También constituyen las capas basales de la cantera CP₂.

Estos tramos calcáreos se reducen en los niveles superiores de la sucesión, en donde los materiales arcósicos son más frecuentes, y los carbonatos quedan reducidos a capas lenticulares de pequeño espesor.

Este tipo de litofacies está caracterizado por la presencia de abundantes bioclastos y ooides, dispersos en una matriz fundamentalmente terrígena, con gran cantidad de cuarzo detrítico. La dolomitización afecta únicamente a los ooides.

e) Las *calizas algales* son el resultado de la sedimentación de carbonato, como consecuencia del crecimiento y desarrollo de las algas calcáreas *Epiphyton* y *Renalcis* fundamentalmente. En estos *boundstones* se observan arbustos dicotómicos y formas cameradas de estos dos géneros en posición de vida, incluidos en una matriz microesparítica, con mayor o menor cantidad de cuarzo terrígeno, y diferentes fases de cementación.

Estas calizas de aspecto masivo y color gris, afloran en la cantera CP₁ alcanzando un espesor de hasta 13 m., con una superficie fracturada muy irregular, lo que impide ver la existencia o no, de estructuras sedimentarias, o simplemente la morfología externa de estas acumulaciones de carbonato (lám. II; fig. 1). En el extremo oeste de dicha cantera, se individualizan dos montículos calcáreos que resaltan de las capas arcósicas envolventes (lám. II; fig. 3), se trata de dos construcciones orgánicas en las que intervienen tanto las algas calcáreas, antes citadas, como abundantes cálices de arqueociatos, fundamentalmente de la clase Irregulares, originando una textura típicamente *bafflestone*.

Litofacies del Cerro de Las Ermitas

En la sección de materiales que afloran en el Cerro de Las Ermitas (fig. 12) podemos distinguir los siguientes tipos de litofacies:

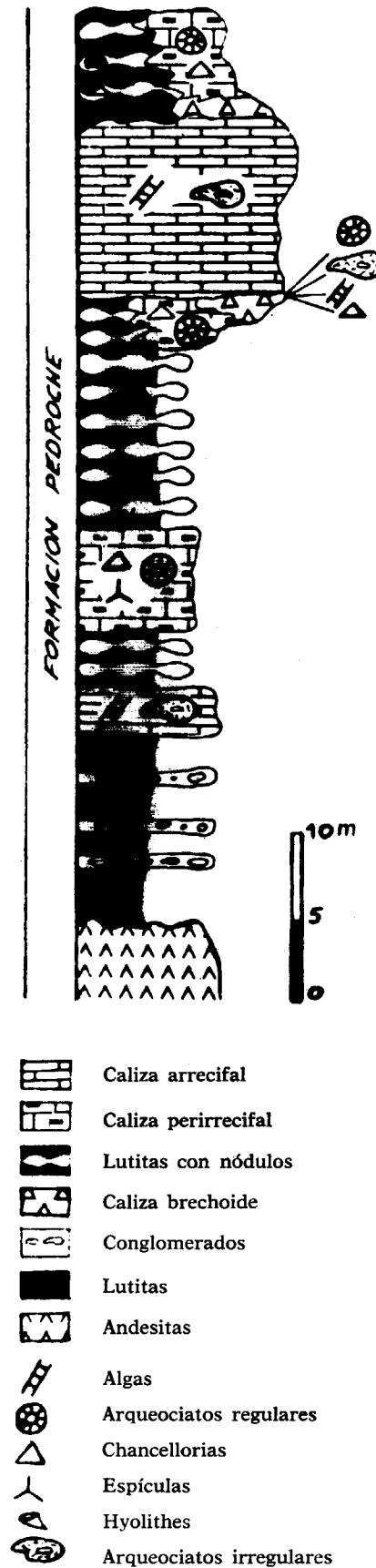


Figura 12.—Esquema de la sucesión de facies en el Cerro de Las Ermitas. Córdoba.

a) *Andesitas*. Pertenecen a la Formación San Jerónimo (LIÑÁN, 1978) de edad Precámbrica. Estas andesitas, ya descritas por los citados autores, se encuentran directamente en posición infrayacente a sedimentos del Cámbrico Inferior tanto carbonatados como terrígenos a través de una inconformidad.

b) *Conglomerados polimícticos*. Se disponen discordantes sobre las andesitas, en tramos de escasa potencia y alternándose con lutitas violáceas. Estos conglomerados polimícticos tienen cantos redondeados de andesita, lutita y metacuarcita, con diámetros de hasta 35 cm.

c) *Lutitas laminadas*. Constituidas por terrígenos finos, presentan laminación paralela originada por capas con componentes terrígenos de diferente granulometría, son abundantes los granos de cuarzo y las micas.

Alternan con los tramos conglomeráticos y presentan en algunos niveles microfósiles (LIÑÁN, 1978).

d) *Lutitas con nódulos calcáreos*. Se encuentran intercaladas con tramos carbonatados de las facies perirrecifal y en posición infra y suprayacente a los edificios.

Esta facies presenta en el afloramiento un aspecto noduloso, formada por nódulos calcáreos incluidos en el material lutítico envolvente. El término nódulo tiene, en este caso, un significado descriptivo y no genético, ya que se trata de fragmentos calcáreos deposicionales, con tamaños y formas muy variadas.

Estos fragmentos calcáreos están constituidos por *wakestone* con matriz micrítica, y abundantes bioclastos, arqueociatos, espículas e hyolithidos. En algunos casos el cáliz de un arqueociato constituye, por sí mismo, un fragmento con un diámetro de 2 cm.

e) *Calizas arrecifales*. Se localizan en diversos puntos del Cerro, y forman los característicos afloramientos en montículos con gran resalte topográfico (lám. II; figs. 2 y 4), alcanzando los 12 metros de altura. Se trata de calizas masivas de color gris, con una superficie bastante lisa, exceptuando las pequeñas oquedades como resultado de la erosión diferencial.

Están compuestas fundamentalmente por estructuras algales y pequeños cálices de arqueo-

ciatos; el grado de recristalización es bastante elevado, presentándose fantasmas de restos orgánicos en grandes cristales de calcita.

Además de estas construcciones de gran tamaño, se encuentran dispersos por el Cerro pequeños montículos de calizas algales, formando bolos de aspecto masivo y color gris claro, que contrastan con los materiales de las otras facies circundantes.

f) *Calizas perirrecifales*. Como su propia denominación indica se trata de las facies carbonatadas que rodean a los arrecifes, tanto en posición infra como suprayacente, así como lateralmente (lám. II; figs. 2 y 4). Esta facies se caracteriza por contener gran cantidad de bioclastos, dispersos en una matriz micrítica homogénea de color rojo y una estructura nodulosa, con nódulos calcáreos de muy diversos tamaños incluidos en una matriz más lutítica.

Entre los componentes orgánicos podemos distinguir abundantes cálices de arqueociatos de gran tamaño, fundamentalmente pertenecientes a la Clase Regulares. En las proximidades de las facies arrecifales se encuentran también cálices de Irregulares, y estolones de éstos, asociados a estructuras algales muy recristalizadas. Otros elementos abundantes son las espículas de esponjas y las rosetas de *Chancelloria*.

En general estos bioclastos están muy fragmentados, y presentan una gran variedad de tamaños, desde cálices de arqueociatos completos hasta pequeños restos de las murallas porosas y espículas de esponjas, dispersos en la matriz.

Una característica peculiar de esta facies es el aspecto noduloso que se manifiesta en el afloramiento por el efecto de la erosión diferencial con la acción del agua meteórica, que disuelve principalmente el carbonato y no el material lutítico, el cual presenta mayor resalte.

El origen de esta estructura es fundamentalmente diagenético, asociado a diversos procesos.

g) *Calizas brechoides*. Se encuentran relacionadas directa y lateralmente con uno de los edificios arrecifales (lám. II; fig. 2). Presentan las mismas características estructurales de las calizas perirrecifales. No obstante los fragmentos calcáreos son de mayor tamaño y presentan una elevada angulosidad. En ellos se hallan abundantes cálices de arqueociatos y estructuras algales,

con una disposición muy semejante a la que encontramos en las calizas arrecifales, por lo que han sido interpretados como fragmentos del edificio originados por la brechificación de éste.

Estas brechas intraformacionales presentan una matriz micrítica con abundantes componentes orgánicos, fundamentalmente estructurales algales y pequeños cálices de arqueociatos de la Clase Irregulares con abundantes estolones lo que nos indicaría su origen como parte del edificio orgánico próximo. También se encuentran en menor porcentaje otros componentes orgánicos como arqueociatos Regulares, rosetas de *Cancelloria* y otras espículas.

La textura nodulosa diagenética también está presente en esta facies.

h) *Calizas micríticas*. Se sitúan en la ladera oeste del Cerro, y están interestratificadas con las facies de lutitas con nódulos calcáreos.

Se caracterizan por presentar gran cantidad de bioclastos dispersos en una matriz micrítica homogénea; son muy abundantes las espículas de esponjas, rosetas de *Chancelloria* e hylólitidos, y de forma esporádica arqueociatos.

CONCLUSIONES

En Alconera el Miembro Sierra Gorda está caracterizado por carbonatos con algunas intercalaciones de terrígenos finos; estos sedimentos se depositaron en una plataforma somera, con carácter transgresivo en relación con los materiales infrayacentes de la Formación Torreárboles. Los carbonatos presentan generalmente texturas algales, como resultado de la gran actividad de cyanobacterias, con el desarrollo de mallas, laminaciones, y estructuras cryptalgales reticuladas. Únicamente de forma esporádica, se encuentran asociados arqueociatos en los tramos superiores de este miembro, con una reducida diversidad taxonómica.

Durante la sedimentación del tramo basal carbonatado del Miembro La Hoya, en Alconera, se desarrollaron numerosos montículos arrecifales superpuestos. La composición de estos montículos, originados por la acumulación de carbonato, es fundamentalmente sedimento micrítico con bioclastos, entre estos últimos destacan las formas

ramificadas de algas calcáreas entre las que se identifican *Epiphyton* principalmente. Estas algas constituyen el elemento principal de acreción biológica de los montículos, junto a los cálices de arqueociatos, que en esta función tienen un papel secundario.

La plataforma del Cámbrico Inferior en la zona de Arroyo Pedroche presenta una asociación de facies que se induce su carácter somero con episodios de sedimentación carbonatada y terrígena, y donde se desarrollan también términos híbridos, generalmente calizas con abundantes terrígenos. La sucesión se inicia con lutitas con ripples, entre las que se intercalan calizas oolíticas, éstas llegan a alcanzar gran extensión lateral y constituyen barras oolíticas. Posteriormente se desarrollan las calizas algales, con abundantes formas de algas calcáreas. La sedimentación de los carbonatos se produciría fundamentalmente por la actividad y acumulación biogénica de *Epiphyton*, *Renalcis* y *Girvanella*. En algunos casos la interacción de algas y arqueociatos llega a formar montículos con un relieve topográfico acusado y una textura *bafflestone*, donde los cálices de arqueociatos presentan una gran densidad numérica, con formas ramificadas, constituyendo una estructura rígida en cuyo entorno se desarrollan las algas calcáreas.

El aporte de los materiales siliciclásticos, que durante la sedimentación de los carbonatos había sido importante, aumentan considerablemente, lo que origina el depósito de arcosas calcáreas que se alternan con capas calcáreas lenticulares, hasta constituir los tramos superiores formados exclusivamente por arcosas.

La sedimentación en una plataforma carbonatada con algún episodio terrígeno, en la localidad del Cerro de Las Ermitas presenta una gran variedad de facies que caracteriza un complejo arrecifal. Sobre un paleorrelieve desarrollado sobre andesitas precámbricas se implanta una plataforma carbonatada cámbrica, con la sedimentación de depósitos carbonatados fundamentalmente de origen orgánico y episodios de terrígenos intercalados. La sucesión se inicia con el depósito de materiales terrígenos finos, lutitas con niveles conglomeráticos intercalados. Los sedimentos calcáreos aumentan su desarrollo hacia el techo de la sucesión y en algunos lugares se observa claramente el desarrollo de montículos arrecifales, en general de grandes dimensiones, y

constituidos fundamentalmente por algas calcáreas y en menor proporción arqueociatos de pequeño tamaño. En relación con estos montículos se encuentran las facies perirrecifales y brechoides, en las que se encuentran abundantes cálices de arqueociatos de gran talla; en general los bioclastos están muy fragmentados y dispersos, y su aspecto noduloso se interpreta como resultado de los procesos que actuaron durante la diagénesis.

Los montículos arrecifales del Cámbrico Inferior de Sierra Morena presentan características muy diferentes relacionadas con la posición que ocuparían dentro de la plataforma carbonatada, la distribución de facies en su entorno, y la propia estructura interna de los montículos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo constituye una parte de un elaborado estudio sobre los montículos arrecifales de algas y arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena, presentado como Tesis Doctoral por la autora en la Universidad Complutense de Madrid, bajo la dirección del Dr. A. Perejón, al cual agradezco su ayuda inestimable.

También he de señalar la colaboración de la doctora M. Díaz-Molina y la del Dr. S. Rodríguez en la lectura crítica del manuscrito. La elaboración del material fotográfico fue realizado por don E. Martín y la mecanografía por Dña. I. Corchón.

BIBLIOGRAFIA

- DEBRENNE, F.: *Archaeocyatha. Contribution à l'étude des faunes cambriennes du Maroc, de Sardaigne et de France*. Not. Mem. Serv. Geol. Maroc, 179, 1-371 (1964).
- DEBRENNE, F.; GANGLOFF, R. A., y JAMES, N. P.: *Archaeocyathan buildups: Pioneer reefs of the Paleozoic*. United States Department of the Interior Geological Survey short papers for the Second International Symposium on the Cambrian System, Open-File Report, 81-743, 63 (1981).
- IGME: *Mapa geológico de la Península Ibérica*. Escala 1:1.000.000 (1.ª edición). Inst. Geol. Min. España (1980).

- JAMES, N. P.: *Facies Models 10. Reefs*. Geoscience Canada, 5 (1), 16-26 (1978).
- JAMES, N. P., y DEBRENNE, F.: *Lower Cambrian bioherms: Pioneer reefs of the Phanerozoic*. Acta Paleont. Pol., 25 (3-4), 656-668 (1980).
- JAMES, N. P., y KOBLUK, D. R.: *Lower Cambrian patch reefs and associated sediments: Southern Labrador, Canada*. Sedimentology, 25 (1), 1-35 (1978).
- LIÑÁN, E.: *Las formaciones cámbricas del norte de Córdoba*. Act. Geol. Hispánica, 9 (1), 15-20 (1974).
- LIÑÁN, E.: *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doct. Univ. Granada, 191, 1-212 (1978).
- LIÑÁN, E.: *Introducción al problema de la paleogeografía del Cámbrico de Ossa Morena*. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 8, 283-314 (1984).
- LIÑÁN, E.; MORENO-EIRIS, E.; PEREJÓN, A., y SCHMITT, M.: *Fossils from the basal levels of the Pedroche Formation, Lower Cambrian (Sierra Morena, Córdoba, Spain)*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 79, 277-286 (1981).
- LIÑÁN, E., y PEREJÓN, A.: *El Cámbrico de la «Unidad de Alconera», Badajoz (SO de España)*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 79, 125-148 (1981).
- LOGAN, B. W., y SEMENIUK, V.: *Dynamic metamorphism; processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia*. Geol. Soc. Australia Spec. Publ., 6, 1-138 (1976).
- ROWLAND, S. M.: *Archaeocyathid reefs of the southern Great Basin, western United States*. In Taylor, M. E., ed., *Short papers for the second international symposium on the Cambrian System*. U.S. Geol. Surv. Open-File Report, 81-743, 193-197 (1981).
- ROWLAND, S. M.: *Were there framework reefs in the Cambrian?* Geology, 12, 181-183 (1984).
- SIMON, W.: *Lithogenesis kambrischer Kalke der Sierra Morena (Spanien)*. Senckenbergiana, 21 (5-6), 297-311 (1939).
- SHEEHAN, P. M.: *Reefs are not so different - They follow the evolutionary pattern of level-bottom communities*. Geology, 13, 46-49 (1985).
- ZAMARREÑO, I.: *Early Cambrian Algal Carbonates in Southern Spain*. In: E. Flügel (ed.): *Fossil Algae. Recent Results and Developments*. Springer-Verlag, 360-365 (1977).
- ZAMARREÑO, I., y DEBRENNE, F.: *Sédimentologie et biologie des constructions organogènes du Cambrien inférieur du Sud de l'Espagne*. B. R. G. M. Mém., 89, 49-61 (1977).
- ZHURAVLEVA, I. T.: *Estructuras orgánicas del Cámbrico primitivo de la Plataforma de Siberia*. Trudy Inst. Paleont. Akad. Nauk. SSSR, 61-84 (en ruso) (1966).

Precisiones sobre la estructura y la edad de las deformaciones en el área de Lluçena-Ribesalbes (prov. de Castellón de la Plana) (*)

Por J. GUIMERA (**)

RESUMEN

En la parte oriental de la Cordillera Ibérica y en la Cordillera Costera Catalana el desarrollo y actuación de las macroestructuras compresivas —cabalgamientos, pliegues y fallas de dirección— finalizó alrededor del límite Oligoceno-Mioceno. El desarrollo de las macroestructuras distensivas —fosas costeras y fosas del interior de la Cordillera Ibérica— comenzó claramente durante el Mioceno Inferior —como mínimo a partir del Burdigaliense Inferior—.

En el área estudiada —Lluçena-Ribesalbes— se observa que, contrariamente a lo afirmado en varios trabajos recientes, a) no existe un diapirismo de edad terciaria; b) la extensión en la cobertera mesozoica es producto de la distensión neógena, y no de un estiramiento producido en la parte posterior de dicha cobertera por efecto de un desplazamiento gravitacional de ésta hacia el norte; c) en los sedimentos miocenos de la cubeta de Ribesalbes no se observan estructuras que demuestren que han sufrido una deformación compresiva.

Del estudio de las mesoestructuras frágiles en diversos afloramientos se deducen cambios progresivos entre los diversos campos de esfuerzo que las formaron.

ABSTRACT

Both in the eastern part of the Iberian Range and in the Catalan Coastal Range the development and movement of the compressive major structures —thrusts, folds and strike-slip faults— ended near the Oligocene-Miocene border. The development of the distensive major structures —coastal rifts and rifts in the Iberian Range— started clearly during the lower Miocene —at least from the lower Burdigalian—.

In the studied area —Lluçena-Ribesalbes—, unlike it had been stated in recent papers, a) there is no diapirism of Tertiary age; b) extension in the Mesozoic cover was produced by Neogene distension, and not by extension rear a gravitational-gliding cover during Palaeogene compression; c) Miocene sediments of the Ribesalbes basin do not show any compressional deformation.

From the study of brittle small-scale structures in many outcrops, progressive changes between different stress-fields can be deduced.

INTRODUCCION

En la región que comprende la Cordillera Costera Catalana y la parte oriental de la Cordillera Ibérica hay tres direcciones de estructuras compresivas principales (fig. 1): NE-SO, NO-SE y, la tercera, aproximadamente E-O, marcadas por la existencia de cabalgamientos, fallas y pliegues. La dirección NE-SO domina en la Cordillera Costera Catalana, mientras que la NO-SE domina en la Cordillera Ibérica; las dos están ligadas a grandes fallas de zócalo visibles cuando éste aflora.

(*) Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el proyecto núm. 3.170-83 de la CAICYT.

(**) Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona.

En la Cordillera Costera Catalana dichas fallas NE-SO tuvieron un movimiento predominantemente sinistro durante la compresión alpina (GUIMERA, 1984; JULIA y SANTANACH, 1984); en la Cordillera Ibérica las fallas NO-SE tuvieron un movimiento predominantemente inverso, pero con un cierto componente dextro (ALVARO et al., 1979, y GUIMERA, 1984). En la Zona de Enlace entre las dos (GUIMERA, 1983 a y b, 1984) es la dirección estructural E-O la dominante en la cobertera mesozoica fracturada y plegada y, a partir de ella, se puede deducir la existencia de fracturas de esta dirección en el zócalo, que no aflora.

Las tres direcciones de fallas de zócalo han

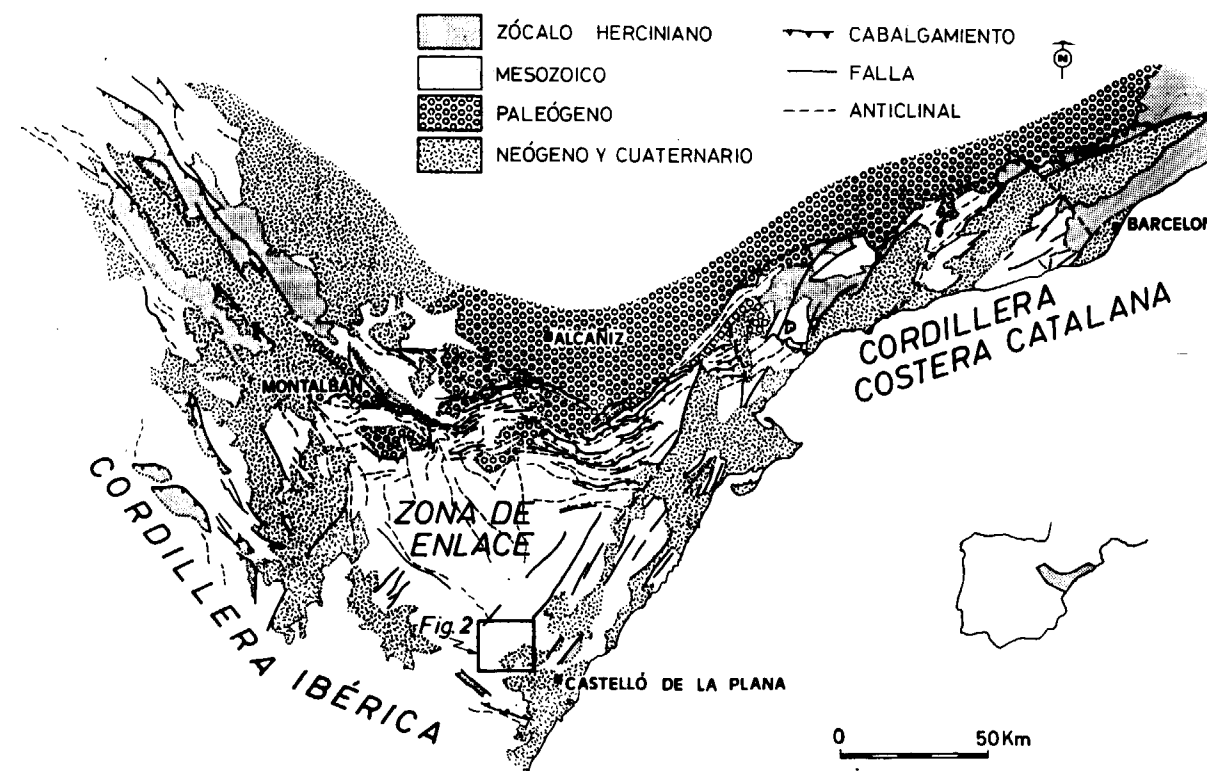


Figura 1.—Esquema estructural de la parte nororiental de la Cordillera Ibérica y de la Cordillera Costera Catalana. El rectángulo de la parte inferior indica la localización del área estudiada (fig. 2).

tenido una gran importancia en la paleogeografía del Mesozoico (ALVARO et al., 1979) —sobre todo durante el Malm y el Cretácico Inferior (SALAS, 1983)—; así, pues, son accidentes anteriores a la deformación alpina.

La edad de la formación de las estructuras compresivas es eocena-oligocena, tal como se deduce de su relación con los sedimentos de dicha edad en los bordes meridionales de la Cuenca del Ebro y en las depresiones terciarias internas de las Cordilleras Ibérica y Costera Catalana.

La edad eocena de la deformación compresiva solamente se ha podido identificar con seguridad en la Cordillera Costera Catalana, donde la deformación comienza en el Eoceno Inferior-Medio y se prolonga hasta el Oligoceno Superior (ANADÓN et al., 1979; ANADÓN et al., 1985).

En la Cordillera Ibérica y en la Zona de Enlace la deformación compresiva importante debió comenzar durante el Oligoceno y acabar en el Oligoceno terminal o Mioceno basal (RIBA y RÍOS, 1960; RIBA et al., 1971; VIALLARD, 1973; CANÉROT,

1974; DÍAZ MOLINA y LÓPEZ MARTÍNEZ, 1979; ADROVER et al., 1983; PARDO et al., 1984). Las edades de todos los yacimientos estudiados hasta ahora en materiales sin o tarditectónicos con respecto a los cabalgamientos y pliegues de la parte frontal de la Zona de Enlace dan, como edades más modernas, el Oligoceno Superior-Terminal (CABRERA, 1983; AGUSTÍ et al., 1983). Por tanto, a la luz de los datos actuales, no tiene base la afirmación de SIMÓN (1981 a, 1984) de que la totalidad o parte de las estructuras E-O de la parte norte de la Zona de Enlace sean de edad miocena media.

Posteriormente a los pliegues y cabalgamientos que marcan las tres direcciones descritas, se desarrollaron unas fosas limitadas por fallas predominantemente normales —estructuras distensivas—. Dichas fosas se sobreimpusieron a las estructuras anteriores (JULIVERT et al., 1974), y se formaron aprovechando los accidentes de zócalo anteriormente descritos: fosas NE-SO en la Cordillera Costera Catalana y en la parte oriental de la Cordillera Ibérica y la Zona de Enlace, y fosas predominantemente NO-SE en la mayor parte de

la Cordillera Ibérica. Al sur de la Zona de Enlace, en el área de intersección entre ambas directrices, se produjo una extensión de la cobertera mesozoica sin que llegaran a formarse fosas comparables a las anteriores.

Las edades de los sedimentos más antiguos que rellenan buena parte de las fosas corresponde al Mioceno Inferior. En la fosa del Vallès-Penedès (CABRERA, 1981; ANADÓN et al., 1983) es a partir del Burdigaliense Inferior cuando se sedimentan grandes potencias de materiales de una manera generalizada. En la fosa de Teruel (Cordillera Ibérica), y en las cubetas de Rubielos de Mora y de Ribesalbes (sur de la Zona de Enlace) los sedimentos más antiguos corresponden al Aragoniense Inferior (ANADÓN et al., 1983). Finalmente, los datos existentes sobre las fosas costeras del Baix Maestrat (ANADÓN et al., 1983) apuntan hacia una edad miocena inferior, para sus sedimentos más antiguos.

La región objeto de este trabajo se sitúa en la parte meridional de la Zona de Enlace (figs. 1 y 2). La mayor parte de su superficie la ocupan materiales mesozoicos y, en su borde sureste, miocenos —cubeta de Ribesalbes (fig. 2)—. Su estructura y su evolución han sido objeto de varios trabajos recientes en los que se manifiestan diversas opiniones, en algunos casos contrapuestas sobre: a) la estructura de los materiales triásicos; b) el significado de la extensión de la cobertera mesozoica mediante fallas normales, y c) la edad de las deformaciones.

Así, en la parte meridional de la Zona de Enlace, CANÉROT (1974) y, posteriormente, SIMÓN GÓMEZ y PÉREZ CUEVA (1980) suponen la existencia de extrusiones de materiales triásicos. Según dichos autores este proceso habría tenido lugar durante la distensión miocena, a partir de las acumulaciones de materiales plásticos en el núcleo de los anticlinales formados durante la compresión paleógena.

MARTÍN et al. (1974), CANÉROT y CADILLAC (1977), CANÉROT y MARTÍN (1977) y TRELLESCUDERO et al. (1981) abandonan la interpretación de las extrusiones y diferencian en esta región tres niveles tectónicos separados por contactos anormales:

a) Un «zócalo» formado por los materiales del Paleozoico y su tegumento del Buntsandstein y el Muschelkalk Inferior, con una estructura subtabular.

b) Un nivel incompetente intermedio formado por el Muschelkalk Medio y Superior y el Keuper, con una estructura «caótica».

c) La cobertera jurásico-cretácica, afectada por gran cantidad de «fallas ciloidales de distensión» (TRELLESCUDERO et al., 1981) que no llegarían a atravesar el nivel incompetente subyacente.

Según estos últimos autores durante la compresión paleógena la cobertera de la Zona de Enlace se desplazó gravitacionalmente hacia el Norte, dando lugar al haz de pliegues y cabalgamientos de la parte frontal de la Zona de Enlace. La estructura de la región estudiada —situada en la parte meridional de la Zona de Enlace— sería el resultado de la extensión producida en la parte posterior de la cobertera mesozoica mientras ésta se desplazaba hacia el Norte. Por tanto, estas estructuras extensivas serían de edad paleógena y sincrónicas con la deformación en el frente norte de la Zona de Enlace.

Por lo que respecta a la edad de las deformaciones, SIMÓN (1981 b) supone que la compresión alpina duró hasta el Mioceno Medio (Vindoboniense), basándose en la supuesta presencia de estructuras compresivas en los materiales neógenos de la cubeta de Ribesalbes.

La finalidad de este trabajo es aportar nuevos datos sobre la estructura de este sector de la Zona de Enlace y discutir, por una parte algunas de las observaciones realizadas por los autores anteriormente citados, y por otra las interpretaciones que, desde un punto de vista más regional, han sido deducidas de ellas.

ESTRATIGRAFIA

Triásico

Buntsandstein

Aflora escasamente en el área estudiada, y lo hacen únicamente los términos más superiores de la serie.

En la región vecina del Desert de les Palmes, MARZO et al. (1983) distinguen tres unidades, de base a techo:

a) Areniscas y lutitas del Desert de les Palmes (220 m.).

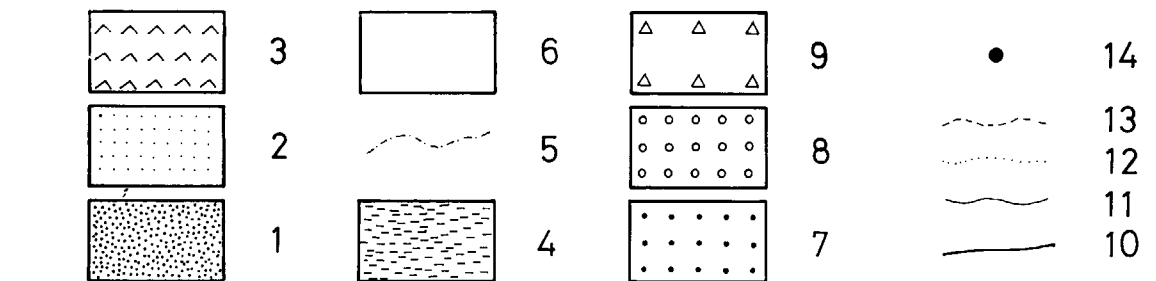
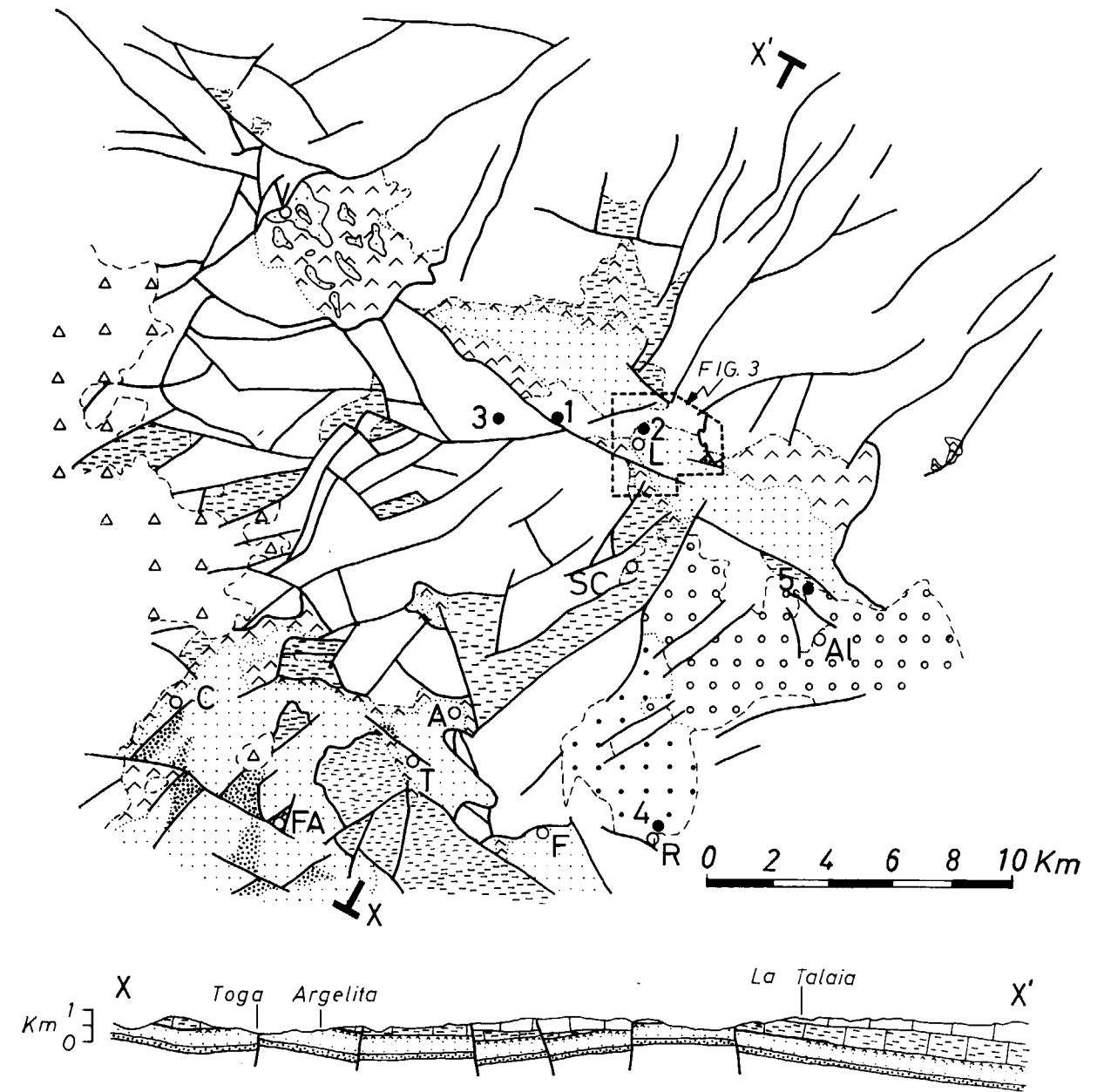


Figura 2.—Mapa geológico del área estudiada (simplificado y modificado de IGME, 1983) y corte correspondiente. Para su localización ver figura 1. Mesozoico: 1, Buntsandstein; 2, Muschelkalk; 3, Keuper; 4, Jurásico; 5, contacto discordante de la base de los materiales de facies Weald; 6, Cretácico. Mioceno: 7, unidad inferior; 8, unidad superior; 9, indiferenciado; 10, falla; 11, contacto mecánico; 12, contacto concordante; 13, contacto discordante; 14, localización de las estaciones de mesoestructuras. A: Argelita; Al: L'Alcora; C: Cirat; F: Fanzara; FA: Fuentes de Ayódar; L: Lluçena; R: Ribesalbes; SC: barranco del Salt del Cavall; T: Toga; V: Villahermosa del Río. Enmarcada en trazo discontinuo se indica la localización de la figura 3.

b) Areniscas de Vilafamés (160 m.).

c) Complejo lutítico carbonatado superior (10-20 m.), que constituye el paso progresivo hacia el Muschelkalk.

Muschelkalk

Constituye la mayor parte de los afloramientos triásicos de la región estudiada. MARTÍN et al. (1974), en la hoja de L'Alcora, distinguen tres tramos: uno inferior calcáreo-dolomítico de 30 a 50 metros de potencia, uno intermedio predominantemente lutítico y rojizo con intercalaciones de yeso, y uno superior formado por tres cejos calizos separados por dos niveles margosos, con una potencia aproximada de 120 m.

Nuestras observaciones coinciden con la sucesión propuesta por estos autores: hemos podido observar la existencia de cuatro barras predominantemente dolomíticas separadas por tramos más lutíticos.

La barra inferior, de una potencia que puede aproximarse al centenar de metros, está formada predominantemente por dolomías de color gris oscuro, con intercalaciones de bancos de un color marrón oscuro característico.

Sobre ella se encuentra un nivel predominantemente margoso-lutítico, con intercalaciones de capas calcáreas a veces de aspecto carniolar y niveles de yeso laminado de pocos metros. Su potencia suele ser superior a 50 metros; contiene capas de colores abigarrados —predominantemente rojizos— pero que normalmente no llegan a ser dominantes.

Sobre estos materiales se encuentra una sucesión de tres barras con dos intercalaciones margosas. Las barras están constituidas predominantemente por dolomías oscuras en capas finas, aunque también hay niveles bioclásticos y de calizas con fucoides; su potencia es del orden de 30-40 metros. Los niveles margosos tienen una potencia similar o ligeramente inferior.

La potencia total del Muschelkalk puede cifrarse del orden de 300 metros.

Keuper

ORTÍ (1974) en su trabajo sobre el Keuper del levante español distingue cinco unidades litostratigráficas, de base a techo, con una potencia total que varía entre 200 y 400 metros:

— Fm. Arcillas y yesos de Jarafuel (K₁).

— Fm. Areniscas de Manuel (K₂).

— Fm. Arcillas de Cofrents (K₃).

— Fm. Arcillas yesíferas de Quesa (K₄).

— Fm. Yesos de Ayora (K₅).

Estas cinco unidades no han estado identificadas en su totalidad en la región estudiada. Así MARZO et al. (1983) al norte de la Sierra de Espadán identifican solamente los cuatro primeros niveles, pero con un espesor para toda la serie de unos 50 a 80 metros solamente; en el área de Lluçena identifican solamente los niveles K₁, K₃ y K₄, y estiman la potencia total de la serie entre 60 y 100 metros.

Jurásico y Cretácico

En el área estudiada se ha reconocido una sucesión jurásica bastante completa (CANÉROT, 1974), con una potencia del orden de 200 metros. Sobre ella se disponen las capas de tránsito del Jurásico al Cretácico (Portlandiense Superior-Valanginiense) con una potencia del orden de 50 metros.

En discordancia angular (REIG, 1961; MICHEL, 1974) sobre los materiales preexistentes descansan los de facies Weald (Neocomiense-Barremiense Inferior). Según MICHEL (1974) llegan a reposar directamente sobre el Muschelkalk. Su potencia es muy variable; según SALAS (1984) varía entre 150 y 400 metros.

Por encima sigue un Barremiense-Gargasiense calcáreo-margoso con intercalaciones dolomíticas y, también, con gran variación de su potencia en el área estudiada: SALAS (1984) la cifra entre 150 y 650 metros.

Por último el Albiense en facies Utrillas, con una potencia del orden de 50 metros, y el Cretácico Superior —principalmente Cenomaniense— con una potencia superior a los 100 metros, completan la serie mesozoica del área estudiada (MARTÍN et al., 1974).

Terciario

Los materiales terciarios de la cubeta de Ribesalbes han sido objeto de diversos trabajos, entre

los más recientes CANÉROT (1974) y ANADÓN et al. (1983).

ANADÓN et al. (1983) distinguen dos unidades estratigráficas principales:

Unidad inferior

Constituida de base a techo por:

A) Un nivel basal de brechas con una potencia de 300 metros.

B) Calizas y margas, con niveles bituminosos y abundantes *slumps*. 100 metros.

C) Lutitas con intercalaciones de calizas y areniscas. 90 metros.

D) Un tramo con acumulación de grandes bloques calizos mesozoicos (olistolitos). 70 metros.

E) Calizas micríticas. 25 metros.

FERNÁNDEZ MARRÓN (1971), a partir del estudio de la flora, le atribuye una edad aquitaniense al nivel B), aunque posteriormente (FERNÁNDEZ MARRÓN, com. oral in ANADÓN et al., 1983) sitúa la edad de la flora en el Mioceno Inferior s. I. (Aquitaniense-Burdigaliense). AGUSTÍ et al. (1983), del estudio de varios yacimientos de vertebrados incluidos en el tramo C), deducen que éste corresponde a la zona MN4 de Mein (Aragoniense Inferior, o sea, Mioceno Inferior-Medio).

Unidad superior

Formada por conglomerados, areniscas y lutitas rojas o amarillentas, con cambios laterales de facies importantes. En el extremo noroeste de la cubeta —donde es predominantemente conglomerática— tiene más de 200 metros de potencia. En esta unidad no se han encontrado restos fósiles. ANADÓN et al. (1983) le atribuyen una edad miocena media o posterior.

ESTRUCTURA DEL AREA ESTUDIADA

Estructura de los materiales triásicos

Los materiales triásicos que afloran —desde el Buntsandstein hasta el Keuper— lo hacen casi exclusivamente en dos áreas (fig. 2): la primera —al Noreste— es una alineación NO-SE que va

desde Villahermosa del Río hasta L'Alcora, pasando por Lluçena, y la segunda —al Sur— entre Cirat y Fanzara.

Tanto en el área de Cirat-Fanzara como en la mayor parte de la de Lluçena, los materiales triásicos se mantienen subhorizontales o están ligeramente basculados; sólo en los alrededores de Lluçena se observa un anticlinal de orientación ibérica (fig. 3) que se amortigua rápidamente hacia el sureste y acaba periclinalmente al noroeste de dicha población; en sus flancos las capas del Muschelkalk llegan a estar verticales.

Las estructuras tectónicas dominantes son fallas de orientación NO-SE y NE-SO, con saltos verticales que pueden llegar a ser del orden de los 400 m., ya que ponen en contacto el Buntsandstein con el Keuper.

La mayor parte de la superficie de los afloramientos triásicos la constituye los materiales del Muschelkalk. En varios puntos puede observarse la continuidad estratigráfica desde el Buntsandstein hasta la parte alta del Muschelkalk y/o el Keuper: al sureste de Fuentes de Ayódar, en la carretera de Toga a Argelita (fig. 2); o entre el Muschelkalk y el Keuper: en los alrededores de Lluçena (fig. 3).

Ninguna de las intercalaciones margoso-lutíticas del Muschelkalk sirve de nivel de despegue generalizado ni atraviesa las barras calcáreo-dolomíticas superiores para mezclarse con el Keuper; no hay ningún nivel de estructura «caótica». Las deformaciones a escala de afloramiento que se observan en los niveles margoso-lutíticos son similares a las observables a gran escala: presencia de fallas normales que pueden llegar a tener una geometría lítrica (fig. 4-A).

Las pequeñas acumulaciones de yesos del Keuper observables en los alrededores de Lluçena —que han sido explotadas en pequeñas canteras— están claramente recubiertas en discordancia por los materiales de facies Weald, como veremos más adelante.

Estructura de los materiales jurásico-cretácicos

Se caracteriza por la presencia de dos familias principales de fallas —NO-SE a E-O y NE-SO— de escala hectométrica a kilométrica, que han tenido un movimiento predominantemente normal. Estas fallas producen una disposición en

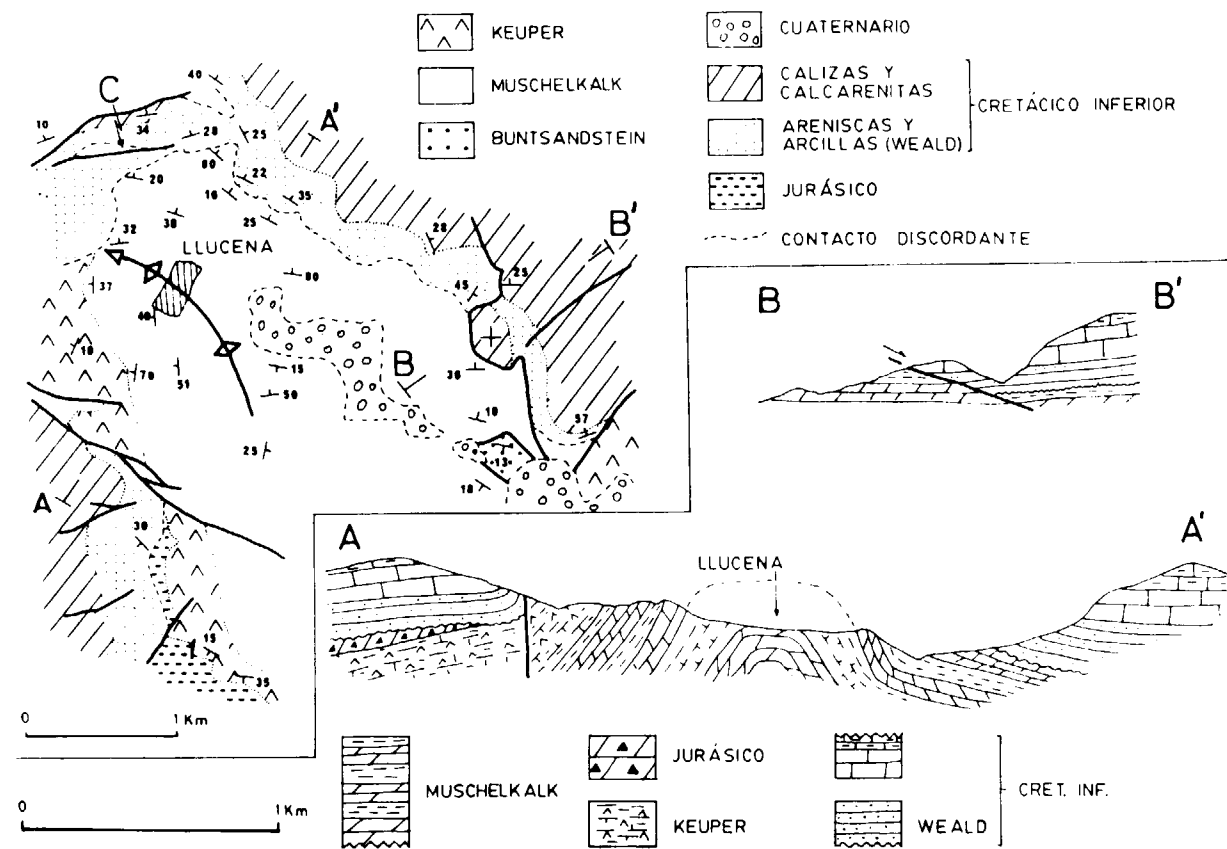


Figura 3.—Esquema geológico de los alrededores de Llucena, y cortes correspondientes. Para su localización ver la figura 2.

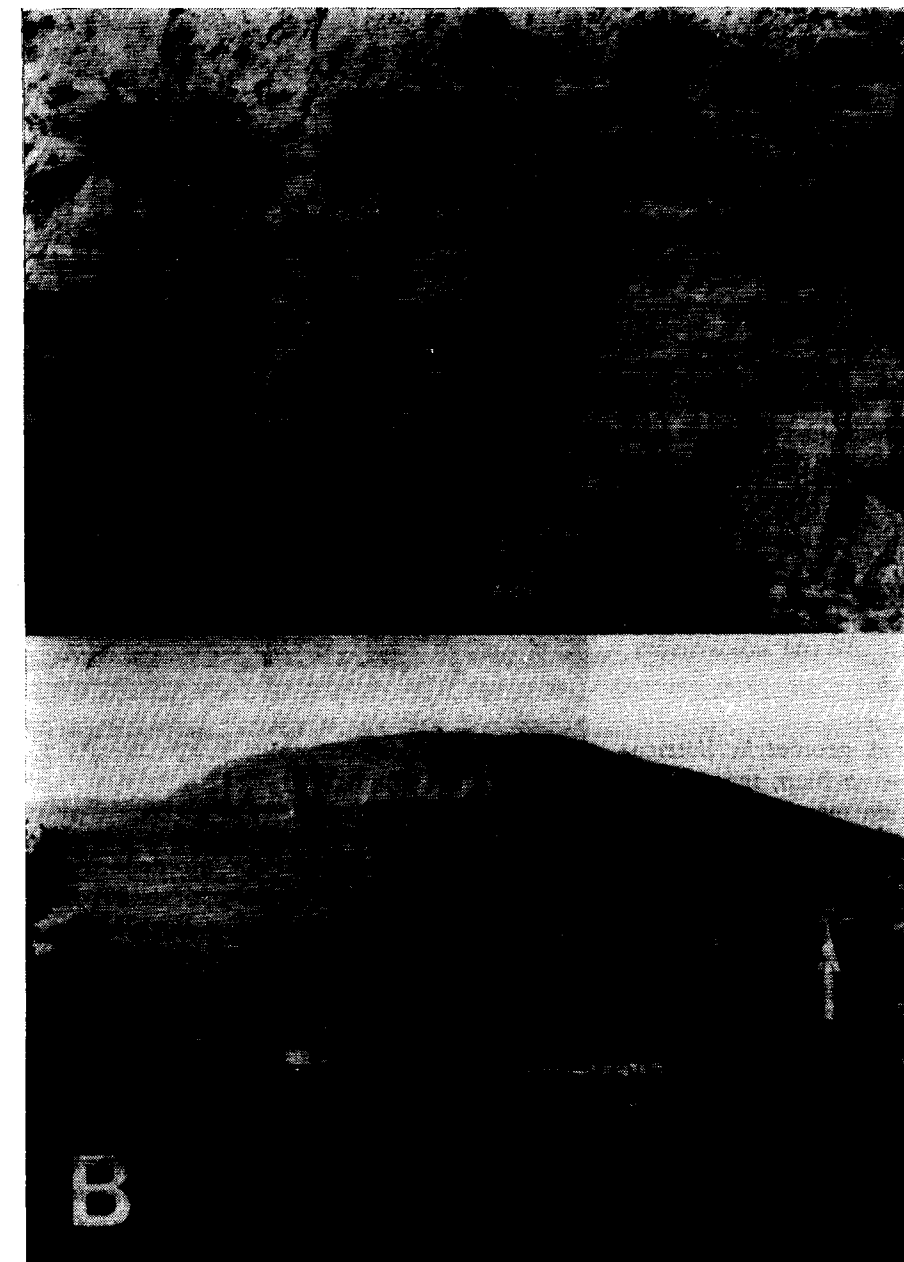


Figura 4.—A: Fallas normales de geometría listrica que afectan a los materiales del nivel margoso lutítico más inferior del Muschelkalk —«Muschelkalk Medio». B: Aspecto del afloramiento de Muschelkalk entre Toga y Argelita —panorámica orientada O-E—. Obsérvese la disposición tabular de las barras calcáreo-dolomíticas del Muschelkalk. La flecha indica la situación de A.

horsts y grabens, alargados o en forma de dados, debido a la intersección de fallas de las dos familias (fig. 2).

Algunas de estas fallas tienen una geometría listrica y, mediante planos de falla de muy poca inclinación —localmente subhorizontales— se pueden llegar a poner materiales del Cretácico Inferior sobre materiales triásicos. Esto puede observarse al este de Llucena (fig. 3, corte B), en Ludiente y al sur de Argelita.

El contacto entre los materiales triásicos y los jurásico-cretácicos

Geoméricamente dicho contacto es poco inclinado, la mayor parte de las veces paralelo a la estratificación de los materiales suprayacentes. Nunca se observan materiales triásicos encima de los jurásicos o cretácicos.

En una parte importante de su extensión cartográfica corresponde al contacto discordante de los materiales detríticos de facies Weald sobre los del Muschelkalk o el Keuper; dichos materiales wealdienses también reposan discordantemente sobre el Jurásico. Estos hechos ya fueron observados por MICHEL (1974). El contacto entre el Keuper y el Jurásico es normal o ligeramente tectonizado en muchos puntos de la región estudiada.

La naturaleza discordante de los materiales de facies Weald sobre los materiales más antiguos se observa claramente en los alrededores de Llucena. En el barranco del Salt del Cavall —carretera de Llucena a Argelita, fig. 2, punto SC— se observa una discordancia angular —ya descrita por MICHEL (1974)— entre los materiales de facies Weald y los jurásicos (fig. 5). Al sur de Llucena (fig. 3) la potencia de los materiales jurá-

sicos conservados disminuye rápidamente hacia el norte hasta que éstos desaparecen, pasando entonces a descansar los materiales de facies Weald sobre el Keuper —donde recubren una pequeña acumulación de yeso visible en una cantera— y, más hacia el norte, sobre el Muschelkalk. Dicho contacto se observa claramente a nivel de afloramiento en la carretera que va de Llucena hacia el río de Llucena (fig. 3, punto C). En los alrededores de dicha población —como en otros lugares

del área estudiada— el contacto entre los materiales de facies Weald y los triásicos o jurásicos subyacentes es paralelo a la estratificación de los primeros, hecho que, conjuntamente con las observaciones puntuales expuestas, apunta su origen sedimentario.

En una parte pequeña, pero no despreciable, del área estudiada, dicho contacto es claramente por falla. Dichas fallas pueden ser o bien subho-

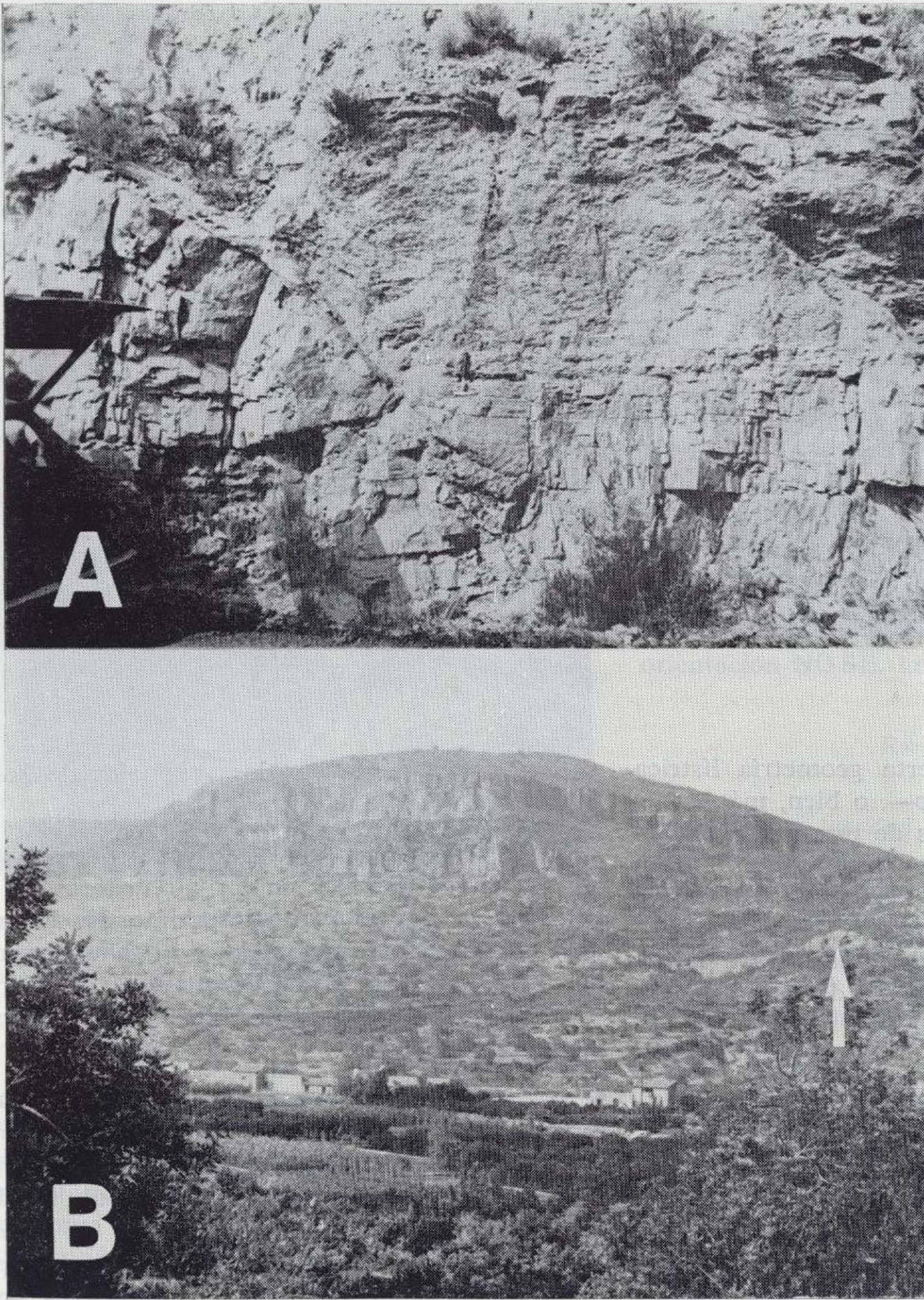


Figura 4.—A: Fallas normales de geometría lítrica que afectan a los materiales del nivel margoso lutítico más inferior del Muschelkalk —«Muschelkalk Medio»—. B: Aspecto del afloramiento de Muschelkalk entre Toga y Argelita —panorámica orientada O-E—. Obsérvese la disposición tabular de las barras calcáreo-dolomíticas del Muschelkalk. La flecha indica la situación de A.

sicos conservados disminuye rápidamente hacia el norte hasta que éstos desaparecen, pasando entonces a descansar los materiales de facies Weald sobre el Keuper —donde recubren una pequeña acumulación de yeso visible en una cantera— y, más hacia el norte, sobre el Muschelkalk. Dicho contacto se observa claramente a nivel de afloramiento en la carretera que va de Llucaena hacia el río de Llucaena (fig. 3, punto C). En los alrededores de dicha población —como en otros lugares

del área estudiada— el contacto entre los materiales de facies Weald y los triásicos o jurásicos subyacentes es paralelo a la estratificación de los primeros, hecho que, conjuntamente con las observaciones puntuales expuestas, apunta su origen sedimentario.

En una parte pequeña, pero no despreciable, del área estudiada, dicho contacto es claramente por falla. Dichas fallas pueden ser o bien subho-

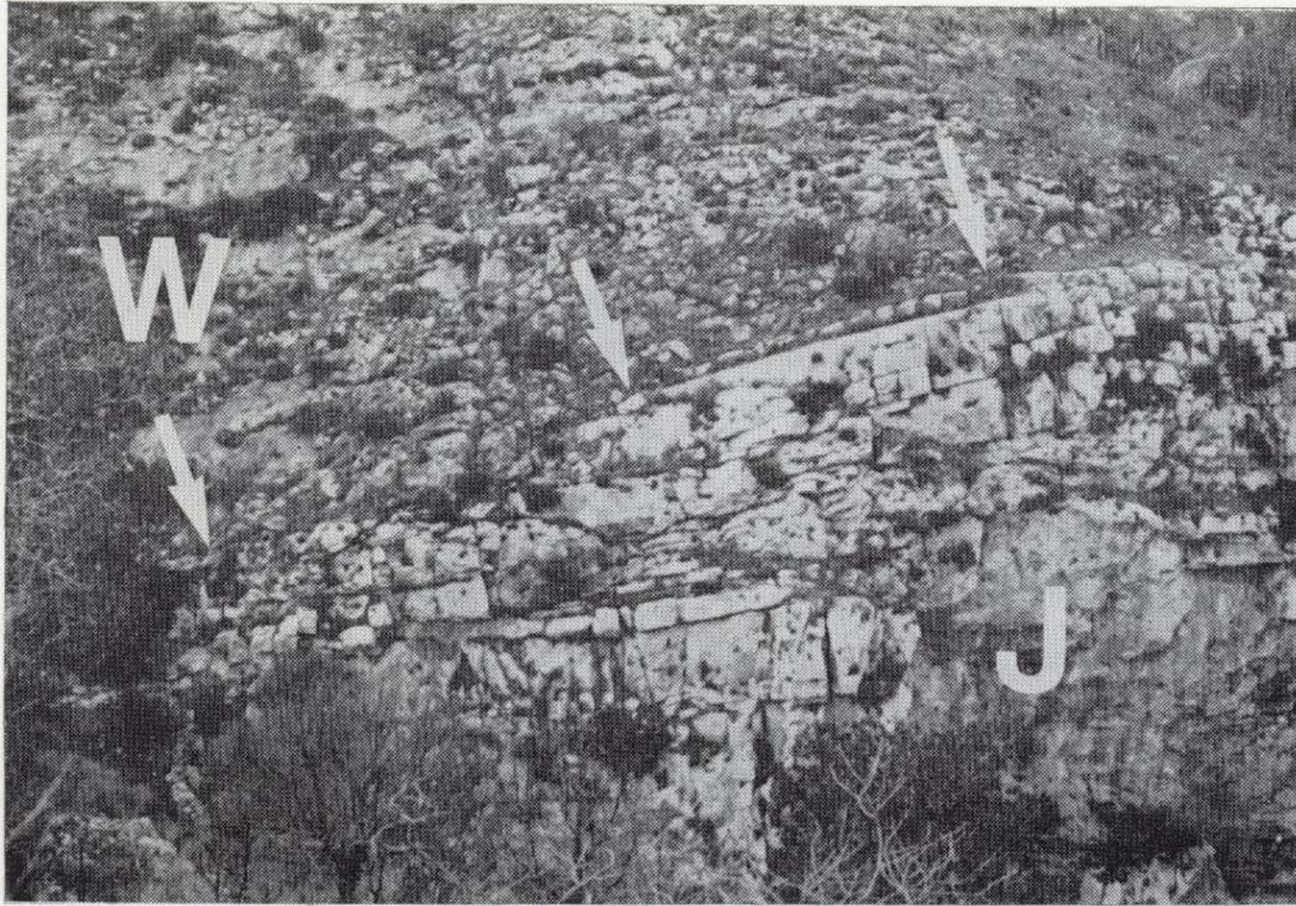


Figura 5. — Discordancia angular de los materiales de facies Weald sobre los jurásicos en el barranco del Salt del Cavall —para su localización ver la figura 2—. Las flechas indican el trazado de la superficie de discordancia. J: Jurásico; W: facies Weald.

rizontales y tener una cierta geometría lítrica —como ya hemos apuntado—, o bien, más a menudo, corresponder a fallas de mayor inclinación de las dos familias que hemos visto que afectan tanto a los materiales triásicos como a los jurásicos y cretácicos. Un ejemplo claro de este último tipo de contacto por falla lo constituye prácticamente todo el borde suroeste del afloramiento triásico de Lluca (fig. 2).

Estructura de la cubeta de Ribesalbes

La cubeta de Ribesalbes (fig. 2), rellena de materiales miocenos, está limitada en sus bordes occidental y suroriental por fallas normales orientadas NNE-SSO y ENE-OSO respectivamente; en su interior se encuentran diversos afloramientos mesozoicos limitados por fallas de idéntica orientación.

En sus bordes septentrional y meridional no existen fallas importantes que limiten los afloramientos miocenos; éstos reposan discordantemente sobre los mesozoicos. En el borde sur —alrededores de Ribesalbes— son los niveles basales de la unidad inferior los que reposan discordantemente sobre el Mesozoico, mientras que en el borde norte son los materiales de la unidad superior. Por tanto dichos límites no se correspon-

den necesariamente con los originales de la cubeta.

El buzamiento generalizado de los materiales de la unidad inferior en los alrededores de Ribesalbes es normalmente inferior a 30° hacia el NE, y no se observan pliegues ni fallas inversas ni de dirección de escala decamétrica o superior, que puedan indicar la presencia de una deformación compresiva.

Los abundantes pliegues de escala decimétrica observables en las calizas y margas del nivel B de la unidad inferior corresponden a *slumps* sin-sedimentarios, tal como reconocen SIMÓN (1981 b) y ANADÓN et al. (1983). La orientación de los ejes de dichos pliegues es alrededor de N 060° E, y pueden llegar a tener morfologías complicadas, como «pliegues plegados» (fig. 6). El pliegue disarmónico reproducido por SIMÓN (1981 a, fig. 1) corresponde a uno de los *slumps* de morfología más simple, y no a un pliegue de origen tectónico como interpreta dicho autor.

Las deformaciones frágiles que afectan estos materiales —pequeñas fallas normales y grietas de tensión asociadas— las describiremos en el apartado siguiente. SIMÓN (1981 b) describe la presencia de dos familias de fracturas «cuyo diedro agudo tiene la bisectriz en 165° E» y supone



Figura 6.—Pliegue sinsedimentario (*slump*) en el nivel B de la unidad inferior del Mioceno de la cubeta de Ribesalbes. Obsérvese su geometría de «pliegue plegado».

que «este hecho obliga a pensar que su origen se halla en planos de cizalla conjugados de tipo desgarre, causados por una compresión SSE». Dicha interpretación es altamente discutible, ya que, como se admite comúnmente (p. ej., MATTAUER, 1973, p. 361), las diaclasas no pueden usarse para definir los ejes de esfuerzo o de deformación regionales, sino que es por comparación con dichos ejes —definidos por otros métodos— que puede a veces hablarse de diaclasas formadas bajo un campo de esfuerzos de tipo compresivo, direccional o distensivo.

DATOS MESOESTRUCTURALES

En la región estudiada hemos realizado diversas estaciones de mesoestructuras frágiles, de las

cuales incluimos cinco en el presente trabajo. Tres de ellas han sido hechas en materiales mesozoicos de los alrededores de Lluçena, las otras dos en los materiales miocenos de la cubeta de Ribesalbes.

De las tres estaciones realizadas en materiales mesozoicos (fig. 2, estaciones 1, 2 y 3) una —estación 1— es en el Cretácico Inferior, otra —estación 2— en el Muschelkalk y la tercera —estación 3— en el Cretácico Superior.

Las dos primeras han sido tratadas por el método de ETCHÉCOPAR et al. (1981), y los resultados obtenidos pueden agruparse en dos tipos de soluciones (fig. 7):

a) Soluciones con σ_1 subhorizontal (fig. 7 a y c). En ambas estaciones éste tiene una orientación NE-SO y, en la solución que contiene un número mayor de fallas —21 (est. 1, solución a)— la posición de σ_3 es también subhorizontal con una orientación NO-SE. Los valores de la relación

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

son bajos en las dos soluciones minoritarias (estación 1, solución d; estación 2, solución b) y de 0,5 en la mayoritaria (estación 1, solución a); valores bajos de R indican proximidad entre las magnitudes relativas de σ_2 y σ_3 , mientras que valores próximos a 0,5 indican magnitudes relativas diferentes para los tres ejes principales del elipsoide de esfuerzos.

b) Soluciones con σ_1 subvertical (fig. 7 b y d). Se observa cómo en las dos estaciones se obtienen soluciones en que σ_2 y σ_3 intercambian sus posiciones mientras σ_1 se mantiene vertical: en la estación 1 la solución mayoritaria es la b, con σ_3 orientado NO-SE, mientras que en la solución c es σ_2 el que ocupa dicha posición; en la estación 2, en la solución a —la mayoritaria— σ_3 se orienta NNE-SSO, mientras en la solución c en dicha orientación se encuentra σ_2 . Los valores de R tienen tendencia a ser bajos, excepto en la solución b de la estación 1.

En la estación 3 (fig. 8) se observa cómo sobre planos de falla de idéntica orientación se encuentran estrías de *pitch* muy diferente —desde 0° a 90°— sin solución de continuidad; las estrías de *pitch* bajo son siempre anteriores a las de *pitch* elevado. Hemos interpretado esta disposición (GUI-

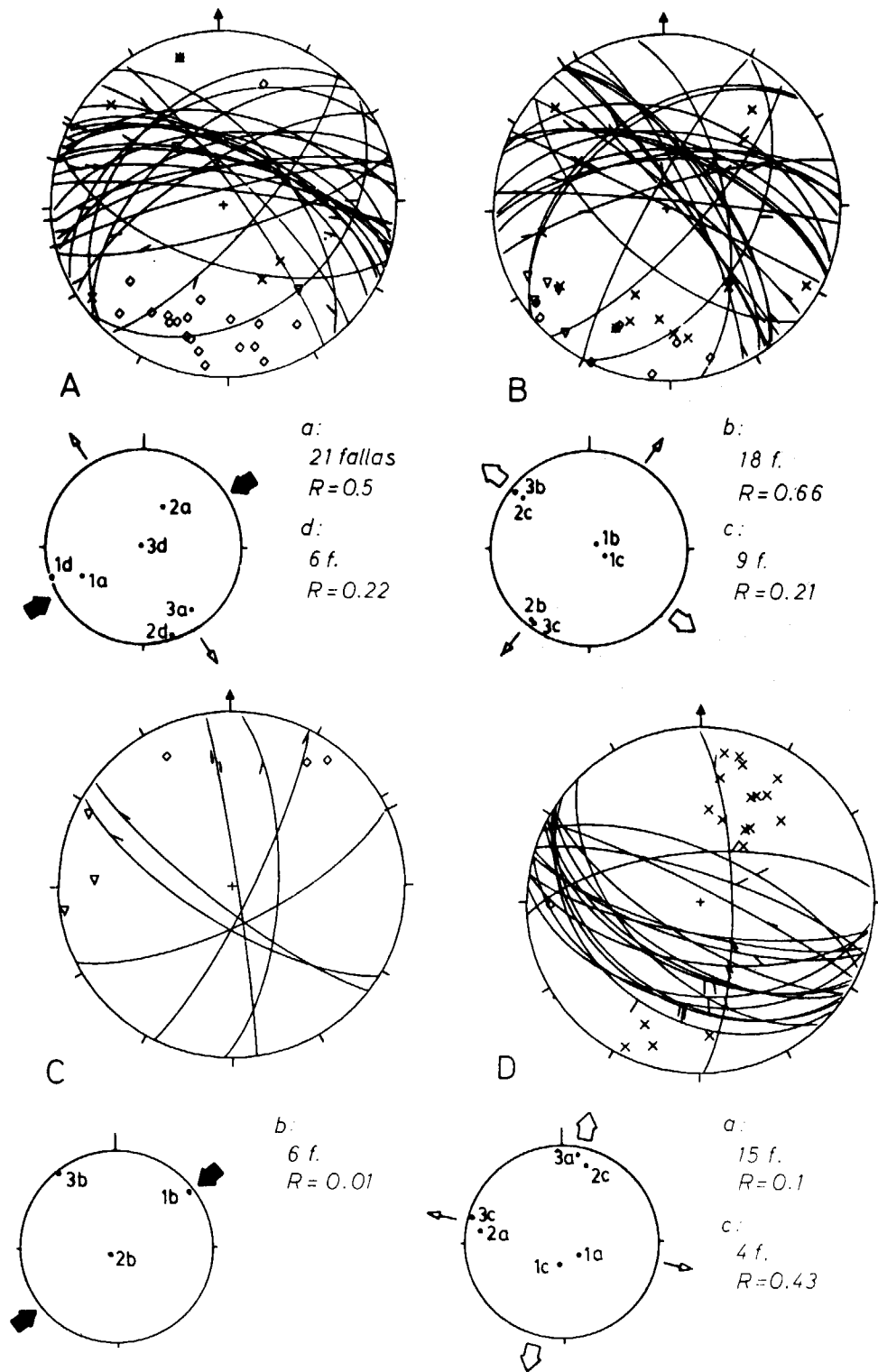


Figura 7.—Representación de los resultados obtenidos mediante el método de ETCHECOPAR et al. (1981) en las poblaciones de fallas de las estaciones 1 —A y B— y 2 —C y D—. Para su localización ver la figura 2. Los diagramas superiores representan las proyecciones estereográficas de las fallas incluidas en las soluciones calculadas. Los diagramas inferiores representan las orientaciones de los ejes de esfuerzo obtenidos. La simbología de las proyecciones estereográficas está explicada en la figura 10.

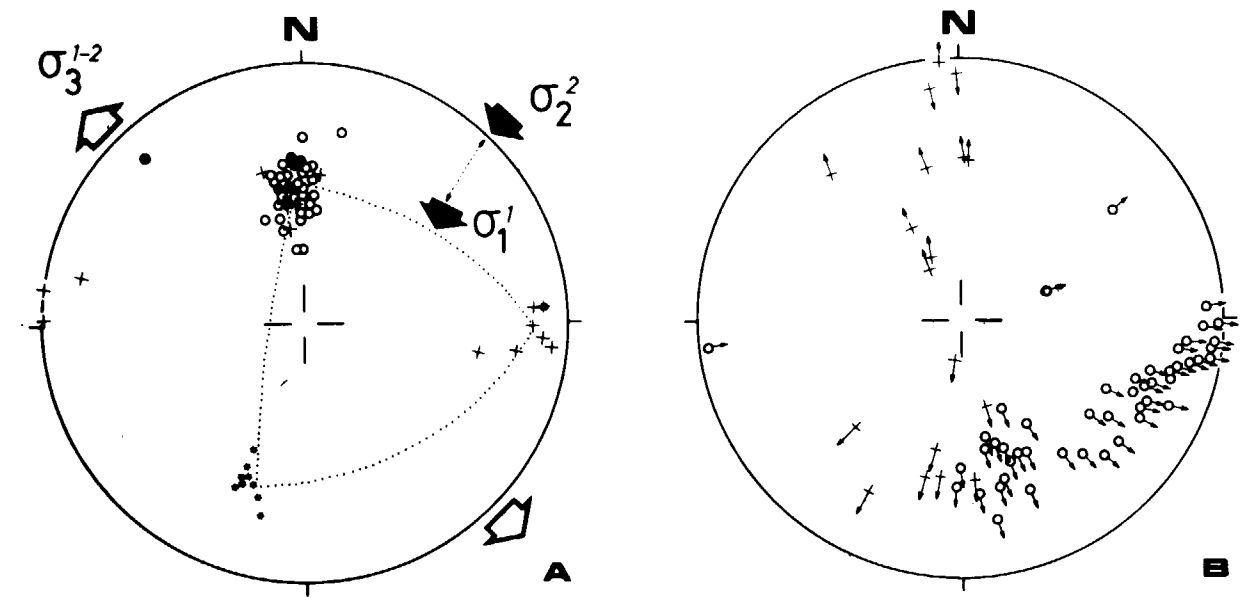


Figura 8.—Representación estereográfica de las fallas observadas en la estación 3 —para su localización ver la figura 2—. A: Polos de los planos de falla; círculos vacíos: con estrías que indican un componente horizontal sinistru; círculos llenos: igual que en el caso anterior pero que contienen dos tipos de estrías, las primeras de *pitch* bajo, y las posteriores de *pitch* más elevado; cruces: con estrías que indican un componente horizontal dextro; círculos llenos sobre cruces: como en el caso anterior pero con dos tipos de estrías, unas de *pitch* bajo y otras de *pitch* más elevado. Asteriscos: Polos de planos de estratificación. B: Estrías correspondientes. Las flechas que apuntan hacia el exterior de la proyección indican componente vertical normal, las que lo hacen hacia el interior indican componente vertical inverso.

MERA, 1984) como el resultado de un cambio progresivo desde un estadio de compresión horizontal — σ_1^1 orientado NE-SO— a un estadio distensivo — σ_2 horizontal y orientado NE-SO—; la orientación de σ_3 no cambió durante este proceso, mientras σ_1 —inicialmente horizontal— y σ_2 —inicialmente vertical— igualaban sus valores e intercambiaban sus posiciones. El basculamiento que se observa en las capas debió ser sincrónico de dicho proceso o, en todo caso, posterior a las fallas de dirección.

La figura 9 ilustra dicho proceso tal como se desprende de la aplicación del método gráfico de ARMILLO (1977) —ver apéndice—. Aplicando una dirección de Y —eje de máxima compresión o mínima tensión horizontal— de N 050° E se obtienen diferentes valores de R_A en función del *pitch* de la estría sobre el plano de falla; dichos valores están representados en unos ejes de coordenadas construidos similarmente a los propuestos por SIMÓN (1982) para los diagramas Y-R. Se observa cómo para las estrías de *pitch* próximo a 0° el valor de $R_A \sim 0,3$ (que equivale a un valor

de $R \sim 0,5$ con σ_1 y σ_3 subhorizontales), mientras que para estrías de *pitch* próximo a 90°, $R_A \rightarrow \infty$ que equivale a $R \sim 0$ con σ_2 y σ_3 subhorizontales y de magnitud similares); a las estrías con *pitch* del orden de 40° les corresponde un $R_A \sim 1$ (que equivale a $R \sim 1$, con σ_3 subhorizontal y σ_1 y σ_2 de igual valor: tránsito desde un campo de esfuerzos direccional a uno distensivo).

En resumen, se observa el cambio progresivo entre los tipos de campos de esfuerzo observados en las estaciones 1 y 2: desde un campo de esfuerzos de tipo direccional (σ_1 —orientado NE-SO— y σ_3 horizontales) a otro distensivo (σ_2 y σ_3 horizontales) en que progresivamente aumenta la extensión horizontal en todas direcciones y, por tanto, σ_2 y σ_3 tienden a tener magnitudes similares; dentro de dicho proceso pueden producirse intercambios de las posiciones de σ_2 y σ_3 .

De las estaciones realizadas en la cubeta de Ribesalbes, la 4 lo fue en los materiales del tramo B de la Unidad Inferior, y la 5 en conglomerados de la Unidad Superior. En ambas estaciones úni-

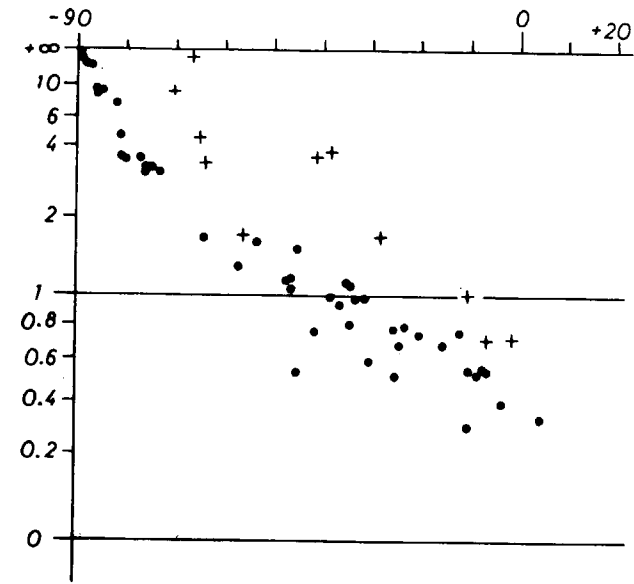


Figura 9.—Valores obtenidos al aplicar el método gráfico de ARMIJO (1977) a las fallas de la estación 3. Los puntos representan fallas sinistras y las cruces fallas dexas. En ordenadas se representan los valores de R_n y en abscisas los valores del *pitch* de la estría sobre el plano de falla —valores negativos indican componente vertical normal, y positivos componente vertical inverso—.

camente se obtienen soluciones claramente distensivas (fig. 10) a partir de grietas de tensión —que a veces son pequeñas fallas con salto normal— en la estación 4 y de fallas en la estación 5.

CONSIDERACIONES Y CONCLUSIONES

En función de las observaciones realizadas en el área estudiada y de los trabajos sobre áreas vecinas a que hemos hecho referencia, pueden hacerse las siguientes consideraciones:

a) En ningún lugar se observan estructuras importantes que hagan pensar en fenómenos de diapirismo. La mayor parte de la superficie que ocupan los afloramientos triásicos corresponde a la alternancia de los materiales calcáreo-dolomíticos y margososo-lutíticos del Muschelkalk, en cuyo interior no se observa ningún nivel de despegue importante. En algunos lugares —por ejemplo, entre Toga y Argelita— se observa la continuidad estratigráfica desde el techo del Buntsandstein hasta el Keuper.

b) El contacto entre el Triásico y los materiales suprayacentes corresponde —en la mayor parte de su extensión— a la discordancia de la base de la facies Weald. También es debido a fallas poco inclinadas —donde siempre los materiales jurásico-cretácicos se encuentran en el labio superior— o a fallas más verticales.

c) Aunque aparentemente la densidad de la fracturación en los materiales jurásicos y cretácicos es mayor que en los triásicos, las direcciones de fallas que afectan a ambos son las mismas, y hay fallas que afectan a ambos. Tal vez la aparente mayor densidad en los materiales más superiores sea debida a que es más fácil poner en evidencia las fallas, a causa de una mayor variedad litológica.

d) La estructura de los materiales del Muschelkalk no es en absoluto caótica en ninguno de sus niveles. En ningún caso se observa que materiales margoso-lutíticos del Muschelkalk perforen las barras calcáreas superiores y se mezclen con los materiales del Keuper.

e) Las acumulaciones locales de yesos del Keuper —que se observan principalmente en los alrededores de Lluca— están fosilizadas por los materiales de facies Weald; por tanto, su acumulación es intramesozoica y no producto de un diapirismo terciario.

f) Puede concluirse, por tanto, la no existencia de fenómenos extrusivos ni diapíricos en el área estudiada, ni durante la compresión paleógena ni durante la distensión neógena. Así, pues, los afloramientos triásicos del norte de la Sierra de Espadán no deben ser asimilados a los que, en áreas más meridionales (ORTÍ CABO, 1981) tienen una estructura claramente diapírica.

g) No hay ningún criterio ni macroestructural ni mesoestructural en función del cual se puedan diferenciar las estructuras distensivas que afectan al Mesozoico del área estudiada de las responsables de la formación de la cubeta de Ribesalbes. Cabe, por tanto, suponer que son sincrónicas.

h) En los materiales miocenos de la cubeta de Ribesalbes no se observan estructuras que muestren que han sufrido una deformación compresiva. De las estructuras descritas por SIMÓN (1981 b), los pliegues son claramente *slumps* sinsedimentarios y las diaclasas por sí solas no indican ningún tipo de campo de esfuerzos unívoco.

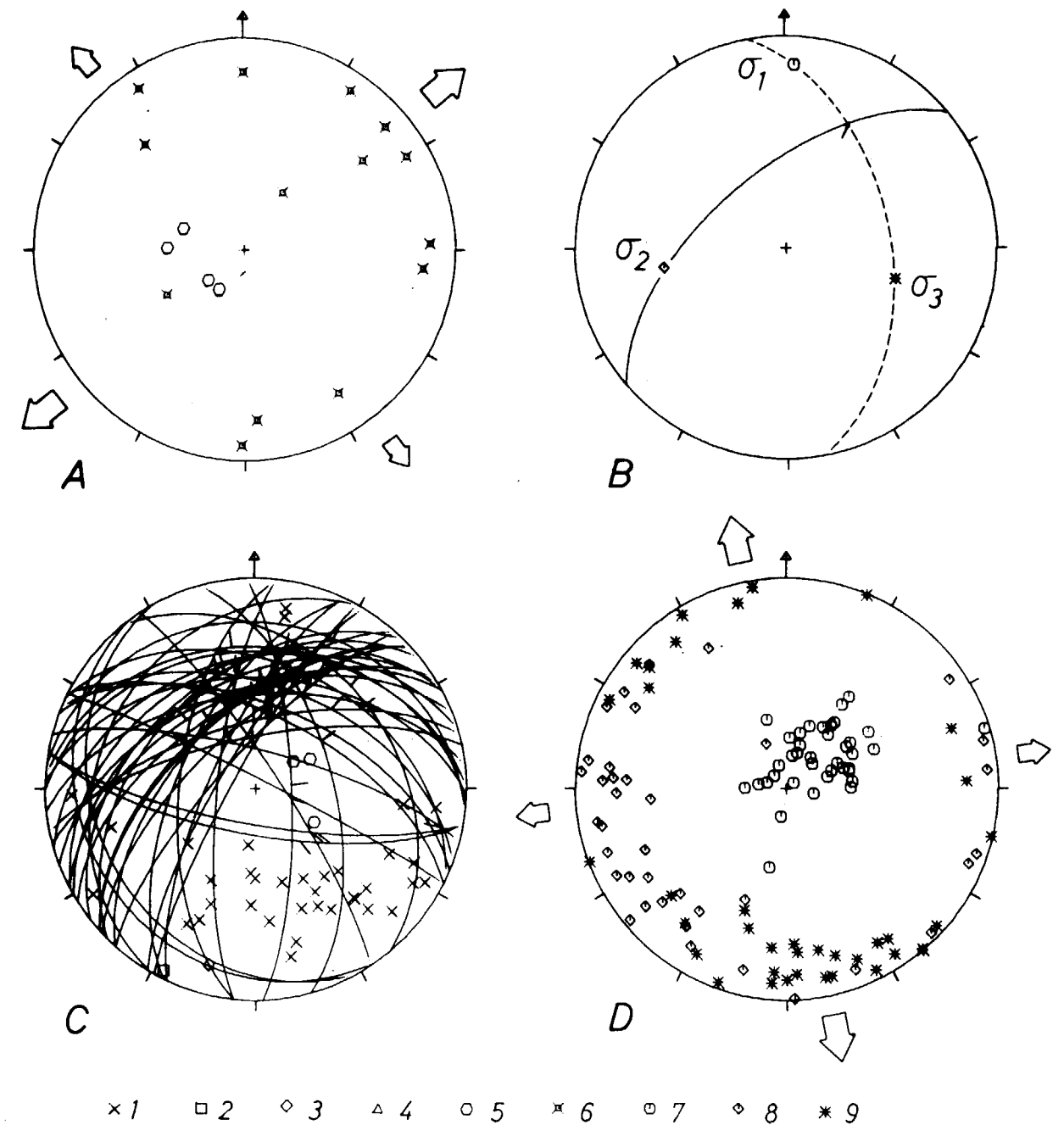


Figura 10.—Representación de los datos obtenidos en las estaciones 4 —A— y 5 —C y D—. El diagrama B indica la manera de calcular los ejes de esfuerzo teórico según el método gráfico de ETCHECOPAR (1984), que se representan en D para la estación 5. Símbolos: polos de planos de: 1, falla normal; 2, inversa; 3, sinistral; 4, dextra; 5, estratificación; 6, grietas de tensión. 7, σ_1 ; 8, σ_2 ; 9, σ_3 . En B y C se representan también las ciclográficas de los planos, con las estrías correspondientes que, si apuntan hacia el exterior de la proyección indican un componente vertical normal y, si lo hacen hacia el interior, indican un componente vertical inverso.

i) Los cabalgamientos y pliegues del haz frontal de la Zona de Enlace finalizaron su movimiento cerca del límite Oligoceno-Mioceno, tal como hemos visto en el apartado introductorio, y no durante el Mioceno Medio como supone SIMÓN (1981 a, 1984).

j) La hipótesis de CANÉROT y MARTÍN (1977) y de TREL ESCUDERO et al. (1981) sobre el deslizamiento gravitacional durante el Oligoceno de la cobertera mesozoica de la Zona de Enlace, formándose en el norte de ésta el haz frontal de cabalgamientos y pliegues, es difícilmente sostenible. Dicha hipótesis implica un menor acortamiento en el zócalo que en la cobertera, y una extensión en la parte posterior de la masa desplazada sincrónica con los cabalgamientos de la parte frontal. El segundo punto ya ha sido rebatido en párrafos anteriores (g e i). Respecto al primero, ZEYEN et al. (1985), a partir de un perfil sísmico profundo, observan un engrosamiento de la corteza en el área inmediatamente al sur del haz frontal de la Zona de Enlace; dicho engrosamiento provoca que la profundidad del Moho pase de 27 Km. a 35 Km. en una distancia de 20 Km. Dichos autores interpretan este hecho como consecuencia de un acortamiento en el zócalo, del cual el de la cobertera sería la consecuencia.

k) El final de la actuación de las macroestructuras compresivas—cabalgamientos y pliegues asociados, grandes fallas de dirección— en la parte oriental de la Cordillera Ibérica, en la Zona de Enlace y en la Cordillera Costera Catalana, se sitúa cerca del límite Oligoceno-Mioceno. Los primeros sedimentos que, de una manera generalizada, rellenan las fosas y cubetas que se superpusieron—reaprovechándolas— a las estructuras anteriores son de edad miocena inferior (Burdigaliense Inferior o Aragoniense Inferior). La proximidad en el tiempo entre el final de un proceso y el inicio del otro, conjuntamente con las informaciones extraídas del análisis de la fracturación a escala mesoestructural—del cual en este trabajo se da un ejemplo—, llevan a suponer un tránsito progresivo de la compresión a la distensión (SIMÓN, 1982; GUIMERA, 1983) que se produciría a principios del Mioceno.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a P. Santanach, F. Sabat y

P. Anadón la lectura crítica del manuscrito y las sugerencias realizadas sobre el mismo.

APENDICE

ARMIJO (1977), basándose en BOTT (1959), propuso un método gráfico sencillo para el cálculo de la forma del elipsoide de esfuerzos a partir de una población de fallas y sobre unas direcciones dadas de los ejes de esfuerzo. Suponiendo que, a menudo, un campo de esfuerzos tiene dos ejes horizontales y uno vertical, dicho autor denomina a los dos primeros X (eje de máxima tensión o de mínima compresión horizontal) e Y (eje de máxima compresión o de mínima tensión horizontal). A partir de la fórmula de BOTT (1959) obtiene la siguiente relación entre los ejes de esfuerzo:

$$R_A = \frac{\tan \Theta_x - \tan \Theta_y}{\tan \Theta_x + \tan \Theta_y}$$

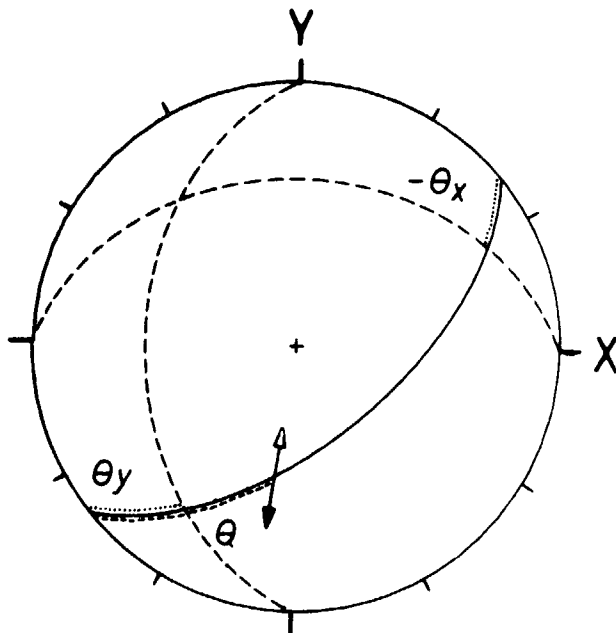


Figura 11.—Cálculo de los ángulos Θ_x y Θ_y , en el método gráfico de ARMIJO (1977). La flecha blanca indica un movimiento sobre el plano de falla compatible con el campo de esfuerzos representado; la negra indica un movimiento incompatible.

donde Θ es el *pitch* de la estría sobre el plano de falla y Θ_x y Θ_y unos ángulos obtenidos a partir de la intersección entre el plano de falla y los planos perpendiculares a éste que contienen los ejes X e Y, respectivamente, tal como se muestra en la figura 11. El rango de variaciones de R_A es entre $+\infty$ y $-\infty$.

Este valor R_A indica no solamente la forma del elipsoide, sino también que ejes principales de esfuerzo están horizontales y cuál está vertical. Así, para los valores de $R > 1$ tendremos σ_2 y σ_3 horizontales, para $0 < R < 1$ serán σ_1 y σ_3 horizontales y para $R < 0$ tendremos σ_1 y σ_2 horizontales. En los casos particulares en que $R=1$ y $R=0$ tendremos $\sigma_1=\sigma_2$ con σ_3 horizontal y $\sigma_2=\sigma_3$ con σ_1 horizontal, respectivamente; estos dos casos están en el límite entre los tres tipos de campos de esfuerzo anteriores.

BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R.; FEIST, M.; GINSBURG, L.; GUERIN, C.; HUGUENEY, M., y MOISSENET, E.: *Les formations continentales paléogènes de la Sierra Palomera (Prov. de Teruel, Espagne) et leur place dans la biostratigraphie tertiaire des Chaînes Ibériques orientales*. Bulletin de la Société Géologique de France, 7ème série, 25 (3):421-431 (1983).
- AGUSTÍ, J.; GIBERT, J., y MOYA SOLÀ, S.: *Biostratigrafía del Terciario*. In: IGME (ed.): *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, tomo 3, pp. 189-225. Inédito (1983).
- ALVARO, M.; CAPOTE, R., y VEGAS, R.: *Un modelo de evolución tectónica para la Cadena Celtibérica*. Acta Geológica Hispánica, 14:172-177, 1981 (1979).
- ANADÓN, P.; CABRERA, L.; CALVET, F. et al.: *El Terciario*. In: IGME (ed.): *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, tomo 3, pp. 1-179. Inédito (1983).
- ANADÓN, P.; CABRERA, L.; GUIMERA, J., y SANTANACH, P.: *Paleogene strike-slip deformation along the southeastern margin of the Ebro Basin*. Special Publication on Strike-slip Tectonics and sedimentation, núm. 37, pp. 303-318. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Tulsa (1985).
- ANADÓN, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P., i SOLÉ SUGRAÑES, L.: *Evolución tectonostratigráfica de los Catalánides*. Acta Geológica Hispánica, 14:242-270 (1979).
- ARMIJO, R.: *La zone de failles de Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne)*. Etude tectonique et Neotectonique. Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VII, 98 pp. (1977).
- BOTT, M. H. P.: *The mechanisms of oblique slip faulting*. Geological Magazine, 96:109-117 (1959).

CABRERA PÉREZ, L.: *Influencia de la tectónica en la sedimentación continental de la Cuenca del Vallès-Penedès (provincia de Barcelona, España) durante el Mioceno inferior*. Acta Geologica Hispanica, 16 (3):163-169 (1981).

CABRERA PÉREZ, L.: *Estratigrafía y Sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral. Fac. de Geología, Univ. de Barcelona, 443 pp. Inédita (1983).

CANÉROT, J.: *Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)*. Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., serie 5, Trabajos de Tesis, 4, 517 pp. (1974).

CANÉROT, J., y CADILLAC, H.: *Sur les relations structurales entre les Chaînes Ibériques et Catalane (Espagne)*. Vème Réunion Française de Sciences de la Terre, Rennes (1977).

CANÉROT, J., y MARTÍN, M.: *Sur la tectogenèse de la Chaîne ibérique orientale (Espagne)*. C. R. Acad. Sc. Paris, sér. D, 285:287-290 (1977).

DÍAZ MOLINA, M., y LÓPEZ MARTÍNEZ, N.: *El terciario continental de la Depresión intermedia (Cuenca)*. Bioestratigrafía y Paleogeografía. Estudios Geológicos, 39:149-167 (1979).

ETCHÉCOPAR, A.: *Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de deformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse Sciences, Univ. Sc. Tech. Languedoc, 269 pp., Montpellier (1984).

ETCHÉCOPAR, A.; VASSEUR, G., y DAIGNIÈRES, M.: *An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis*. Jour. Str. Geol., 3:51-65 (1981).

FERNÁNDEZ MARRÓN, M. T.: *Estudio paleoecológico y revisión sistemática de la flora fósil del Oligoceno español*. Tesis Doctoral. Publ. Fac. Ciencias Univ. Madrid, 152 pp. (1971).

GUIMERA, J.: *Tectónica*. In: IGME (ed.), *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, tomo 3, pp. 264-294. Inédito (1983 a).

GUIMERA, J.: *Evolution de la déformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Côtière Catalane*. C. R. Acad. Sc. Paris, sér. II, pp. 505-508, 1 plancha (1983 b).

GUIMERA, J.: *Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula*. Geological Magazine, 121 (5):413-420. Cambridge (1984).

IGME (ed.): *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, 3 tomos. Inédito (1983).

JULIÀ, R., i SANTANACH, P. F.: *Estructuras en la saibanda de falla paleógena de la falla del Vallès-Penedès (Cadenas Costeras Catalanas): su relación con el deslizamiento de la falla*. Primer Congreso Español de Geología, vol. I, pp. 47-59 (1984).

JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBETRO, A., y CONDE, L.: *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España, 113 pp. (1974).

- MARTÍN, M., et al.: *Mapa geológico de España, escala 1:50.000, Hoja núm. 615 (L'Alcora)*, 2.ª serie, memoria, 16 pp. IGME, Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid (1974).
- MATTAUER, M.: *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Collection Méthodes, Ed. Hermann, 493 pp., Paris (1973).
- MARZO, M.; CALVET, F., y ORTÍ, F.: *El Triásico*. In: IGME (ed.), *Estudio geológico del Maestrazgo y de la mitad meridional de los Catalánides*, tomo 1, pp. 58-213. Inédito (1983).
- MICHEL, B.: *Contribution à l'étude des minéralisations plombo-zincifères dans le Crétacé inférieur du Maestrazgo (Provinces de Castellón et Teruel, Espagne)*. Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 141 pp. (1974).
- ORTÍ CABO, F.: *El Keuper del Levante español*. Estudios Geológicos, 30:7-46 (1974).
- ORTÍ CABO, F.: *Diapirismo de materiales triásicos y estructuras de zócalo, en el sector central valenciano (España)*. Estudios Geológicos, 37:245-256 (1981).
- PARDO, G.; VILLENNA, A.; PÉREZ, A., y GONZÁLEZ, A.: *El Paleógeno de los márgenes del umbral de Montalbán: relación tectónica-sedimentación*. Publicaciones de Geología, 20:355-363 (1984).
- REIG, F.: *La discordancia paleoalpina del Jurásico superior en la Península Ibérica*. Bol. Serv. Geol. Ob. Publ., 10:51-54, 4 planchas (1961).
- RIBA, O., y RÍOS, J. M.: *Observations sur la structure du secteur Sud-Ouest de la chaîne ibérique (Espagne)*. In: *Livre Mém. Professeur Paul Fallot*, vol. 1, Soc. Géol. France, Mém. hors sér., pp. 275-290 (1960).
- RIBA, O.; VILLENNA, J., y MALDONADO, A.: *Mapa geológico de España, escala 1:200.000, hoja núm. 40 (Daroca)*. Instituto Geológico y Minero de España, 53 pp. (1971).
- SALAS ROIG, R.: *Las secuencias deposicionales del tránsito Jurásico-Cretácico en la Zona de Enlace Catalánides-Ibérica*. Comunicaciones del X Congreso Nacional de Sedimentología, pp. 3.34-3.38. Menorca, 26-30 septiembre 1983 (1983).
- SALAS ROIG, R.: *Las construcciones arrecifales de corales y rudistas del Cretácico Inferior de la Cordillera Ibérica Oriental*. I Congreso Español de Geología, pp. 227-246. Segovia (1984).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica*. Teruel, 65: 195-209 (1981 a).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Presencia de una fase compresiva intramiocena en el Maestrazgo (sector oriental de la Cadena Ibérica)*. Acta Geológica Hispánica, 16 (3):135-138 (1981 b).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 504 pp. Publicado por Instituto de Estudios Turolenses, 269 pp., 1984 (1982).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Principales rasgos de la Evolución de la Cadena Ibérica centro-oriental*. In: XVIII Curso de Geología práctica, M. Gutiérrez Elorza y J. L. Peña Monné (eds.), pp. 1-17. Colegio Universitario de Teruel, Inst. de Estudios Turolenses, Dto. Geomorfología y Geotectónica Univ. de Zaragoza (1984).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L., y PÉREZ CUEVA, A. J.: *El Trias extrusivo del norte de la Sierra de Espadán: aspectos tectónicos y morfotectónicos*. Cuadernos de Geografía, 27:143-156. Valencia (1980).
- TRELL ESCUDERO et al.: *Mapa geológico de España, escala 1:50.000, Hoja núm. 592 (Villahermosa del Río)*, 2.ª serie, memoria, 22 pp. IGME, Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria, Madrid (1981).
- VIALARD, P.: *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique sud-occidentale*. Thèse Sciences, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 445 pp. (1973).
- ZEYEN, H. J.; BANDA, E.; GALLART, J., y ANSORGE, J.: *A wide angle seismic reconnaissance survey of the crust and upper mantle in the Celtiberian Chain of eastern Spain*. Earth and Planetary Science Letters, 75:393-402 (1985).

Recibido: Junio de 1986.

Identificación del *Paradoxides pradoanus* basada en datos cuantitativos

Por A. CALONGE GARCIA (*)

RESUMEN

Se establecen unos parámetros a partir de medidas sobre ejemplares de *Paradoxides pradoanus* que permiten su identificación a nivel específico.

ABSTRACT

Some parameters have been established using measurements on the fossils of *Paradoxides pradoanus* which allow us to identify them at an specific level.

INTRODUCCION

Los *Paradoxides*, como restos de seres que vivieron en épocas pretéritas, están sujetos a una cierta variabilidad que hay que tener en cuenta a la hora de definir una especie.

Hasta hace poco, estas definiciones se basaban en criterios puramente morfológicos visuales, lo cual conducía, en la mayoría de los casos, a resultados erróneos; de este modo, al encontrar individuos algo distintos, se creaban especies nuevas sin tener en cuenta la variabilidad intraespecífica propia de los seres vivos. La biometría aplicada nos proporciona criterios para discriminar cuando se trata realmente de especies diferentes y cuando son simples variaciones individuales dentro de una misma especie.

Además, los trabajos consultados contienen una documentación dispersa sobre los géneros españoles, y sus descripciones son oscuras. En este sentido, cabe señalar la abundancia de expresiones poco concretas, como por ejemplo «poco arqueado», «relativamente corto», «algo abombado», etc... que ocasionan imprecisiones específi-

cas. Estas ambigüedades conducen a errores de asignación del material fósil.

Se ha seleccionado la especie *Paradoxides pradoanus* por ser aquella de la que se poseía una representación material más significativa. Con todo ello se espera obtener una mayor fiabilidad en la identificación, aunque en trabajos posteriores se aplicará la misma metodología a otras especies.

En definitiva, se estudian los caracteres biométricos de la especie en cuestión y a continuación se aplican directamente sobre algunos ejemplares, con el fin de obtener una determinación objetiva de dicha especie y eliminar las ambigüedades de descripción en las que venía basándose.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero manifestar mi agradecimiento a la Prof. Gil Cid, directora de este estudio, quien, con su apoyo, interés y facilidades ha hecho posible la culminación del mismo.

Asimismo, agradezco al Prof. Quintero el haber puesto a mi disposición la extensa colección de material español depositada en el Museo del Instituto Geológico y Minero de España.

(*) Departamento de Geología de la Universidad de Alcalá de Henares. Madrid.

GENERALIDADES

El *Paradoxides pradoanus* aparece en las series del Cámbrico Medio español, concretamente se han encontrado restos fósiles en los yacimientos de la Cordillera Cantábrica (Barrios de Luna, Sabero, Cerecedo, Crémenes, El Soberón, Vozmediano, Montuerto, Valdoré, Tolibia de Abajo, Ateja, Adrados, La Velilla y Corniedo, en la provincia de León; Genestrosa, Ferradal y Vegadeo, en la provincia de Asturias) y Cadenas Celtibéricas (Murero en Zaragoza) (ver fig. 1).

La especie comprende gran parte del Cámbrico Medio; exactamente engloba las zonas de la 22 (Capas de Murero-Margas de Vegadeo) a la 27 (Capas inferiores de Barrios de Luna) de LOTZE (1961) y que corresponden al piso de *Pardailhanian* y piso de *Solenopleuropsis*.



Figura 1.—Situación geográfica de los yacimientos con trilobites del género *Paradoxides* (BRONGNIART, 1822).

SISTEMATICA

Familia *Paradoxidae* EMRICH 1839.
 Género *Paradoxides* BRONGNIART 1822.
 Especie *Paradoxides pradoanus* VERNEUIL & BARRANDE, 1860.

SINONIMIAS

1860 *Paradoxides pradoanus* n. sp. - DE VERN. & BARR.; *Chaîne Cantabrique*, p. 526, lám. 6, figs. 4-6.

- 1822 *Paradoxides pradoanus* BARR. - BARROIS, *Terrains Asturies*, p. 169.
- 1935 *Paradoxides pradoanus* de VERN. et BARR. SAMPELAYO, *El sistema cambriano*, p. 226.
- 1947 *Paradoxides pradoanus* de VERNEUIL et BARRANDE. THORAL, *Fossiles Spagne*, p. 78.
- 1958 *Paradoxides pradoanus* de VERNEUIL et BARRANDE. LOTZE, *Stratigraphie des Spanigen Kambriuns*, pp. 731-738.
- 1958 *Eccaparadoxides ? pradoanus* (BARRANDE et VERNEUIL). SNAJDR, *Trilobiti českého kambria*, p. 15.
- 1959 *Paradoxides pradoanus* VERN. et BARR. - BADILLO, *Catálogo de especies de fósiles del IGME*, p. 143, lám. 45.
- 1959 *Paradoxides pradoanus* VERN. et BARR. - COMTE, *Recherches sur les terrains anciens de la Cord. Cantabrique*, p. 361.
- 1961 *Paradoxides pradoanus* VERN. & BARR. - SDZUY, *Das Kambrium Spaniens*, p. 604.
- 1970 *Paradoxides pradoanus* VERN. & BARR. - GIL CID, *Nota sobre los nuevos yacimientos de Trilobites del Cámbrico Medio de Murero (Zaragoza)*, p. 166, lám. 1, fig. 3.
- 1971 *Paradoxides pradoanus* VERN. & BARR. - SCHMITZ, *Stratigraphie und Sedimentologie im Kambrium und Tremadoc der Westlichen Iberischen Ketten nördlich Ateca (Zaragoza), NE-Spanien*, p. 39.

MATERIAL

Treinta y un ejemplares completos, 66 cráneos, 28 pigidios, numerosas librigenas, segmentos torácicos y otros fragmentos. El cráneo de mayor longitud estudiado tiene 66,2 mm. y el mayor pigidio 12,7 mm.

Estos ejemplares proceden tanto de la colección que tiene depositada la Dra. GIL CID en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, como del Museo del Instituto Geológico y Minero de Madrid.

DESCRIPCION (ver fig. 2)

Presentan un rodete amplio que conserva su

anchura prácticamente constante. La glabella aparece bien delimitada; sus bordes laterales son paralelos. Presenta dos segmentos transglabelares, de los cuales el surco S1 se inflexiona en su parte media originando un pequeño seno, y el surco S2 puede estar interrumpido. El lóbulo occipital es recto y conserva constante su anchura.

Las suturas oculares están bien marcadas, iniciándose por encima del tercer surco glabelar. El escudo cefálico es liso, de contorno ovalado, con unas puntas genales largas que pueden alcanzar el octavo segmento torácico.

En la región torácica se cuentan entre 16 y 18 segmentos.

El pigidio es de forma pentagonal y borde entero. El raquis es triangular, presenta en su superficie un surco y ocupa 1/3 de la longitud total del pigidio.

CONSIDERACIONES

El cráneo de *P. pradoanus* es parecido al de *P. mureroensis*, del que se diferencia por el pigi-

dio además de por las características propias de la especie antes citadas.

También son muy semejantes las especies *P. brachyrhachis*, *P. mediterraneus* y *P. pradoanus*, que se diferencian entre sí por la morfología y relieve del cráneo.

ANALISIS MORFOMETRICO

Las medidas se han tomado sobre la parte dorsal del exoesqueleto bien perpendicularmente al eje de simetría entre dos puntos equidistantes, o bien a lo largo del mismo; en el primer caso se identifican como «anchuras» y en el segundo como «alturas». De este modo, una vez fijada la orientación, no es necesario variar la posición de los ejemplares para hacer las mediciones. Se observa que no son necesarios individuos enteros debido a la morfología simétrica bilateral del género *Paradoxides*, y sólo con sus mitades geométricas en el sentido sagital (ver fig. 3) se pueden aplicar las medidas seleccionadas. Por supuesto, todas las propuestas anteriores hacen referencia a ejemplares adultos. Asimismo, hay que hacer constar el estado de conservación de los indivi-

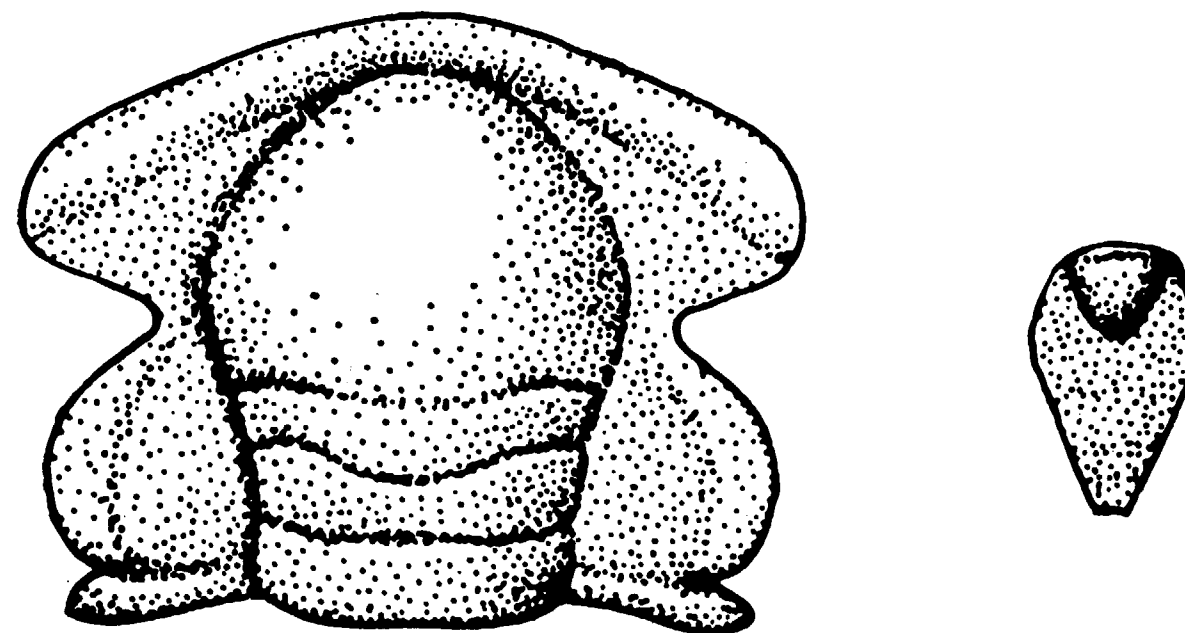


Figura 2.— *Paradoxides pradoanus*, según SDZUY (1961).

duos medidos, ya que dichas medidas pueden variar dependiendo de si un molde es interno o externo, es decir, la longitud del cefalón de un individuo concreto será diferente si se toma en el molde interno (más pequeño) que si se toma en el externo (medida mayor).

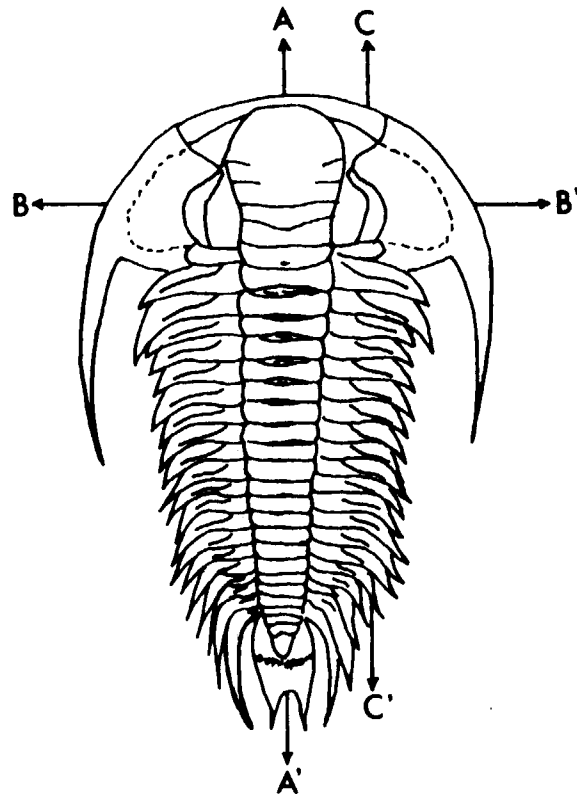


Figura 3.—Orientación del exoesqueleto de un trilobites:
A-A': Sagital.
B-B': Transversal.
C-C': Exasagital.

Partiendo de las medidas propuestas por GIL CID et al. (1984), se han seleccionado las que mejor definían morfométricamente la especie estudiada. En este sentido se han elaborado unos parámetros basados en los propuestos por COURTESSOLLE (1973). En total se han considerado 15 parámetros de los cuales 13 hacen referencia al cráneo y dos al pigidio (ver fig. 4). Se observa que el análisis se ha limitado al cráneo y al pigidio por considerar que son los elementos morfológicos más distintivos para establecer con rigurosidad los límites específicos.

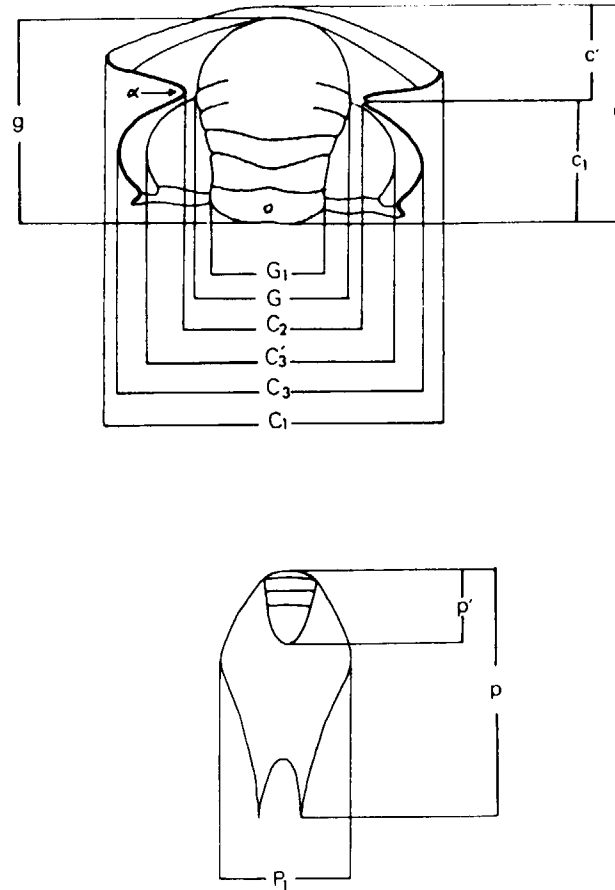


Figura 4.—Denominación de las medidas tomadas sobre los ejemplares:

- C1: Anchura cranial anteroexterna.
- C2: Anchura cranial prepalpebral.
- C3: Anchura cranial palpebral externa.
- C3': Anchura cranial palpebral interna.
- c : Altura cranial.
- c' : Altura cranial del rodete.
- c1 : Altura genosutural periocular.
- G : Anchura glabelar.
- G1: Anchura glabelar occipital.
- g : Altura glabelar.
- p : Altura pigidial.
- p' : Altura pigidial raquidial.
- P1 : Anchura pigidial.
- α : Punto de inflexión (sag.) de la sutura facial.

PARAMETROS DE ASIGNACION ESPECIFICA

La relación de los datos biométricos obtenidos se reflejan en la tabla II. Una vez halladas las medias y desviaciones típicas de los parámetros y ángulos utilizados se llegó a los siguientes resultados:

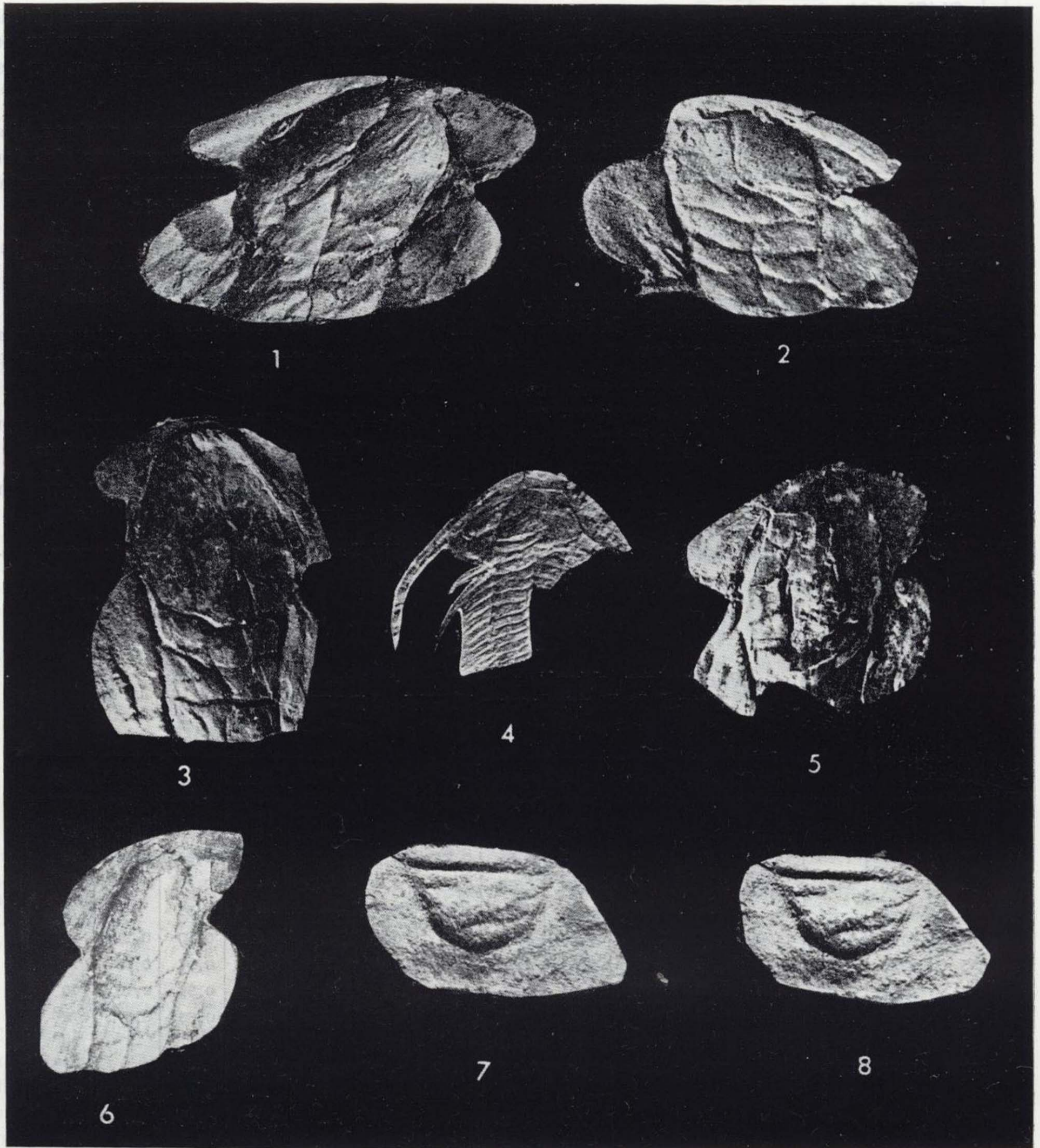
- $C1/C3=1,04 \pm 0,29$; relaciona la anchura cranial anteroexterna (C1) con la palpebral externa (C3). Este parámetro no coincide con el deducido por GIL CID en 1984 ($AB/CD < 1$).
- $C1/c=0,88 \pm 0,19$; relaciona la anchura cranial (C1) con la altura (c), con lo que se precisa el coeficiente superficial del individuo.
- $C3/c=1,23 \pm 0,22$; relación semejante a la anterior.
- $C'3/C3=0,83 \pm 0,07$; relaciona la anchura cranial palpebral externa (C3) con la interna (C'3); delimitando el área ocular.
- $c'/c1 \pm = 0,90 \pm 0,19$; relaciona la altura cranial del rodete (c') con la altura genosutural periocular (c1), parámetro que indica a qué altura se inflexiona la sutura genal.
- $G1/C3=0,40 \pm 0,10$; relaciona la anchura glabelar occipital (G1) con la anchura palpebral interna (C3), determinando la anchura que

ocupa la glabela frente a la anchura global del cráneo en este punto. Este valor es algo menor que el calculado por GIL CID en 1984 ($IJ/CD=1/2$).

- $G1/G=0,85 \pm 0,21$; relaciona la anchura glabelar occipital (G1) con la anchura glabelar (G), parámetro que proporciona la variación longitudinal de la glabela.
- $G/g=0,60 \pm 0,15$; relaciona la anchura glabelar (G) con la altura (g), determinando el coeficiente superficial de la glabela.
- $(C3-G)/G=1,01$; coeficiente que proporciona un valor relativo de la anchura de las fijenas, o mejillas fijas.
- $(c-g)/g=0,08$; coeficiente que proporciona un valor relativo de la anchura del rodete.
- $c'/g=0,58$; coeficiente que proporciona un valor relativo de la longitud del ojo.
- $(C1-G)/C1=0,45$; relación entre la zona pre-

TABLA I
Parámetros obtenidos sobre el exoesqueleto dorsal de P. pradoanus VERN. & BARR.

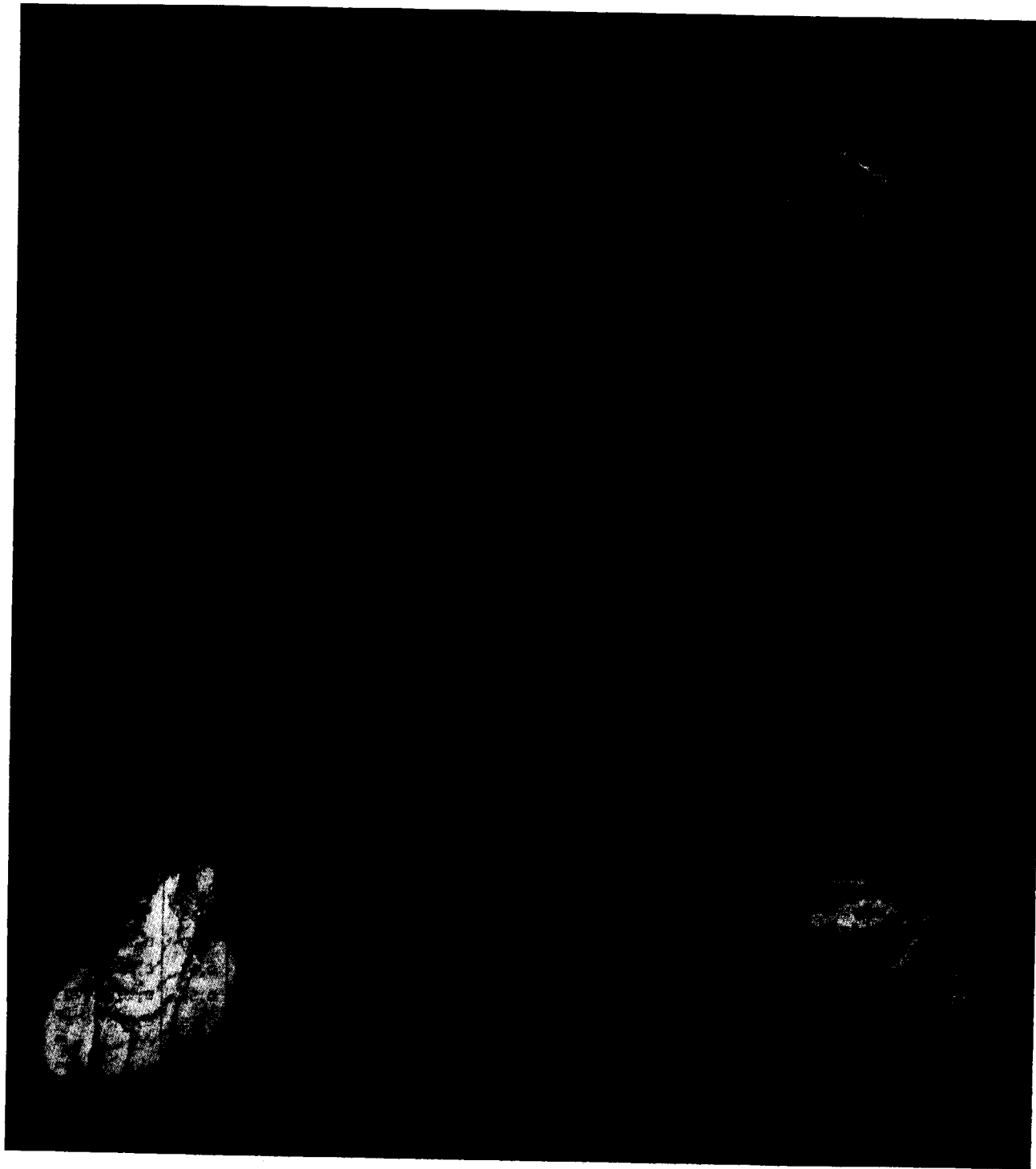
Nº	C1/C3	C1/c	C3/c	c'/c1	C3'/C3	G1/G	G/g	G1/C3	$\frac{C1-G}{C1}$	$\frac{C3-G}{G}$	$\frac{C3-C3'}{G}$	c'/g	$\frac{c-g}{g}$	α
15	1,01	1,22	1,21	0,92	—	0,72	0,75	0,41	0,43	0,31	—	0,67	0,08	70°
8	1,17	1,50	1,03	0,67	0,86	0,83	0,56	0,37	0,64	1,60	0,32	0,60	0,22	73°
1	0,66	1,19	1,82	1,25	0,50	0,34	0,76	0,29	0,42	1,61	—	0,48	0,06	70°
4	1,03	—	—	—	—	0,86	0,71	0,44	0,55	—	—	0,55	—	75°
16	1,20	1,10	1,09	0,87	0,80	0,69	0,73	0,87	0,40	0,28	0,27	0,60	0,11	72°
25	0,91	1,07	1,17	0,85	0,87	0,80	0,63	0,41	0,44	0,95	0,26	0,57	0,06	73°
2	0,92	1,06	1,14	0,97	0,81	0,72	0,65	0,36	0,43	0,98	0,37	0,58	0,10	70°
3	0,97	1,07	1,10	0,98	—	0,77	0,60	0,39	0,48	0,98	0,14	0,55	0,07	72°
5	0,94	0,81	1,69	1,23	0,76	0,90	0,31	0,43	0,63	1,50	0,38	—	—	75°
168	1,10	1,61	1,46	0,50	0,84	0,96	0,84	0,38	0,63	1,50	0,38	—	—	72°
40	1,03	1,01	1,02	—	0,92	0,53	0,48	0,58	1,18	0,42	—	0,53	0,01	70°
148	—	—	—	—	—	0,81	0,93	—	0,42	—	1,18	0,42	—	—
134	1,00	1,67	1,67	0,73	0,88	0,74	0,95	0,36	0,50	1,02	0,24	0,66	0,13	75°
54	0,87	0,71	0,81	0,87	0,84	0,71	0,49	0,41	0,33	0,72	0,27	0,55	0,03	70°
105	0,95	0,83	0,87	0,87	0,83	0,84	0,45	0,39	0,15	1,15	0,35	0,59	0,10	72°
76	0,87	1,28	1,48	0,68	0,89	0,64	0,90	0,35	0,38	0,85	0,19	0,67	0,11	70°
28	0,95	1,27	1,35	0,74	0,87	0,82	0,72	0,38	0,50	1,12	0,26	0,66	0,12	70°
115	0,96	0,83	1,21	0,82	0,80	0,78	0,51	0,42	0,44	0,86	0,37	0,61	0,10	75°



LAMINA I

Figuras 1-8.—*Paradoxides pradoanus* VERN. y BARR., 1860.

- | | |
|---|--|
| 1×1. Cranidio de Murero (Zaragoza). | 5×1. Cranidio fragmentado de Montuerto (León). |
| 2×2. Fragmento de cranidio de Barrios de Luna (León). | 6×2. Cranidio de Murero. |
| 3×1. Fragmento de cranidio de Vegadeo (Asturias). | 7-8×2. Pigidios de Murero. |
| 4×1. Cranidio y fragmento torácico de Murero. | |



LAMINA I

Figuras 1-8.—*Paradoxides pradoanus* VERN. y BARR., 1860.

- | | |
|---|--|
| 1×1. Cranidio de Murero (Zaragoza). | 5×1. Cranidio fragmentado de Montuerto (León). |
| 2×2. Fragmento de cranidio de Barrios de Luna (León). | 6×2. Cranidio de Murero. |
| 3×1. Fragmento de cranidio de Vegadeo (Asturias). | 7-8×2. Pigidios de Murero. |
| 4×1. Cranidio y fragmento torácico de Murero. | |

ocular y la longitud total anterior del cranidio.

— $(C3-C'3)/G=0,29$; coeficiente que proporciona un valor relativo de la anchura ocular.

— $\alpha=70^{\circ}-75^{\circ}$; punto de inflexión de la sutura facial.

En lo referente al pigidio los autores que definen esta especie indican que su anchura máxima ocupa alrededor de 1/3 de su longitud, dato que coincide con las estimaciones obtenidas. Sin embargo, al no coincidir la morfología del pigidio de *Paradoxides pradoanus* con ninguna otra especie del género *Paradoxides* no ha sido tratado en este estudio.

CONCLUSIONES

Se ha comprobado que de las relaciones mencionadas anteriormente algunas presentan mayor entidad en lo que se refiere a la caracterización biométrica con fines específicos, en tanto que otras reflejan características del desarrollo ontogénico, variabilidad de tamaño (en estados adultos), etc.

Una vez analizadas todas las posibilidades se obtiene que los parámetros que mejor marcan las características específicas del *Paradoxides pradoanus* son las siguientes:

$$C1/C3=1,04$$

$$c'/c1=0,90$$

$$G1/C3=0,40$$

$$\alpha=70^{\circ}-75^{\circ}$$

Tomando únicamente un parámetro no se debe afirmar que un individuo pertenece a la especie estudiada ni a ninguna otra, pero si se toma un número significativo de ellos se pueden utilizar a la hora de clasificar las faunas de nuevos yacimientos o al revisar ejemplares ya archivados.

Es interesante hacer notar los criterios cualitativos que pueden facilitar junto a los parámetros anteriores la identificación del *Paradoxides pradoanus* y que son las siguientes:

- Presencia de dos surcos glabulares.
- El lóbulo ocular se inicia por encima del surco S2 y no alcanza la glabella.
- Ausencia de cualquier tipo de ornamentación.

— El pigidio es pentagonal y de borde entero, con un surco transraquidial.

Por último, incidir de nuevo en la complejidad que supone la determinación específica de los *Paradoxides* que hasta la actualidad se han venido describiendo de forma subjetiva y cualitativa sin seguir un criterio preciso. El sistema que se propone, y que con el tiempo se aplicará a otras especies del género, suprime dichas ambigüedades, y con mayor claridad, facilidad y seguridad proporciona soluciones más exactas que a su vez están al alcance de cualquier geólogo no especializado en Paleontología.

(Datos obtenidos en la Tesis de Licenciatura de doña Amelia CALONGE GARCIA, bajo la dirección de la doctora GIL CID. Madrid, mayo 1985.)

BIBLIOGRAFIA

- BADILLO, L.: *Catálogo de las especies fósiles del Museo del Instituto Geológico y Minero de España*. Notas y Com. Inst. Geol. y Min. España, núm. 35, Madrid (1959).
- COURTESOLE, R.: *Le Cambrien moyen de la Montagne Noire. Biostratigraphie*. Laboratoire de Géologie CEARN de la Faculté des Sciences de Toulouse, 293 pp., Toulouse (1973).
- GIL CID, D.: *Notas sobre los nuevos yacimientos de Trilobites del Cámbrico Medio de Murero*. Est. Geol., 26, 163-172, Madrid (1970).
- GIL CID, D.: *El género Paradoxides en España; sus especies y posición estratigráfica* (Parte I). Iberia-Symposium, Darmstadt (1984).
- GIL CID, D.; LÓPEZ FERRERES, S., y CALONGE, A.: *Estudio cuantitativo del exoesqueleto del género Paradoxides HAWLE & CORDA, 1947 (Trilobita)*. Memoria III Congreso Latinoamericano de Paleontología, 10-17, México (1984).
- LOTZE, F.: *Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie*. Akad. Wiss. Lit. Abh. Math.-Naturw. Kl., 6, 1-216, Mainz (1961).
- ROSOWA, A. B., y ROSOV, C. H.: *Paleontología morfológica*. Nauka, 244 pp., Moscú (1975).
- SDZUY, K.: *Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten*. Akad. Wiss. Lit. Abh. Math.-Naturw. Kl., 7 (8), 217-408, Mainz (1961).
- SDZUY, K.: *Trilobites del Cámbrico Medio de Asturias*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 1, 77-133, Oviedo (1967).
- SDZUY, K.: *La subdivisión biostratigráfica y la correlación del Cámbrico Medio de España*. Publ. I Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econ., 2 (Sec. I), 753-768, Madrid (1971).
- SHAW, A. B.: *Quantitative Trilobite studies II. Measurement of the dorsal shell of Non-Agnostidean Trilobites*. Journ. Paleont., 31 (1), 193-207 (1957).
- TEMPLE, J. T.: *Standardisation of Trilobite orientation and measurement*. Fossils and Strata, 4, 461-467, Oslo (1973).
- TEMPLE, J. T., y TRIPP, R. P.: *An investigation of the Encrinurinae (Trilobita) by numerical taxonomic methods*. Royal Soc. Edimburgh, 70, 223-260, Edimburgh (1979).

Recibido: Febrero 1986.

GEOLOGIA

La tectónica reciente en la bahía de Palma (Baleares) y sus implicaciones morfoestructurales

Por V. DIAZ DEL RIO y J. REY (*)

RESUMEN

A partir de los estudios con equipos de sísmica-reflexión continua, se ha realizado un análisis de la tectónica reciente que ha afectado a los materiales que conforman la Bahía de Palma (Mallorca), utilizando un Uniboom (200 julios) y un Mud-penetrator (3,5 KHz). Los estudios sobre la tectónica que actúa en esta bahía, desde el Plioceno hasta los tiempos actuales, apuntan la idea de que la configuración de la bahía se ha realizado en tiempos recientes como consecuencia de dicha actividad tectónica. Su efecto puede observarse de igual manera en toda la isla de Mallorca, donde el rejuego de antiguas fallas y la formación de nuevas discontinuidades, ha modificado el paisaje.

El sistema de fuerzas distensivas que viene actuando en todo el ciclo Neógeno sobre la isla, ha estructurado la bahía, originando dos sectores (oriental y occidental) elevados respecto a un sector central dominado por una fuerte subsidencia, y enmarcado por dos fallas de amplio desarrollo.

ABSTRACT

A neotectonic analysis of the seismic-reflection profiles of the Palma Bay (Mallorca) using a Uniboom (200 joules) and a Mud penetrator (3.5 KHz) indicate that the recent tectonic activity play an important role from Pliocene until recent.

This study seems to indicate that the configuration of the bay is a consequence of this recent tectonic activity.

Its effects can be observed in the bay as well as in the whole island of Palma, where the replaying of ancient faults and the generation of new ones, have produced modifications in the landscape.

This distensive system dominant during the Neogene have structured the Bay producing two main areas (Oriental and Occidental) rising up with respect to third and central one. This central area is under the control of a high subsidence which is bordered by two main faults.

INTRODUCCION

Las Islas Baleares están situadas en la Cuenca Mediterránea Occidental, agrupándose en dos conjuntos denominados: Islas Pitiusas y las Gimnéticas (RIBA, 1983). Ambos grupos de islas poseen su plataforma continental independiente.

La plataforma continental de Mallorca está limitada por dos grandes escarpes, lo que origina que existan notables diferencias entre las áreas adyacentes a los conjuntos montañosos (Sierra

de Levante y Sierra Norte) y las próximas a las bahías septentrionales y meridionales. La anchura máxima de la plataforma (hasta la isobata de los 150 metros) es de 20 Km. y la mínima de 10 Km. (MAUFFRETT, 1976).

El promontorio balear, está considerado por todos los autores, como una prolongación, subsidente, de la Cordillera Bética y del que emergen las Islas Baleares (ORIOL, 1983).

La neotectónica en toda la cuenca balear es muy activa, y esto hace que su configuración morfológica haya evolucionado muy rápidamente en los últimos tiempos geológicos. Las áreas de plataforma, responden a estos esfuerzos de una forma diferente a la de los márgenes.

A lo largo del ciclo Neógeno, la isla de Mallorca, se compartimenta en tres grandes cuencas marginales: 1) Alcudia; 2) Palma; 3) Campos (COLOM, 1975). La cuenca de Palma, instalada en la provincia fisiográfica de las Llanuras Centrales, está controlada estructuralmente por dos accidentes principales: 1) Falla de Sineu-Algaida, de dirección NE-SO; 2) Falla de Palma, de dirección NNE-SSO a N-S (DEL OLMO y ALVARO, 1984). La prolongación hacia el mar de esta amplia cuenca, constituye la actual Bahía de Palma, enmarcada por dos vertientes desiguales. La orilla occidental, la más montañosa e irregular, caracterizada por el encajamiento de pequeñas ensenadas, calas y algunas playas. La orilla oriental con dos tramos diferentes: 1) Palma-El Arenal, más arenoso; 2) El Arenal-Cabo Blanco, de perfil abrupto, dominando los acantilados.

La existencia de una activa tectónica reciente, ha sido puesta de manifiesto por numerosos autores (COLOM, 1975; POMAR y CUERDA, 1979; DEL OLMO y ALVARO, 1984, y otros).

Dicha tectónica, que afectaría al ciclo Neógeno Superior y Cuaternario, estaría dominada por el desarrollo de movimientos verticales de carácter distensivo, que estarían acentuados en algunos momentos. Esta variación en la intensidad y continuidad de los movimientos, originarían algunas discontinuidades en las unidades deposicionales (DEL OLMO y ALVARO, 1984).

Durante el Pleistoceno, se registran un conjunto de oscilaciones sucesivas del nivel marino que originan unos depósitos perfectamente caracterizados. Los movimientos de subsidencia más notables se originan en el Pleistoceno basal y medio, existiendo débiles etapas subsidentes en época reciente (POMAR, 1979).

Los Llanos de Palma, corresponden a depresiones con subsidencia activa, rellenas en el Neógeno Superior y Cuaternario con secuencias progradantes combinadas con fases de subsidencia pulsantes (POMAR et al., 1983). Durante el Pleistoceno, se suceden fluctuaciones climáticas que hallan expresión en las oscilaciones del nivel del mar, y en consecuencia en los depósitos de playa de Mallorca (POMAR y CUERDA, 1979). Ambos fenómenos tienen un notable reflejo en los fondos de la Bahía de Palma, cuya fisiografía y estratigrafía sísmica, pone en evidencia la existencia de una variada historia Neógeno-Cuaternaria (MATEU et al., 1984).

Siendo la Bahía de Palma, una unidad geomorfológica íntimamente relacionada con los Llanos de Palma, cuya evolución sedimentaria y tectónica ha estado igualmente ligada a las Llanuras Centrales, es lógico encontrar una gran similitud en las unidades que las conforman, pudiéndose observar continuidades en algunas estructuras.

En este trabajo, se analizan los datos recogidos en una campaña oceanográfica, realizada en la Bahía de Palma (REY y DÍAZ DEL RÍO, 1985), tratando de relacionar las estructuras reflejadas en los registros sísmicos, con los fenómenos de la neotectónica, incidiendo en las connotaciones morfoestructurales relacionadas con dicha tectónica reciente.

MATERIAL Y METODOS

Para realizar este estudio, se utilizó el B/O Jafuda Cresques, siguiendo una malla de perfiles que se presenta en la figura 1, superpuesta a la batimetría general de la zona.

Los sistemas empleados han sido los siguientes:

- Ecosonda de precisión (35 KHz) Atlas Echo-graph-620 con un registrador Edo-Western.
- Penetrador de fangos (3,5 KHz) emitiendo a 10 Kw y recogiendo la información en un registrador EPC mod. 3.200.
- Uniboom (200 julios) con el que se obtienen registros sísmicos de alta resolución.
- Sonar de barrido lateral (100 KHz) con el que se analizó la morfología del fondo de la bahía, a través de las sonografías recogidas.
- Sacatestigos de pistón y draga de resorte Shipex, para la obtención de muestras de sedimentos de profundidad (2 m.) y en superficie (30 cm.).

RESULTADOS

Los registros sísmicos han revelado la existencia de una activa tectónica en los tiempos recientes, coetánea con sucesivas oscilaciones del nivel marino. Ambos fenómenos han originado un conjunto de estructuras y formaciones que pue-

(*) Este trabajo es parte del Proyecto 200 del PIGC. Centro Oceanográfico de Fuengirola. Instituto Español de Oceanografía. Apartado de Correos 285. Fuengirola. 29640 Málaga.

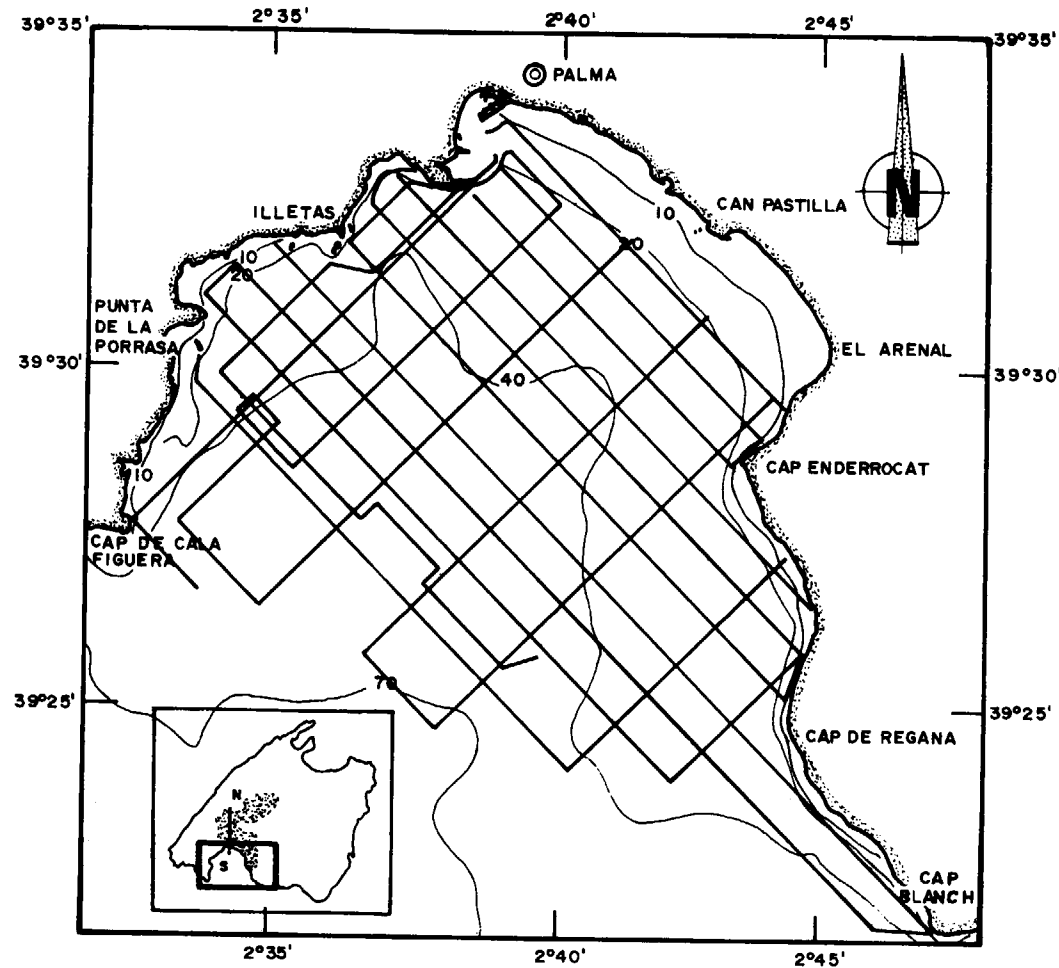


Figura 1.—Situación del área de estudio y malla de perfiles ecosísmicos que forman la base del trabajo.

den observarse en la totalidad de la bahía y muy especialmente en el área litoral comprendida entre la ciudad de Palma y el cabo Enderrocat.

Del análisis de la morfología puede deducirse una actividad diferencial en los márgenes oriental y occidental de la bahía. Las isobatas más rectilíneas y próximas entre sí, en la vertiente occidental delatan una naturaleza del sustrato netamente diferenciable del existente en la vertiente oriental, donde se define un acantilado, al pie del cual existe una extensa rasa subaflorante, tapizada de una fina capa de sedimentos sin consolidar.

Esta extensa superficie que se inicia en Cap Enderrocat, ampliándose sustancialmente hasta Cap Blanch, está dominada por una intensa frac-

turación que en algunos casos origina escarpes en superficie. Posee un relieve poco accidentado y actualmente condicionado por la fracturación que le afecta. Los reflectores sísmicos que la conforman, son muy continuos y carentes de deformaciones, lo que parece indicar un comportamiento rígido frente al sistema de fuerzas al que se ha visto sometido. Esta formación no es excesivamente potente, pudiéndose estimar su espesor en unos 10 a 15 metros, quedando aguas afuera recubierta por una capa de sedimentos sin consolidar de espesor variable.

La continuidad de la formación en el ámbito de la bahía, permite identificarla a lo largo de todos los registros sísmicos, estando recubierta de sedimentos más modernos. Su intensa fracturación

es ostensible en todos ellos, si bien es más notable en la zona central de la bahía. El techo de la formación está definido por una superficie muy erosionada y de tipo diferencial, constituyendo la base de una densa red de paleocauces de muy diferente desarrollo (fig. 2). Estratigráficamente se encuentra dispuesta sobre una formación de respuesta sísmica diferente. El techo está definido por una superficie de erosión bajo la cual se observan reflectores de carácter discontinuo que en algunos puntos se hace masivo. Aparece igualmente fracturada, si bien, algunas de las fallas que le afectan no tienen continuidad en los estratos de la formación superior.

Por otra parte, se ha observado, en toda la bahía, un conjunto de afloramientos dispersos de la formación descrita, y de otras inferiores, que coinciden con altos estructurales, siendo más frecuentes en la vertiente occidental.

CONCLUSIONES

1. Estratigrafía sísmica.—Utilizando un criterio comparativo de las formaciones encontradas en plataforma con las existentes en la isla, podemos asimilar los distintos conjuntos de

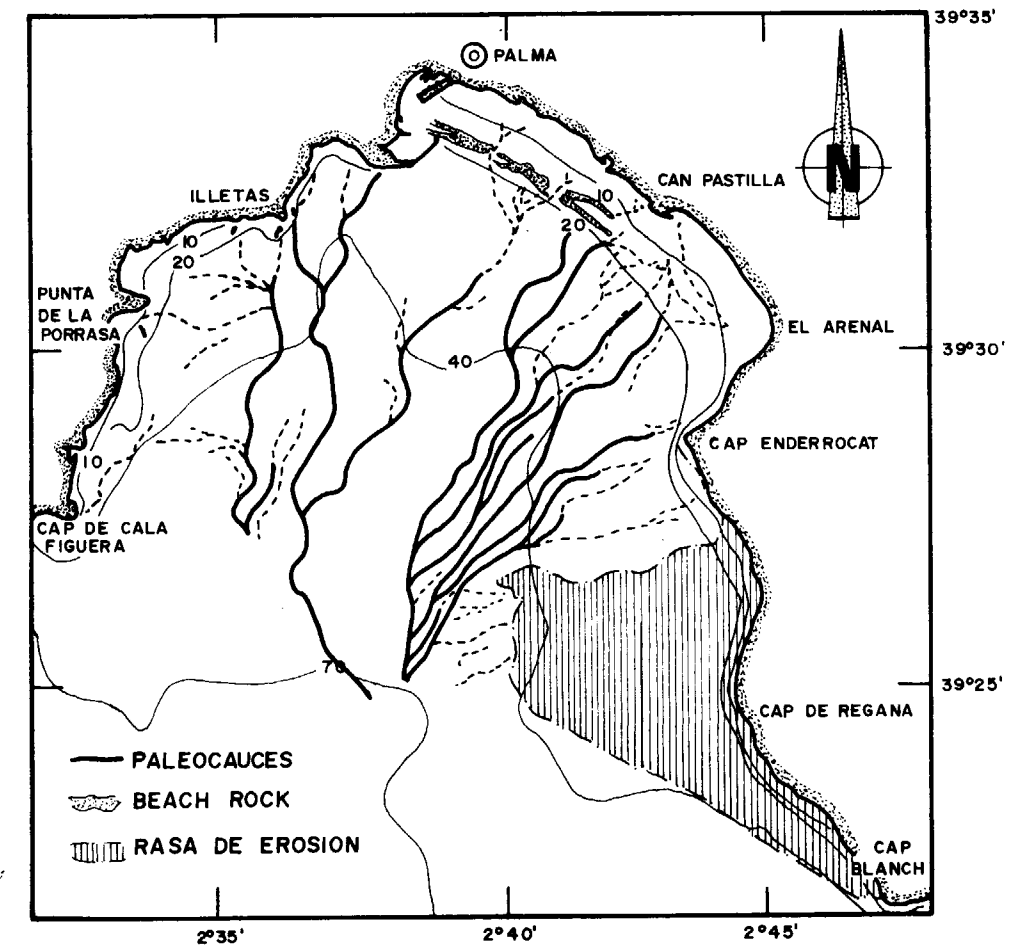


Figura 2.—Esquema simplificado de la red hidrográfica paleocuaternaria detectada sobre la bahía. Igualmente se reflejan los afloramientos «beach-rock» y la rasa de erosión Pleistocena (MATEU et al., 1984).

reflectores a las siguientes edades (definidas de muro a techo):

- F.1. Reflectores muy deformados y fracturados, que en algunos lugares presentan anticlinales y sinclinales muy tendidos. Podrían asimilarse al Mioceno Superior (figura 3A).
- F.2. Reflectores continuos muy fracturados, cuyo techo está definido por una super-

ficie de erosión, constituyendo la base de los paleocauces. Esta formación puede asimilarse al Plioceno (figs. 3A y 3B).

- F.3. Conjunto de reflectores continuos sin deformar, que en algunos lugares están afectados por fallas y que se encuentran rellenando los paleocauces, agrupados en distintos paquetes, lo cual indica diferentes episodios en las avenidas torrenciales que circularon por la red hidro-

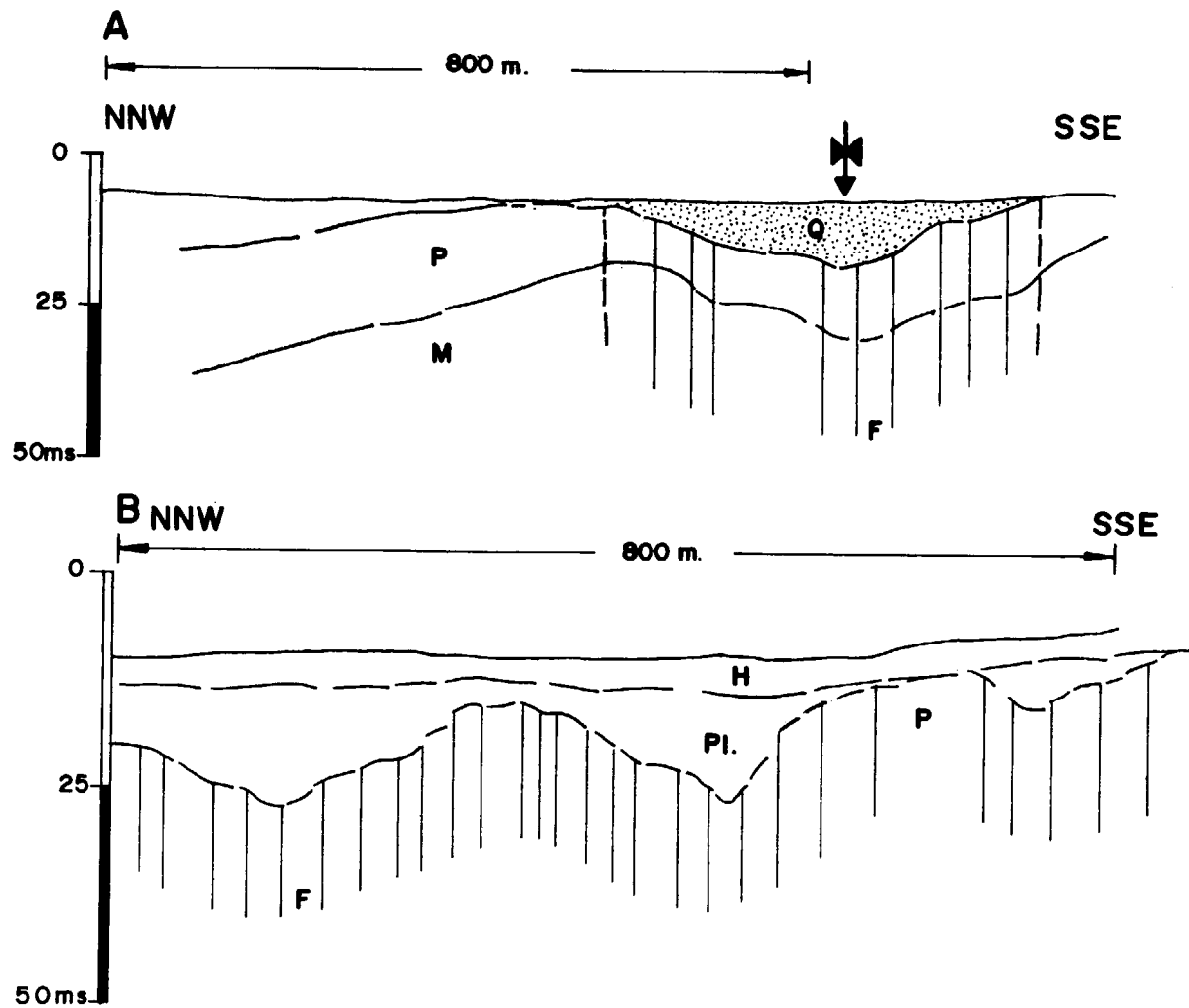


Figura 3.—Interpretación de dos perfiles sísmicos de Uniboom (200 julios) en la bahía: A) se asimilan los reflectores M al Mioceno Superior, P al Plioceno y Q al Cuaternario que rellena los paleocauces; B) se observa una intensa fracturación F, y reflectores asignados al Pleistoceno Pl y Holoceno H.

gráfica. Este conjunto se puede asimilar al Pleistoceno (fig. 3B).

- F.4. Conjunto de reflectores de potencia desigual que tapizan la práctica totalidad de la bahía. Puede asignarse una edad Holocena (fig. 3B).
2. Cuadro tectónico.—Frente a la reconstrucción paleogeográfica realizada en la bahía, en la que queda reflejada una red hidrográfica actualmente sepultada por los sedimentos Holocenos, puede deducirse una serie de conclusiones, que apuntan, sin lugar a dudas, al papel determinante que la neotectónica ha jugado en este área geográfica. En la figura 2 se observan tres dominios preferentes: a) un dominio occidental caracterizado por una red hi-

drográfica pobre, y una relativa abundancia de afloramientos en altos estructurales. Este sector, podría ser el área fuente que alimentase los cauces de la vertiente occidental de la bahía; b) un dominio central, con un abundante desarrollo de cauces orientados en dirección N-S, cuya área fuente sería la cuenca torrencial de los Llanos de Palma; c) un dominio oriental, ocupado por una extensa rasa muy fracturada que se pone en contacto con la geología insular por medio de un acantilado. Las direcciones de fracturación, junto con las de los cauces hidrográficos y la orientación de los altos estructurales, parecen indicar la existencia de tres áreas que se han visto sometidas a movimientos verticales en los tiempos recientes. Las causantes de esta es-

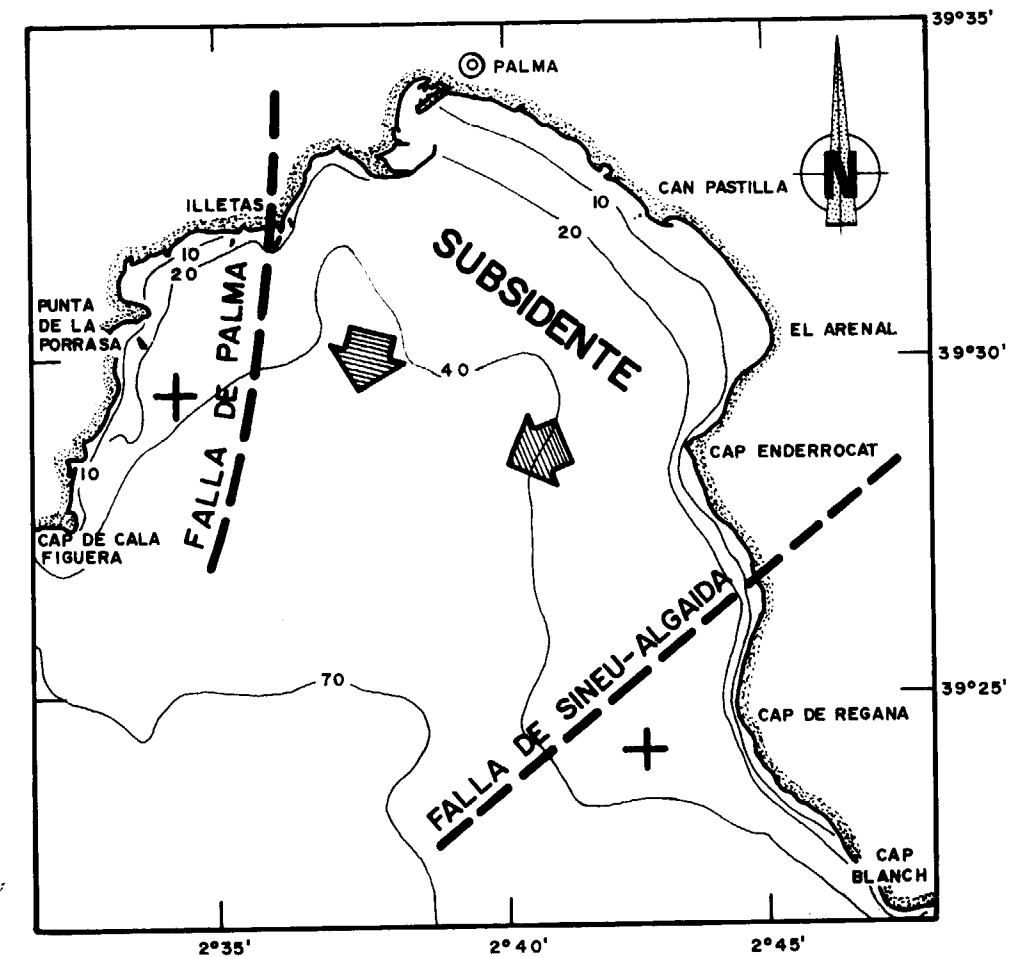


Figura 4.—Configuración tectónica de la bahía, con un sector central subsidente y dos marginales elevados.

tructuración, serían las dos fallas de gran desarrollo que se citan en la isla: 1) Falla de Palma; 2) Falla de Sineu-Algaida. Ambas han podido detectarse en plataforma, y cuyo rejuego ha originado este distinto comportamiento del fondo de la Bahía de Palma. La configuración tectónica (fig. 4) diferenciaría dos sectores marginales que han quedado elevados, de un sector central sometido a una notable subsidencia, cuyo reflejo sería el encajamiento de tan compacta red hidrográfica. La formación de un área subsidente de gran extensión, ocupando el centro de la bahía, frente a los Llanos de Palma, justificaría la gran potencia de sedimentos que tapizan los paleocauces encajados, y que serían aportados en gran parte por la cuenca hidrográfica continental.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado a partir de los datos extraídos en la campaña de Geología Marina «Bapal-84», cuyos fondos corresponden al Programa MEDIO MARINO, Proyecto 611.2, Acción 8, del Instituto Español de Oceanografía.

Queremos agradecer a la tripulación del B/O Jafuda Cresques su colaboración. Asimismo a Angeles Carpena por la mecanografía del texto y al doctor Awosika por sus sugerencias.

BIBLIOGRAFIA

- COLOM, G.: *Geología de Mallorca*. Instituto de Estudios Baleáricos (CSIC), Palma de Mallorca, 519 (1975).
- DEL OLMO, P., y ALVARO, H.: *Control estructural de la sedimentación neógena de Mallorca*. I Congreso Español de Geología, tomo III, pp. 219-228 (1984).
- MATEU, G.; REY, J., y DÍAZ DEL RÍO, V.: *Les paleolits de la Baie de Palma de Majorque (Balears): Interpretation Sismique et datation Biochronologique*. XXIVth Congress and Plenary Assembly of I. C. S. E. M. Rapp. Comm. int. Mer. Médit., 29, 2 (1985).
- MAUFFRET, A.: *Etude géodynamique de la marge des îles Balears*. Université Pierre et Marie Curie, Tesis doctoral, 137 pp., París (1976).
- POMAR, L., y CUERDA, J.: *Los depósitos marinos pleistocénicos en Mallorca*. Acta Geológica Hispánica, Homenaje a Luis Solé Sabaris, tomo 14, pp. 293-310, Barcelona (1979).
- POMAR, L.; ESTEBAN, M.; CALVET, F., y BARÓN, A.: *La unidad arrecifal del Mioceno Superior de Mallorca*. En: *El Terciario de las Baleares*. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca, 26-30 de septiembre, pp. 139-175 (1983).
- REY, J., y DÍAZ DEL RÍO, V.: *Resultados preliminares de la campaña de geología marina «Bapal-84» (Bahía de Palma, Baleares)*. Informes técnicos del Inst. Esp. Oceanog., núm. 30, 77 p. (1985).
- RIBA, O.: *Las Islas Baleares en el marco geológico de la Cuenca Mediterránea occidental durante el Terciario*. En: *El Terciario de las Baleares*. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca, 26-30 de septiembre (1983).

Recibido: Junio de 1986.

Estudio paleobotánico del Cenozoico de la zona central de Mallorca: Yacimiento de Son Ferragut (*)

C. ALVAREZ RAMIS (1), E. RAMOS GUERRERO (2) y T. FERNANDEZ MARRON (1)

RESUMEN

El trabajo comprende aspectos macro y micropaleontológicos. El yacimiento es muy rico, tanto en macroflora como en microflora, lo que nos ha permitido reconocer su paleofitoasociación. El análisis de la misma pone de manifiesto un habitat templado de afinidades intertropicales (en cierto modo muy semejante a las actuales) que caracterizaba el Paleógeno Superior, en nuestras latitudes.

ABSTRACT

This paper includes macro and micropaleontological aspects. The bed is very rich in macro and microflora and this has allowed us to identify the palaeophytoassociation. The analysis of this reveals a warm habitat with intertropical affinities characteristic of the Upper paleogene in our latitudes.

INTRODUCCION

El Paleógeno de Mallorca se presenta en afloramientos muy tectonizados, dispersos y desconectados entre sí, aunque muestra una zonación de sus facies de SE a NO, estando constituido por una serie alternante de secuencias continentales y marinas. El dominio marino se abre hacia el SE, por lo que las secuencias de facies continentales devienen predominantes hacia el NO. El yacimiento aquí estudiado queda englobado dentro de una potente serie detrítica continental, y situado en la zona central de la isla, a unos 3,5 Km. al E. de la localidad de Sineu (figura 1a), en el Predio de Son Ferragut.

El estudio del contenido paleobotánico del Terciario mallorquín ha sido abordado principalmente por BAUZA (1946, 1956 y 1961) y ARENES y DEPAPE (1954), habiendo centrado sus estudios estos

(*) Este trabajo se ha financiado, en parte, con la Ayuda a la Investigación concedida por la Dirección General de Política Científica al profesor Alvarez Ramis.

(1) Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. U. C. M.

(2) Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Palma de Mallorca.

autores sobre la macroflora. Trabajos recientes sobre el Paleógeno de Mallorca (RAMOS et al., 1985, y ESCANDELL, MORAGUES y RAMOS, 1986) y otros actualmente en curso nos han permitido reconocer la existencia de numerosos yacimientos paleobotánicos, algunos de ellos de gran riqueza.

El yacimiento de Son Ferragut, que fue descubierto por uno de los autores (E. R.), se cita por primera vez en este trabajo.

DESCRIPCION DEL YACIMIENTO

La potente serie detrítica continental, en la que se incluye el yacimiento de Son Ferragut, está constituida por depósitos de llanura lutítica aluvial, con intercalaciones de depósitos conglomeráticos de canal y desarrollo de secuencias lacustres carbonatadas poco potentes. En concreto, el tramo en el que se localiza el yacimiento está constituido (fig. 1b) por una alternancia de capas muy verticalizadas de margas y arenas muy finas.

Las margas son de colores claros, masivas y frecuentemente presentan nódulos carbonatados,

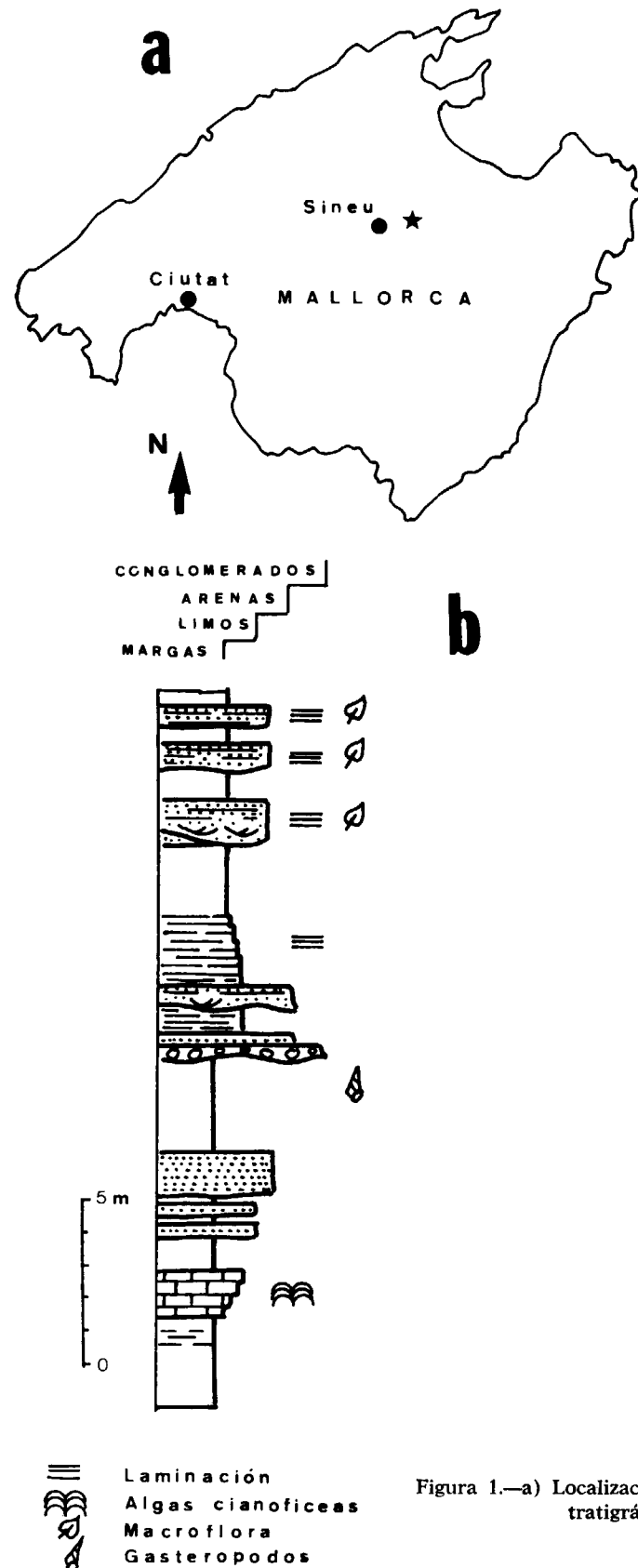


Figura 1.—a) Localización del yacimiento. b) Sucesión estratigráfica del yacimiento.

mientras que las arenas se disponen en niveles lenticulares muy laxos, con base ligeramente erosiva y una muy marcada laminación planoparalela. También existe algún nivel de acumulación de pequeños oncolitos y estromatolitos de algas cianofíceas y restos de gasterópodos dulceacuícolas.

En conjunto, estos materiales son interpretados como depósitos palustres-lacustres muy someros, en los que los aportes detríticos finos desempeñan un importante papel.

La flora estudiada procede de la parte superior de la serie y en ella se han determinado, junto con un número bastante elevado de macrorrestos vegetales, constituidos básicamente por ramas y hojas, una abundante y variada gama de palinomorfos.

Se señalan, en la figura 1b, tres niveles sucesivos con flora, pero tanto por su proximidad, como por la continuidad litológica, realmente constituyen uno sólo.

PALEOVEGETACION DE SON FERRAGUT

Se indican los grupos taxonómicos o formas vegetales que se han determinado en el yacimiento, comenzando por los restos macroscópicos para finalizar con los microscópicos.

Dado el carácter de aplicación geológica que queremos imprimir al trabajo, se citan las especies en orden alfabético.

Macroflora

- Acrostichum lanzaeanum* (Reid) Chandler.
- Celastrus cf. persei* Ung.
- Cercidiphyllum articum* Heer?
- Cinnamomum* sp.
- Dewalquea* sp.
- Ficus* sp.
- Fraxinus* sp.
- Juglans denticulata* Heer.
- Lygodium* sp.

- Metasequoia occidentalis* (New.) Chaney.
- Myrica faya* Ait. (= *Myrica balearica* Arenes).
- Myrica lignitum* (Ung.) Sap. (= *Myrica arenasi* Arenes y Dep.).
- Myrica* sp.
- Olea* sp.
- Cf. *Pandanus* sp.
- Persea cf. balearica* Arenes.
- Pinus* sp.
- Quercophyllum furcinervis* Rossm?
- Rhododendron celasense* Laurent.
- Rhus* sp.
- Salix* sp.
- Sapindus* sp.
- Taxodium europaeum* Bgt.

Otras determinaciones obtenidas a partir de fragmentos foliares y/o del estudio micropaleontológico de restos epidérmicos:

- Fam. Lauraceae.
- Fam. Oleaceae.
- Fam. Myricaceae.
- Talófitas.
- Filicíneas.
- Gimnospermas.
- Monocotiledoneas.
- Dicotiledoneas.

Microflora

- Crassosphaera stellulata* var. *minor* Cookson & Manum?
- Cycadopites minor* Kds.
- Cyperaceapollis* sp.
- Ephedripites cf. wolkenbergensis* Kr.
- Ephedripites* sp.
- Hongos (esporas, ascas, micelios, etc.).
- Inaperturopollenites* sp.
- Leiotriletes adriennis* (R. Pot. & Gell) Kr.
- Leiotriletes adriennis cf. pseudomaximus* Kr. (*Acrostichum* sp.?).
- Liliacidites quadrangularis* Roche & Schul.
- Lymingtonia* sp.
- Monoporopollenites gramineoides* Meyer.
- Pityosporites alatus* (R. Pot.) Th. & Pfl.
- Pityosporites labdacus* Th. & Pfl.
- Polypodiaceoisporites marxheimensis* (Mur & Pfl.) Kr.
- Poropolyadopollenites* sp.

- Retitricolporites oleoides* Roche & Schul.
- Retitriletes frankfurtensis* Kr.
- Selaginellasporites* sp.
- Sequoiapollenites* sp.
- Spinulaepollis arceuthobioides* Kr.
- Stereisporites* sp.
- Triatriopollenites* sp.
- Tricolpopollenites* sp.
- Cf. *Trivestibulopollenites betuloides* Pfl.
- Zonalapollenites ignilicus* (R. Pot.) Th. & Pfl.

Se observa que la microflora hallada en el área de sedimentación, palustre-lacustre, está integrada básicamente por formas herbáceas (Ciperáceas, Gramíneas y sobre todo Pteridófitas) junto con Coníferas, Myricáceas y Oleáceas.

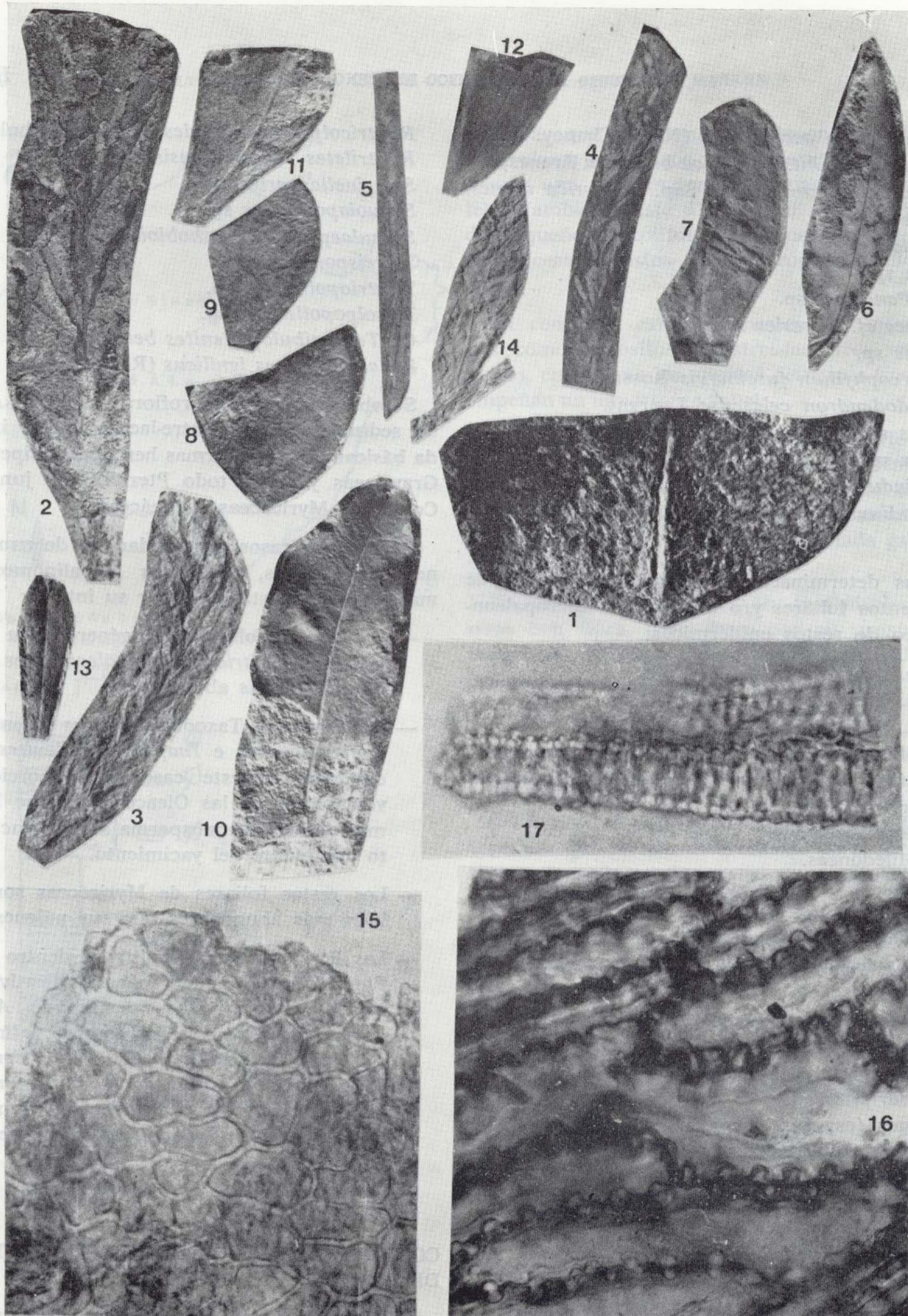
En muchos casos concuerdan las determinaciones taxonómicas, atribuidas a palinomorfos y macrorrestos, destacando por su interés:

- Los restos foliares del género *Olea* y sus pólenes (*Retitricolporites oleoides* es el palinomorfo más abundante).
- Las ramas de Taxodiáceas y sus pólenes (*Sequoiapollenites* e *Inaperturopollenites* p.p.); dándose, en este caso, la proporción inversa a la de las Oleáceas, ya que las ramas de esta Gimnosperma son el macrorresto dominante del yacimiento.
- Los restos foliares de Myricáceas son también más abundantes que sus pólenes.
- Las Polipodiáceas constituyen, dentro de las Pteridófitas, el grupo más significativo, con escasos macrorrestos (destacando *Acrostichum lanzaeanum*) y numerosos palinomorfos; de estos últimos, *Leiotriletes adriennis* es considerado la espora de *Acrostichum* y *Polypodiaceoisporites marxheimensis* (junto con otras formas de *Leiotriletes*) como de *Lygodium*.

CONSIDERACIONES SOBRE EL CONJUNTO DE LA FLORA

La mayor parte de la flora (macro y micro) se ha logrado incluir dentro de su contexto sistemático concreto (taxonómico o parataxónico).

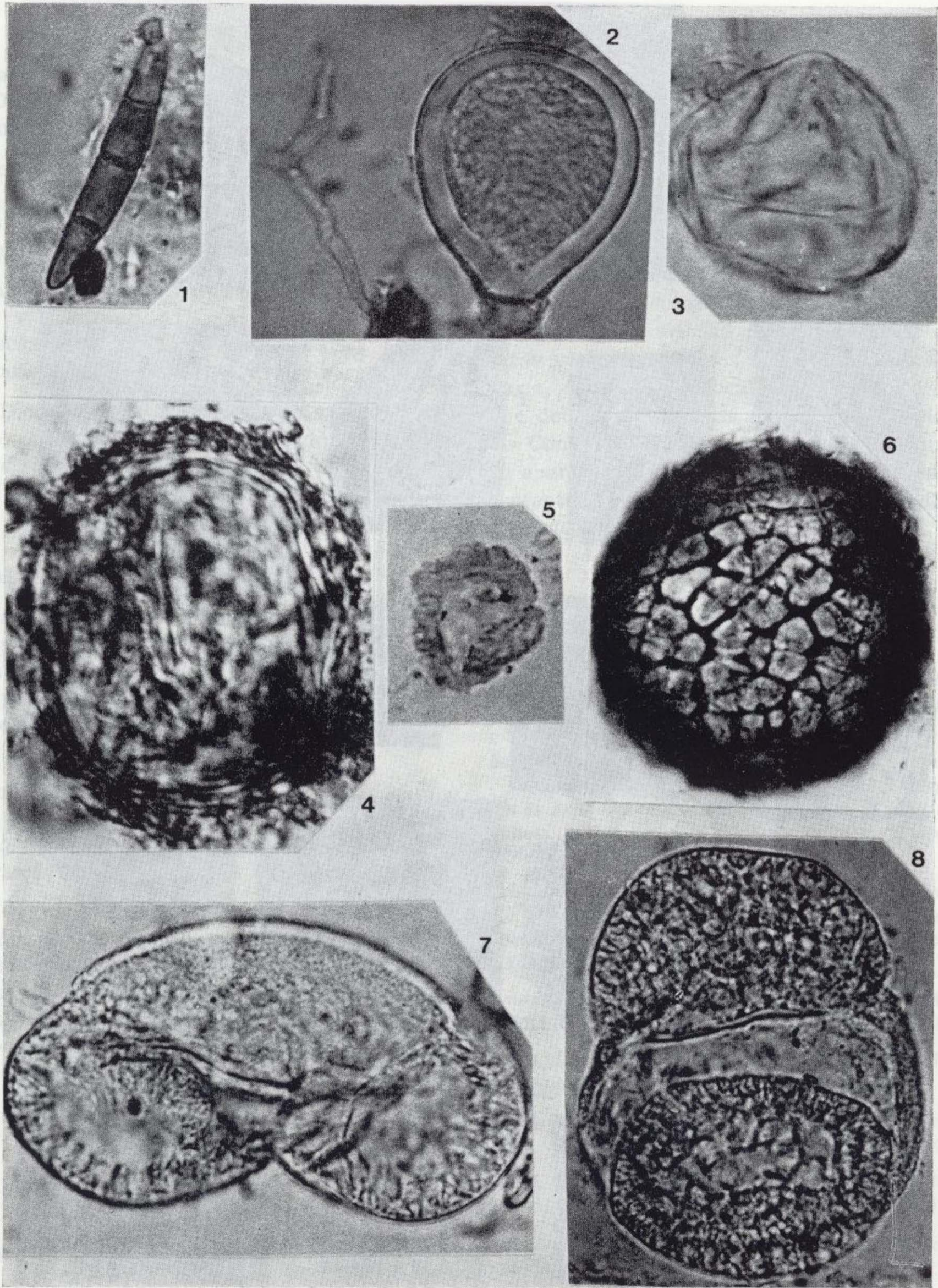
Se han determinado plantas pertenecientes a los principales grupos sistemáticos: Talófitas,



LAMINA I

- Figura 1.—*Acrostichum lanzaeanum* (Reid) Chandler.
 Figura 2.—*Metasequoia occidentalis* (New.) Chaney.
 Figura 3.—*Taxodium europaeum* Bgt.
 Figura 4.—*Sequoia* sp.
 Figura 5.—*Pinus* sp.
 Figura 6.—*Myrica lignitum* (Ung.) Sap.
 Figura 7.—*Myrica faya* Ait.
 Figura 8.—*Celastrus* cf. *persei* Ung.
 Figura 9.—*Rhus* sp.
 Figura 10.—*Persea balearica* Arenes.
 Figura 11.—*Ficus* sp.
 Figura 12.—*Salix* sp.
 Figura 13.—*Olea* sp?
 Figura 14.—*Fraxinus* sp.
 Figura 15.—Epidermis típica de Dicotiledónea.
 Figura 16.—Epidermis típica de Monocotiledónea.
 Figura 17.—Vasos conductores reticulados.

Tamaño natural, salvo las figuras 1 y 2 ($\times 3$) y 15, 16 y 17 ($\times 500$).



LAMINA II

Figura 1.—Asca tetrasporada.

Figura 2.—Restos indeterminados de aparato vegetativo y reproductor de Hongos o Briófitas?

Figura 3.—*Leiotriletes adriennis* (R. Pot & Gell) Kr.

Figura 4.—*Polypodiaceoisorites marxheimensis* (Mürr & Pfl.) Kr.

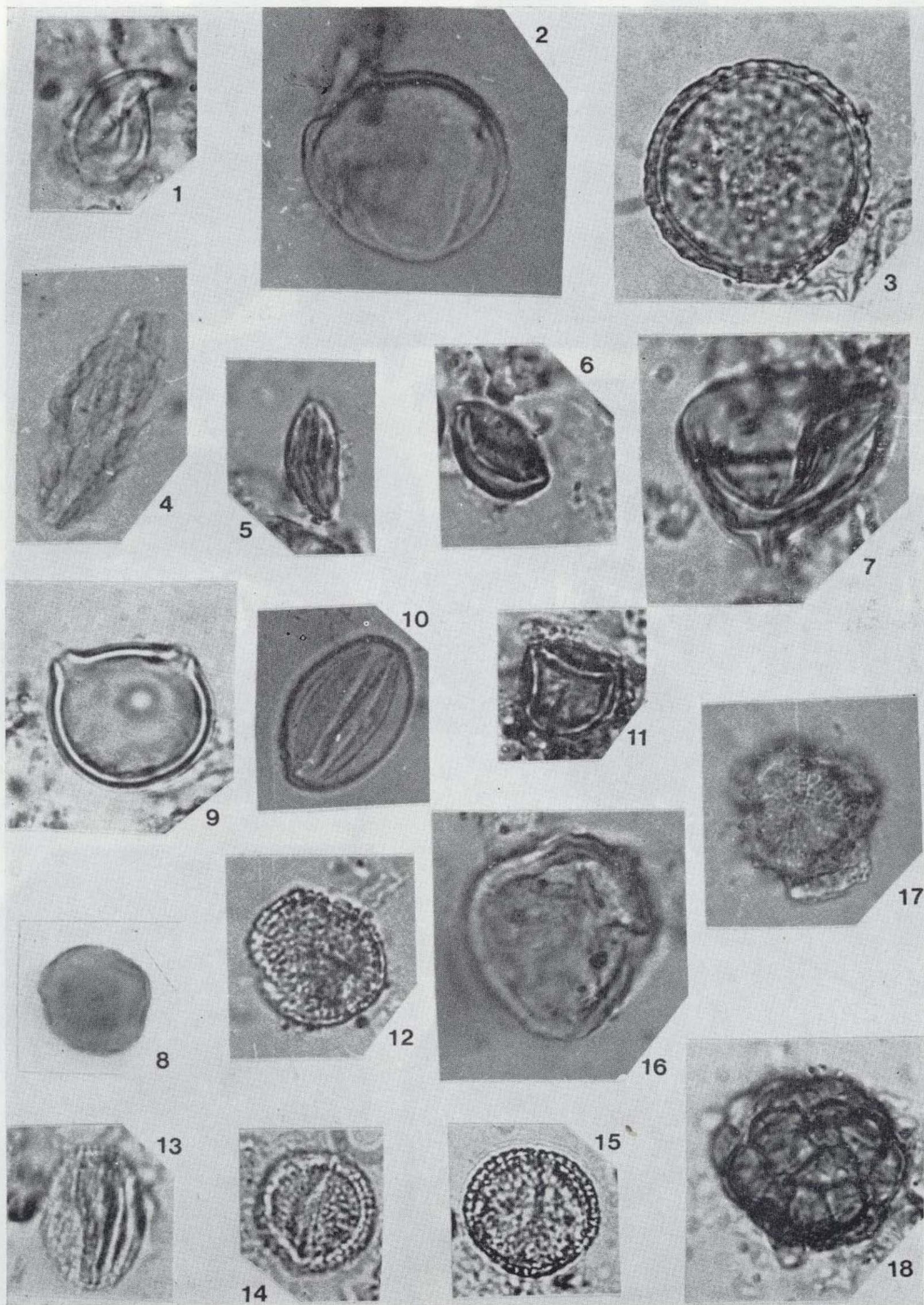
Figura 5.—*Selaginellasporites* sp.

Figura 6.—*Retitriletes frankfurtensis* Kr.

Figura 7.—*Pityosporites labdacus* Th. & Pfl.

Figura 8.—*Pityosporites alatus* (R. Pot.) Th. & Pfl.

Todas las figuras $\times 1.000$.



LAMINA III

Figura 1.—*Inaperturopollenites* sp.

Figura 2.—*Sequoiapollenites* sp.

Figura 3.—*Zonalapollenites ignilicus* (R. Pot.) Th. & Pfl.

Figura 4.—*Ephedripites* cf. *wolkenbergensis* Kr.

Figura 5.—*Ephedripites* sp.

Figura 6.—*Cycadopites minor* Kds.

Figura 7.—*Cyperaceapollis* sp.

Figura 8.—*Monoporopollenites gramineoides* Meyer.

Figura 9.—*Triatriopollenites* sp.

Figura 10.—*Tricolpopollenites* sp.

Figura 11.—Cf. *Trivestibulopollenites betuloides* Pfl.

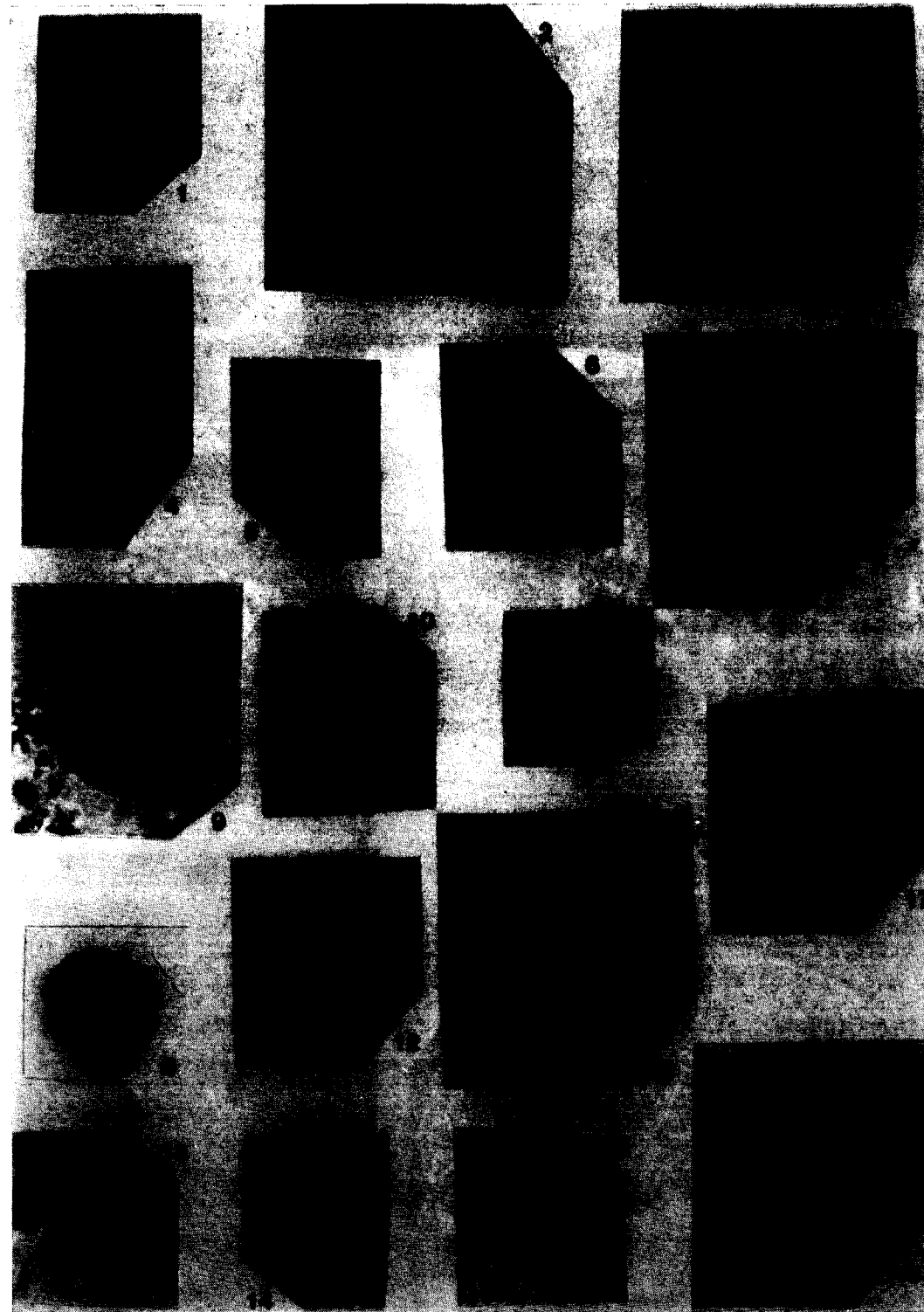
Figuras 12, 13, 14 y 15.—*Retitricolporites oleoides* Roche & Schuler.

Figura 16.—*Lymingtonia* sp.

Figura 17.—*Spinulaepollis arceuthobioides* Kr.

Figura 18.—*Poropolyadopollenites* sp.

Todas las figuras $\times 1.000$.



LAMINA III

- Figura 1.—*Inaperturopollenites* sp.
 Figura 2.—*Sequoiapollenites* sp.
 Figura 3.—*Zonalapollenites ignilicis* (R. Pot.) Th. & Pfl.
 Figura 4.—*Ephedripites* cf. *wolkenbergensis* Kr.
 Figura 5.—*Ephedripites* sp.
 Figura 6.—*Cycadopites minor* Kds.
 Figura 7.—*Cyperaceapollis* sp.
 Figura 8.—*Monoporopollenites gramineoides* Meyer.
 Figura 9.—*Triatriopollenites* sp.
 Figura 10.—*Tricolpopollenites* sp.
 Figura 11.—Cf. *Trivestibulopollenites betuloides* Pfl.
 Figuras 12, 13, 14 y 15.—*Retitricolporites oleoides* Roche & Schuler.
 Figura 16.—*Lymingtonia* sp.
 Figura 17.—*Spinulaepollis arceuthobioides* Kr.
 Figura 18.—*Poropolyadopollenites* sp.

Todas las figuras $\times 1.000$.

Briófitas, Pteridófitas, Coníferas, Monocotiledóneas, Dicotiledóneas y otros grupos de posición más o menos incierta.

Entre los numerosos restos fósiles estudiados se han determinado 25 formas a nivel específico, además de 19 géneros, habiéndose alcanzado sólo la categoría de familia en otros 10.

En la fitoasociación dominan formas correspondientes a las familias Oleaceae (*Olea*, *Fraxinus*), Taxodiaceae (*Taxodium* y *Metasequoia*), Myricaceae (varias especies de *Myrica*) y Lauraceae.

Las Dicotiledóneas constituyen el grupo más variado, pero están representadas por escaso número de restos salvo el género *Myrica*.

ENCUADRE PALEOECOLOGICO

La paleofitocenosis hallada se corresponde en líneas generales con la propia de un área lagunar y circumpalustre, como lo demuestra la presencia de plantas hidrófitas e higrófitas (algas, ciertos tipos de Pteridófitas, Monocotiledóneas, *Taxodium*, etc.).

La mayor parte de las Dicotiledóneas habitarían el área Mesofítica. En cuanto a la vegetación alóctona los pólenes sacados representarían a Coníferas de habitats diversos no relacionados con el área de sedimentación.

Por último las Clamidospermas (representadas en el yacimiento por palinomorfos del tipo *Ephedripites*) son plantas que tienen su habitat natural en zonas esteparias, probablemente en una estepa de tipo Halofitetum originada por regresión marina.

DATAACION ESTRATIGRAFICA DEL YACIMIENTO DE SON FERRAGUT

En este trabajo adoptamos, para los palinomorfos, la zonación elaborada por los grupos de trabajo integrados en el PIGG 124 (Cuencas terciarias del NO de Europa) y la adaptación de la misma para las cuencas del Valle del Ródano y Mediterráneo meridional de C. SITTLER (1984).

De acuerdo con los microrrestos dados a conocer en este trabajo la edad del yacimiento de

Son Ferragut correspondería a la parte superior de la subzona SP7c y la parte inferior de la SP8a.

En función de los macrorrestos vegetales hallados el yacimiento estaría integrado en facies continentales del Oligoceno Superior y más concretamente en la base del Chatiense (que corresponde a la subzona palinológica SP8a).

Esta datación se basa no solamente en la abundancia y variedad de macrorrestos de Coníferas y de sus pólenes (que pudiera deberse, en parte, a condiciones locales de sedimentación) sino que debe corresponder al desarrollo explosivo de las Coníferas (elementos arto-terciarios que hacen su aparición con posterioridad en las cuencas más septentrionales) en el seno de una rica flora mediterránea de clima más bien templado.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ RAMIS, C., y DOUBINGER, J.: *Sur la paléobotanique du gisement miocène de Buñol (Valencia, Espagne)*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 79:173-179 (1981).
- ALVAREZ RAMIS, C., y FERNÁNDEZ MARRÓN, T.: *Consideraciones en torno a la microflore de un nivel correspondiente a la serie miocénica del Municipio de Madrid (España)*. Mem. III Congreso Latinoamericano de Paleontología, 509-515. Méjico (1984).
- ARENES, J., y DEPAGE, G.: *Sur une flore burdigalienne à Lygodium gaudinii Heer et à Myricacées des îles Baléares (Majorque)*. C. R. Academie des Sciences, t. 238: 1250-52. París (1954).
- BAUZÁ, J.: *La edad de los lignitos de Son Fe (Mallorca)*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 64:561-568 (1946).
- BAUZÁ, J.: *Flora oligocena de Son Fe (Alcudia)*. Bull. Soc. Hist. Nat. Baleares, 2:89-90 (1956).
- BAUZÁ, J.: *Contribución al conocimiento de la flora fósil de Mallorca*. Estudios Geológicos, 17:161-174 (1961).
- BAUZÁ, J.: *Nueva contribución al estudio de la flora fósil de Mallorca*. Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, 7:49-54 (1961).
- ESCANDELL, B.; MORAGUES, L., y RAMOS, E.: *Esl paleógeno de la Serra de Tramuntana (Mallorca)*. Resums. y Comuns. XI Congr. Esp. de Simentol., 67 (1986).
- KEDVES, M.: *Palynological studies on Hungarian early tertiary deposits*, Akademiai Kiadó, Budapest, 1-84 (1969).
- OLLIVIER-PIERRE, M. F.: *Etude palynologique (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif Armoricaín. Stratigraphie et Paléogéographie*. Mem. Soc. Geol. Min. Bretagne, 25:1-239 (1980).

- PORTA, J.; CIVIS, J., y SOLÉ DE PORTA, N.: *Datos estratigráficos y paleontológicos de la Sección de Bara (Tarragona)*. *Studia Geológica*, 13:127-161 (1977).
- RAMOS, E.; MARZO, M.; POMAR, L., y RODRÍGUEZ PEREA, A.: *Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno del sector occidental de la Sierra Norte de Mallorca*. *Rev. Inv. Geol.*, 40:29-63 (1985).
- ROCHE, E., y SCHULER, M.: *Analyse palynologique (pollen et spores) de divers gisements du Tongrien de Belgique*. *Service Geologique de Belgique*, pp. 1976/11:1-55 (1976).
- SANZ DE SIRIA, A.: *La flora burdigaliense de los alrededores de Martorell (Barcelona)*. *Paleontología i evolució*, 16:3-13 (1981).
- SITTLER, C.: *Essai de zonation palynologique des dépôts paléogènes des bassins tributaires de la vallée du Rhône et du Midi méditerranéen*. *Geologie de la France*, 1-2:85-90 (1984).
- VALLE HERNÁNDEZ, M. F., y SALVADOR DE LUNA, J. V.: *Palinología del Neógeno de la Cuenca del Duero, Castrillo del Val (Burgos)*. *Estudios geológicos*, 41:237-241 (1985).

Recibido: Febrero 1987

Las mineralizaciones de Cr-Ni de los macizos ultrabásicos de la provincia de Málaga (Sur de España). Caracterización, tipos composicionales y relaciones con las facies de las rocas encajantes

GERVILLA, F. (*); TORRES-RUIZ, J. (*) y FENOLL HACH-ALI, P. (*)

RESUMEN

Las mineralizaciones de Cr-Ni de los macizos ultrabásicos de Málaga se presentan esencialmente como lentes paralelas a la foliación principal de las peridotitas, existiendo además, una buena correlación entre la abundancia de cuerpos mineralizados y la de capas ígneas máficas. Las dimensiones máximas de las mineralizaciones son del orden decamétrico y sus espesores pueden alcanzar hasta 1,5 m. Se han distinguido tres tipos de mineralizaciones que se han denominado por sus principales constituyentes minerales:

- 1) Asociación cromita-niquelina-ortopiroxeno.
- 2) Asociación cromita-niquelina-cordierita.
- 3) Asociación cromita-ortopiroxeno.

Las diferencias entre cada tipo radican tanto en aspectos mineralógicos como químicos, en especial en lo que respecta a la composición de las cromitas y ortopiroxenos. Entre cada tipo de mineralización existen transiciones graduales.

Las asociaciones cromita-niquelina-ortopiroxeno y cromita-niquelina-cordierita encajan en peridotitas con granate, tanto en rocas con facies de lertzolita con granate como en las subfacies Ariegite de lertzolitas con espinela. Se caracterizan por presentar cromita rica en Al, Fe⁺⁺, Zn y V, y por contener abundantes arseniuros de níquel, con predominio de la niquelina. La asociación de cromita-ortopiroxeno encaja en peridotitas sin granate, tanto en rocas de la subfacies Seiland de lertzolitas con espinela como en lertzolitas con plagioclasa. Se caracteriza por presentar cromita rica en Cr y Mg, por contener escasos arseniuros de níquel, con predominio de la maucherita, y por una relativa abundancia de sulfuros.

En conjunto, las razones Cr₂O₃/R₂O₃ y Mg/RO de las cromitas descienden progresivamente desde las mineralizaciones enclavadas en lertzolitas con plagioclasa a las enclavadas en lertzolitas con granate. Asimismo, dichas relaciones disminuyen desde las cromitas asociadas con ortopiroxeno a las asociadas con cordierita. De forma paralela al descenso de estas razones en las cromitas, se produce un aumento de los contenidos de Zn y V en las propias cromitas, de Fe⁺⁺ y Al en los ortopiroxenos y de Ti en la composición global de las mineralizaciones.

Los rasgos composicionales de las mineralizaciones y sus estrechas relaciones con las rocas de caja parecen indicar que las mineralizaciones se debieron producir con posterioridad a la formación de las capas máficas y que sus diferencias composicionales debieron estar determinadas por variaciones en el grado de fraccionamiento y/o contaminación de los líquidos magmáticos residuales que las originaron y por variaciones en la presión de cristalización.

ABSTRACT

The Cr-Ni ores belonging to the ultrabasic massifs of Málaga are to be found in the form of lenses lying parallel to the layering of the peridotite, and there is close correlation between the abundance of the ore bodies and that of the igneous mafic layers. The ore bodies are up to tens of metres long and may reach 1.5 m in thickness. Three main ore types have been identified according to their principal mineral constituents:

- 1) Chromite-niccolite-orthopyroxene association.
- 2) Chromite-niccolite-cordierite association.
- 3) Chromite-orthopyroxene association.

(*) Departamento de Mineralogía y Petrología. Universidad de Granada. Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. Universidad de Granada-CSIC.

The differences between each association depends just as much on their chemistry as on their mineralogy, especially with regards to the composition of the chromites and orthopyroxenes. There are a gradual transition between the different ore types.

The chromite-nicolite-orthopyroxene and chromite-nicolite-cordierite associations are found embedded in garnet-bearing peridotites both in garnet lherzolite facies and in the Ariegite subfacies of spinel lherzolite. They are characterised by Al-, Fe⁺⁺-, Zn- and V-rich chromite and by high nickel arsenide contents, above all nicolite. The chromite-orthopyroxene associations are enclosed in garnetless peridotites, both in the Seiland subfacies of spinel lherzolite and in plagioclase lherzolite facies. They are characterised by Cr- and Mg-rich chromite, by their low nickel arsenide content with a predominance of maucherite, and by a relative abundance of sulphides.

The Cr₂O₃/R₂O₃ and MgO/RO ratios of the chromites decrease progresively from the ores embedded in plagioclase lherzolite facies to those contained in garnet lherzolites. These same ratios also descend from chromites associated with orthopyroxene to those associated with cordierite. At the same time as these ratios in the chromite diminish, there is a concomitant increase in the Zn and V content of the chromites themselves, the Fe⁺⁺ and Al content of the orthopyroxenes and the Ti content in the sample bulk composition.

The compositional features of the ores and their close relationship to the host rocks indicates that the mineralization must have taken place after the formation of the igneous mafic layers and that the differences in their composition must be due to variations in the fractionation degree and/or contamination of the residual magmatic liquids and by differences in the crystallisation pressure.

INTRODUCCION

Los afloramientos de rocas ultrabásicas de la provincia de Málaga se enclavan en la parte más occidental de las Cordilleras Béticas y forman parte del cinturón discontinuo de macizos lherzoliticos que se extiende a lo largo de las cadenas alpinas que bordean el Mediterráneo Occidental (NICOLAS y JACKSON, 1972). Los macizos más importantes son los de Ronda, Ojén y Carratraca (fig. 1), los cuales en conjunto representan una extensión de alrededor de 400 km². Este conjunto de rocas se integra dentro del Complejo Alpujárride (Zona Bética s. str.) y constituyen una porción del Manto Superior, emplazado en la corteza terrestre durante la orogenia alpina como parte de una lámina tectónica (Unidad de Los Reales; TUBÍA, 1984, 1985 a y b).

Desde el punto de vista metalogénico, estos macizos ultrabásicos se caracterizan por presentar numerosos indicios, aunque pequeños, de diversos tipos de mineralizaciones, especialmente de cromita y arseniuros de níquel, de sulfuros de Fe-Ni-Cu y de magnetita. Las de Cr-Ni han sido objeto de explotación desde principios del siglo pasado hasta los años 40 del presente siglo, aunque con muy escasa incidencia económica. Entre las principales zonas mineras destacan las minas de La Gallega, Baeza, El Nebral y El Lentisco en el macizo de Ojén; las de Los Jarales, El Sapo y San Agustín en el macizo de Carratraca y el indicio sin labores del Arroyo de la Cala en el macizo de Ronda.

El principal objetivo de este trabajo es definir los distintos tipos composicionales de tales mine-

ralizaciones de Cr-Ni y establecer sus relaciones espaciales con las facies petrológicas de las rocas de caja, discutiendo las posibles implicaciones genéticas.

LOS MACIZOS ULTRABASICOS

Más del 90 por 100 en volumen de las rocas de la zona estudiada está constituido por lherzolitas, harzburgitas y dunitas, con absoluto predominio de los dos primeros tipos de rocas y, sobre todo de las lherzolitas (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1967; AGUILAR et al., 1973). Alrededor de un 5 por 100 son rocas máficas, de composición comprendida entre piroxenitas con granate y gabros olivínicos, dispuestas en forma de capas o lentes paralelas a la foliación principal («layering») de las peridotitas y con contactos muy netos (DICKEY, 1970; OBATA, 1980; SUEN y FREY, en prensa). El resto está constituido por una serie de diques y/o filoncillos que cortan al «layering» de las peridotitas, y cuya composición varía desde rocas casi monominerálicas de cordierita a otras de naturaleza cuarzo-feldespática o con una asociación de cordierita-cuarzo-grafito (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1967; DICKEY y OBATA, 1974; TUBÍA, 1985a).

Según FREY et al. (1985), los rasgos geoquímicos de las lherzolitas y harzburgitas del macizo de Ronda indican un origen residual, a partir de un proceso de fusión parcial en grado variable, entre el 0 y el 30 por 100, de una peridotita inicialmente homogénea en composición. Dicho proceso tuvo lugar en el Manto durante el ascenso diapírico de las peridotitas; su intensidad fue menor en la zo-

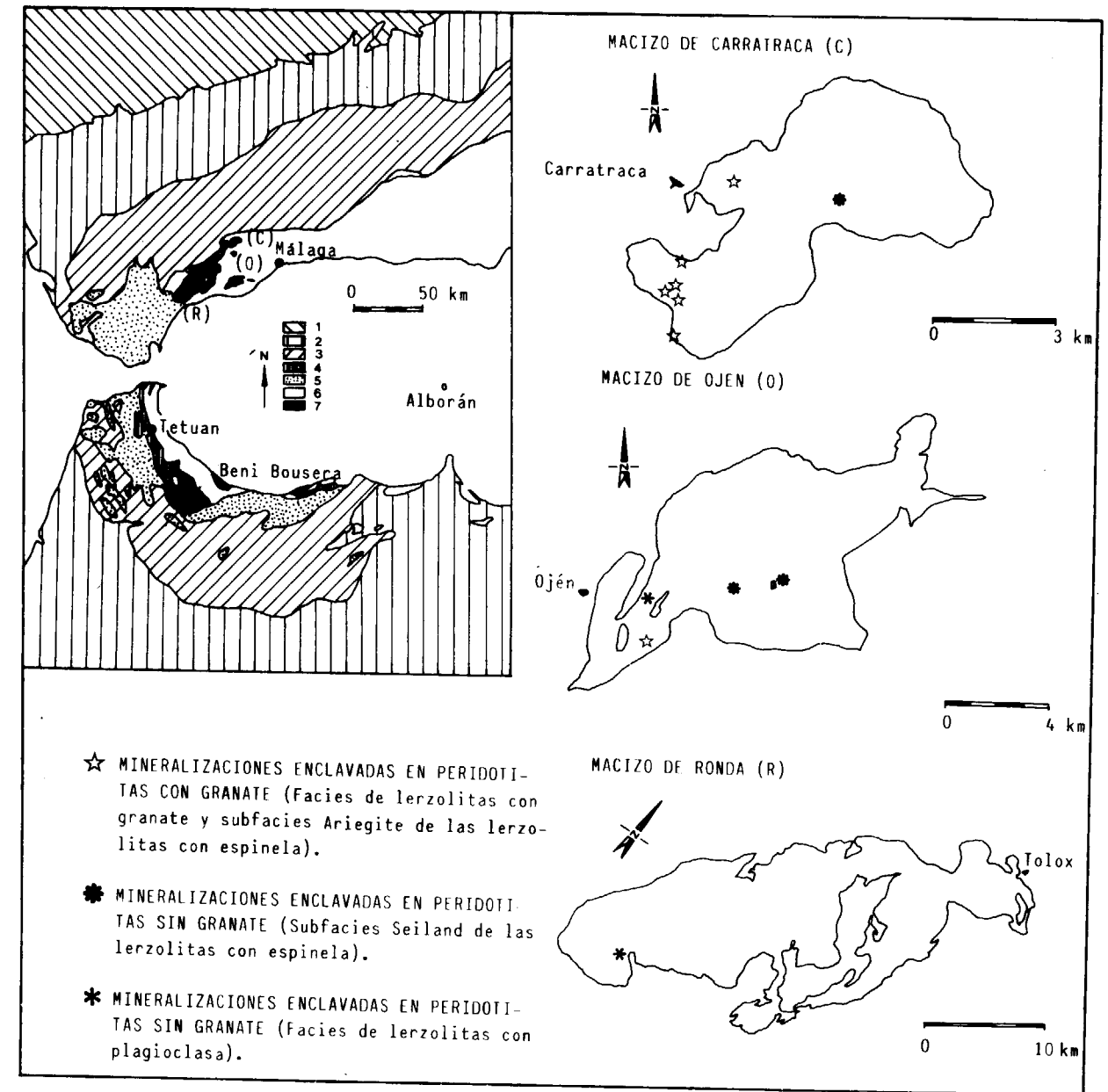


Figura 1.—Localización geológica de las rocas ultrabásicas y situación de los diversos tipos de mineralización en los macizos más importantes. Esquema cartográfico simplificado de Loomis (1972): 1. Terrenos hercínicos de la Meseta Ibérica. 2. Prebético, Depresión del Guadalquivir y Prerif. 3. Subbético e Intrarif. 4. Dorsal calcárea Bético-Rifeña. 5. Unidades de flysch alóctonas. 6. Zonas Internas de las Cordilleras Béticas (Nevado-Filábride, Alpujárride, Maláguide) y del Rif, Séptides y Gomárides).

na de contacto diapiro-roca encajante, en donde se producen residuos de lherzolita con granate, y mayor en el interior del diapiro, en donde quedan residuos de peridotita sin granate.

La fusión parcial produjo líquidos de composi-

ción análoga a la de los basaltos picríticos pero con abundancia relativa de elementos de las tierras raras similares a la de los basaltos de «ridge» medio-oceánicos. Tales líquidos se segregaron y circularon a través de determinados conductos, su-

friendo un proceso de fraccionación cristal/líquido que produjo acumulados* duníticos y el conjunto de capas máficas (FREY et al., 1985; SUEN y FREY, en prensa).

De acuerdo con OBATA (1977, 1980), tras estos procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada, el conjunto de rocas ultramáficas y máficas se equilibró en unas condiciones termodinámicas de 1100-1200° C y 20-25 Kb. Nuevos esfuerzos, probablemente relacionados con la tectónica alpina, provocaron un renovado ascenso de las peridotitas alejándolas de sus condiciones de equilibrio. En opinión del citado autor, este nuevo ascenso se debió realizar a una velocidad elevada (> 1 m/año) y de una forma adiabática. Ello dio lugar a procesos de reequilibrio subsólidos controlados esencialmente por la presión.

Como consecuencia del proceso de fusión parcial y subsecuentes procesos de reequilibrio se produce una distribución zonal de las facies petrológicas definidas por O'HARA (1967), de tal modo que aparecen lertzolitas con granate en las zonas más externas del diapiro y lertzolitas con espinela (Subfacies Ariegite y Seiland) y lertzolitas con plagioclasa en posiciones cada vez más internas (OBATA, 1980). En la situación actual, las facies con granate se localizan en las zonas próximas al contacto con los materiales metapelíticos de la unidad de Los Reales. También muestran una marcada distribución zonal los diferentes tipos de capas máficas; aquellas que reflejan líquidos más primitivos se sitúan en lertzolitas con plagioclasa, mientras que las que representan líquidos más evolucionados lo hacen en lertzolitas con granate (SUEN y FREY, en prensa). Tanto las peridotitas como las capas máficas han sufrido un importante proceso tardío de serpentinización, en especial a favor de contactos tectónicos.

Respecto a los diques de cordierita, cuarzo-feldespáticos y con cordierita-cuarzo-grafito, la mayoría de los autores opinan que derivan de la fusión anatética de las rocas corticales del entorno de la intrusión peridotítica (PRIEM et al., 1979; TUBÍA, 1985a). Sin embargo, sobre la base de estudios isotópicos de carbono, DICKEY y OBATA (1974) indican que algunos diques de cordierita-cuarzo-grafito no se han originado por dicho pro-

(*) Este término se utiliza en el sentido definido por SUEN y FREY (en prensa), refiriéndose a acumulados de alta presión.

ceso de anatexia, sino que representan productos metamórficos de lodos ricos en materia orgánica intruidos en la masa peridotítica.

MINERALIZACIONES DE Cr-Ni

Aspectos morfológicos

Salvo en muy pocos casos, existe una gran dificultad para la observación «in situ» de las mineralizaciones, ya que las labores mineras antiguas o son inaccesibles o no muestran la mineralización. Ello ha implicado que en la mayoría de los indicios se hayan tenido que recoger las muestras en las escombreras.

Como se observa en los escasos afloramientos naturales (casos de Mina Baeza y El Nebral) y como se puede inferir en otros muchos indicios a partir de los informes mineros y geometría de las labores, los cuerpos minerales se presentan fundamentalmente en forma de delgadas «capas» o lentes de dirección paralela a la foliación principal o «layering» de las peridotitas. Las dimensiones máximas de estos cuerpos oscilan entre el orden métrico y decamétrico, y sus espesores están comprendidos entre escasos milímetros y hasta 1,5 metros en unos pocos casos excepcionales (minas de La Gallega y San Juan, en la zona de Los Jarales). En el Arroyo de la Cala la mineralización se presenta en forma de bolsada o «pod», con dimensiones aproximadas de 3x1,5 metros, mostrando una foliación interna que corta casi perpendicularmente al «layering» de las rocas encajantes, constituidas por acumulados duníticos, piroxeníticos y de espinelas. Dentro de la bolsada de mineralización hay pequeños enclaves lenticulares de lertzolitas, con dimensiones máximas del orden decimétrico, y con una disposición de conjunto acorde con la foliación interna de la mineralización. En Mina Baeza la mineralización también se encuentra como venillas irregulares incluidas en dunitas.

Texturas, composición y relaciones con las rocas de caja

En conjunto, las mineralizaciones están constituidas por complejas e inusuales asociaciones compuestas mayoritariamente por cromita y arseniuros de níquel con ganga de ortopiroxeno y/o cordierita. La mineralogía global es la siguiente:

Oxidos: Cromita, ilmenita, rutilo y magnetita.

Arseniuros: Niquelina, lollingita, maucherita (para)rammelsbergita, gersdorffita, orcelita y westerfeldita.

Sulfuros: Pentlandita, pirrotina, linneíta, millerita, heazlewoodita, calcopirita, cubanita y parke-rita.

Silicatos: Ortopiroxeno, cordierita, mica roja, plagioclasa, anfíbol, mica incolora, clorita, minerales del grupo de la serpentina, talco y zircón.

Elementos nativos: Cobre, awaruita y grafito.

Arseniatos: Annabergita.

Las mineralizaciones pueden ser divididas en diversos tipos atendiendo tanto a su composición como a las facies de las rocas encajantes. En base a sus componentes minerales mayoritarios se distinguen las siguientes asociaciones: 1) Cromita-niquelina-ortopiroxeno; 2) cromita-niquelina-cordierita, y 3) cromita-ortopiroxeno.

Las asociaciones de cromita-niquelina-ortopiroxeno y de cromita-niquelina-cordierita se localizan en peridotitas con granate, tanto en rocas con facies de lertzolitas con granate, como en las subfacies Ariegite* de las lertzolitas con espinela (Tabla I, fig. 1). Entre ellas existe puntualmente una transición gradual. Ambas asociaciones se caracterizan, en síntesis, por presentar cromita rica en Al, Fe⁺⁺, Zn y V, y abundantes arseniuros de níquel (20-40 por 100 del volumen total de menas), entre los que predomina la niquelina asociada a menores cantidades de lollingita (para)rammelsbergita, gersdorffita y maucherita. La diferencia entre estas dos asociaciones se establece, además de por el silicato primario mayoritario —ortopiroxeno en un caso y cordierita en el otro—, por la presencia de anfíbol e ilmenita en la asociación con ortopiroxeno, y de plagioclasa y rutilo en la asociación con cordierita. En lo que respecta a los silicatos de alteración, en el primer caso aparecen minerales del grupo de la serpentina y talco, como alteración de los minerales ferromagnesianos, mientras que en el segundo caso, la pinita es el

(*) Para la definición de las subfacies en las lertzolitas con espinela sigue el criterio de OBATA (1980) según el cual, las subfacies Ariegite se definen por la estabilidad del granate en ausencia de olivino en las capas máficas y las subfacies Seiland por la estabilidad en dichas capas máficas de piroxenitas con espinela.

principal producto de transformación de la cordierita.

Las mineralizaciones con la asociación cromita-ortopiroxeno encajan en peridotitas sin granate, tanto en rocas de las subfacies Seiland de las lertzolitas con espinela, como en rocas de facies de lertzolita con plagioclasa. Frente a las otras asociaciones, se caracterizan por presentar cromita rica en Cr y Mg y tener escasos contenidos en arseniuros de níquel y mayor abundancia relativa de sulfuros, predominando maucherita y pentlandita en cada clase mineral. En conjunto, arseniuros y sulfuros no suelen superar el 10 por 100 del volumen total de menas. También destaca la ausencia de óxidos de Ti.

En el conjunto de las mineralizaciones se detecta una correlación positiva elevada entre el porcentaje en arseniuros de níquel y los contenidos en Au y Pt+Pd. Estos elementos pueden alcanzar valores de hasta 1 ppm. y 15 ppm. respectivamente (LEBLANC y GERVILLA, 1987).

A continuación se sintetizan las características de los distintos componentes minerales de cada una de las mineralizaciones, destacando las diferencias esenciales entre los diversos grupos y/o asociaciones antes establecidas.

Silicatos

Las proporciones entre silicatos primarios y menas son muy variables. Existen muestras que van desde las compuestas casi exclusivamente por ortopiroxeno o cordierita, con escasísimas menas dispuestas intergranularmente y/o como diminutas inclusiones en dichos minerales, hasta otras constituidas casi totalmente por menas metálicas.

Las asociaciones con ortopiroxeno muestran texturas de acumulados, que varían desde acumulados en rocas de piroxenitas poco o nada mineralizadas a ortoacumulados en muestras con mayor abundancia de cromita y niquelina. El ortopiroxeno tiene una composición que oscila entre enstatita y broncita rica en Fe⁺⁺ (Tabla II). La relación Fe⁺⁺/Fe⁺⁺+Mg aumenta gradualmente desde las mineralizaciones enclavadas en lertzolitas con plagioclasa hasta las enclavadas en lertzolitas con granate, con valores extremos comprendidos entre 0.025 y 0.23. Dicha relación es simpática con la del contenido en Al₂O₃ (fig. 7). Es importante señalar también el escaso contenido en CaO (<0.39

TABLA I

FACIES PETROLOGICAS		INDICIO MINERAL	ASOCIACION MINERAL PRESENTE	
PERIDOTITAS CON GRANATE	Lerzolititas con granate	La Gallega	Cromita-niquelina-ortopiroxeno	Cromita-niquelina-cordierita
	Lerzolititas con espinela. Subfacies Ariegite.	San Agustín		Cromita-niquelina-cordierita
		Los Jarales	Cromita-niquelina-ortopiroxeno (en poca proporción)	Cromita-niquelina-cordierita
PERIDOTITAS SIN GRANATE	Lerzolititas con espinela. Subfacies Seiland.	El Sapo	Cromita-(niquelina)-ortopiroxeno	
		El Nebral	Cromita-ortopiroxeno	
		El Lentisco	Cromita-ortopiroxeno	
	Lerzolititas con plagioclasa	Arroyo de la Cala	Cromita-ortopiroxeno	
		Mina Baeza	Cromita-ortopiroxeno (asociada localmente a dunitas)	

por 100 en peso) respecto al que presenta este mineral en diversos tipos de capas máficas (0.46-0.89 por 100 en peso, OBATA, 1977; GERVILLA, datos inéditos).

En muestras en donde el ortopiroxeno es el mineral predominante, se presenta bajo dos aspectos diferentes: como agregados de cristales prismáticos subidiomorfos alargados, con dimensiones máximas comprendidas entre 1 y 2 mm., y con una cierta orientación preferencial, que en conjunto configuran una textura nematoblástica, y como agregados poligonales de menor tamaño de cristales (entre 0.2 y 0.6 mm.) que muestran numerosos puntos triples y definen una textura de «annealing». Este segundo tipo textural se superpone al anterior (fig. 2C) y su desarrollo es variable de unas zonas a otras, siendo mayor en las rocas enclavadas en facies de lerzolititas con granate. En muestras ricas en menas metálicas, el piroxeno se encuentra como cristales prismáticos subidiomorfos muy alargados, con su máxima di-

mensión comprendida entre 1 y 10 mm., incluidos en una matriz de grano fino compuesta por cromita y arseniuros de níquel (fig. 2D).

En estas asociaciones con ortopiroxeno es frecuente observar cristales de anfíbol de morfología generalmente irregular. Su composición es del tipo edenita-pargasita y, puntualmente presenta inclusiones de niquelina y/o lollingita (fig. 3).

En la asociación de cromita-niquelina-cordierita, la cordierita se dispone como agregados granoblásticos con gran heterometría de cristales, en los que se observa un desarrollo incipiente de una textura de «annealing», con cristales de tamaño en general inferior al milímetro, superpuesta a agregados de gruesos cristales con bordes indentados y tamaños superiores a 1 cm. (fig. 2A). En algunos casos, cuando el contenido en cromita-niquelina aumenta respecto a las fases silicatadas, se observan texturas bandeadas definidas por concentraciones diferenciales de cordierita y menas (fig. 2B). La cordierita es de composición esen-

TABLA II

Análisis 1: Mina Baeza; análisis 2, 3, 4, 5: Arroyo de la Cala; análisis 6, 7, 8: La Gallega.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	52.65	55.52	54.85	55.46	55.32	52.73	52.97	51.15
Al ₂ O ₃	1.25	1.49	1.94	1.69	1.63	3.29	3.10	4.13
TiO ₂	0.06	0.06	0.03	--	0.04	0.04	0.06	0.05
FeO	1.96	9.64	9.44	9.46	10.05	15.34	15.57	14.48
MgO	42.73	32.17	31.70	32.26	32.19	27.18	26.91	26.24
MnO	0.01	0.13	0.14	0.14	0.18	0.20	0.16	0.19
CaO	0.07	0.39	0.33	0.33	0.37	0.21	0.17	0.21
Na ₂ O	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	--
K ₂ O	0.03	0.01	0.02	--	--	--	0.01	--
Cr ₂ O ₃	0.70	0.39	0.40	0.46	0.36	0.44	0.51	0.64
	99.49	99.83	98.85	99.81	100.17	99.45	99.47	97.16
	Cationes en base a 6 oxigenos							
Si	1.82	1.95	1.94	1.95	1.94	1.91	1.92	1.89
Al	0.05	0.06	0.08	0.07	0.07	0.14	0.13	0.18
Ti	<0.01	<0.01	<0.01	--	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe	0.06	0.28	0.28	0.28	0.29	0.46	0.47	0.45
Mg	2.19	1.68	1.67	1.69	1.68	1.47	1.45	1.45
Mn	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Ca	<0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Na	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	--
K	<0.01	<0.01	<0.01	--	--	--	<0.01	--
Cr	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
	4.15	4.01	4.01	4.01	4.02	4.01	4.01	4.00

Fe total, como FeO.

cialmente magnésica (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1967; OEN et al., 1973).

En esta asociación aparecen pequeñas cantidades de plagioclasa dispuesta intersticialmente respecto a la cordierita (fig. 2A). Su composición oscila entre oligoclasa y bitownita (OEN, 1973).

La mica roja es un mineral accesorio que aparece en todos los tipos de mineralización. Se localiza intersticialmente respecto a piroxenos y cordierita, así como en fracturas, mostrando formas muy irregulares. Como caso excepcional, en la mina de El Sapo aparece como producto de reacción entre enclaves de mineralización y los diques leucocráticos tardíos que los engloban.

Especialmente en zonas muy tectonizadas, se producen importantes procesos de alteración con

la transformación parcial o total de los silicatos primarios. En las asociaciones con ortopiroxeno se producen minerales del grupo de la serpentina, clorita magnésica y talco, que transforman a los silicatos ferromagnesianos y cristalizan en una apretada red de venillas. En las rocas con cordierita, este mineral está más o menos alterado a pinita y las plagioclasas a agregados de sericita.

Cromita

En conjunto para todos los tipos de asociaciones minerales, la cromita se presenta bajo diversas formas y aspectos texturales:

— Pequeños cristales euhédricos a redondeados incluidos en piroxenos y/o cordierita o dis-

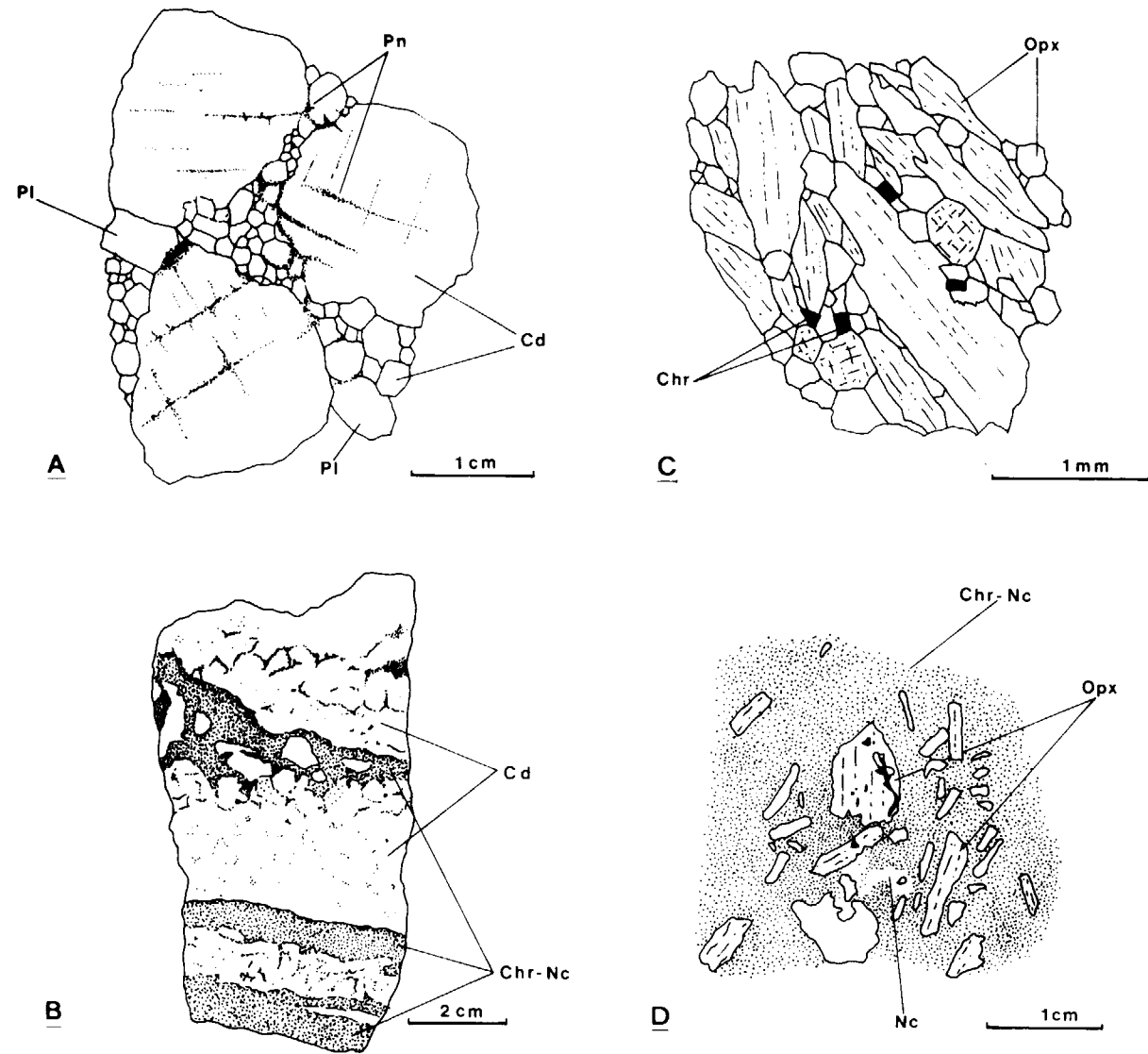


Figura 2.—Texturas observadas en diversos tipos de mineralización. Abreviaturas: Cd, cordierita. Pl, plagioclasa. Pn, pinita. Opx, ortopiroxeno. Chr, cromita. Nc, niquelina.

persos intergranularmente. Los tamaños de los cristales están comprendidos entre 10 y 100 micras. Aquellos incluidos en cordierita con frecuencia muestran textura «sinneutica» dando formas arrosariadas.

— Agregados granoblásticos constituyendo zonas masivas de menas, o bien en masas intersticiales de menas que engloban cristales de ortopiroxeno o cordierita, a veces dando lugar a las «texturas ocluidas» definidas por OEN (1973).

— Cristales o agregados de cristales esqueléticos en zonas serpentinizadas.

La cromita, en las masas intersticiales y sobre todo en zonas masivas muestra usualmente texturas poligonales con desarrollo de puntos triples a 120° . Estos procesos de «annealing» son más importantes en las mineralizaciones enclavadas en peridotitas con granate. El tamaño de los cristales está comprendido entre 0,6 y 0,05 mm., con una mayor frecuencia en torno a 0,25-0,30 mm. En el caso de Mina Baeza, donde la mineralización está



Figura 3.—Cromitas (gris) con rasgos de disolución asociadas a anfíbol (negro) y niquelina (blanco). El anfíbol presenta inclusiones de niquelina (La Gallega).

asociada a dunitas, los cristales de cromita muestran un mayor desarrollo con tamaños medios alrededor de 1 mm. (fig. 4A). En general, estos agregados aparecen muy fracturados creándose frecuentes texturas «pull-apart». Los espacios intrafracturales están rellenos normalmente por arseniuros, sulfuros y silicatos de alteración. También se pueden observar algunos cristales de cromita con formas ameboides y/o en atolón rodeando granos de ortopiroxeno (Fig. 4C).

Dentro de los granos de cromita aparecen inclusiones de naturaleza diversa, en especial de ortopiroxeno, mica roja, arseniuros y sulfuros. Determinadas inclusiones de menas metálicas son de carácter polifásico (OEN, 1973). Asimismo, en las mineralizaciones enclavadas en peridotitas con gra-

nate y dentro de las dos asociaciones descritas, la cromita contiene finísimas lamelas orientadas cristalográficamente según los planos (111). Su diminuto tamaño ha impedido la determinación de su naturaleza. No obstante, parece tratarse de exsoluciones de ilmenita en el caso de la asociación con ortopiroxeno y de rutilo en la asociación con cordierita, ya que en cada una de estas asociaciones aparecen también dichos óxidos de titanio como fases intergranulares y con carácter excluyente. El que se trate de exsoluciones de óxidos de titanio, también parece estar apoyado por el hecho de que tales lamelas están ausentes en cromitas con contenidos anormalmente altos en titanio, habiéndose detectado valores de hasta 2,5 por 100 en peso de TiO_2 (tabla II).

En zonas que han sufrido importantes procesos de alteración de los silicatos primarios, la cromita presenta rasgos de disolución (fig. 3) y una mayor reflectividad en las zonas de borde (fig. 4A) y alrededor de fracturillas y planos de exfoliación. Los análisis por microsonda electrónica ponen de manifiesto que ello es debido a una pérdida de Al y Mg y consecuente enriquecimiento en Cr y Fe^{++} . Tal y como señalan OEN (1973) y OEN et al. (1973, 1979), en estas zonas y asociadas a los procesos de serpentización, aparecen recristalizaciones tardías de cromitas esqueléticas las cuales no muestran la típica fracturación de las cromitas poligonales. Tales cromitas esqueléticas se encuentran intercrecidas con y/o incluidas en una masa de silicatos de alteración.

Las cromitas muestran amplios márgenes composicionales (tabla III). En el conjunto de las mineralizaciones se observa un descenso progresivo de las relaciones Cr_2O_3/R_2O_3 y MgO/RO desde las enclavadas en las facies de lertzolitas con plagioclasa a las enclavadas en facies de lertzolita con granate (fig. 6). Dentro de estas últimas, las citadas relaciones descienden igualmente desde las cromitas asociadas a ortopiroxeno hasta las asociadas a cordierita. Paralelamente al descenso de estas relaciones se produce un aumento de los contenidos en V_2O_5 y ZnO, los cuales alcanzan valores de hasta 1 por 100 y 2,9 por 100 en peso, respectivamente (OEN et al., 1973). Asimismo, en las mineralizaciones enclavadas en peridotitas sin granate, donde no hay óxidos de titanio, los contenidos de este elemento en la cromita varían de forma paralela a los del V y Zn. Como ya señalaron OEN et al. (1979), las cromitas esqueléticas



Figura 3.—Cromitas (gris) con rasgos de disolución asociadas a anfíbol (negro) y niquelina (blanco). El anfíbol presenta inclusiones de niquelina (La Gallega).

asociada a dunitas, los cristales de cromita muestran un mayor desarrollo con tamaños medios alrededor de 1 mm. (fig. 4A). En general, estos agregados aparecen muy fracturados creándose frecuentes texturas «pull-apart». Los espacios intrafracturales están rellenos normalmente por arseniuros, sulfuros y silicatos de alteración. También se pueden observar algunos cristales de cromita con formas ameboides y/o en atolón rodeando granos de ortopiroxeno (Fig. 4C).

Dentro de los granos de cromita aparecen inclusiones de naturaleza diversa, en especial de ortopiroxeno, mica roja, arseniuros y sulfuros. Determinadas inclusiones de menas metálicas son de carácter polifásico (OEN, 1973). Asimismo, en las mineralizaciones enclavadas en peridotitas con gra-

nate y dentro de las dos asociaciones descritas, la cromita contiene finísimas lamelas orientadas cristalográficamente según los planos (111). Su diminuto tamaño ha impedido la determinación de su naturaleza. No obstante, parece tratarse de exsoluciones de ilmenita en el caso de la asociación con ortopiroxeno y de rutilo en la asociación con cordierita, ya que en cada una de estas asociaciones aparecen también dichos óxidos de titanio como fases intergranulares y con carácter excluyente. El que se trate de exsoluciones de óxidos de titanio, también parece estar apoyado por el hecho de que tales lamelas están ausentes en cromitas con contenidos anormalmente altos en titanio, habiéndose detectado valores de hasta 2,5 por 100 en peso de TiO_2 (tabla II).

En zonas que han sufrido importantes procesos de alteración de los silicatos primarios, la cromita presenta rasgos de disolución (fig. 3) y una mayor reflectividad en las zonas de borde (fig. 4A) y alrededor de fracturillas y planos de exfoliación. Los análisis por microsonda electrónica ponen de manifiesto que ello es debido a una pérdida de Al y Mg y consecuente enriquecimiento en Cr y Fe^{++} . Tal y como señalan OEN (1973) y OEN et al. (1973, 1979), en estas zonas y asociadas a los procesos de serpentización, aparecen recristalizaciones tardías de cromitas esqueléticas las cuales no muestran la típica fracturación de las cromitas poligonales. Tales cromitas esqueléticas se encuentran intercrecidas con y/o incluidas en una masa de silicatos de alteración.

Las cromitas muestran amplios márgenes composicionales (tabla III). En el conjunto de las mineralizaciones se observa un descenso progresivo de las relaciones Cr_2O_3/R_2O_3 y MgO/RO desde las enclavadas en las facies de lertzolitas con plagioclasa a las enclavadas en facies de lertzolita con granate (fig. 6). Dentro de estas últimas, las citadas relaciones descienden igualmente desde las cromitas asociadas a ortopiroxeno hasta las asociadas a cordierita. Paralelamente al descenso de estas relaciones se produce un aumento de los contenidos en V_2O_3 y ZnO , los cuales alcanzan valores de hasta 1 por 100 y 2,9 por 100 en peso, respectivamente (OEN et al., 1973). Asimismo, en las mineralizaciones enclavadas en peridotitas sin granate, donde no hay óxidos de titanio, los contenidos de este elemento en la cromita varían de forma paralela a los del V y Zn. Como ya señalaron OEN et al. (1979), las cromitas esqueléticas

muestran mayores relaciones Cr_2O_3/R_2O_3 y menores MgO/RO que las poligonales y, además, entre distintos tipos de depósitos tanto un tipo como otro de cromita presentan similares tendencias composicionales (fig. 6).

Arseniuros de níquel

Como ya se ha señalado, su porcentaje y la fase dominante varía de unas mineralizaciones a otras. En las enclavadas en peridotitas con granate son

abundantes (fig. 4D) y predomina la niquelina. Por contra, en las enclavadas en peridotitas sin granate (asociación cromita-ortopiroxeno), son más escasos y predomina la maucherita (fig. 4B). Dentro de este último grupo, la mina de El Sapo es una excepción, mostrando características intermedias entre ambos tipos.

Dentro de las mineralizaciones enclavadas en peridotitas con granate y para los dos tipos de asociaciones descritos (cromita-niquelina-ortopiroxeno y cromita-niquelina-cordierita) se pueden di-

TABLA III

Análisis 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8: Mina Baeza; análisis 9, 10, 11, 12: Arroyo de la Cala. Estos análisis corresponden a muestras de cromita asociadas a ortopiroxeno y localmente con dunitas (Mina Baeza); Análisis 13, 14, 15: cromitas con rasgos de disolución, asociación cromita-niquelina-ortopiroxeno (La Gallega); análisis 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25: asociación cromita-niquelina-ortopiroxeno (La Gallega); análisis 26, 27, 28, 29, 30: asociación cromita-niquelina-cordierita (La Gallega)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
MgO	12.16	12.89	13.24	13.31	12.66	13.07	12.72	13.19	9.62	9.56
FeO	16.38	15.55	14.73	14.65	15.64	14.84	15.24	14.48	20.20	20.07
ZnO	0.25	0.18	0.16	0.18	0.14	0.37	0.25	0.19	0.30	0.26
MnO	0.34	0.36	0.23	0.23	0.28	0.29	0.22	0.15	0.27	0.37
TiO ₂	0.26	0.29	0.27	0.32	0.24	0.30	0.29	0.27	0.28	0.32
Fe ₂ O ₃	0.54	0.62	0.28	0.46	0.02	0.65	--	--	--	0.50
V ₂ O ₃ *	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	19.33	19.66	19.54	17.89	18.35	18.34	17.15	19.40	20.01	19.66
Cr ₂ O ₃	50.91	51.29	51.17	53.33	53.10	52.19	54.27	51.47	49.18	48.65
	100.17	100.84	99.62	100.37	100.43	100.05	100.14	99.15	99.86	99.39
Cationes en base a 32 oxigenos										
Mg	4.53	4.74	4.91	4.94	4.71	4.87	4.76	4.91	3.64	3.66
Fe ⁺⁺	3.42	3.21	3.07	3.05	3.26	3.10	3.20	3.03	4.29	4.29
Zn	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.07	0.05	0.04	0.06	0.05
Mn	0.07	0.08	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.03	0.06	0.08
Ti	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06
Fe ⁺⁺⁺	0.10	0.12	0.05	0.09	0.01	0.12	--	--	--	0.10
V	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Al	5.69	5.72	5.73	5.25	5.39	5.40	5.08	5.71	5.99	5.92
Cr	10.06	10.01	10.07	10.50	10.47	10.31	10.78	10.17	9.87	9.80
	23.97	23.96	23.96	23.97	23.97	23.99	23.98	23.94	23.96	23.96

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
MgO	9.73	9.41	9.26	9.92	9.90	7.59	7.15	7.85	7.82	7.91
FeO	18.49	21.21	21.83	21.35	21.59	25.17	25.97	25.07	24.71	23.72
ZnO	0.18	0.26	0.44	0.33	0.45	0.31	0.37	0.41	0.43	0.45
MnO	0.18	0.26	0.29	0.27	0.33	0.26	0.26	0.18	0.22	0.34
TiO ₂	0.33	0.33	0.23	0.50	2.52	0.46	0.39	0.50	0.43	0.40
Fe ₂ O ₃	--	1.17	1.05	0.10	--	0.17	0.42	0.85	0.12	--
V ₂ O ₃ *	n.d.	n.d.	1.40	1.40	1.40	1.30	1.30	1.30	1.30	1.60
Al ₂ O ₃	20.77	19.04	29.69	30.83	29.05	31.03	31.39	30.57	30.58	30.40
Cr ₂ O ₃	49.39	50.18	35.60	35.18	34.41	33.02	32.53	33.48	33.65	35.03
	99.07	101.86	99.79	99.88	99.65	99.41	99.83	100.30	99.33	99.85
Cationes en base a 32 oxigenos										
Mg	3.70	3.52	3.38	3.59	3.60	2.80	2.63	2.88	2.89	2.90
Fe ⁺⁺	3.95	4.45	4.48	4.33	4.41	5.21	5.37	5.16	5.12	4.88
Zn	0.03	0.05	0.09	0.06	0.09	0.06	0.07	0.08	0.09	0.09
Mn	0.04	0.06	0.06	0.05	0.07	0.05	0.05	0.04	0.05	0.07
Ti	0.06	0.06	0.04	0.09	0.46	0.08	0.07	0.09	0.08	0.07
Fe ⁺⁺⁺	--	0.22	0.19	0.02	--	0.03	0.08	0.16	0.02	--
V	--	--	0.26	0.25	0.26	0.24	0.24	0.24	0.24	0.30
Al	6.16	5.64	8.58	8.82	8.36	9.06	9.14	8.86	8.94	8.82
Cr	9.91	9.97	6.90	6.75	6.65	6.47	6.36	6.51	6.60	6.82
	23.85	23.91	23.98	23.96	23.90	24.00	24.01	24.02	24.03	23.95
Cationes en base a 32 oxigenos										
MgO	7.90	7.58	7.83	7.88	7.77	5.04	4.61	5.01	4.52	4.83
FeO	24.12	23.06	24.35	24.41	24.61	29.86	30.34	29.65	30.46	29.57
ZnO	0.62	0.52	0.48	0.44	0.58	0.52	0.55	0.28	0.42	0.53
MnO	0.31	0.23	0.24	0.20	0.22	0.18	0.20	0.17	0.25	0.20
TiO ₂	0.34	0.43	0.36	0.34	0.43	0.19	0.16	0.23	0.18	0.25
Fe ₂ O ₃	0.38	--	--	0.61	0.04	0.63	0.36	0.89	0.63	0.63
V ₂ O ₃ *	1.60	1.60	1.40	1.40	1.40	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90
Al ₂ O ₃	29.99	30.73	31.38	31.50	31.39	40.20	39.79	38.11	39.34	36.68
Cr ₂ O ₃	35.11	35.67	32.60	32.18	32.57	20.87	21.76	23.41	22.03	24.99
	100.37	99.82	98.64	98.96	99.01	99.39	99.67	99.65	99.73	99.58
Cationes en base a 32 oxigenos										
Mg	2.89	2.77	2.90	2.91	2.86	1.82	1.67	1.82	1.63	1.77
Fe	4.96	4.74	5.06	5.05	5.10	6.05	6.16	6.04	6.15	6.08
Zn	0.12	0.10	0.10	0.09	0.12	0.10	0.11	0.05	0.08	0.10
Mn	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04
Ti	0.06	0.08	0.07	0.06	0.08	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05
Fe ⁺⁺⁺	0.07	--	--	0.11	0.01	0.11	0.06	0.16	0.11	0.12
V	0.30	0.30	0.26	0.26	0.26	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35
Al	8.69	8.89	9.18	9.19	9.16	11.48	11.39	10.95	11.34	10.62
Cr	6.83	6.93	6.40	6.30	6.38	4.00	4.18	4.51	4.21	4.85
	23.98	23.86	24.02	24.01	24.02	23.98	23.99	23.96	23.95	23.98

* Calculado de forma semicuantitativa.

Fe₂O₃ calculado por estequiometría.

ferenciar dos grupos o asociaciones paragenéticas de acuerdo con sus rasgos texturales: una está constituida por niquelina, lollingita y (para)rammelsbergita, y la otra está constituida por maucherita, gersdorffita y westerveldita.

En la primera asociación, la niquelina representa más del 90 por 100 en volumen, aunque de forma puntual, la lollingita puede ser también una fase mayoritaria. La (para)rammelsbergita es siempre muy escasa. Los tres arseniuros se localizan especialmente en posiciones intersticiales respecto a la cromita (fig. 4D), ortopiroxeno y cordierita. Cuando están en muy escasa proporción aparecen como pequeños cristales, a modo de burbujas, localizados en puntos triples de los agregados poligonales de cromita. Al aumentar su contenido llegan a constituir masas intersticiales que incluyen y aíslan a los cristales de cromita, los cuales con frecuencia muestran una mayor o menor redisolución dando formas desde redondeadas con golfos de corrosión a otras de aspecto ameboides (figura 4D). Estas formas de redisolución y ameboides han sido también descritas por LEBLANC (1986) en mineralizaciones análogas a estas en el macizo de Beni Bousera (Marruecos). Los arseniuros también rellenan fracturas de la cromita así como los espacios dejados por las texturas de «pull-apart». En muy escasa proporción se localizan como inclusiones en cristales de ortopiroxeno, cordierita y cromita, en especial en este último mineral, en donde la niquelina habitualmente desarrolla cristales euhédricos prismáticos exagonales. En algunas zonas muy ricas en arseniuros se observan texturas de «annealing».

La lollingita tiene contenidos en níquel anormalmente altos que llegan hasta el 9,6 por 100 en peso de NiO (OEN et al., 1971). Presenta texturas similares a las de la niquelina, con la que se encuentra íntimamente asociada, disponiéndose bien alrededor de sus cristales, o bien intercrecida con ella desarrollando formas muy variables, desde euhédricas a muy irregulares a veces dando texturas gráficas. La (para)rammelsbergita se dispone como granos irregulares en contacto con o incluidos en niquelina y/o lollingita. Los contactos entre estos tres arseniuros de níquel son siempre netos sin que, en ningún caso, se observen rasgos de posibles reemplazamientos.

Gersdorffita, maucherita y westerveldita se encuentran esencialmente como minerales de transformación de la niquelina a la que reemplazan

a partir de los bordes de los cristales y a través de fisuras. Estos minerales también se presentan en fracturas asociados con minerales de la serpentina y clorita. La gersdorffita tiene contenidos anormalmente altos en Fe y Co, con valores de hasta 11 por 100 de FeO y 11,8 por 100 de CoO (OEN et al., 1971). La maucherita es escasa y aunque puede aparecer por cristalización directa, lo más habitual es que se origine por transformación de la niquelina, presentando muy puntualmente intercrecimientos con westerveldita.

En la asociación cromita-ortopiroxeno, las paragénesis antes descritas son muy raras. Los espacios intergranulares están ocupados por maucherita en escasa proporción (fig 4B). En la mina de El Sapo, se observa cómo este mineral reemplaza a la niquelina con la que coexiste, sin embargo, en el resto de los indicios es probable que se origine por cristalización directa. En Mina Baeza, la maucherita se encuentra también diseminada en fracturas dentro de las dunitas serpentinizadas encajantes en la mineralización, en donde aparecen asociada a pentlandita y heazlewoodita.

Sulfuros

En el conjunto de las mineralizaciones son bastante escasos. En su mayor parte se encuentran en zonas que han sufrido importante serpentización, en donde aparecen diseminados, con formas irregulares e intercrecidos con minerales de la serpentina y/o clorita. Sulfuros y silicatos de alteración rellenan fracturas e intersticios y los primeros reemplazan parcialmente a los arseniuros de níquel. El sulfuro más abundante en los diferentes tipos de asociaciones descritos es la pentlandita el cual aparece: 1) asociado a pirrotina, ambos situados intersticialmente respecto a la cromita. En este caso la pirrotina suele presentar exsoluciones de magnetita (fig. 5A); 2) asociado con menores cantidades de heazlewoodita, calcopirita, linneita y millerita, principalmente en la asociación de cromita-ortopiroxeno enclavada en las peridotitas sin granate.

En escasa proporción, también aparece pirrotina, calcopirita y cubanita como inclusiones dentro de cristales de cromita, niquelina y lollingita. En algunas muestras muy ricas en arseniuros, estas inclusiones son especialmente abundantes en la niquelina y suelen tener carácter polifásico. Se disponen como gotas o lamelas orientadas

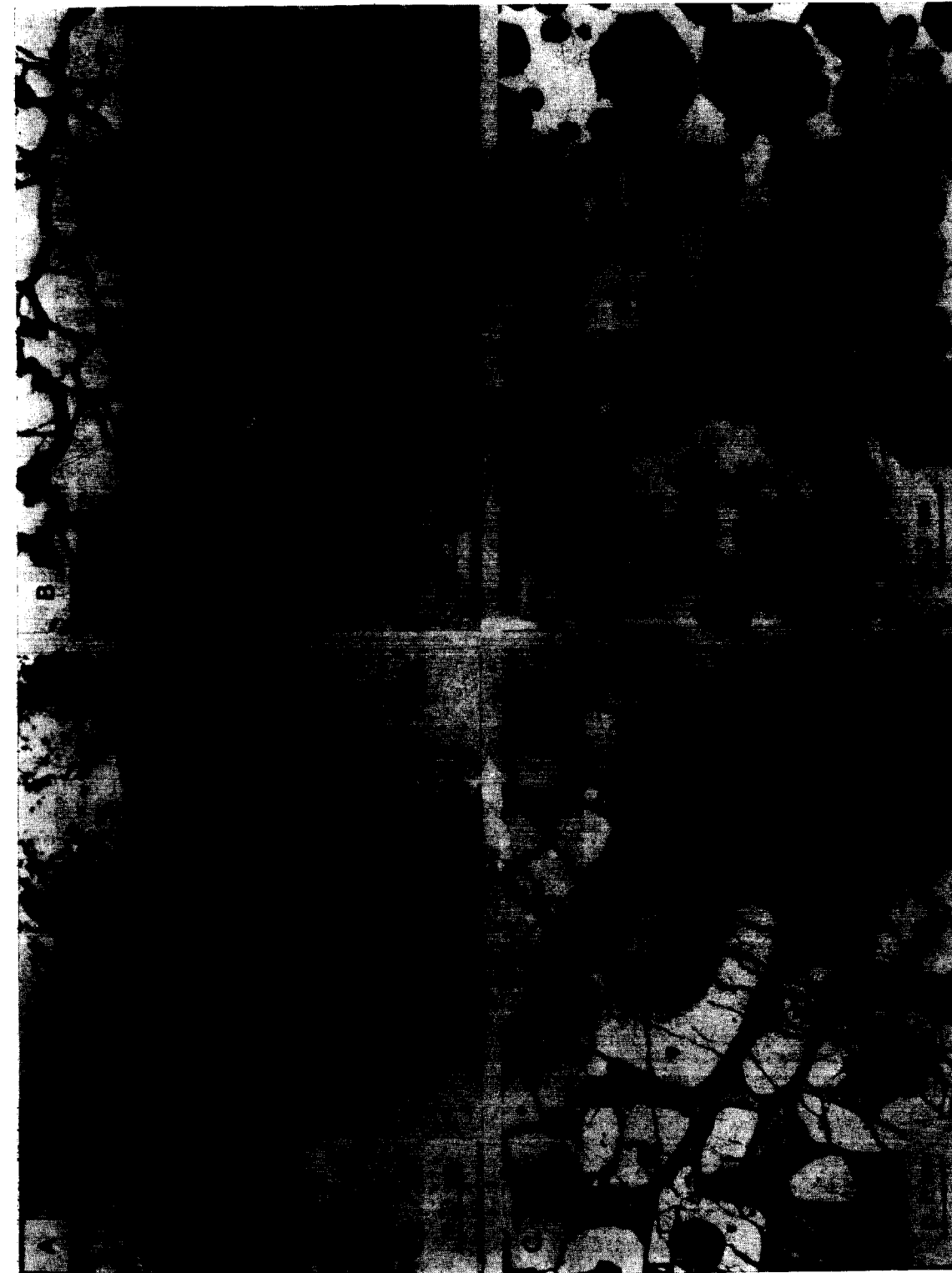


Figura 4.—Diversas formas texturales de la cromita. A) Granos irregulares de cromita (gris claro) con bordes alterados y clorita (mineral tableado oscuro). Mineralización asociada a dunitas serpentinizadas (Mina Baeza). B) Agregados granoblasticos de cromita (gris) con maucherita intersticial (Blanco) (Arroyo de la Cala). C) Cromitas (gris claro) con extura en atolón asociada a ortopiroxeno alterado (El Nebral). D) Cromita (gris oscuro) con niquelina (blanco) intersticial. La cromita muestra algunas formas de redisolución (La Gallega).

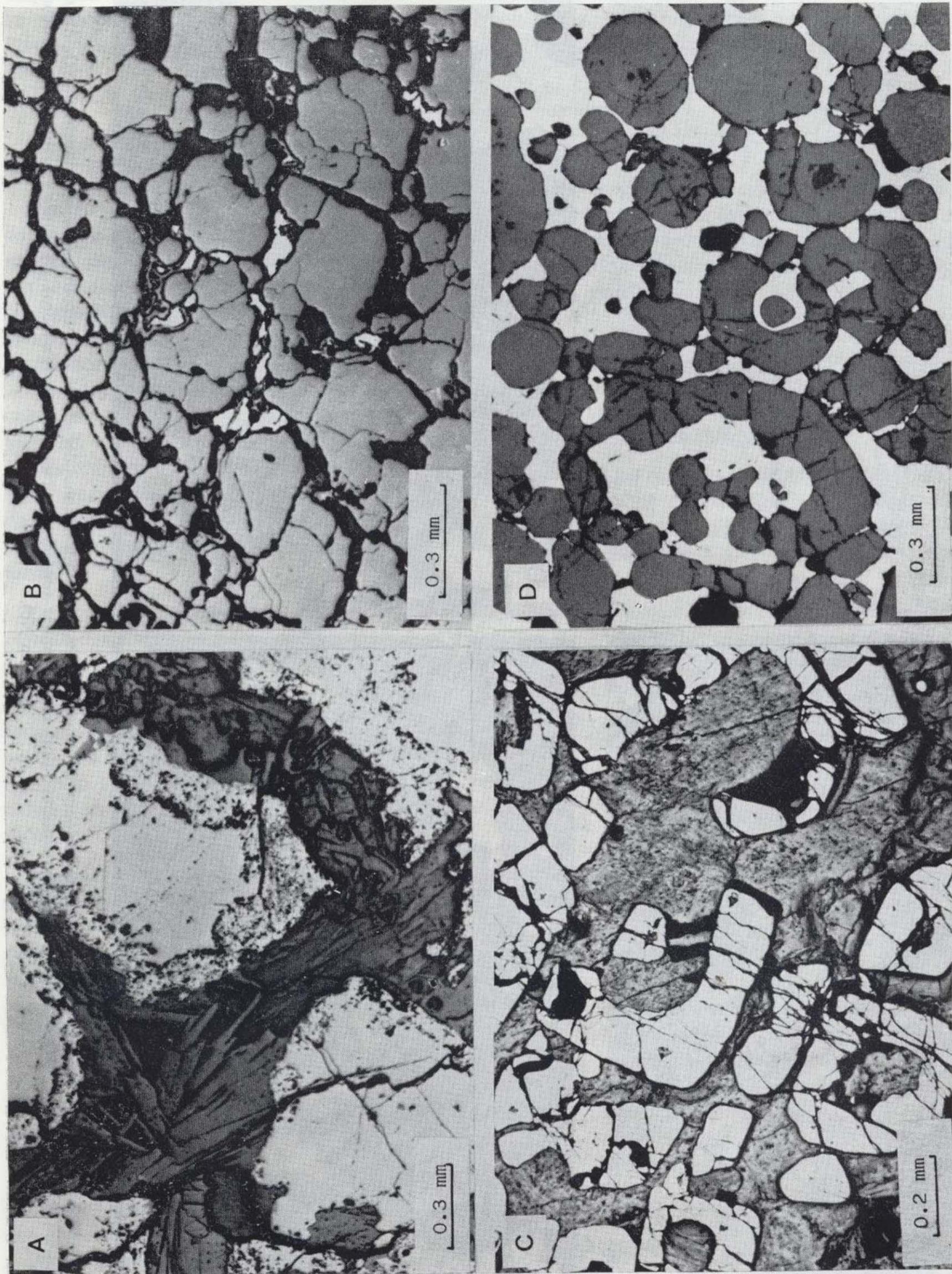


Figura 4.—Diversas formas texturales de la cromita. A) Granos irregulares de cromita (gris claro) con bordes alterados y clorita (mineral tableado asociado a dunitas serpentinizadas (Mina Baeza). B) Agregados granoblasticos de cromita (gris) con maucherita intersticial (Blanco) (Arroyo de la Cala). C) Cromitas (gris claro) con textura asociada a ortopiroxeno alterado (El Nebral). D) Cromita (gris oscuro) con niquelina (blanco) intersticial. La cromita muestra algunas formas de redisolución (La Gallega).

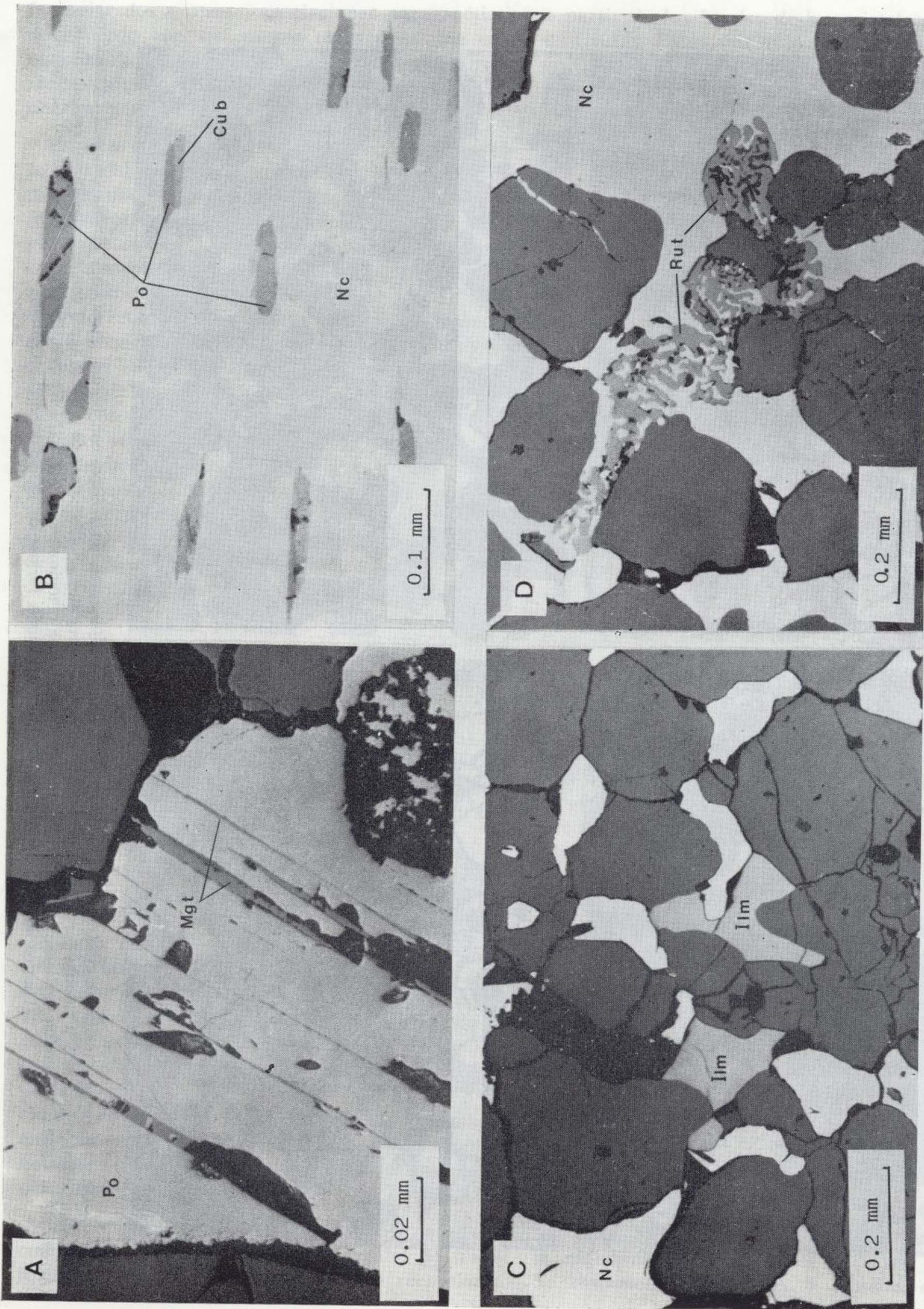


Figura 5.—A) Pirotitina (gris claro) intersticial con exoluciones de magnetita (Mgt). B) Exoluciones lamelares de pirrotina (Po) en niquelina (Nc). Algunas son bifásicas y contienen además cubanita (Cub). C) Ilmenita (Ilm) intergranular respecto a la cromita (gris oscuro). D) Rutilo (Rut) intercrecido con niquelina (Nc).

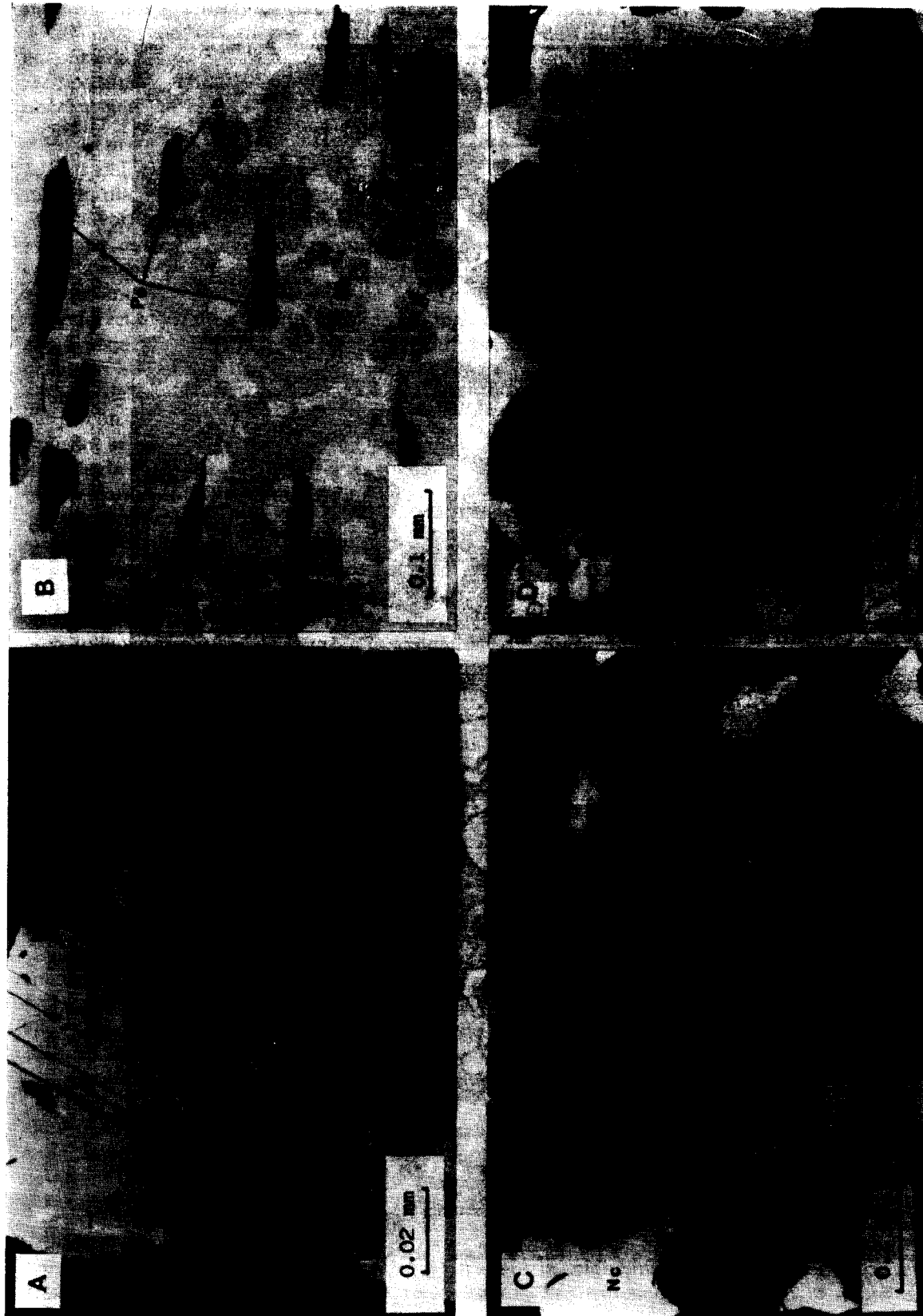


Figura 5.—A) Pirotina (gris claro) intersticial con exsoluciones de magnetita (Mgt) y ilmenita (Ilm) intergranular respecto a la cromita (Cub). B) Exsoluciones lamelares de pirotina (Po) en niquelina (Nc). Algunas son bifásicas y contienen además cubanita (Cub). C) Ilmenita (Ilm) intergranular respecto a la cromita (gris oscuro). D) Rutilo (Rut) intercrecido con niquelina (Nc).

cristalográficamente según los planos (0001) de la niquelina (fig. 5B). Este tipo de exsoluciones en la niquelina han sido descritas únicamente por RAMDOHR (1967) en Los Jarales y por OEN y KIEFT (1974) en mineralizaciones análogas del macizo de Beni Bousera.

Otros minerales

Dentro de este grupo merecen destacarse los óxidos de titanio, dado su carácter excluyente entre los diversos tipos de asociaciones minerales. En las mineralizaciones enclavadas en peridotitas con granate hay ilmenita o rutilo, el primero en la asociación con ortopiroxeno y el segundo en la asociación con cordierita. Ambos minerales se presentan tanto como lamelas incluidas en cromita, como en forma de cristales intergranulares (figura 5C y D). El rutilo se encuentra también como inclusiones en mica roja, en forma de maclas de tipo sagenítico. En las mineralizaciones enclavadas en peridotitas sin granate (asociación cromita-ortopiroxeno) no aparecen tales óxidos de titanio.

En zonas serpentinizadas aparecen pequeñas cantidades de magnetita como cristales diseminados y/o rellenando fracturillas.

Como producto de meteorización de arseniuros aparece annabergita en forma de masas pulverulentas rodeando nódulos de mineralización y rellenando fracturas. Asimismo, hay pequeñas cantidades de «limonita» de meteorización de los sulfuros.

Aunque en las muestras estudiadas no se han detectado, conviene señalar que en la mina de El Nebral y en relación con procesos de serpentización, se ha descrito orcelita asociada a maucherita, pentlandita y heazlewoodita, así como con awaruita, cobre nativo y magnetita (OEN et al., 1980; LORAND y PINET, 1984).

DISCUSION Y CONCLUSIONES

En los estudios previos realizados por OEN (1973) y OEN et al. (1973, 1979, 1980) se concluye que estas mineralizaciones de Cr-Ni cristalizaron a partir de líquidos óxido-arseniados ricos en dichos elementos y que se originaron por inmiscibilidad en un magma residual con diversos esta-

dos de diferenciación y/o contaminación, y en el que estaba cristalizando piroxeno. El líquido óxido-arseniado a su vez se dividió en dos fracciones, una rica en cromita y otra rica en arseniuros.

Uno de los principales problemas aún no resueltos radica en dilucidar si la cordierita presente en las mineralizaciones se ha formado a partir de la propia evolución y diferenciación de los magmas residuales de la fusión parcial de las peridotitas, o si su presencia se debe a una cierta contaminación de tales magmas con líquidos producidos por anatexia de las rocas del entorno de las peridotitas.

Los principales resultados del estudio de las variaciones mineralógicas y/o químicas de las mineralizaciones y de sus relaciones con las facies de las rocas encajantes se pueden sintetizar en los siguientes puntos:

- Las razones Cr_2O_3/R_2O_3 y MgO/RO de las cromitas descienden progresivamente desde las mineralizaciones localizadas en facies de lertzolitas con plagioclasas a las situadas en lertzolitas con granate (fig. 6). Con exclusión de los fenómenos de recristalización tardíos, también se produce un descenso de estas relaciones desde las cromitas asociadas con ortopiroxeno a las asociadas con cordierita (figura 6). Tal variación se produce paralela al aumento de los contenidos en Zn y V de las cromitas, de Fe^{++} y Al en los ortopiroxenos (figura 7) y de Ti en la composición global de la mineralización. Como señalan OEN et al. (1979), pequeñas tendencias de variación en las cromitas con aumento de la relación Cr_2O_3/R_2O_3 y descenso de la relación MgO/RO son debidas a parcial reequilibrio durante los procesos de serpentización.

- El contenido total de arseniuros de níquel varía igualmente en función de las facies de las rocas de caja, aumentando con la disminución de las relaciones Cr_2O_3/R_2O_3 y MgO/RO de las cromitas asociadas. Asimismo, dada la buena correlación positiva existente entre los elementos del grupo del platino y arseniuros de níquel, se puede indicar que el contenido en estos elementos también aumenta con la disminución de las citadas relaciones de óxidos.

La tendencia composicional de las cromitas es paralela a la de los depósitos asociados a comple-

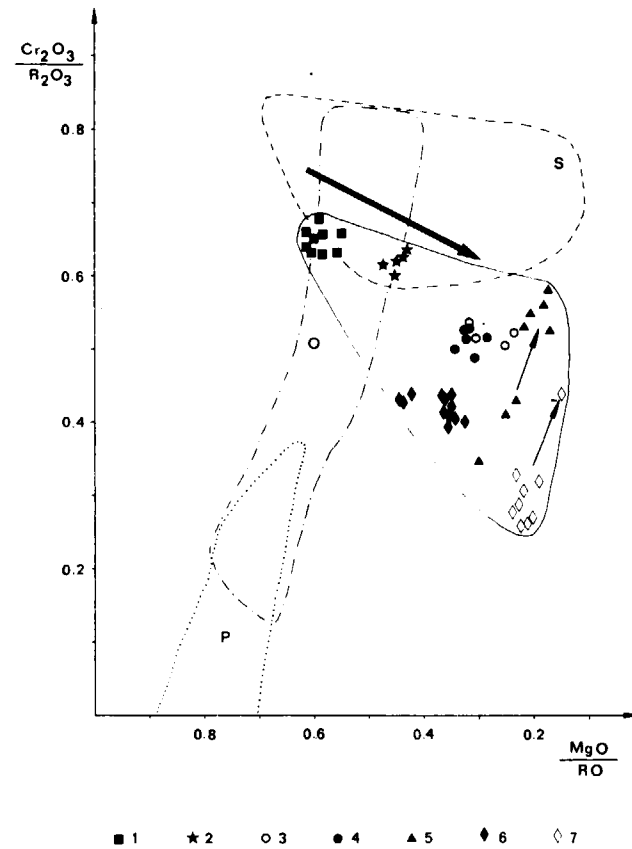


Figura 6.—Relaciones Cr_2O_3/R_2O_3 y Mg/RO de las cromitas. 1. Mina Baeza. 2. Arroyo de la Cala. 3. El Lentisco. 4. El Nebral. 5. Los Jarales (asociación con cordierita). 6. La Gallega (asociación con ortopiroxeno). 7. La Gallega (asociación con cordierita). Los datos de Los Jarales corresponden a OEN et al. (1973) y los de El Nebral y El Lentisco a OEN et al. (1979). Las flechas delgadas indican la evolución de las cromitas poligonales a las cromitas esqueléticas más tardías. S. Campo composicional de las cromitas de los complejos estratiformes (IRVINE, 1967), la flecha indica la tendencia de evolución magmática de tales cromitas en Bushveld (WAALD DE, 1975). O. Cromitas de los complejos ofiolíticos (LEBLANC et al., 1980). P. Espinelas dispersas en las peridotitas y en los diversos tipos de capas máficas incluyendo los acumulados de espinelas de el Arroyo de la Cala (OBATA, 1977, 1980; LEBLANC y GERVILLA, 1987).

jos ultrabásicos estratiformes (fig. 6). Por el contrario, el patrón de los elementos del grupo del platino normalizado a condritas es plano, con un constante empobrecimiento en osmio (LEBLANC y GERVILLA, 1987), muy distinto, por tanto, de la fuerte pendiente positiva que presenta en los de-

pósitos de complejos estratiformes (BARNES et al., 1985).

Los resultados expuestos en este trabajo parecen indicar que las variaciones composicionales de las mineralizaciones debieron estar condicionadas por diferencias en las condiciones termodinámicas de cristalización y en la composición de los líquidos magmáticos a partir de los que se originaron.

Condiciones termodinámicas de cristalización

De acuerdo con los estudios previos antes citados, realizados por OEN y colaboradores, no pa-

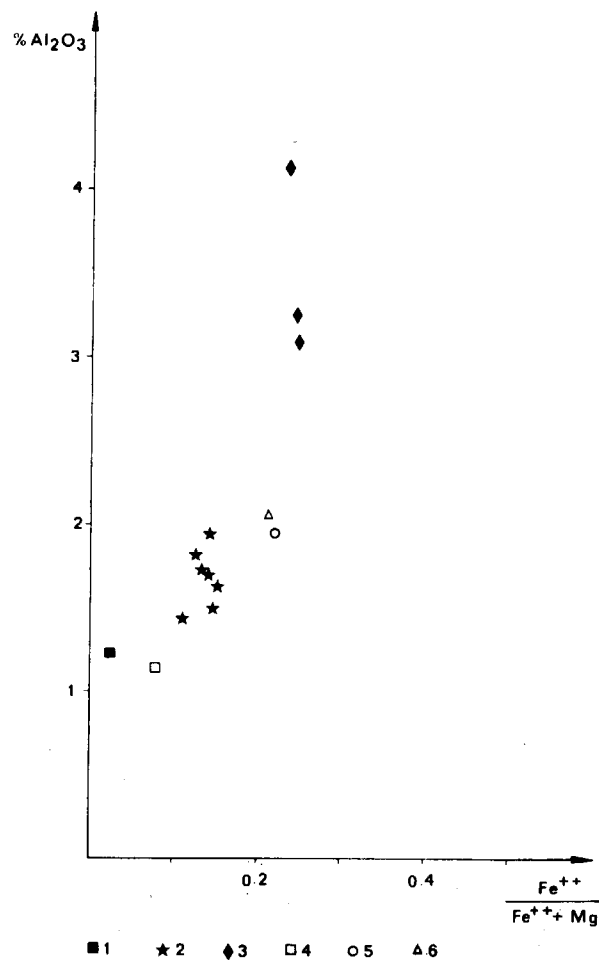


Figura 7.—Correlación entre el contenido en Al_2O_3 y la razón $Fe^{++}/Fe^{++}+Mg$ en los ortopiroxenos. 1 y 4. Mina Baeza. 2. Arroyo de la Cala. 3. La Gallega. 4. El Lentisco. 5. El Nebral. Los símbolos en blanco corresponden a datos de OEN et al. (1979).

recen existir grandes diferencias en las temperaturas de cristalización de las diferentes mineralizaciones. Las asociaciones minerales existentes son congruentes con un inicio de la cristalización de los silicatos primarios y de la cromita entre 1.300 y 1.000° C. Los arseniuros lo hacen en un intervalo comprendido entre 800 y 400° C. En las rocas serpentizadas se produce una paragénesis de arseniuros y sulfuros de temperaturas relativamente bajas (< 525° C) aunque sus rasgos composicionales y relaciones texturales reflejan la preexistencia de paragénesis de condiciones térmicas más elevadas (OEN et al., 1980).

En nuestra opinión, la presión sí parece jugar un importante papel para determinar la composición química de algunas fases minerales, en especial de cromita, ortopiroxeno y cordierita. La presencia de cordierita magnésica, paragenéticamente asociada con cromita y niquelina, establece un límite máximo de la presión, ya que este mineral no es estable por encima de 7-8 Kb (SCHREYER, 1985). Este límite máximo es congruente con el hecho de que a presiones superiores a 10 Kb no se formen depósitos de cromita, dado que en tales condiciones el cromo es extraído del magma por la precipitación de dióxido cromífero y/o de otros silicatos que lo pueden albergar en su estructura (DICKEY, 1975). Asimismo, en condiciones de alta presión, se favorece la entrada de aluminio en la espinela (MUAN, 1957; DICK y BULLEN, 1984).

Los trabajos experimentales de OBATA (1976) y GASPARIK (1984), entre otros, ponen de manifiesto que la solubilidad del Al_2O_3 en el ortopiroxeno puede considerarse como geotermómetro o geobarómetro en función de las condiciones de cristalización. En el intervalo aquí considerado, con un límite máximo de 7-8 Kb, dicha solubilidad es función exclusiva de la presión.

Asimismo, según los trabajos de ULMER (1969) (en OEN et al., 1973), un aumento de la fugacidad de oxígeno, la cual puede estar condicionada por un descenso de la presión, limita el campo composicional de las espinelas cromíferas hacia términos cada vez más magnésicos.

Se observa por tanto una disminución en la presión de cristalización desde las mineralizaciones enclavadas en lertzolitas con granate, tanto aquellas que presentan la asociación cromita-niquelina-ortopiroxeno como las que contienen la asocia-

ción cromita-niquelina-cordierita (por ejemplo, la mina de La Gallega), hasta las asociadas a lertzolitas con plagioclasa con asociación de cromita-ortopiroxeno (Mina Baeza).

Influencia de la composición original de los líquidos magmáticos

Los líquidos a partir de los que se originaron las mineralizaciones debieron estar relacionados genéticamente con los que dieron lugar a la formación de las capas máficas, dado que:

- 1) En las partes más extensas del diapiro (facies de lertzolitas con granate y de lertzolitas con espinela) se concentran tanto el mayor número de capas máficas (OBATA, 1977, 1980) como el mayor volumen de mineralización.
- 2) Tanto las capas máficas como los diversos tipos de mineralización, y de forma paralela, representan líquidos cada vez más fraccionados desde las enclavadas en lertzolitas con plagioclasa hasta las que se encuentran en lertzolitas con granate.

Los diferentes tipos composicionales de mineralización, su distribución espacial, así como las variaciones simpáticas en las relaciones Cr_2O_3/R_2O_3 y Mg/RO de las cromitas asociadas, parecen indicar que dichas mineralizaciones se originaron a partir de líquidos residuales con diferentes grados de fraccionamiento y/o contaminación, segregados con posterioridad a la formación de las capas máficas y que permanecieron atrapados en el cuerpo peridotítico ascendente, en el intervalo de presión comprendido entre 20-25 Kb («primary conditions» de OBATA, 1980), hasta el límite máximo de presión establecido para la formación de las mineralizaciones (7-8 Kb).

AGRADECIMIENTOS

Los autores deben expresar su más sincero agradecimiento al Dr. M. Leblanc (C.N.R.S., Montpellier, Francia) por las facilidades dadas para la realización de los análisis por microsonda electrónica y sus comentarios sobre diversos aspectos que encierra el estudio de este tipo de mineralizaciones.

Asimismo agradecemos la revisión y crítica del

presente manuscrito hecho por la Dra. M. Muñoz (Universidad de Granada), las cuales han sido de inestimable valor en la configuración final de este trabajo.

Finalmente no queremos olvidar a D. M. Ruiz Montes (IGME) por toda la colaboración prestada.

BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M. J.; CRESPO, V.; REYES, J. L.; APARICIO, A.; FUSTER, J. M.; MUÑOZ, M., y SAGREDO, J. (1973): *Investigación de níquel en los macizos ultrabásicos de Málaga. Nuevos datos sobre la geología y petrogénesis*. Bol. Geol. Min. Esp., LXXXIV-VI, 41-66.
- BARNES, S.-J.; NALDRETT, A. J., y GORTON, M. P. (1985): *The origin and fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas*. Chem. Geol., 53, 303-323.
- DICK, H. J. B., y BULLEN, T. (1984): *Chromian spinel as petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas*. Contr. Miner. Petrol., 86 (1), 57-76.
- DICKEY, J. S., Jr. (1970): *Partial fusion products in Alpine-type peridotites: Serranía de Ronda and other examples*. Mineral. Soc. Amer. Spec. pap., 3, 33-49.
- DICKEY, J. S., Jr. (1975): *A hypothesis of origin for podiform chromite deposits*. Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 1061-1074.
- DICKEY, J. S., Jr., y OBATA, M. (1974): *Graphitic Hornfels Dikes in the Ronda High-Temperature Peridotites Massif*. Am. Miner., 59, 1183-1189.
- FREY, F. A.; SUEN, C. J., y STOCKMAN, H. W. (1985): *The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and petrogenesis*. Geochim. Cosmochim. Acta, 49, 2469-2491.
- GASPARIK, T. (1984): *Two-pyroxenes thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂*. Contr. Miner. Petrol., 87, 87-99.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1967): *Estudio petrográfico y geoquímico del macizo ultrabásico de Ojén (Málaga)*. Estud. Geol., XXIII (1-2), 85-143.
- IRVINE, T. N. (1967): *Chromian spinel as petrogenetic indicator: Part 2, petrologic applications*. Can. J. Earth Sci., 4, 71-103.
- LEBLANC, M. (1986): *Co-Ni arsenide deposits with accessory gold in ultrabasic rocks from Morocco*. Can. J. Earth Sci., 23, 10, 1592-1602.
- LEBLANC, M.; DUPUY, C.; CASSARD, D.; MOUTTE, J.; NICOLAS, A.; PRINZHOFER, A.; RAVINOVITCH, M., y ROUTHIER, P. (1980): *Essai sur la genèse des corps podiformes de chromite dans les peridotites ophiolitiques, étude des chromites de Nouvelle-Calédonie et comparaison avec celles de Méditerranée orientale*. In Ophiolites, proceedings Int. ophiolite Symp. Cyprus, 1979. Ed. by A. Panayiotou, Geol. Survey Cyprus, 691-701.
- LEBLANC, M., y GERVILLA, F. (1987): *PGE and gold distribution in Ni arsenide veins from the Betico-Rifean Iherzolite massifs (Spain, Morocco)*. Geoplatinum 87, Symposium. Open University, London (en prensa).
- LOOMIS, T. P. (1972): *Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, Southern Spain*. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 2475-2496.
- LORAND, J. P., y PINET, M. (1984): *L'orcelite des péridotites de Beni Bousera (Maroc), Ronda (Espagne), Table Mountain et Blow-Me-Down Mountain (Terre Neuve) et du Pinde Septentrional (Grèce)*. Canad. Miner., 22, 553-560.
- MUAN, H. (1957): *Phase equilibrium relationships at liquidus temperatures in the system FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃*. J. Amer. Ceram. Soc., 40, 420-431.
- NICOLAS, A., y JACKSON, E. D. (1972): *Repartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques*. Schweizer Mineral. Petrograp. Mitteil. (Zurich), 52 (3), 479-495.
- OBATA, M. (1976): *The solubility of Al₂O₃ in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel piroxene*. Am. Miner., 61, 804-816.
- OBATA, M. (1977): *Petrology and petrogenesis of the Ronda high-temperature peridotites intrusion, Southern Spain*. Thesis of the Massachusetts Institute of Technology, 220 pp. (inédita).
- OBATA, M. (1980): *The Ronda peridotite: Garnet-, Spinel-, and Plagioclase-Iherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion*. J. Petrol., 21 (3), 533-572.
- OEN, I. S. (1973): *A Peculiar Type of Cr-Ni-Mineralization; Cordierite-Chromite-Niccolite Ores of Málaga, Spain, and their Possible Origin by liquid Unmixing*. Econ. Geol., 68, 831-842.
- OEN, I. S.; BURKE, E. A. J.; KIEFT, C., y WESTERHOF, A. B. (1971): *Ni-Arsenides, Ni-rich loellingite and (Fe-Co)-rich gersdorfite in Cr-Ni-ores from Malaga province, Spain*. N. Jb. Miner. Abh. 115 (2), 123-139.
- OEN, I. S.; BURKE, E. A. J.; KIEFT, C., y WESTERHOF, A. B. (1972): *WESTERVELDITE, (Fe, Ni, Co) As, a new mineral from La Gallega, Spain*. Am. Miner., 57, 354-363.
- OEN, I. S., y KIEFT, C. (1974): *Nickeline with pyrrhotite and cubanite exolutions, Ni-Co rich loellingite, and Au-Cu alloy in Cr-Ni ores from Beni Bousera*. Neues Jahrb. Mineral., 1, 1-8.
- OEN, I. S.; KIEFT, C., y WESTERHOF, A. B. (1973): *Composition of chromites in cordierite- and mica-bearing Cr-Ni ores from Málaga province, Spain*. Mineralog. Mag., 39, 193-203.
- OEN, I. S.; KIEFT, C., y WESTERHOF, A. B. (1979): *Variations in composition of chromites from Chromite-Arsenide deposits in the peridotites of Málaga, Spain*. Econ. Geol., 74, 1630-1636.
- OEN, I. S.; KIEFT, C.; BURKE, E. A. J., y WESTERHOF, A. B. (1980): *Orcelite and Associated Minerals in the Ni-Fe-As*

S System in Chromitites and Orthopyroxenites of Nebal, Málaga, Spain. Bull. Mineral., 103, 198-280.

O'HARA, M. J. (1967): *Mineral paragenesis in ultramafic rocks*. In Ultramafic and Related Rocks. Ed. P. J. Wyllie, 393-401.

PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. J. M.; HEBEDA, E. H.; OEN, I. S.; VERDURMEN, I. A. Th., y VERSCHURE, R. H. (1979): *Isotopic Dating of the Emplacement of the Ultramafic Masses in the Serranía de Ronda, Southern Spain*. Contr. Miner. Petrol., 70, 103-109.

RAMDOHR, P. (1967): *The ore minerals and their intergrowths*. Pergamon Press. Londres, 1174 pp.

SCHREYER, W. (1985): *Experimental studies on cation substitutions and fluid incorporation in cordierite*. Bull. Mineral., 108 (3-4), 273-291.

SUEN, C. J., y FREY, F. A. (en prensa): *Origins of Mafic*

and Ultramafic Rocks in the Ronda Peridotite. Earth Planet. Sci. Letters.

TUBIA, J. M. (1984): *Emplazamiento hacia el ENE del Manto de Los Reales (Alpujarrides Occidentales): Criterios estructurales y de petrofábrica*. Estud. Geol., 40, 177-182.

TUBIA, J. M. (1985a): *Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultrabásicas en los Alpujarrides Occidentales (Cordilleras Béticas, Málaga)*. Tesis Doctoral Universidad del País Vasco (inédita).

TUBIA, J. M. (1985b): *Significado de las deformaciones internas en las Peridotitas de Sierra Alpujata (Málaga)*. Estud. Geol., 41, 369-380.

WAALD DE S. A. (1975): *The mineralogy, chemistry and certain aspects of reactivity of chromite from the Bushveld igneous complex*. National Institute Metallurgy, Johannesburg, Report 1709, 80 pp.

Recibido: Mayo de 1987.

AGUAS SUBTERRANEAS

Las aguas subterráneas en la comarca barcelonesa del Maresme. Evolución y estado actual

Por A. BATLLE GARGALLO (*), J. COROMINAS BLANCH (*) y J. A. LOPEZ GETA (**)

RESUMEN

El IGME ha finalizado recientemente el estudio hidrogeológico de la comarca barcelonesa del Maresme, mediante el cual se actualizan y hacen extensivos a toda la comarca los resultados parciales obtenidos anteriormente. A pesar de que la zona es hídricamente deficitaria y necesita recurrir a la importación de agua, se pone de manifiesto la potencialidad de los acuíferos costeros locales, considerados tradicionalmente como poco importantes. Sin embargo, los recursos se encuentran afectados por un fuerte proceso de salinización, debido tanto a la intrusión marina provocada por las extracciones de aguas subterráneas, como a los lixiviados de los abonos agrícolas que se incorporan a los acuíferos a través de los excedentes de riego, siendo su principal exponente los elevados contenidos de ión nitrato que presentan las aguas subterráneas del sector. Al final se constata la necesidad de controlar adecuadamente el sistema acuífero, pero se ponen de manifiesto zonas en las que todavía es posible aumentar la explotación.

ABSTRACT

The IGME has recently completed the hydrogeological study of the Maresme region, in the province of Barcelona. There is a water deficit in the area, never the less, several coastal aquifers, considered of little importance in the past, have been found to be potential sources of water supply.

Sea water intrusion and percolation of irrigation return flow with high load of nitrogen compounds are the main ground water pollution problems in the area. Adequate control of groundwater exploitation is recommended. Areas where it is still possible to increase water extraction are established.

INTRODUCCION

El Maresme es una comarca natural, situada al nordeste de Barcelona, que ocupa el sector costero de la sierra litoral catalana, entre los ríos Besós y Tordera, formando una estrecha franja de unos 50 Km. de largo por unos 14 de anchura máxima. La morfología es en pendientes relativamente pronunciadas, que enlazan las máximas cotas locales (400-600 m.) con el mar, surcadas por numerosos valles transversales, de fondo plano y separados por relieves de formas redondeadas, propias de los terrenos graníticos. Sólo en el área metamórfica del Montnegre, en el

sector septentrional de la comarca, el relieve es algo más abrupto. Junto a la costa, se desarrolla una llanura litoral discontinua que, generalmente, no supera el kilómetro de anchura. Su superficie total es de 300 kilómetros cuadrados (figura 1).

La comarca abarca 29 términos municipales, con una población total de 243.358 habitantes (censo de 1981), distribuida, principalmente, en núcleos como Mataró, con 97.000, y Premiá de Mar, El Masnou, Pineda, Malgrat, Calella y Arenys de Mar, que superan los 10.000 habitantes.

El crecimiento demográfico en la zona ha sido muy fuerte, con una población que se ha duplicado en los últimos veinte años. Sólo las peque-

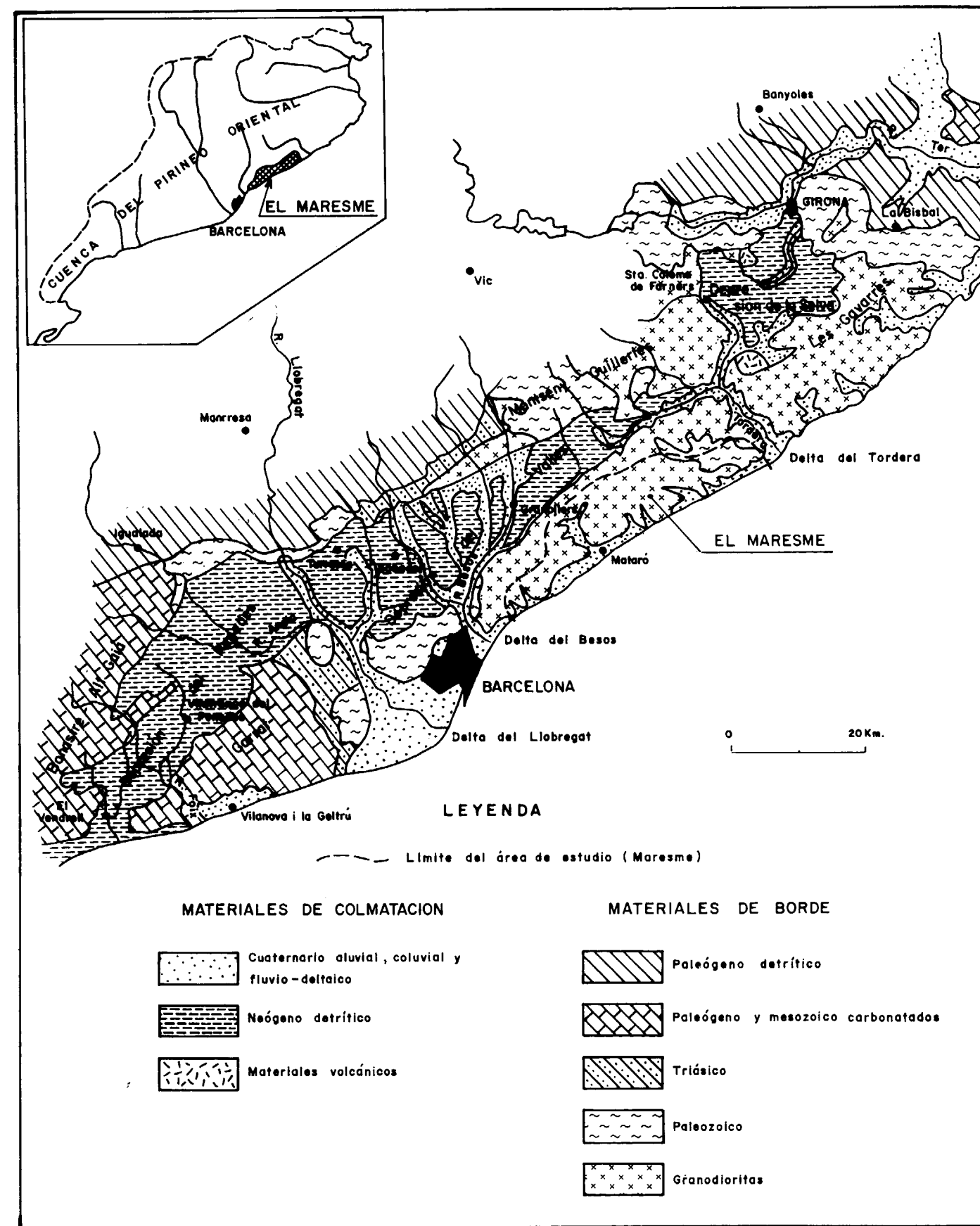


Figura 1.—Situación de la comarca del Maresme.

(*) Compañía General de Sondeos, S. A.
 (**) Instituto Geológico y Minero de España.

ñas localidades del interior (Orrius, Dosrius y La Vallalta) presentan una situación estacionaria, o incluso en regresión. Además del auge experimentado por los propios recursos de la comarca, este crecimiento ha sido potenciado, sin lugar a dudas, por la proximidad de Barcelona y por las buenas condiciones residenciales que la zona ofrece, con casos tan espectaculares como Premiá de Mar, que ha pasado de 5.500 habitantes en 1960 a superar los 20.000 en la actualidad.

Es también muy importante en la zona la población flotante de tipo turístico, que se mantiene a lo largo de todo el año gracias a las numerosas residencias de fin de semana que allí existen. En verano la población se aproxima a los 500.000 habitantes, incremento que puede mantenerse en un 50 por 100 durante todos los fines de semana. La población media ponderada resultante es de unos 305.000 habitantes.

Entre las actividades desarrolladas en la comarca, destacan, además de la industria turística ya mencionada, una agricultura de regadío con casi 2.700 Ha de cultivos muy tecnificados y especializados (flor cortada, planta ornamental, fresón y horticultura), y diversas especialidades industriales, entre las que predominan las textiles. Dentro de ellas tienen especial significación los tintes, que, junto con un próspero sector químico, la agricultura y la población, tienen una particular incidencia en la hidrogeología local, tanto por las elevadas dotaciones de agua que precisan en sus abastecimientos, como por la potencial contaminación que pueden ejercer sus excedentes y vertidos.

En lo que respecta al clima, el Maresme es una zona relativamente templada, con una temperatura anual media de 15,7° C. La precipitación anual media es del orden de 650 mm., valores que descienden a 400 mm. los años secos, y que se aproximan a 900 mm. los años muy húmedos. Los valores máximos suelen corresponder al macizo del Montnegre. La evapotranspiración real (Thornwaite) es del orden de 555 mm. (83 por 100 de la precipitación) durante los años medios, valor que se mantiene los años húmedos (54 por 100 de la precipitación) y que desciende a unos 425 mm. (74 por 100) los años secos. La infiltración es de unos 160 mm. los años medios, oscilando entre los 100 mm. de los años secos y los 400 mm. de los años húmedos.

La escorrentía superficial puede considerarse nula en los años medios y secos, pero en los húmedos puede suponer valores importantes, sobre todo porque se presenta en períodos reducidos de tiempo que marcan el carácter torrencial de las rieras.

Los trabajos conducentes a la realización del estudio hidrogeológico del Maresme se desarrollaron durante los años 1984 y 1985, y a estas fechas corresponden todos los datos manejados en el mismo.

CARACTERISTICAS GEOLOGICAS GENERALES

El Maresme se sitúa geológicamente en el sector central del sistema costero catalán. Su naturaleza es relativamente simple, conforme con la estructura local de la cordillera: Un basamento granodiorítico, muy alterado en superficie, sirve de soporte a retazos dispersos de materiales paleozoicos, los cuales sólo adquieren un cierto desarrollo en el macizo del Montnegre, en el sector septentrional. Sobre ellos se disponen los depósitos cuaternarios, de tipo aluvial y coluvial en los valles interiores, e indentando con materiales marinos en las estrechas llanuras costeras que localmente se han desarrollado. Los únicos depósitos neógenos conocidos son marginales a la zona.

El basamento cristalino está constituido por granitoides, con predominio de granodioritas y tonalitas, acompañados por un numeroso cortejo filoniano, principalmente de tipo porfídico, dispuesto según diques rectilíneos de hasta unos pocos kilómetros de longitud, según las direcciones predominantes de la fracturación catalánide. Los materiales paleozoicos, encajantes de la intrusión de granitoides en este sector de la sierra Litoral, han sido prácticamente desmantelados por la erosión. El único afloramiento con una cierta entidad es el del Motnegre, con una serie muy tectonizada y diferencialmente metamorfizada, que abarca desde el Cambro-Ordovícico al Carbonífero, en la que predominan los materiales pizarrosos. Con un carácter puramente testimonial, el triásico constituye un único y reducido afloramiento en Montgat.

La profunda capa de alteración que afecta superficialmente a las granodioritas es general en

todos sus afloramientos. Su espesor medio es de unos 20 m., habiéndose superado los 50 m. en sondeos geoeléctricos y en algunas perforaciones. Con frecuencia resulta difícil establecer un límite entre esta formación autóctona y los depósitos cuaternarios transportados. Entre ambas formaciones se han detectado espesores superiores a los 60 metros.

La falta de una cobertera mesozoica y paleógena en este sector de la sierra Litoral simplifica los rasgos estructurales observables. Se reducen a las deformaciones hercínicas que afecta al Paleozoico (Montnegre) y a la tectónica distensiva alpina, que ha modelado la actual morfoestructura del macizo. En ningún caso tienen excesivo interés de cara a las finalidades de este estudio, a pesar de que, en algunos casos, las deformaciones tardialpinas pueden haber afectado al Cuaternario.

EL ACUIFERO CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios están constituidos principalmente por arenas graníticas, que engloban un porcentaje muy variable de arcillas originando desde horizontes prácticamente arcillosos hasta las arenas de playa que se encuentran en las llanuras costeras, indentando con limos y fangos de tipo marisma. La disposición de estos materiales es muy compleja, y su diferenciación, al margen de la distribución entre los continentales y los de influencia marina, es puramente morfológica y difícil de establecer, debido a las deformaciones antrópicas a que la zona ha sido sometida.

En el Cuaternario se diferencian diversos ciclos sedimentarios separados por niveles erosivos que se reflejan en escarpes morfológicos, visibles o deducibles en numerosos puntos, y en los procesos de encostramiento que se intercalan en los sedimentos y que llegan a afectar al propio nivel de alteración del granito. Se definen, por lo menos, dos escarpes; el más antiguo de los cuales llega a afectar al propio basamento, observándose con claridad en las zonas donde la llanura costera está más desarrollada, constituyendo el límite interior de la misma. Unas veces se observa con claridad (área del Tordera) y otras está terraplenado por la sedimentación posterior (área Premiá-Llavaneres). El escarpe más

moderno afecta a materiales cuaternarios y permite diferenciar un Cuaternario antiguo de la llanura litoral actual, aunque a menudo está solapado por el avance de los conos de deyección.

La relación entre los sedimentos continentales y los marinos parecen ser de superposición. Los depósitos marinos se desarrollarían en las áreas costeras después de algún ciclo erosivo, y sobre ellos se depositarían los continentales, bien en forma de depósitos de avenidas en las áreas deltáicas, bien a través del avance de los conos de deyección.

Los espesores de las formaciones cuaternarias son muy variables. En las áreas interiores (valles aluviales) generalmente no superan los 30 m., oscilando entre los 10-20 m., como valores más frecuentes. En las llanuras costeras, con el basamento situado por debajo del nivel del mar, la información disponible es escasa, limitándose prácticamente a los cinco piezómetros construidos por el IGME en el delta de la Riera d'Argentona y áreas colindantes.

SONDEOS DE RECONOCIMIENTO (IGME, 1986)

Los sondeos han permitido verificar la existencia de un relleno Plio-Cuaternario con más de 100 m. de espesor, dispuesto sobre un basamento granítico muy alterado y difícil de establecer, dado que el ripio de perforación del granito alterado es similar al de las arenas graníticas. Han probado además la existencia del escarpe morfológico que afecta al borde del macizo cristalino, adyacente a la plataforma costera.

En el eje de la riera d'Argentona el basamento se cortó a 129 m. de profundidad a 1 Km. de la costa (junto al puente de la autopista), y a sólo 31 m. a 1,5 Km. (junto al camino del Mig). El sondeo realizado entre Premiá y Vilasar de Mar, a unos 600 m. de la costa, cortó el zócalo a 101 m., mientras que las dos perforaciones restantes no lo alcanzaron.

Las columnas geológicas obtenidas ponen de manifiesto la existencia de un relleno detrítico muy heterométrico, formado por arenas graníticas con matriz limo-arcillosa y cantos dispersos que evolucionan desde las arenas limpias

hasta niveles de arcillas plásticas, con una distribución muy irregular. En general, los granos y cantos son angulosos, con elementos que presentan un redondeamiento diferencial. Estos predominan en los niveles de arenas limpias con fragmentos de conchas, típicos de depósitos de playa. La cementación tiene también un carácter diferencial, aunque es difícil de precisar en unas columnas basadas en los ripios de rotación. Llegan a formar pequeños niveles de arenisca, microconglomerados y margas.

A nivel general se diferencia un horizonte basal con predominio arcilloso, de carácter muy orgánico en el área deltaica de la riera d'Argentona (limos arcillosos negros). Sobre el mismo se dispone una serie más arenosa, particularmente limpia en la vertical de la citada riera. El nivel basal se cortó a 74 m. en el sondeo de Premiá, entre 53 y 66 m. en el área deltaica y a los 72 m. junto a la riera de Valldeix, al nordeste de Mataró. Todos estos datos se resumen en la figura 2.

USO DEL AGUA

El abastecimiento de agua para los diferentes servicios de la comarca se realizó con aguas subterráneas propias hasta finales de la década de los 60, en que entró en funcionamiento el transvase del Ter para abastecimiento urbano en el sector meridional de la misma. Por su parte, la importación de aguas subterráneas del delta del Tordera se inicia en 1975, para abastecer los municipios del sector septentrional del Maresme. Finalmente, y dentro de estas obras de transvase, cabe también considerar el Acueducto de Dosrius, obra del último tercio del pasado siglo, que aprovecha las aguas subterráneas del aluvial de la riera del mismo nombre. Sirve unos pocos municipios del Maresme Sur y exporta a Barcelona el resto de su producción, completada parcialmente con agua del Ter. El volumen total de agua servida en 1984 totalizó 64 hm³.

De ellos, aproximadamente 29 hm³ se destinaron a abastecimiento urbano, y procedían del transvase del Ter (15 hm³), de las extracciones de aguas subterráneas locales (9 hm³) y del transvase del Tordera (5 hm³).

El abastecimiento para riegos sigue realizándose de forma prácticamente exclusiva, median-

te aguas subterráneas locales. Sólo algunas instalaciones muy tecnificadas usan aguas de importación, sin que, en su conjunto, representen una demanda significativa. Se ha calculado en 27 hm³ el volumen anual de agua necesario para el riego de las 2.700 Ha existentes en la comarca.

El abastecimiento industrial está integrado en parte en los abastecimientos urbanos, debido a la necesidad de disponer de aguas de importación, tanto por la escasez de recursos como por la mejor calidad de las mismas. Existe, sin embargo, un elevado grado de autoabastecimiento que resulta imposible de cuantificar con precisión sin un inventario exhaustivo de todas las industrias existentes. Estimaciones aproximadas realizadas con fines puramente indicativos dan como resultado un mínimo de 8 hm³/a de aguas subterráneas utilizadas por la industria, de los cuales casi 5 hm³ corresponderían a Mataró.

El 77 por 100 del agua servida se consume (50 hm³/a), y ello es debido, principalmente, a los vertidos al mar de la práctica totalidad de las aguas residuales que se generan en la comarca (26 hm³/a), unido a los importantes volúmenes de aguas destinados a riego, con un consumo por evapotranspiración de 19 hm³/a.

CARACTERISTICAS DE LOS ACUIFEROS

En el Maresme se diferencia un único acuífero, de carácter freático, constituido por los depósitos cuaternarios y la capa de alteración que afecta superficialmente al granito, soportados por el basamento granítico inalterado (localmente paleozoico), que actúa de base impermeable. Sin embargo, las irregularidades del basamento compartimentan el acuífero en módulos más o menos aislados que suelen coincidir con las pequeñas cuencas torrenciales allí desarrolladas. La disposición general de estos acuíferos es en forma aluvial, y permanecen completamente aislados entre sí cuando los umbrales graníticos que los separan llegan hasta la costa. Confluyen, en cambio, en un acuífero costero único en las zonas en que se han desarrollado las estrechas llanuras litorales.

Las características geológicas de estos acuíferos no se conocen con precisión, en especial en lo referente a su variabilidad litológica y es-

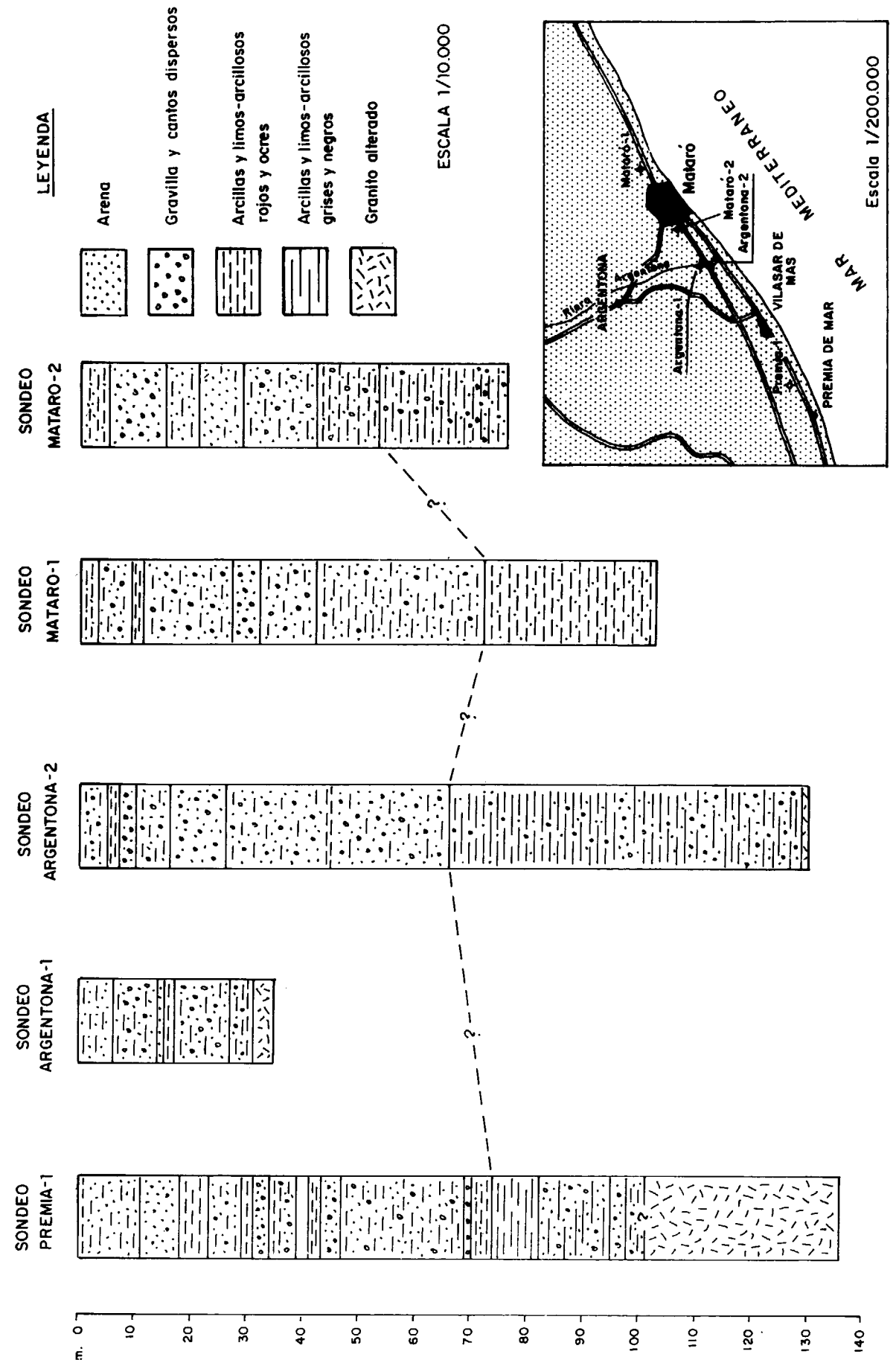


Figura 2.—Columnas geológicas esquemáticas de los piezómetros realizados en el Delta de la Riera d'Argentona y áreas adyacentes.

pesores, principalmente a nivel de las llanuras costeras. Por otro lado, la impermeabilidad del basamento no debe considerarse en términos absolutos. Existen, lógicamente, zonas fracturadas y diques diferencialmente alterados, que pueden constituir acuíferos profundos de índole local, aunque, por su carácter aleatorio, no se han tomado en consideración. Tampoco se han considerado los acuíferos termales desarrollados a favor de las grandes fallas que afectan al basamento cristalino (caso de Caldes d'Estrac), por considerarlo un tema ajeno a la finalidad del presente estudio.

La piezometría (fig. 3) pone de manifiesto la escorrentía general del acuífero hacia el mar, según un flujo prácticamente normal a la costa, impuesto por la propia disposición del basamento impermeable: En las llanuras costeras, donde el basamento se sitúa por debajo del nivel del mar, la superficie piezométrica se presenta muy deprimida (normalmente no se superan los 0 m.), mostrando grandes surcos producidos por bombeo, que alcanzan cotas de hasta -6 m. Al llegar al pie del escarpe granítico, las cotas ascienden rápidamente, adaptándose perfectamente a la topografía. Esta última situación se repite desde la línea de costa cuando falta la llanura costera.

Los gradientes hidráulicos que resultan son nulos, o incluso negativos, en las llanuras costeras, pero muy acentuados hacia el interior, oscilando entre el 0,012 de la Vallalta y el 0,083 de la riera de Cirera en Mataró. Los valores mínimos se obtienen, lógicamente, en los grandes valles aluviales, aumentando rápidamente en los restantes perfiles considerados.

No se dispone de datos estacionales para analizar la evolución piezométrica a lo largo del año, aunque observaciones puntuales permiten pensar en oscilaciones muy pronunciadas, especialmente en las proximidades de las rieras. En épocas de lluvias, la recuperación piezométrica puede alcanzar incluso niveles de rebose; sin embargo, las altas transmisividades y los fuertes gradientes provocan la rápida descarga de los acuíferos.

Desde el punto de vista histórico, las isopiezas de septiembre de 1978 en el sector Masnou-Llavaneres (COROMINAS, 1978), comparadas con las actuales (en condiciones post-estivales similares), no permiten observar grandes cambios.

Coinciden incluso los grandes surcos producidos por la explotación en la llanura costera. Se observa quizá una depresión general más pronunciada en la actualidad, que podría responder simplemente a unas condiciones de estiaje más extremadas. Es particularmente notoria la depresión observada en el sector de la riera de Llavaneres.

La captación de aguas subterráneas se realiza habitualmente mediante pozos excavados (1 a 2 metros de diámetro) y poco profundos (en general, menos de 30 metros, y raramente superan los 50 m.), muy poco penetrantes en las áreas litorales con elevado riesgo de intrusión. Existe, además, una intrincada red de galerías, de construcción antigua, que en la actualidad resultan poco productivas por las deficiencias de su costoso mantenimiento. En conjunto, pueden superar las 2.000 puntos en toda la zona.

De los descensos específicos observados en los pozos, se deducen transmisividades que oscilan entre los 20 m²/d. en granito alterado y 2.000 m²/d. en arenas gruesas y limpias, variando principalmente en función del porcentaje de arcillas contenidas en las arenas graníticas. Los valores más frecuentes quedan comprendidos entre los 100-200 m²/d. Las permeabilidades que corresponden a estos valores son del orden de 1 m/d. en el granito alterado, y de 10-20 m/d. en las arenas gruesas y limpias. Los caudales de explotación de los pozos oscilan entre los 5 y los 60 m³/h., estos últimos obtenidos en la riera d'Argentona y en el área del Tordera; los más frecuentes varían entre 10 y 20 m³/h. Todos estos valores deben tomarse, sin embargo, con las debidas precauciones, debido a las especiales características de los pozos de la zona (gran diámetro, penetración parcial, presencia de galerías, etc.).

FUNCIONAMIENTO HIDRAULICO Y APROXIMACION AL BALANCE

El funcionamiento hidráulico del Maresme es relativamente sencillo: El granito alterado y los depósitos cuaternarios constituyen un acuífero libre, dispuesto sobre el zócalo cristalino-metamórfico impermeable. El acuífero se recarga por las precipitaciones sobre la cuenca y descarga naturalmente al mar o, de forma artificial, a tra-

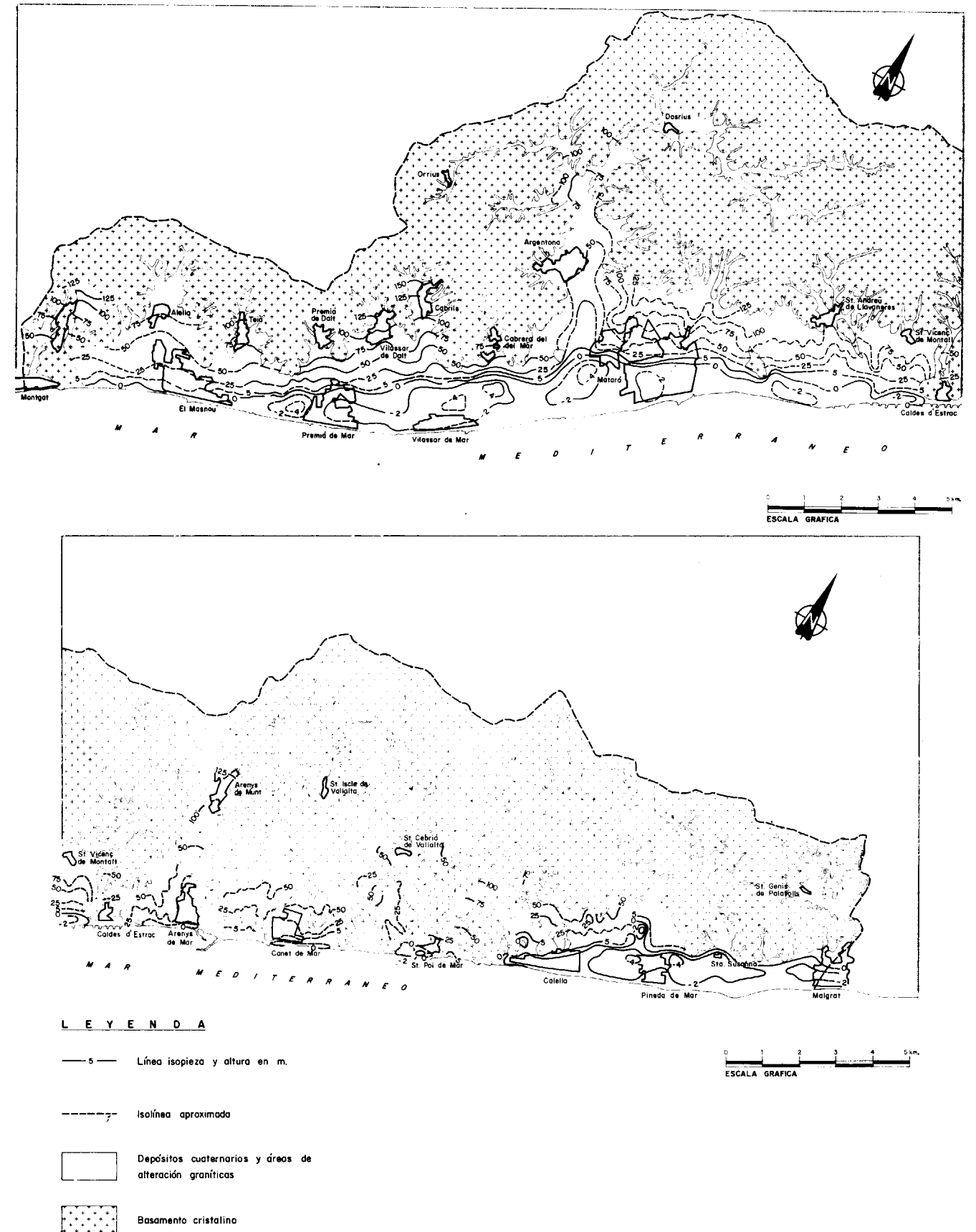


Figura 3.—Isopiezas.

vés de las numerosas captaciones existentes. La presencia de costras y niveles arcillosos alternando con los materiales arenosos puede complicar localmente la naturaleza del acuífero, dando lugar a un acuífero multicapa, con horizontes más o menos confinados.

En su conjunto, la comarca puede considerarse como una macrounidad hidrogeológica prácticamente aislada de su entorno. Los límites hidrográficos constituidos por los umbrales graníticos y paleozoicos constituyen también las divisorias subterráneas, hecho que se mantiene a nivel de las pequeñas cuencas superficiales allí definidas, de manera que cada una de ellas se constituye en una pequeña unidad perfectamente aislada. Sólo a nivel de las estrechas plataformas costeras se produce comunicación entre ellas.

En un primer balance orientativo, puede establecerse que los 300 Km² que constituyen la superficie del subsistema reciben en un año medio 194 hm³ procedentes de las precipitaciones. De ellos, 140 hm³ se evapotranspiran y constituyen en una pequeña parte la escorrentía directa al mar. Los 54 restantes se infiltran en los acuíferos, constituyendo su principal fuente de alimentación. Estos tres valores, precipitación, evapotranspiración e infiltración, se reducen a 135/101/34 hm³ los años secos, y aumentan a 315/177/138 hm³ los años húmedos, respectivamente.

La evaluación de la infiltración de las lluvias es problemática, debido a la escasa información disponible, estableciéndose entre un 25 y un 30 por 100 de las precipitaciones. La recarga de los acuíferos se complementa con la infiltración de los excedentes de riego (30 por 100 de las dotaciones) y con las pérdidas en las redes de distribución urbanas (19 por 100 del agua servida). La infiltración de aguas residuales es poco significativa, debido a que la mayor parte de los vertidos se realizan al mar.

De esta forma, la recarga de los acuíferos en un año medio puede establecerse en 68,5 hm³, de los cuales 54, proceden de la infiltración de las lluvias, y el resto a los excedentes de riego (8 hm³), a las pérdidas en las distribuciones urbanas (5,5 hm³) y a la infiltración de vertidos (1 hm³). La descarga se efectúa directamente al mar

(24 hm³) y principalmente a través de las numerosas captaciones existentes (45 hm³). En los años secos, la recarga se reduce notablemente (48 hm³), y aún sin considerar un aumento de las extracciones durante estos períodos, el flujo al mar queda reducido a niveles ínfimos (3,5 hm³).

La totalidad del agua subterránea extraída se usa dentro de la comarca, si se exceptúan 0,7 hm³/a., exportados a Barcelona por el Acueducto de Dosrius. Constituyen la única fuente local de abastecimiento y se destinan principalmente a riegos y, en menor proporción, a usos urbanos e industriales, con una distribución que ya se ha indicado al establecer el uso del agua.

Los recursos potenciales pueden equipararse con la recarga anual de los acuíferos (68,5 hm³) en los años medios, aunque, si se restan las salidas al mar, quedan unos recursos disponibles equiparables a las extracciones actuales de agua: 44,5 hm³/a. Esta cifra queda condicionada y limitada por la recarga de los acuíferos en los años secos, durante los cuales, y para las fuertes extracciones de aguas subterráneas de la zona, el flujo al mar se reduce a niveles mínimos, imprescindibles para evitar la completa salinización de las llanuras costeras. Por otro lado, la incapacidad del acuífero para almacenar los excedentes generados en los años lluviosos, debido a la rapidez con que se produce su descarga al mar, anula prácticamente su capacidad de regulación interanual, reduciendo sus recursos efectivos a los disponibles en años secos.

CALIDAD DEL AGUA Y CONTAMINACION

La calidad química de las aguas del Maresme es generalmente mala. Se caracteriza por su elevada dureza y altos contenidos en NO₃⁻, acompañados con frecuencia por una fuerte salinización, debida tanto a la contaminación por el abonado intensivo de las extensas áreas de regadío allí existentes, como a la intrusión marina en los sectores litorales. Se rebasan con excesiva frecuencia los índices de tolerancia en lo que a potabilidad química se refiere, resultando incluso aguas de mala calidad para usos agrícolas.

Las facies hidroquímicas presentes son muy variables, formando un amplísimo espectro en el que destacan algunos tipos que pueden conside-

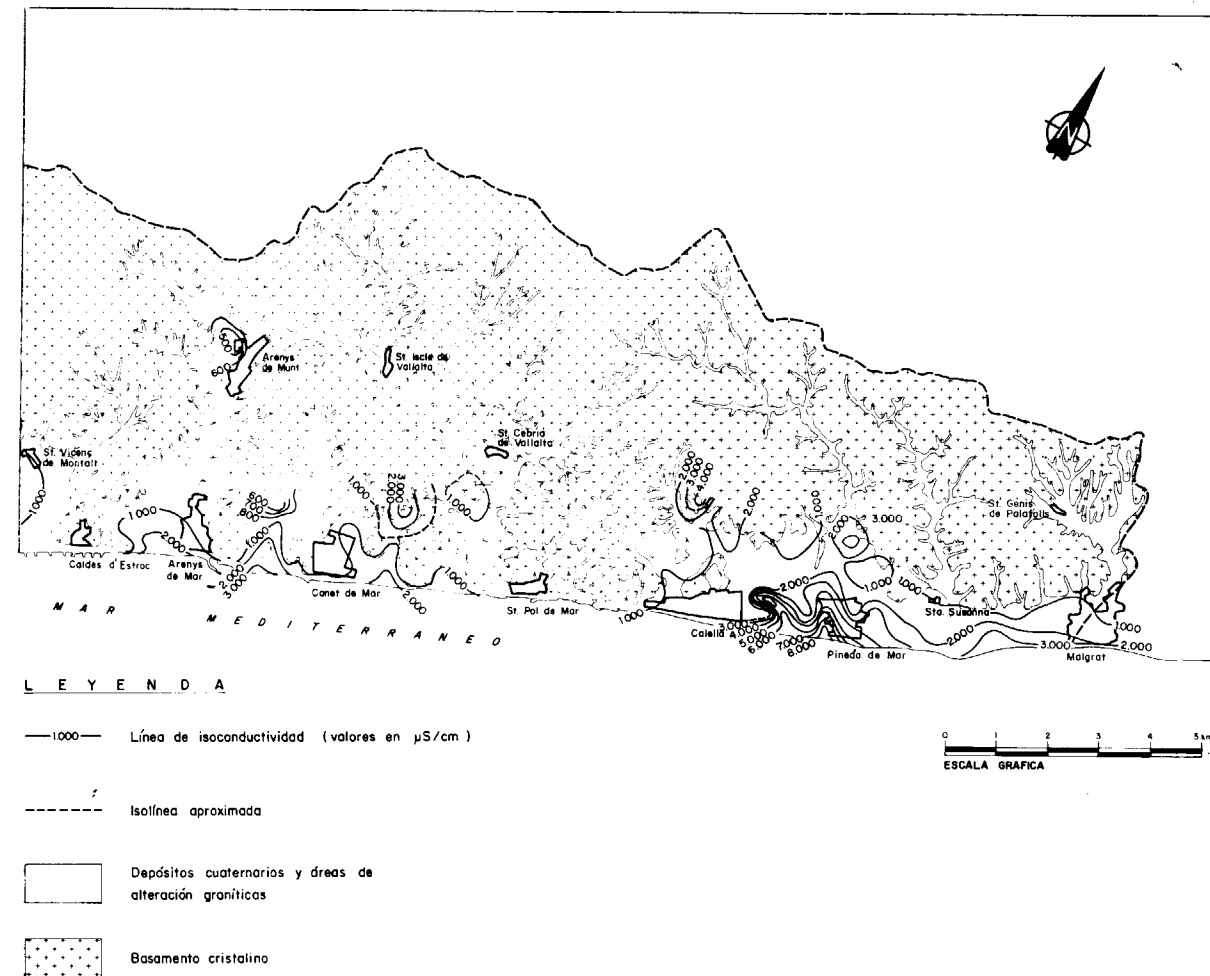
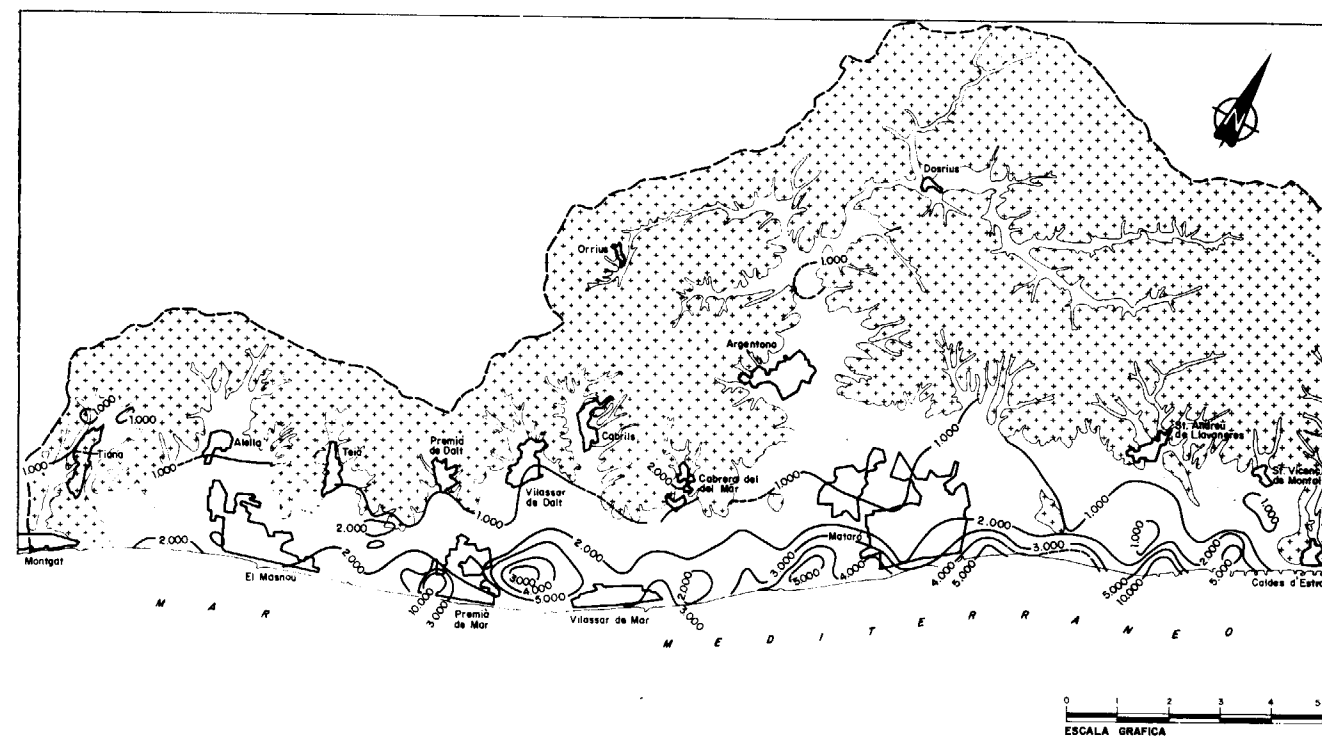


Figura 4.—Isoconductividades.

rarse raros en el contexto de las aguas naturales. Hay predominio de las aguas bicarbonatadas cálcicas, indentando con una amplísima gama de tipo clorurado, sulfatado y nitratado cálcico-magnésico, en cuyo extremo se sitúan las cloruradas sódicas de influencia marina.

Los pH son ligeramente alcalinos (entre 7 y 8) y las mineralizaciones relativamente altas (600-2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}.$), con abundancia de aguas salobres e incluso salinas (se superan los 20.000 $\mu\text{S}/\text{cm}.$). Las durezas son muy elevadas (casi siempre, superiores a 300 ppm CO_3Ca , hasta un máximo de 2.800 ppm.). Los contenidos en NO_3^- superan muy a menudo los 50 ppm., con máximos de hasta 600 ppm.

Aguas con una calidad relativamente aceptable sólo se encuentran en las cabeceras de los barrancos o en áreas con cultivos escasos. Su mineralización no es muy elevada (del orden de 500 $\mu\text{S}/\text{cm}.$), pero su dureza es ya muy alta (300-400 ppm. CO_3Ca). Su evolución hacia facies más complejas y salinas es siempre por efecto de la contaminación. Al aproximarse a áreas de cultivos, el lixiviado del abonado por los excedentes de riego produce una rápida salinización del agua, con aumento de los Cl^- , SO_4^- y NO_3^- , compensado por la disolución de Ca^{++} . Es también frecuente un exceso remanente de K^+ . Finalmente, hacia las áreas costeras se superpone la intrusión marina, generando facies todavía más salinas, con contenidos elevados en Cl^- , Na^+ , Mg^{++} y K^+ especialmente. Puede darse el caso de otros factores contaminantes, aunque sus efectos tienen un carácter mucho más local (vertidos urbanos e industriales).

Las áreas más contaminadas son lógicamente las llanuras costeras de Masnou a Llanereres y de Calella a Malgrat. El sector Caldetes. St. Pol es, por el contrario, el que mejor calidad refleja. A menudo resulta difícil discernir entre la contaminación por abonos y la intrusión marina, debido a la analogía de sus efectos y a su superposición. Los primeros suelen ser responsables del aumento de la salinidad en las áreas interiores, a menudo inaccesibles a la intrusión, pudiendo incluir los bordes internos de las plataformas costeras, hasta valores de 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}.$ y 400-500 ppm. Cl^- , por encima de los cuales suele ser incuestionable la intrusión.

En las llanuras costeras (figs. 4 y 5), las isolí-

neas de 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}.$ -500 ppm. Cl^- delimitan grandes áreas afectadas por la intrusión. Entre Masnou y Llanereres son numerosos los sectores que superan los 3.000-6.000 $\mu\text{S}/\text{cm}.$ y 800-1.500 ppm. Cl^- , con dos máximos en Premiá (19.710 $\mu\text{S}/\text{cm}.$ -7.100 ppm. Cl^-) y Llanereres (20.000 $\mu\text{S}/\text{cm}.$ -9.940 ppm. Cl^-). La llanura de Calella a Malgrat está menos salinizada en términos generales, aunque, de forma local, en el entorno de Pineda hay una afección muy fuerte, producida por los pozos de abastecimiento de esta localidad (hasta 8.500 $\mu\text{S}/\text{cm}.$ y 3.000 ppm. Cl^-). Valores muy diversos se reflejan de forma puntual en el litoral de las restantes zonas, donde la rápida elevación del basamento evita la penetración excesiva de la intrusión.

La máxima contaminación por NO_3^- (fig. 6) corresponde a la llanura Masnou-Llanereres, situada casi completamente por encima de los 100 ppm.; los 300 ppm. se superan de forma casi continua entre Premiá y la riera de Llanereres, encerrando amplias áreas comprendidas entre los 400-600 ppm. (621 ppm. es el máximo registrado). Entre Calella y Malgrat también se superan los 100 ppm. de forma general, aunque los 300 ppm. sólo se rebasan puntualmente (máximo detectado de 391 ppm.). En las restantes zonas, especialmente en las áreas interiores, los contenidos disminuyen rápidamente, pero no por ello dejan de ser frecuentes los puntos que superan los 100 ppm., aunque ya de una forma local y discontinua.

En cuanto a la evolución histórica de la contaminación, datos disponibles del sector meridional del Maresme (COROMINAS, 1978, y COROMINAS-CUSTODIO, 1981) parecen indicativos de una cierta estabilización en el tiempo. La evolución de la salinidad no es uniforme y no pueden establecerse tendencias generales válidas para toda la zona considerada. Existen grandes áreas estacionarias y otras con variaciones de signo contrario, siendo lógicamente las áreas litorales las más variables. En cambio, sí que se observa un cierto aumento general en la contaminación por nitratos, que justifican en algunos casos aumentos de la salinidad, que no son directamente atribuibles a la intrusión. De todas formas, no puede precisarse si este aumento es real o bien temporal, debido al acusado estiaje que ha afectado toda la zona.

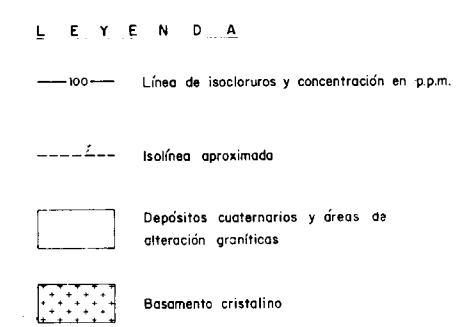
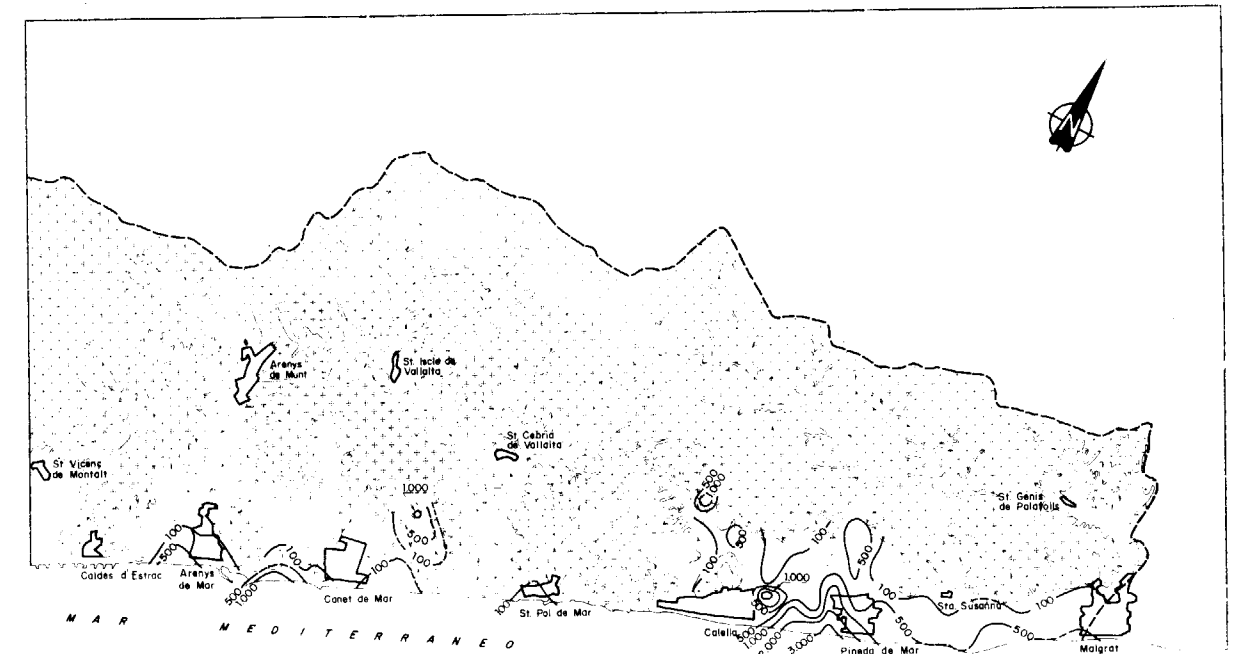
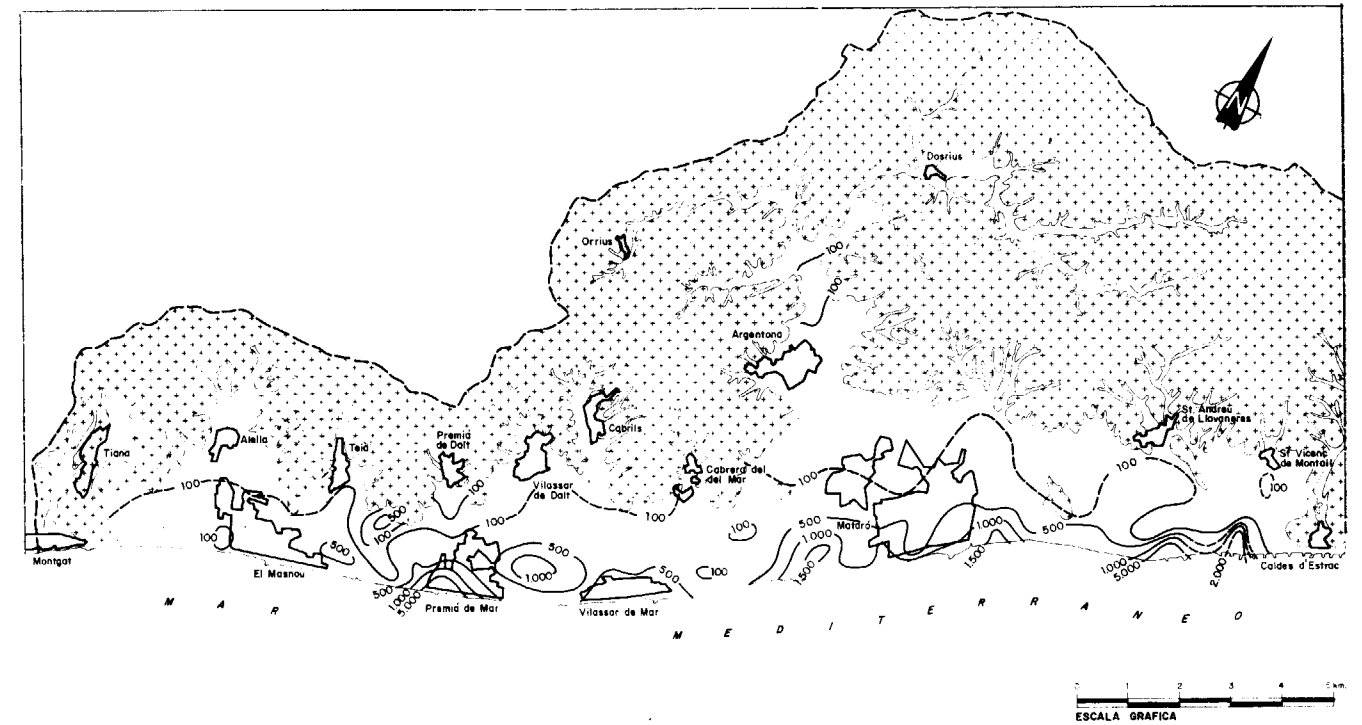


Figura 5.—Isocloruros.

FOCOS DE CONTAMINACION

Los vertidos urbanos e industriales, que tradicionalmente venían constituyendo un problema grave de contaminación en la comarca, no crean en el momento actual afecciones excesivamente graves.

Las aguas residuales, especialmente problemáticas en todas las localidades alejadas de la costa, por su infiltración en los acuíferos, se han canalizado en su mayor parte para su vertido al mar, después de un tratamiento adecuado. En este sentido, sólo queda por solucionar la depuración en el sector central de la comarca (Caldes-St. Pol). Los únicos vertidos que siguen efectuándose a las rieras corresponden a las pequeñas localidades del interior, o a algunas urbanizaciones dispersas, las cuales pueden plantear problemas de índole local. En 1984 representaron 26 hm³.

Los residuos sólidos (9.300 tn/año) son los únicos que todavía plantean problemas más o menos importantes. En el Maresme meridional (hasta Arenys), el problema se ha resuelto parcialmente con la planta incineradora de Mataró, que recibe 65.000 tn/a. Sin embargo, plantea problemas de contaminación atmosférica y de evacuación de los restos de incineración, que siguen destinándose al antiguo vertedero comarcal de Mataró (18.000 tn/a.). En el resto de la comarca, siguen funcionando todos los vertederos municipales, con un control muy deficiente.

En cualquier caso, los principales problemas que afectan a las aguas subterráneas son los asociados con la contaminación agrícola y la intrusión marina, cuyos efectos y situación actual ya se han reflejado en las conclusiones de calidad.

Cabe considerar, sin embargo, que la potencial contaminación agrícola se ha tratado sólo de forma parcial, incidiendo únicamente en los problemas más evidentes que crea el abonado. No se han tenido en cuenta otras posibles consecuencias del propio abonado (anomalías de nitritos, amoniacos o fosfatos), ni la repercusión del intensivo tratamiento fitosanitario y herbicida a que se someten todos los cultivos.

ZONAS FAVORABLES

A pesar del carácter preliminar de los datos

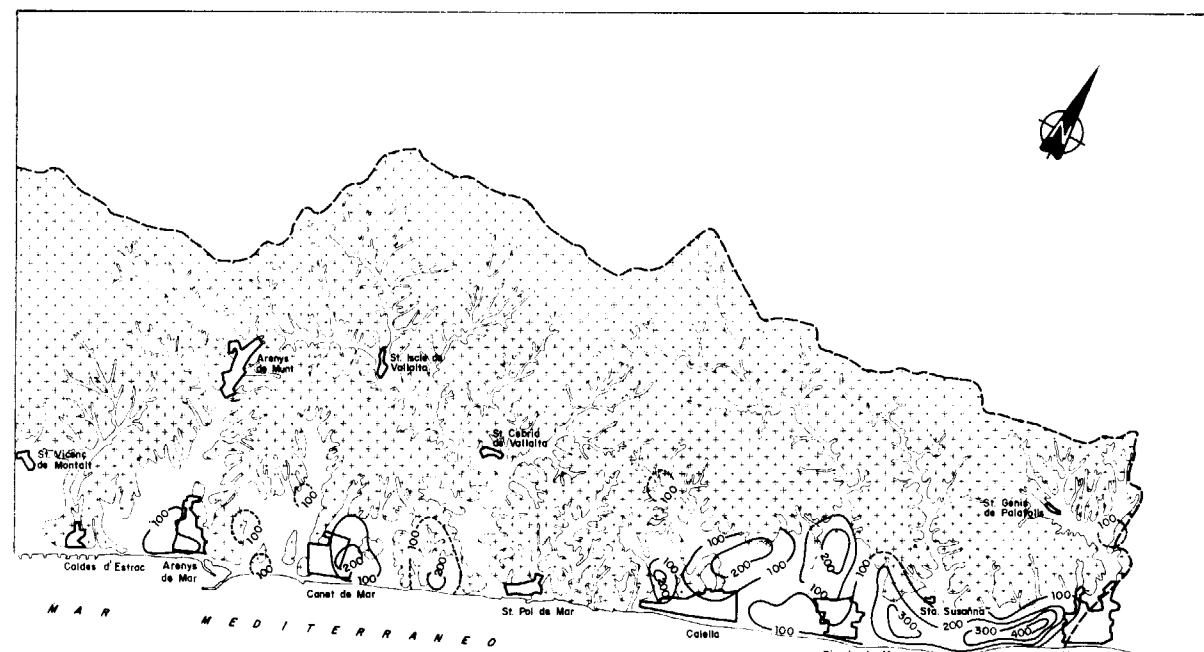
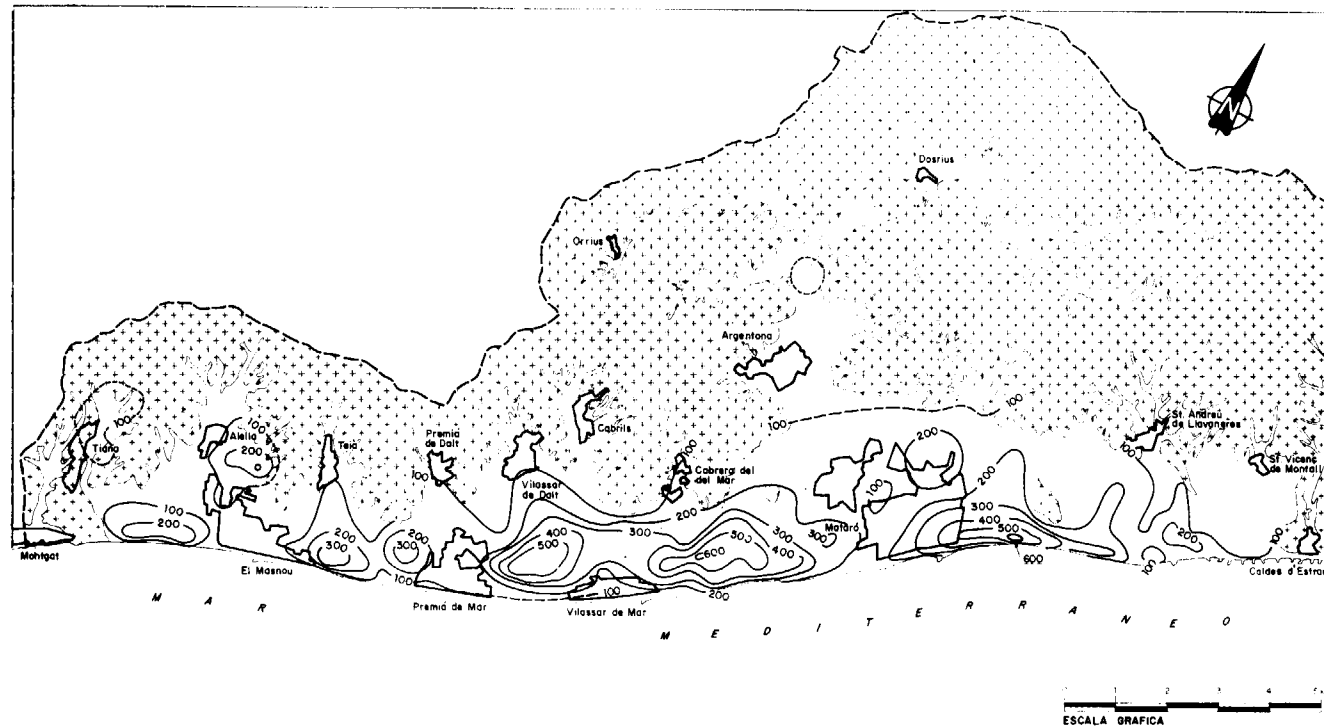
hídricos disponibles, al superponerlos con la información de calidad del agua, resulta prácticamente imposible establecer zonas favorables a nivel comarcal. Las áreas de buena calidad resultan pobres de recursos en estiaje y las áreas con recursos potenciales están muy contaminadas, bien por el abonado, bien por la intrusión. Además y en general, cuando los acuíferos no se encuentran sobreexplotados, están justo en el límite de sus posibilidades, en equilibrios muy delicados con su entorno. Las únicas orientaciones factibles en el sentido de definir áreas favorables, lo son con un carácter muy local, y aún sin grandes perspectivas de futuro.

Justificando en cierta forma la gravedad de la anterior afirmación, cabe precisar que las únicas áreas favorables en cuanto a calidad corresponden a los valles interiores, en los que el basamento impermeable, y, lógicamente, la piezometría se sitúan por encima del nivel del mar. Presentan, sin embargo, el incuestionable problema de la escasez de recursos, principalmente en estiaje. Se podría insistir quizás en el estudio de los aluviales de la zona Arenys-Vallalta, que son los menos contaminados de la zona (rieras D'Arenys, Canet, Vallalta, etc.). La riera d'Argentona, aunque excedentaria en su área interior, cumple una importante función de equilibrio en su área deltaica, donde se reabsorben sus excedentes.

Por otro lado, las áreas favorables en recursos potenciales se limitan a las llanuras costeras, aunque sometidas al hecho o al riesgo de la intrusión marina. En estas áreas, la piezometría se sitúa prácticamente a nivel del mar (cota 0 m.) hasta el mismo borde del escarpe granítico o metamórfico que las limita, encerrando amplias depresiones en las que la intrusión alcanza índices relativamente elevados. Si a ellos se superpone la salinización por los excedentes de riego, no resulta prácticamente ningún sector favorable para el emplazamiento de nuevas captaciones, o incluso para reubicación de las existentes.

A pesar de que todavía quedan algunas áreas de calidad aceptable en el borde interior de las llanuras costeras (rieras de Teiá, Cabrils, Cabrera, Argentona, Mataró, Llaveneres, Calella y Sta. Susanna), la depresión freática existente no permite observarlas con excesivo optimismo.

Cabe también indicar que, a pesar de que estas observaciones se realizan desde la óptica de



- L E Y E N D A**
- 100— Línea de isonitratos y concentración en p.p.m.
 - Isolínea aproximada
 - Depósitos cuaternarios y áreas de alteración graníticas
 - Basamento cristalino

Figura 6.—Isonitratos.

un año particularmente desfavorable por su sequedad, la salinización de los acuíferos que se reflejan es sólo indicativa de sus valores mínimos, resultado de un autocontrol en las extracciones que se imponen los propios usuarios mediante la limitación de los caudales y tiempos de bombeo. Si las extracciones se fuerzan, las salinidades pueden dispararse hacia cotas verdaderamente alarmantes.

Cabe, finalmente, hacer una última observación sobre las plataformas costeras y, particularmente, en lo que a su naturaleza geológica se refiere. El relativamente bajo índice de intrusión en muchos sectores sometidos a fuertes descensos piezométricos por la cuantía de las extracciones, hace pensar en algún tipo de barrera que dificulta la penetración de la misma.

Podría tratarse simplemente de una disminución de la transmisividad en las áreas litorales, debido al aumento de los sedimentos finos, según un modelo observado en numerosas áreas deltaicas del litoral catalán, y que podría hacerse extensivo a las plataformas costeras del Maresme.

Ello no sólo explicaría la relativamente baja penetración de la intrusión en numerosos sectores, sino también el progresivo aumento de la salinidad producida por los excedentes de riego, difícil de asumir si no es en condiciones de un cierto «endorreísmo» de la esorrentia subterránea.

De ser este último planteamiento cierto, aunque sólo fuera a escala local, se abrirían nuevas perspectivas en las posibilidades hidrogeológicas de la comarca, ya que se podrían forzar las extracciones en algunas áreas sin riesgos graves de aumentar la intrusión, o se podrían plantear intentos eficaces de recarga. En cualquier caso, su verificación precisaría estudios detallados de elevado coste (geológicos, geofísicos, perforaciones, ensayos de bombeo con control químico, etc.).

Ante el problema planteado por la escasez de recursos, debería considerarse la posibilidad de reciclar las aguas residuales que se vierten al mar. Dado que la mayor parte de estas aguas son de origen urbano, y presumiblemente no presentan grandes índices de contaminación, dado también que, con la construcción de los grandes colectores litorales, ya está resuelto el problema de recogidas de los vertidos, se podría plantear quizás algún plan piloto para la utilización de estas aguas

para riego, después de un tratamiento adecuado. Es posible, incluso, que su calidad media resultara superior a la de algunas aguas subterráneas que en este momento se están utilizando, puesto que en su origen corresponden a aguas de importación de buena calidad.

Los excedentes de riego generados constituirían una recarga neta de los acuíferos y, junto con la disminución de las extracciones que el uso de estas aguas produciría, se obtendría un aumento neto de los recursos subterráneos disponibles de la zona.

BIBLIOGRAFIA

- ALMERA, J. (1891): *Mapa Geológico y Topográfico de la provincia de Barcelona. Región primera o de contornos de la capital.*
- ALMERA, J. (1895): *Nota sobre la presencia del Pliocénico Superior en San Juan de Vilosa.* Bol. Real Acad. Ciencias y Artes de Barcelona. V. L. núm. 19.
- ALONSO, A., y MEDIAVILLA, C. (1981): *Estudio de las aguas subterráneas en la franja costera comprendida entre Montgat y Premià.* Curso Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona.
- CLAVELL, E., y FERNÁNDEZ, G. (1968): *Estudio de la riera d'Argentona desde esta población al Mar.* Curso Internacional de Hidrología. Barcelona.
- COROMINAS, J. (1978-79): *Estudio hidrogeológico del Maresme.* Barcelona. Facultad de Geología de Barcelona. Inicio de Tesis de Doctorado.
- COROMINAS, J., y CUSTODIO, E. (1981): *Contaminación por nitratos e intrusión marina en el acuífero costero del Maresme (Barcelona).* Actas de las Jornadas sobre análisis y evolución de la contaminación de las aguas subterráneas en España. Barcelona.
- GALOFRE, A. (1969): *Estudio hidrogeológico de la cuenca de la riera d'Argentona.* Tesis de Licenciatura. Facultad de Geología de Barcelona.
- HERNANI, J., y ESTÉVEZ, F. (1973): *Balance hídrico de la zona Vilasar-Mataró.* Curso Internacional de Hidrología. Barcelona.
- MARQUES, G., y PARRANÇA, J. (1973): *Intrusión marina y contaminación de acuíferos en el Maresme. Zona Montgat-Vilassar.* Curso Internacional de Hidrología. Barcelona.
- NIÑEROLA, J. M. (1970): *Abastecimiento de agua a INQUIMA (Mataró-Barcelona).* Estudio Geofísico. GEOTECNIA, Geólogos Consultores. Informe técnico privado.
- RECÚLEZ, M. (1925): *Memoria sobre las instalaciones de la*

Sociedad General de Aguas Subterráneas de Barcelona. Tipografía Emporium, Barcelona.

RIBERA I FAIG, J. M. (1948): *Observaciones sobre el Cuaternario del Maresme.* Separata de Miscelanea Almera, I. Barcelona.

TERÁN, R., y TREVIÑO, J. (1981): *Estudio de aguas subterráneas en la franja costera comprendida entre Premià*

de Mar y Mataró. Curso Internacional de Hidrología. Barcelona.

TRILLA, J. (1969): *Generalidades de los acuíferos de la Cordillera Litoral Catalana en su vertiente mediterránea, sus problemas y las presas subterráneas como sistema de explotación.* Agua, enero-febrero de 1969, SEEIA, Barcelona.

Recibido: Diciembre de 1986.

GEOFISICA

Los sondeos electromagnéticos en el dominio de tiempos (SEDT). Aspectos más significativos y primeras experiencias en España

A. GRANDA SANZ (*), A. PEREZ TERENES (*) y J. L. PLATA TORRES (**)

RESUMEN

La idea básica de este trabajo es contribuir a la divulgación de un método geofísico que representa un avance sustancial en el ámbito de la prospección por resistividades.

Para ello se describen los fundamentos teóricos del método de los Sondeos Electromagnéticos de Dominio de Tiempos y la forma en que se realiza. También se detallan los parámetros que definen su aplicación práctica. Se analizan las diferencias con el método de SEV desde el planteamiento de que se trata de métodos utilizables en la resolución de objetivos similares. Como síntesis más destacables de esta comparación puede decirse que si bien en ciertos casos ambos métodos pueden tener un carácter complementario; existen situaciones donde la aplicación de los SEV roza o sobrepasa sus condiciones límites, mientras que el método de los SEDT puede emplearse con más fiabilidad. Al margen de las características técnicas del SEDT, que aportan una notable capacidad de penetración junto con focalización de la respuesta, la comparación de rendimientos con los SEV demuestra cómo para ciertas profundidades de investigación los SEDT son menos costosos.

En el aspecto práctico se incluyen diversos ejemplos de aplicaciones realizadas en España. Cada uno de ellos pone de manifiesto alguna de las características ventajosas que a nivel teórico se habían indicado anteriormente.

ABSTRACT

With this work we try to introduce the Time Domain E. M. Soundings from the basic idea that it represents a remarkable enhancement in the resistivity prospecting methods.

According to this, we describe the theoretical bases and the ways to carry on measurement. Pointing out the parameters who define its application, there is an analysis of the main differences between VES and SEDT. To the Spanish literature we propose the name SEDT because «Sondeo Electromagnético en Dominio de Tiempos» describes very well the nature of the method.

Compared with VES, the SEDT method has important advantages in some geological conditions where the former is very close to its limits of applicability. The most important advantages are: More penetration capability, more focalized response, less affected by lateral inhomogeneities, lower cost in many cases.

To demonstrate some of this points we present some examples coming from different applications carried out in Spain. They are the very first experiences in our country and in some ways demonstrate the interest of this new geophysical tool.

1. INTRODUCCION

Tradicionalmente el estudio de la distribución de materiales del subsuelo dentro de los rangos de profundidad que interesan a la mayoría de las aplicaciones hidrogeológicas y mineras se ha realizado en las últimas décadas mediante SEV.

La experiencia acumulada resulta enormemente

válida, de modo que hoy el método de SEV puede considerarse plenamente desarrollado y divulgado, independientemente del mejor o peor uso que pueda hacerse del mismo.

Con este trabajo no pretendemos analizar ni criticar el método de SEV. Nuestro principal objetivo es contribuir a divulgar una nueva modalidad prospectiva, la de los Sondeos Electromagnéticos en el Dominio de Tiempos (SEDT) que aplicada a la resolución de problemas similares

ofrece ventajas importantes en ciertos casos. En la literatura anglosajona es frecuente encontrar denominaciones tales como «Transient Soundings» o «Pulse EM Sounding» para este método. Cada cual puede traducirlas a su gusto aunque pensamos que la denominación que proponemos es correcta para expresar en castellano la naturaleza del método.

Entendemos que el mejor mensaje que podemos transmitir ha de tener un carácter práctico y por ello, aparte de una descripción somera del método, hemos seleccionado varios ejemplos de aplicaciones recientes realizadas por nosotros y que constituyen las primeras experiencias en España.

Cada uno de los ejemplos ofrece la posibilidad de valorar un aspecto diferente de modo que del conjunto de ellos pueda obtenerse una idea global respecto a las ventajas que el método de SEDT comporta.

Las referencias bibliográficas son reiterativas al señalar como características más relevantes de los SEDT las siguientes:

a) Gran focalización de la respuesta de modo que se minimizan los efectos laterales que distorsionan habitualmente las curvas de SEV. Básicamente la respuesta se limita al volumen rocoso contenido bajo el bucle y en su vertical. Ello permite una definición muy precisa de la presencia de discontinuidades laterales de resistividad en la sección geoelectrica.

b) Capacidad de penetración a través de pantallas de alta resistividad que constituyen un obstáculo insalvable para los SEV. En términos operativos la detección de un contacto bajo una pantalla resistiva puede ser inviable o exigir valores AB desproporcionadamente grandes. Mediante SEDT es factible el estudio de algunos centenares de metros de profundidad con bucles de pequeño tamaño (100×100 ó 200×200 m.).

c) La indeterminación que representan las situaciones de equivalencia en el método de SEV pueden resolverse con los SEDT ya que las condiciones de equivalencia para éstos obedecen a condicionantes teóricos diferentes a los de los SEV.

d) Facilidad operativa, ya que el tendido de bucles de 100×100 ó 200×200 m. siempre es más sencillo que la apertura de un dispositivo

lineal de 1 Km. o más. Ello se traduce en mayores rendimientos en campo y en consecuencia en menores costes.

Consideramos que los ejemplos que presentamos contribuyen a demostrar las anteriores afirmaciones y de cualquier modo transmiten la idea de innovación que el método de SEDT representa en el ámbito de la prospección geofísica. Es más que previsible que en los próximos años se produzca un incremento espectacular en el empleo del método. Porque somos conscientes de las limitaciones del SEV y porque confiamos en las posibilidades de los SEDT trataremos de contribuir a ello en la medida de lo posible.

2. DESCRIPCION DEL METODO DE LOS SEDT

En su forma más general, los fundamentos físicos del método de los SEDT se explican en los términos siguientes (fig. 1):

A través de un bucle conectado a un sistema transmisor y situado sobre la superficie del terreno se hace circular un pulso de corriente de intensidad constante que produce un campo magnético primario. Al cortar bruscamente esta corriente se provoca una variación del campo magnético y de acuerdo con la Ley de Faraday se inducen en el terreno unas corrientes de tipo difusivo que en un primer instante tienden a mantener el campo primario, generando un campo magnético secundario. Este campo secundario es variable con el tiempo e induce en el bucle receptor, situado sobre la superficie, un voltaje medible pese a su pequeña magnitud y rápido decrecimiento.

Como quiera que la magnitud y distribución de las corrientes de difusión dependen de la resistividad del subsuelo resulta que los voltajes medidos pueden aportar información al respecto a través del adecuado tratamiento e interpretación.

De forma simplista la figura 2 resume los trabajos de NABIGHIAN (1979) respecto a las variaciones de posición y amplitud del máximo de las corrientes de difusión. En cada instante puede idealizarse el anillo de corriente como una espira situada a profundidad creciente, al mismo

(*) CGS.
(**) IGME.

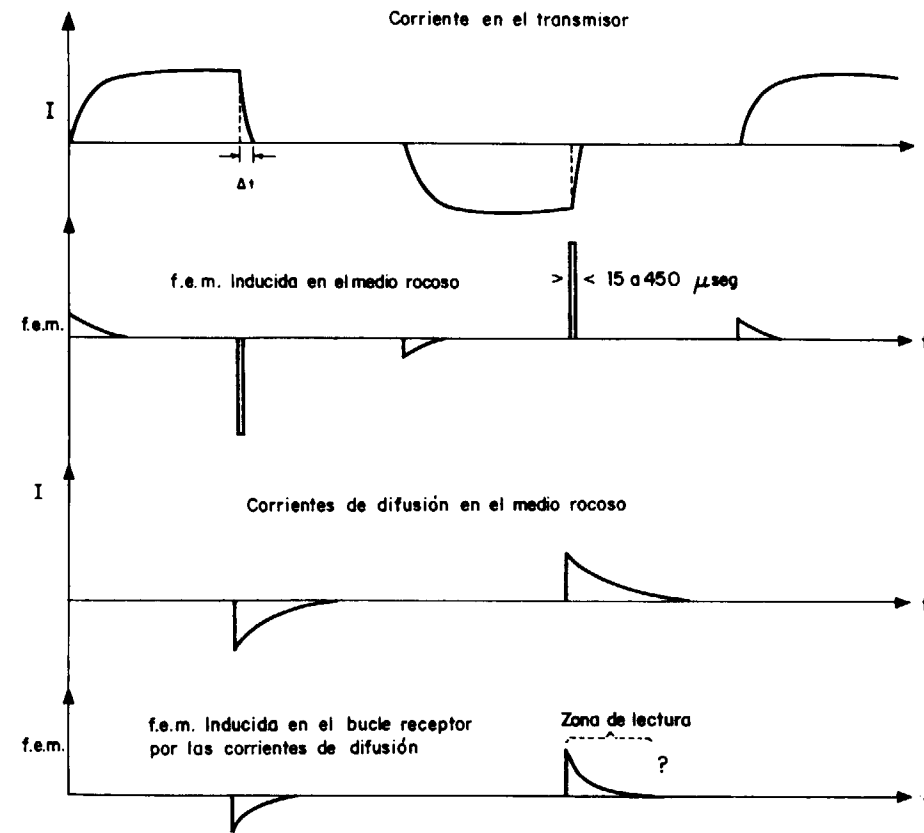


Figura 1.—Descripción del fundamento del método electromagnético de dominio de tiempos o de impulsos.

tiempo que se extiende hacia fuera del bucle emisor y disminuye de intensidad.

En términos operativos la ejecución de un SEDT consiste en medir el voltaje inducido en cada instante (transitorio) en la bobina receptora, por el campo magnético secundario, mientras éste se propaga por el subsuelo. Para ello se toman medidas en una serie de ventanas de tiempo inmediatamente a continuación del corte de corriente en el emisor y hasta la extinción del campo secundario.

Este proceso se repite abriendo y cerrando el circuito emisor varios centenares de veces. Las lecturas realizadas en el mismo instante de cada ciclo se someten a un tratamiento estadístico tendente a reducir o cuando menos conocer el nivel de ruido, instrumental o ambiental, que pueda afectarlas. En los equipos al uso este tratamiento se realiza en campo mediante microprocesadores incorporados al sistema.

De acuerdo con las ideas precedentes las lecturas obtenidas a tiempos crecientes son representativas de rangos crecientes de profundidad, lo que constituye una similitud con los SEV en lo que respecta a la relación penetración/separación entre electrodos de emisión.

El análisis de las curvas características de los transitorios obtenidos sobre un modelo geológico de capas planas en disposición horizontal pone de manifiesto algunos rasgos fundamentales a tener presente para la correcta comprensión del método de SEDT.

El tramo inicial de estas curvas, definido como «early stage», depende exclusivamente de la resistividad del nivel superficial donde se concentran las corrientes de difusión al cortar la corriente en el bucle emisor. A tiempos crecientes el máximo de intensidad se sitúa a mayor profundidad y el voltaje decae en función de $t^{-5/2}$. Esta zona (véase fig. 3) se define como «late

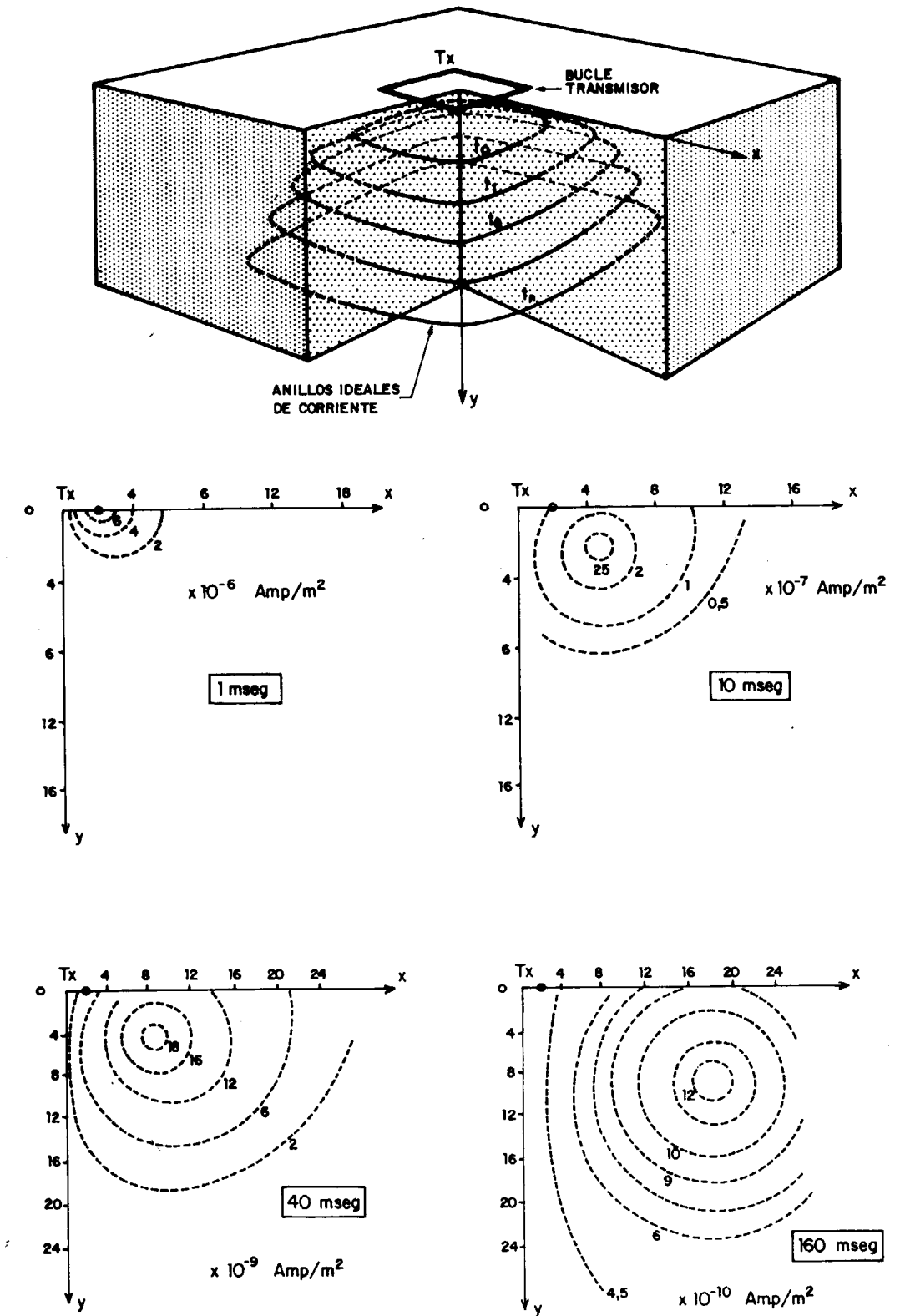


Figura 2.—Distribución teórica de las corrientes de difusión en el subsuelo (NABIGHIAN).

stage», y en ella las lecturas obtenidas para cada valor de t dependen principalmente de la resistividad de la capa más profunda involucrada: según $\rho^{-3/2}$.

Aunque las curvas de los transitorios reflejan en sí mismas los rasgos significativos relativos a la distribución de resistividades del subsuelo, es preciso efectuar su transformación a resistividad aparente en función de t , para hacer más visibles dichos cambios de resistividad. Se obtienen así, mediante cálculo, unas curvas $\rho_a=f(t)$ análogas a las de SEV, donde $\rho_a=f(AB)$. A modo de ejemplo presentamos en las figuras 4 y 5 el transitorio y la curva de resistividad aparente obtenida a partir del mismo. La fórmula utilizada para estos cálculos es del tipo $\rho_a=K \times b^{8/3} \times (V/I)^{-2/3} \times t^{6/3}$ válida para lecturas obtenidas en el «late stage». Para el cálculo de resistividades aparentes en el «early stage» existen otras expresiones (SPIES and RAICHE, 1980) sin interés para los objetivos generales de este trabajo.

En la fórmula anterior K es una constante característica del equipo de medida, b una función del tamaño del bucle emisor, (V/I) es el transitorio normalizado y t el tiempo de medida correspondiente.

Observando cualquier curva de SEDT como la de la figura 6 se aprecian determinados factores característicos del método. Estimamos adecuado llamar la atención sobre los siguientes:

a) El tramo inicial de la curva puede tener puntos «erróneos» que se apartan de la tendencia general de la misma. Corresponden a los primeros canales donde todavía no se ha alcanzado el «late stage» y, sin embargo, los cálculos de ρ_a se han realizado con la fórmula correspondiente al mismo.

b) La zona central (es práctica común repetir la toma de datos) presenta una notable superposición de valores, lo que es un factor de fiabilidad del método.

c) Los últimos canales pueden estar afectados por ruido, dado que la magnitud del transitorio en ellos es muy baja, especialmente cuando los niveles más profundos involucrados en las me-

Figura 3.—Diferenciación aproximada de las zonas «Early Stage» y «Late Stage».

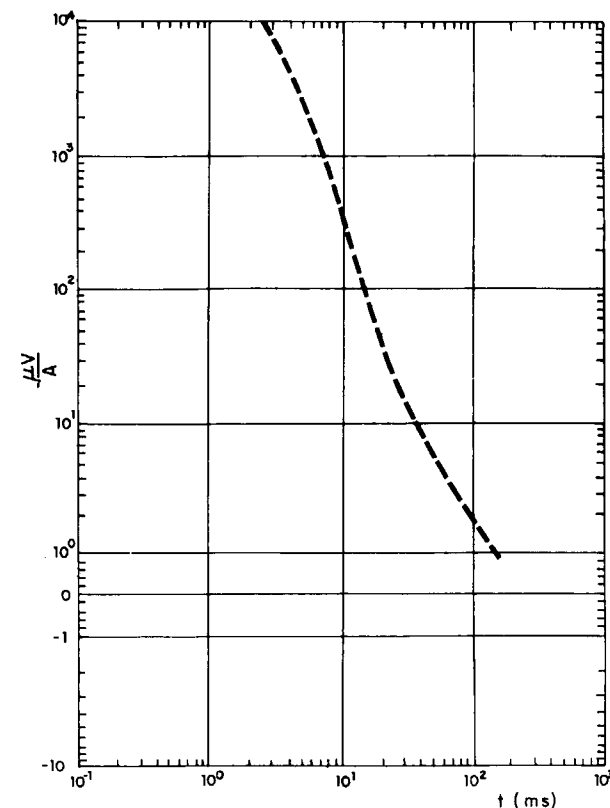
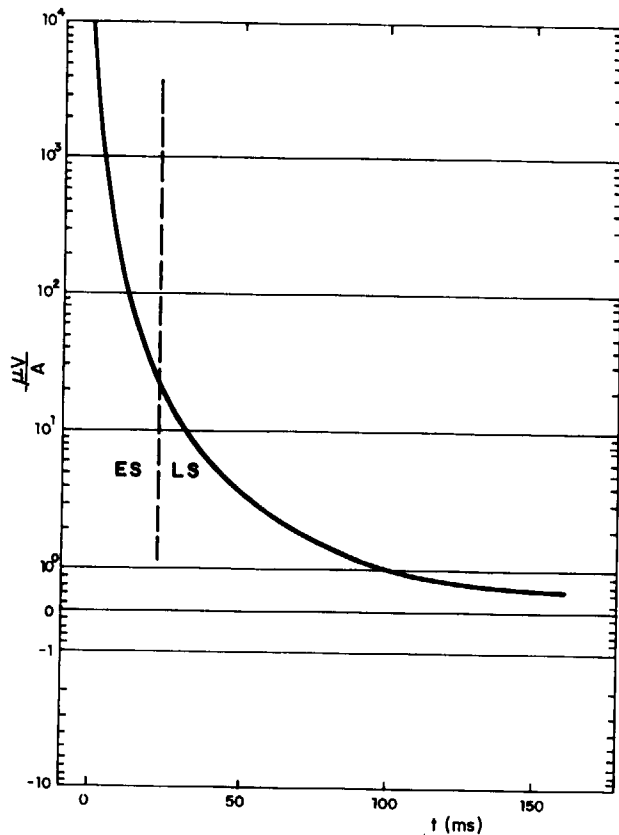


Figura 4.—Transitorio del SEDT de Mota del Cuervo.

Figura 5.—Curva de resistividad aparente del SEDT de Mota del Cuervo.

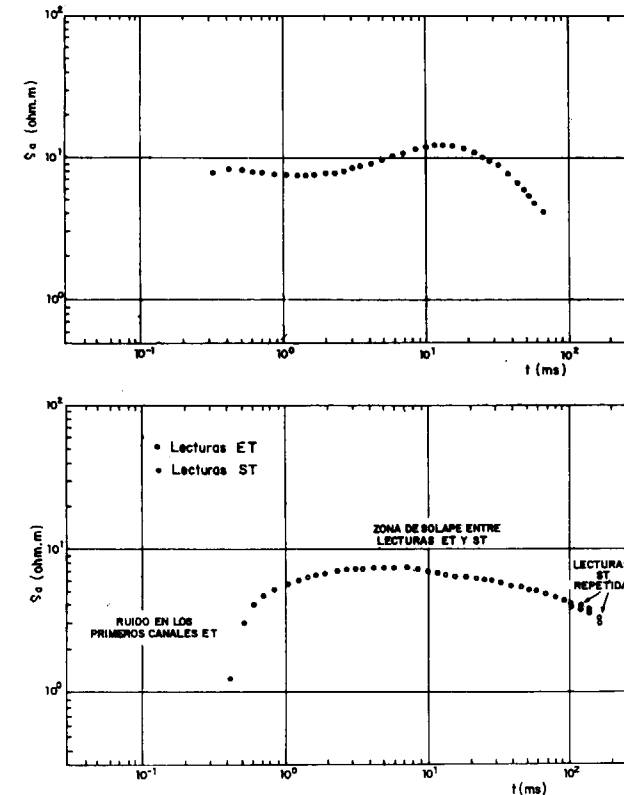


Figura 6.—Aspecto general de la curva de resistividad aparente de un SEDT medido con un equipo Sirotem II SE.

Las lecturas son resistivas. El nivel de ruido viene dado en cierto modo por la discrepancia entre los valores de resistividad correspondiente a diferentes tomas de datos.

Así, pues, en términos prácticos a la hora de interpretar es habitual no tener en consideración los puntos extremos.

La interpretación de resultados puede realizarse mediante inversión de los datos de campo o por aplicación del método directo superponiendo sobre curvas patrón previamente calculadas. Pese a que existe alguna colección publicada (KAUFMAN and KELLER, 1983, y SPIES, 1980), su utilidad en términos generales es muy limitada, porque contemplan modelos muy restringidos y se refieren a dispositivos de medida muy específicos; bucles coincidentes en el caso de SPIES.

A diferencia del método de SEV parece improbable que en un futuro próximo existan coleccio-

nes completas de curvas, dado que para un mismo modelo la curva de SEDT depende del tipo de dispositivo (bucles separados, coincidentes, bobina central, etc.) y del tamaño del bucle. Esto lleva a una multiplicidad de posibilidades que hace poco operativa la edición de colecciones. De todos modos, el cálculo de una curva para un modelo de tres capas no exige más de tres minutos en ordenador tipo PC.

Una forma operativa de interpretación consiste en realizar en una primera fase la inversión de las curvas de campo partiendo de un premodelo que restrinja las posibilidades matemáticas de acuerdo con la información geológica disponible. Este proceso requiere el empleo de un ordenador tipo VAX-780 o similar. A partir de los resultados de la inversión se aplica un programa que resuelve el problema directo y permite obtener las curvas correspondientes a posibles variaciones sobre el modelo. Estas curvas se visualizan en pantalla junto con las de campo hasta obtener el mejor grado de ajuste entre ambas. En este punto puede adoptarse como solución el modelo correspondiente a la curva teórica en cuestión. No significa esto, sin embargo, que sea la única solución posible, ya que al igual que en otros métodos eléctricos, puede darse el principio de equivalencia, aunque, en general, parece que sus límites de aplicación son más restringidos que, por ejemplo, en el caso de los SEV. El análisis de este aspecto sería objeto de un desarrollo argumental fuera de las intenciones de este trabajo.

Desde el punto de vista teórico la profundidad de investigación es función del tiempo y no del tamaño del bucle. En consecuencia, bastaría prolongar las medidas al mayor número de canales o hasta un tiempo suficientemente grande para investigar a cualquier rango de profundidad que se deseara. Sin embargo, existen unas exigencias operativas respecto a la magnitud de la señal a medir de modo que, a fin de que la relación señal/ruido sea suficientemente resolutive es preciso actuar en el sentido de aumentar en lo posible el momento magnético del bucle transmisor. Esto puede conseguirse bien incrementando su tamaño, aumentando el número de espiras del mismo o la intensidad de los pulsos de corriente. Si se opta por incrementar el tamaño del bucle se incrementa la duración del «early stage» y, en consecuencia, es prácticamente imposible determinar el espesor y resistividad de la primera capa, al

menos hasta espesores de varias decenas de metros. El empleo de bucles multivuelta resulta muy difícil en términos operativos. Consecuentemente, ha de adoptarse un criterio de compromiso entre el tamaño del bucle, profundidad que interesa investigar, necesidad de resolver los niveles más superficiales de la sección, etc. En ciertos casos puede ser conveniente la ejecución en el mismo punto de más de un SEDT con diferentes tamaños de bucle para el estudio más detallado de la sección.

Una vez establecidos los fundamentos teóricos, forma de ejecución y tratamiento de datos del SEDT, vale la pena detenerse a analizar los factores que condicionan la forma y amplitud de la señal.

En un tiempo determinado (un canal de medida) y para un medio homogéneo, la amplitud del transitorio depende del momento magnético aplicado a través del bucle emisor. La figura 7 ilustra este hecho al comparar por ejemplo las curvas 1, 2 y 3.

Para un momento magnético constante y considerando un medio homogéneo la amplitud del

transitorio en un instante dado es tanto mayor cuanto menor es la resistividad del medio rocoso. De forma orientativa puede apreciarse esta circunstancia al comparar las curvas 3 y 4 de la figura anterior. Puede ocurrir que si la resistividad es muy alta el transitorio sea de tan pequeña amplitud y tan corta su duración que la información obtenida sea muy limitada al restringirse a unos pocos canales. Dicho en otros términos, la profundidad investigada en este caso será muy escasa.

Consideremos ahora un medio rocoso de dos capas. Suponiendo que exista entre ambas suficiente contraste de resistividad, el transitorio refleja su presencia mediante una inflexión, un cambio de pendiente más o menos acusado y cuya posición es función del contraste de resistividad y espesor de la primera capa. Si la resistividad de la segunda capa es mayor que la de la primera el transitorio tiende a acortarse. Por contra, cuando la segunda capa es más conductora que la primera su efecto se traduce en un incremento positivo en la amplitud y duración del transitorio. Los ejemplos de la figura 8 son suficientemente explícitos al respecto.

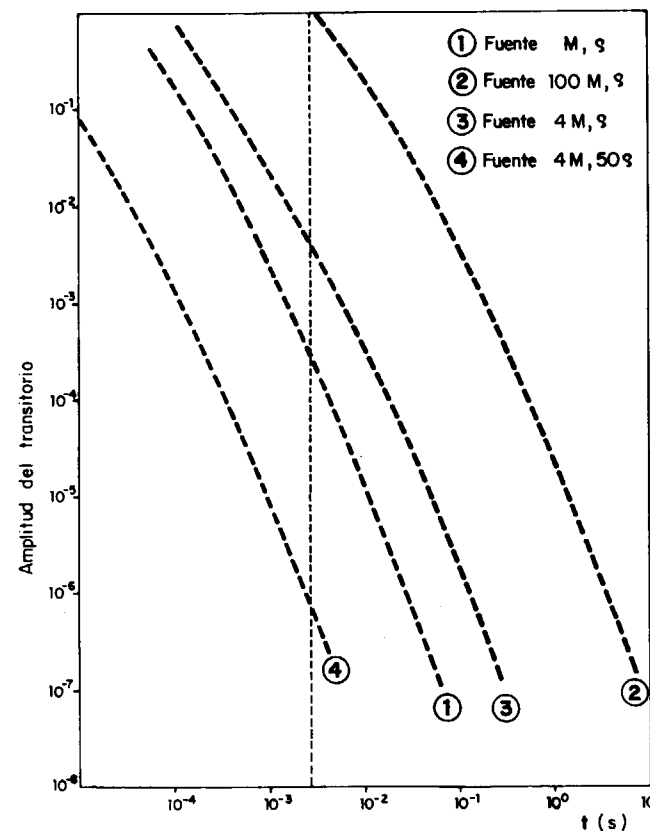


Figura 7.—Variación de la amplitud de los transitorios en terreno homogéneo, en función de la intensidad de la fuente y de la resistividad.

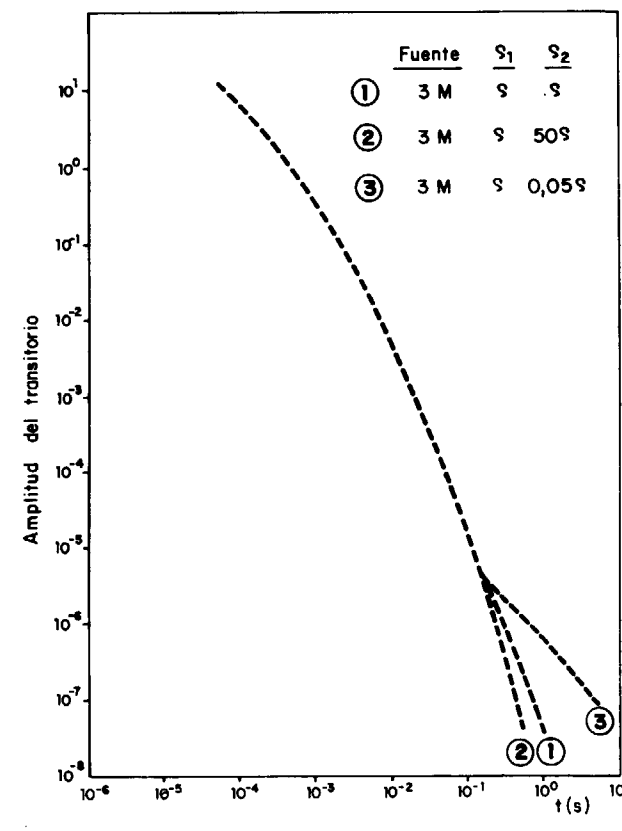


Figura 8.—Modificación de la amplitud del transitorio producida por la presencia de un segundo medio, según su resistividad, comparado con medio homogéneo.

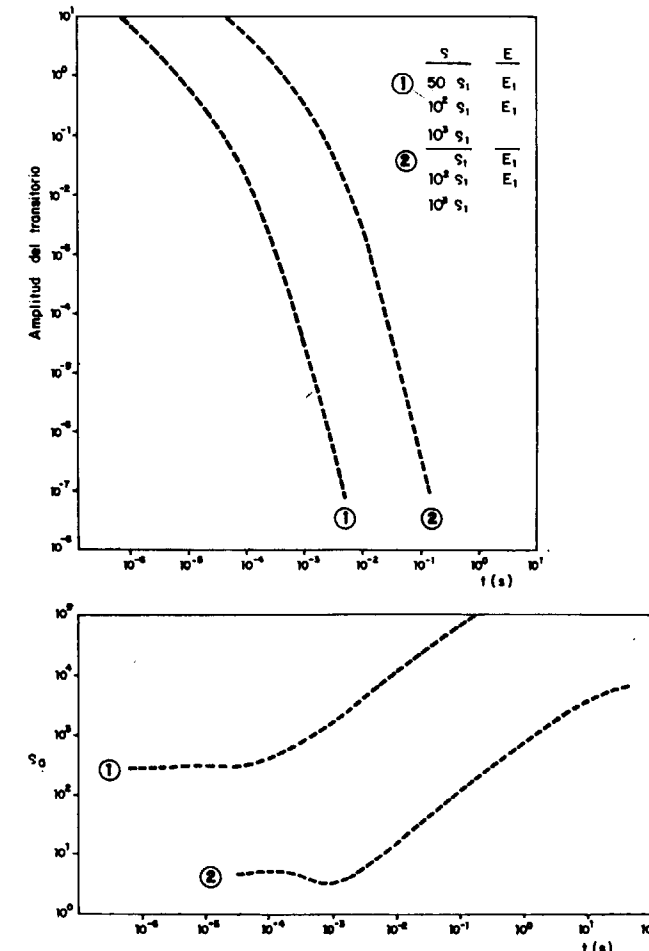


Figura 9.—Retrasos introducidos por el aumento de ρ de la 1.ª capa.

La presencia de nuevas capas en la sección produce nuevas inflexiones en la curva del transitorio. Tales inflexiones pueden ser incluso imperceptibles, pero se producen según las reglas comentadas para el caso de dos capas y tienen un reflejo más evidente en la correspondiente curva de resistividad aparente.

Un factor importante a tener en cuenta en el caso de un medio multicapa es la influencia de la resistividad de la primera capa que provoca desplazamientos considerables de la curva del transitorio en su conjunto. Así, el aumento de resistividad de la primera capa «adelanta» el transitorio haciendo que su amplitud disminuya para un mismo tiempo de observación. Puede llegarse incluso, en el caso de muy alta resistividad de la primera capa, a hacerse inapreciable el efecto de las capas subsiguientes. El efecto contrario se da cuando la primera capa es muy conductora.

La traducción de estas variaciones de las curvas del transitorio a las curvas de resistividad aparente permite poner de manifiesto sus rasgos significativos de una manera más acusada. Así puede verse en los ejemplos de la figura 9.

Sería exhaustivo pretender describir aquí el estilo general de las curvas de SEDT en función de las variaciones de espesor y resistividad de cada una de las capas, aunque sólo fueran para el caso de un simple modelo de tres capas. No es ese nuestro objetivo, y por ello, a modo de ejemplo, nos remitimos a la figura 10, donde se incluyen los

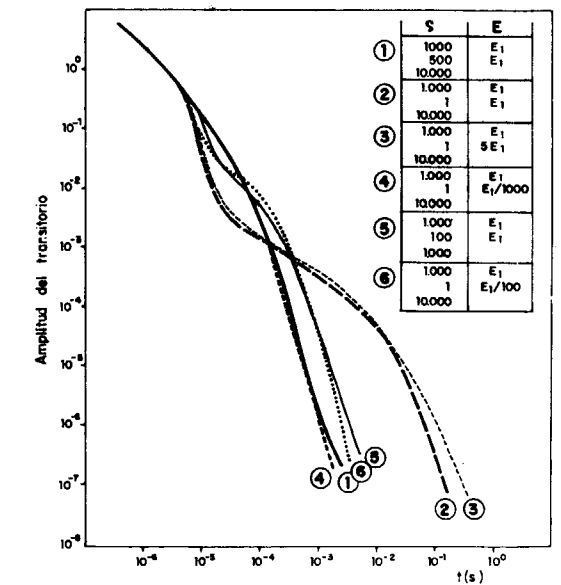


Figura 10.—Transitorios y curvas de resistividad aparente para diversos modelos de capas.

transitorios y curvas de resistividad aparente correspondientes a diversos modelos geoelectricos. Cada uno de ellos introduce respecto a los otros variaciones significativas en la resistividad o espesor de alguna capa. Aclaremos que esta figura, como las anteriores, corresponde a la modalidad de bucles coincidentes.

Queremos resaltar la frecuente carencia de significación en algunos rasgos de las curvas de resistividad y el consiguiente fracaso de la intuición en su interpretación. Tal es el caso del falso «máximo» inicial o la disminución final de las 1 y 4 en la figura anterior.

Ejemplo núm. 1. Sobre la capacidad de detección de niveles conductores bajo pantallas resistivas.

Como en los otros ejemplos que presentaremos más adelante, en este caso se habían realizado en la zona estudios previos mediante SEV. El área de estudio se localiza en Las Cañadas del Teide (Tenerife) y los SEV realizados en campañas anteriores muestran como característica más destacable valores de resistividad aparente de varios centenares e incluso varios miles de ohm.m. En general, la tendencia de las curvas es de resistividad creciente al aumentar la apertura AB entre electrodos de emisión. Otro caso característico es la aparición en su tramo final de una rama bruscamente decreciente que induce a considerar la presencia de anomalías conductoras de posible interés geotérmico. Véanse en la figura 11 dos curvas del tipo de las comentadas.

La interpretación de estos SEV resulta muy problemática. De hecho, en la curva A de la figura 11 es casi imposible interpretar los niveles conductores que en ella se indican. En ausencia de otra información complementaria esta curva se interpretaría como una sección muy resistiva en la que la penetración alcanzada habría sido muy escasa.

La curva B de la misma figura es también de difícil interpretación debido a las múltiples posibilidades interpretativas de su rama final, que corresponde a una curva tipo Q.

Los SEDT obtenidos en los mismos puntos (figura 12) manifiestan una tendencia de resistividad

Figura 11.—SEV representativos de las Cañadas del Teide (Tenerife).

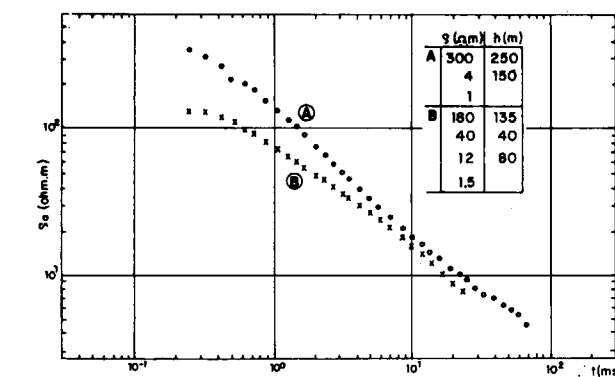
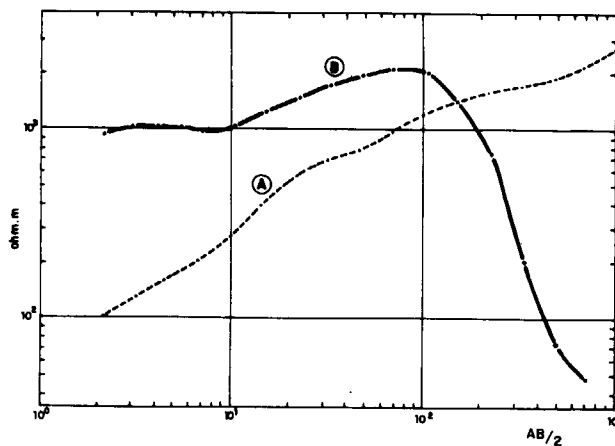


Figura 12.—SEDT representativos de las Cañadas del Teide (Tenerife).

decreciente muy acusada hasta varios centenares de metros de profundidad. El tramo inicial de las curvas de SEDT refleja la presencia de niveles superficiales con una resistividad de varios centenares de ohm.m., enmascarado parcialmente porque este tramo corresponde en gran medida a la «zona ciega» del método. De la interpretación cuantitativa de estos SEDT se deduce una sección geoelectrica que comprende un potente paquete superficial de alta resistividad que casi en todos los casos supera los 250 m. de espesor. Bajo éste se define una secuencia de capas de baja resistividad, hasta profundidades de 500-600 m.

El cálculo de las curvas de SEV correspondientes a la sección geoelectrica deducida de los SEDT

permite llegar a algunas conclusiones que vale la pena señalar.

A nivel teórico, los SEV permitirían ver los niveles conductores detectados por los SEDT. Ahora bien, también es cierto que el ruido de las lecturas de los SEV y el carácter resistivo del conjunto de la curva provocarían una notable ambigüedad en su interpretación. Otro factor a tener en cuenta es la necesidad de emplear aperturas AB comparativamente grandes para resolver esas capas conductoras. Aparte de la dificultad logística que la zona impone al respecto, esto conlleva además un problema adicional como es la pérdida de focalización en la respuesta haciendo prácticamente imposible la detección de cambios laterales en la distribución de resistividad del subsuelo al nivel del detalle que la prospección requiere.

En consecuencia, podría decirse que el SEDT es en este caso más resolutivo que el SEV, aunque de cualquier modo no debe olvidarse que el mejor uso de los métodos geofísicos requiere normalmente el empleo de métodos complementarios. En este ejemplo es evidente la complementariedad entre SEV y SEDT en el sentido de que el último posibilita una mejor interpretación del primero.

Por las condiciones particulares de la zona en este caso, el SEDT resulta ventajoso además por su focalización y facilidad operativa. En función de ambas características se puede obtener una sección geoelectrica más detallada que la que podría resultar de la ejecución de SEV.

Ejemplo núm. 2. Comparación de rendimientos en la detección de contactos profundos.

Este ejemplo permite una valoración comparada con los SEV en términos de rendimiento y costes para el estudio de contactos litológicos situados a algunos centenares de metros de profundidad, bajo una cobertera de naturaleza conductora.

La zona de estudio se localiza en las cercanías de los Llanos del Caudillo (Ciudad Real). De forma simplificada la sección geológica incluye las siguientes unidades: Calizas pontienses (alrededor de 100 m.), Terciario arcilloso (más de 350 m.), posible Triás arcilloso (más de 150 m.) y basamento de naturaleza indeterminada y carácter resistivo.

Para la resolución de esta sección se realizaron SEV que en varios casos hubieron de alcanzar aperturas AB superiores a 8 Km. para poder detectar con fiabilidad la rama final ascendente representativa del basamento.

La misma zona se estudió mediante algunos SEDT, obteniéndose resultados similares a los de los SEV. Sin embargo, para estas medidas se utilizaron bucles de 200x200 m. y la toma de datos en cada punto no requirió más de una hora frente a los dos días que la ejecución de un SEV de AB=8 Km. puede emplear.

Hemos representado en las figuras 13 y 14 el SEDT obtenido en un determinado punto y el SEV correspondiente a la sección geoelectrica del primero. Este SEV es similar en su estilo general a otros obtenidos en la zona.

Admitiendo que ambos métodos resuelvan, desde el punto de vista teórico, el problema con similar fiabilidad, es notable la ventaja del SEDT por su mayor rendimiento y, en consecuencia, menor coste.

A este respecto podría establecerse un gráfico comparativo de costes entre ambos métodos. Este

Figura 13.—SEDT en Los Llanos del Caudillo (Ciudad Real).

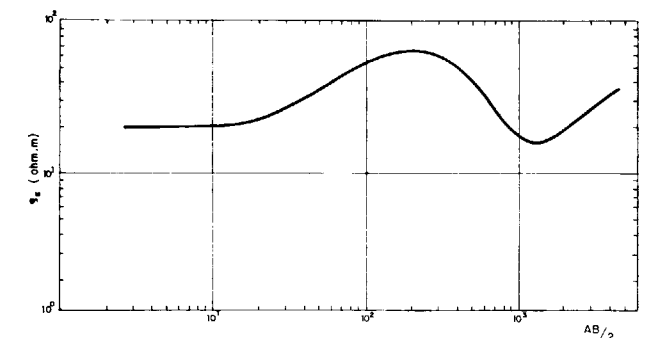
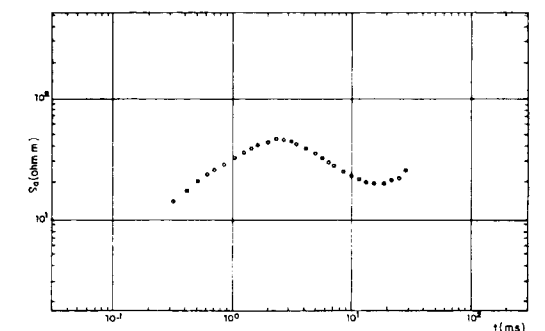


Figura 14.—SEV en Los Llanos del Caudillo (Ciudad Real).

gráfico es del tipo indicado en la figura 15, que también recoge una orientación respecto a la equivalencia en cuanto a penetración de ambos métodos se refiere. Evidentemente, esta orientación es muy aproximada porque las características de cada situación geológica imponen unas posibilidades particulares.

Es característico del método de SEV el incremento del coste al aumentar la distancia AB entre electrodos de emisión. Tal incremento no es uniforme, sino que a su vez crece notablemente al hacerlo AB. En consecuencia, para valores de AB superiores a 3 Km. el coste del SEV puede ser importante en términos absolutos. La razón es sencilla, ya que en esos casos es necesario un apoyo de personal auxiliar, vehículos, medios de comunicación, etc., muy superior al requerido para SEV cortos (hasta AB 2 Km.) y además el tiempo de ejecución se alarga considerablemente.

Sin embargo, la ejecución de un SEDT se limita a muestrear el mayor número posible de canales con lo que se incrementa la profundidad investigada sin necesidad de variar el tamaño del bucle una vez tendido.

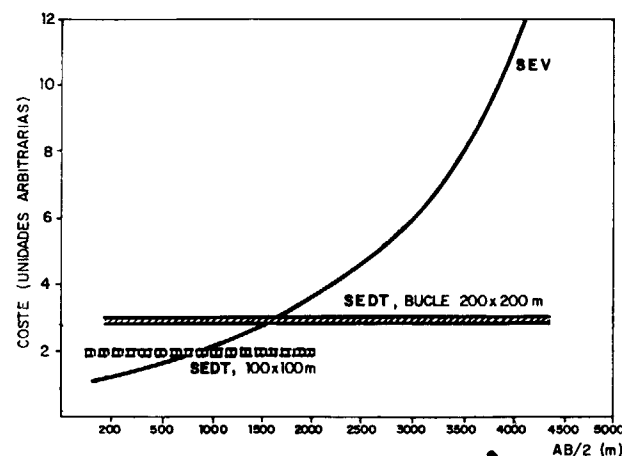


Figura 15.—Comparación de costes y equivalencia orientativa entre SEV y SEDT en lo relativo a profundidad de investigación.

Así, pues, el coste para un tamaño de bucle es constante con independencia de la profundidad investigada. En este gráfico se han considerado los tamaños de bucle normalmente utilizados para las aplicaciones más frecuentes.

En términos comparativos, y refiriéndonos a costes, es válido considerar que el SEDT puede ser más barato que el SEV cuando éste precise aperturas AB superiores a 2.000 metros.

Ejemplo núm. 3. Detección de formaciones resistivas en un medio conductor.

Dentro de la experiencia obtenida con los SEDT, quizá merezca la pena destacar el caso de la cuenca de Lorca, tanto porque en ella se ponen bien de relieve las ventajas del método como por otros aspectos especiales que resultan muy instructivos.

En 1982, en un proyecto del IGME para investigación de pizarras bituminosas, los sondeos mecánicos efectuados pusieron de manifiesto que en la serie evaporítica existían importantes potencias de sal (anhidrita). En este mismo trabajo se realizaron perfiles de SEV, de cuya interpretación se trazó la marcha del paquete salino en la cuenca.

Un aspecto que en seguida llamó la atención de este estudio era la poca resistividad hallada por los SEV para la sal: entre 20 y 60 ohm.m.

Una repetición de los SEV paramétricos, con apertura de alas ortogonales entre sí, corroboró este dato, dejando sin lugar a dudas que el paquete salino se comportaba con una resistividad muy inferior a la que cabría esperar de esta roca. En su momento se justificó el hecho interpretando la capa salina como intercalaciones de pequeños niveles conductores de naturaleza arcillosa y resistividad de 0,10 ohm.m., en un paquete de 1.000 ohm.m. compuesto por sal masiva.

En estas condiciones, la sal no actúa como capa resistiva que apantalla las inferiores. Su manifestación en las curvas de SEV es una pequeña curvatura (fig. 16 SEV A4) que, aunque teóricamente posible de interpretar, o bien cae fuera de los límites de precisión del método o bien se puede malinterpretar, adjudicando al último tramo ascendente de las curvas la capa salina, cuando en realidad no lo es.

Los SEDT efectuados posteriormente en la misma zona ponen claramente de manifiesto la superior detectabilidad de la capa salina, resultando inconfundible su presencia en las curvas de resistividad aparente. La figura 17 reproduce el SEDT número 6 realizado en el mismo emplazamiento que el SEV A4.

AGRADECIMIENTOS

La divulgación de una técnica geofísica que pudiera considerarse novedosa en algún aspecto, es tarea dura en un país con poca tradición geofísica como es el nuestro.

Por ello creemos de justicia dejar constancia de nuestro agradecimiento a todos aquellos técnicos que involucrados en la prospección geológica han aceptado el reto de innovar incorporando en sus ámbitos de actuación una herramienta no habitual y de reciente desarrollo como es el SEDT.

Su confianza nos ha permitido aprender en base a la experiencia de fracasos y pequeños éxitos; única vía para avanzar en el empleo óptimo de las técnicas indirectas, entre las que la Geofísica es, quizá, la más representativa.

Así, pues, quede constancia del papel jugado en este sentido por diversos técnicos del IGME, ENUSA, UERT, TRAGSA y CGS.

BIBLIOGRAFIA

BUSELLI, G., and O'NEILL, B. (1977): *SIROTERM. A new portable instrument for multichannel transient electromagnetic measurements.* Australian Soc. of Expl. Geophys., v. núm. 3, pp. 82-87.

KAUFMAN, A. A., and KELLER, G. V. (1983): *Frequency and transient soundings.* Methods in Geochemistry and Geophysics, 16, Amsterdam, Elsevier Publ. Co., 685 pp.

MCNEIL, J. D. (1982): *EM37 Ground transient electromagnetic system: Design features.* Technical Notes, Geonics Ltd., Ontario.

NABIGHIAN, M. N. (1979): *Quasi-static transient response of a conducting half-space: An approximate representation.* Geophysics, v. 44, pp. 1700-1705.

SPIES, B. R., and RAICHE, A. P. (1980): *Calculation of apparent conductivity for the transient electromagnetic (coincident loop) method using an HP-67 calculator.* Geophysics, v. 45, pp. 1197-1200

Recibido: Febrero 1987.

Por otra parte, la facilidad operativa de los SEDT ha posibilitado la ejecución del número de puntos suficientes para llegar a la definición del paquete salino con un detalle muy estimable en un área donde la ejecución de SEV resultaba problemática dadas las adversas condiciones superficiales.

Figura 16.—Detección de una capa salina mediante SEV.

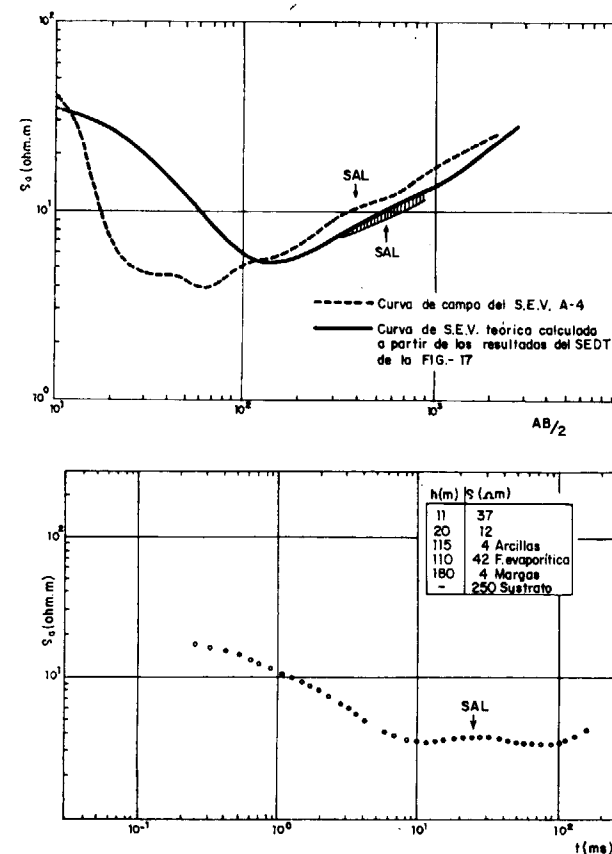


Figura 17.—Detección de una capa salina mediante SEDT.

GEOTECNIA

Análisis del deslizamiento en Inza (Navarra) de 1714-15

Por F. J. AYALA CARCEDO (*), V. APARICIO VALLS (**) y E. SANZ PEREZ (***)

RESUMEN

Se analiza, desde los datos históricos y geotécnicos, el deslizamiento de Inza (Navarra) de 1714-15. Se trata de un deslizamiento en pizarras negras albenses (Flysch negro) alteradas a arcillas plásticas, de 1.450 m. de longitud, con pendiente media de 13°.

El análisis muestra que la resistencia de la masa estuvo y está controlada por el ángulo de fricción residual, que se trató de un movimiento de inestabilidad que progradó de arriba hacia abajo a velocidades hasta 20 m/día por la acción de varios factores, y que estos deslizamientos tienen un papel significativo en la geomorfología de estos dominios geológicos.

ABSTRACT

This paper analyze, from the historical and geotechnical point of view the Inza's slide (Navarra) of 1714-15 winter. It is a slide in black slates of Albian age (Black Flysch), whethered to plastic clays, of 1450 m. length with an average slope of 13°.

The analysis shows that the shear strength of the slided mass, was controled by the residual parameters. It was an instability from the top to the bottom at maximum velocities near 20 m/day. It is showed also the probable mechanics of start and progress. These slides have a significative rol in the geomorphology of these geological zones.

INTRODUCCION

La zona estudiada se encuentra en el noroeste de la provincia de Navarra, muy cerca del límite con la provincia de Guipúzcoa, en el valle de Araiz, situado al pie de la Sierra de Aralar, de alta pluviometría, con bosques de robles en las partes bajas y hayedos en las laderas altas de la Sierra. Es un paisaje de praderas siempre verdes con caseríos dispersos. Bajo las Malloas de Aralar, praderíos colgados de fuerte pendiente adosados a las cumbres de la sierra, aparecen una serie de acantilados rocosos que, a modo de escalón natural, delimitan el valle propiamente dicho (fig. 1). Los acantilados corresponden a calizas arrecifales

urgoninas, y la ladera a pizarras negras albenses (Flysch negro).

Un poco más arriba de Betelu está Inza, un pueblecito de pocos vecinos que, en el invierno de 1714-15, hace ahora unos 270 años, sufrió las consecuencias de un deslizamiento de ladera que destruyó el núcleo principal del pueblo y obligó a su reedificación en el lugar que ocupa actualmente. Triste recuerdo que hace unos pocos meses ha vuelto a repetirse en el otro extremo de España, en la localidad granadina de Olivares, y que ha sido noticia durante unos días en los medios de comunicación.

El objeto de este trabajo es la descripción y análisis del mencionado deslizamiento, si bien va precedido de las reseñas históricas más importantes que han sido recogidas en el bien documentado trabajo histórico y geográfico de Jesús ELÓSEGUI (1974). Este deslizamiento ha sido estudia-

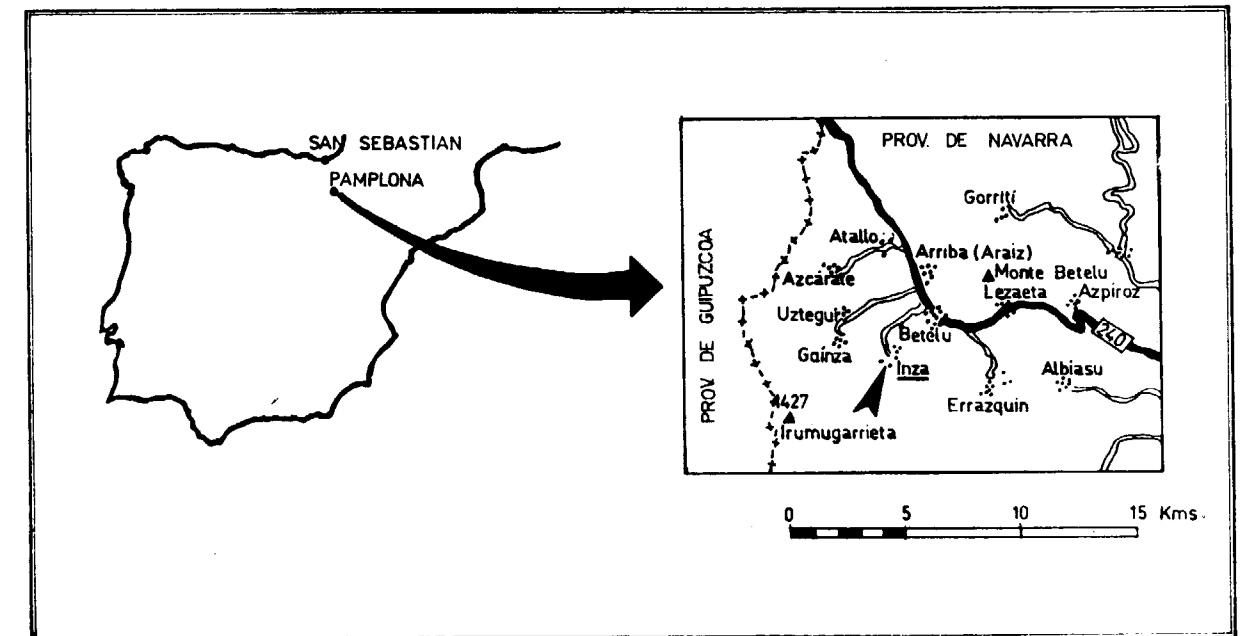


Figura 1.—Situación del deslizamiento de Inza (Navarra).

do por el IGME para el Gobierno navarro en 1985 y así como de Azpiroz.

NOTAS HISTORICAS DEL DESLIZAMIENTO

Contando con la tradición oral y varios documentos históricos recogidos por ELÓSEGUI (1974) en el Archivo parroquial de Inza y Archivos general de protocolos y diocesano de Pamplona, así como de otras fuentes de información, este autor nos descubre algunos datos interesantes acerca de cómo, cuándo y dónde se produjo aquel deslizamiento de ladera.

Según el lenguaje de la época, el «terremoto» o movimiento de tierras se originó como consecuencia del desprendimiento y deslizamiento de una porción de terreno de los acantilados de la Sierra de Aralar, situados en el lugar denominado «Mai'ko sasie», a unos 600 m. de altitud y tras un período lluvioso.

Examinado el Catálogo de Seísmos Históricos y la documentación histórica de la época, no se ha encontrado referencia alguna de terremoto en 1714, por lo cual debe concluirse que con el término «terremoto» se designó el gran desprendimiento de calizas arrecifales que cayeron sobre

la cabecera del deslizamiento como consecuencia inmediata de las intensas lluvias. Aún se puede ver la huella del desprendimiento que ocasionó la avalancha o deslizamiento en la pared del acantilado, y los grandes bloques de roca caídos en aquella y posteriores ocasiones (fig. 2). En este talud se suceden con cierta frecuencia pequeños desprendimientos que impiden el arraigo de la vegetación en el suelo.

De este lugar partió el deslizamiento que progresó por el fondo de la antigua vaguada, en la que se situaba Inza, a unos 315 m. de altitud, hasta llegar a la población que destruyó casi por completo.

Según los documentos aportados por ELÓSEGUI (1974), parece que el deslizamiento empezó en diciembre de 1714 y continuó su fase catastrófica hasta, por lo menos, el mes de abril de 1715.

Alarmada la población de Inza, mandó llamar a Hércules Torrelli, reputado ingeniero militar afincado en San Sebastián, que acudió para reconocer los daños sufridos en las casas y decidir sobre las reparaciones que necesitaban. En un pequeño informe que elaboró de su visita al lugar, fechado el 20 de febrero de 1715 describe brevemente el deslizamiento y destaca el estado deso-

(*) División de Geología Aplicada a la Ingeniería. Instituto Geológico y Minero de España.

(**) GEONOC, S. A.

(***) Cátedra de Geología Aplicada a las Obras Públicas. E. T. S. de Ingenieros de Caminos. Madrid.



LEYENDA



- Límite del deslizamiento
- Cursos de agua
- Cabalgamiento
- Deslizamiento antiguo
- Zonas de desprendimiento



Figura 2.—Par estereoscópico donde puede observarse el deslizamiento de Inza (Navarra). Vuelo de CEFCA para la Diputación Foral de Navarra.

lador de la población, con gran parte de sus casas arruinadas. La iglesia —nos imaginamos que sería el principal edificio de la localidad— estaba aún intacta, pero el frente de deslizamiento se encontraba a muy poca distancia, por lo que ante el inminente peligro de destrucción, aconsejó se desmontase y se trasladase a lugar seguro todo cuanto de ella se pudiera. Según Torrellí, el movimiento se inició hacia el 20 de enero, con lo

que teniendo en cuenta que la iglesia se encontraba a unos 1.300 m. de la cabecera del deslizamiento, puede deducirse que el deslizamiento habría progresado con una velocidad de unos 40 m/día. Parece, sin embargo, que fueron dos meses lo que tardó el deslizamiento en llegar al pueblo, con lo que la velocidad media sería de 20 m/día. En todo caso se trata de un movimiento rápido y, seguramente con velocidad ma-

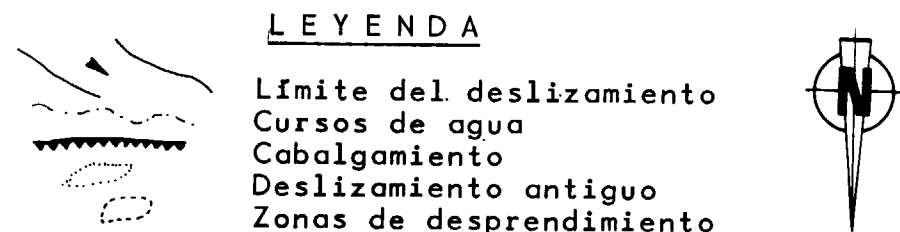


Figura 2.—Par estereoscópico donde puede observarse el deslizamiento de Inza (Navarra). Vuelo de CEFCA para la Diputación Foral de Navarra.

lador de la población, con gran parte de sus casas arruinadas. La iglesia —nos imaginamos que sería el principal edificio de la localidad— estaba aún intacta, pero el frente de deslizamiento se encontraba a muy poca distancia, por lo que ante el inminente peligro de destrucción, aconsejó se desmontase y se trasladase a lugar seguro todo cuanto de ella se pudiera. Según Torrellí, el movimiento se inició hacia el 20 de enero, con lo

que teniendo en cuenta que la iglesia se encontraba a unos 1.300 m. de la cabecera del deslizamiento, puede deducirse que el deslizamiento habría progresado con una velocidad de unos 40 m/día. Parece, sin embargo, que fueron dos meses lo que tardó el deslizamiento en llegar al pueblo, con lo que la velocidad media sería de 20 m/día. En todo caso se trata de un movimiento rápido y, seguramente con velocidad ma-

yor en la parte alta del deslizamiento y al principio de originarse éste, que disminuiría con el tiempo y hacia la parte baja de la ladera, ya de pendiente más suave.

El 5 de marzo de 1715 la iglesia amenazaba ruina desde sus cimientos hasta la bóveda con gran peligro de caerse, según refiere otro documento de la época. La casa abacial también peligraba y en dicha fecha doce de las casas estaban arruinadas y deshabitadas. Hubo otras que por hallarse más elevadas y fuera de la vaguada no sufieron daño alguno, y las que estaban situadas en el límite del deslizamiento, sufrieron daños parciales. Por ejemplo, dos de ellas, situadas a la derecha del deslizamiento, perdieron el horno de pan, según nos relataban sus dueños actuales, quedando el resto de la edificación, que aún hoy se mantiene en buen estado y siguen habitadas.

OCHOA y ALDA (1842) y MIÑANO (1828) refieren cómo el movimiento en las proximidades de la población fue lo suficientemente lento como para que diese tiempo de salvarse a la gente, los muebles, recoger los frutos de los campos y huertas afectadas, desmontar los tejados y las casas, y aprovechar sus maderas y tejas. Esto corroboraría la menor velocidad en la zona distal del pueblo. Citan estos autores cómo del núcleo principal de Inza sólo quedaron en pie dos casas.

El 29 de marzo quedó totalmente destruida la iglesia parroquial y el 3 de abril la casa abacial y hasta estas fechas —abril de 1715— llegan noticias de la fase activa del movimiento. Suponemos que la iglesia antigua de Inza sería del siglo XV, como casi todas de los pueblos del valle y ello nos indicaría que, al menos, desde este siglo hasta 1714 no se produjo seguramente ningún deslizamiento catastrófico que afectase al pueblo.

Inza se encontraba entonces en una situación de habitabilidad anómala. Pero pronto la población reaccionó construyendo nuevas casas, iglesia y molino harinero. En una reunión de vecinos del 6 de octubre de 1715 y de la que se ha conservado escritura, de los 29 vecinos presentes en el acto, 26 de ellos hipotecan solares de sus casas derruidas, 12 de ellos han construido nuevas casas en sustitución de las derruidas, dos se hallan construyéndolas y cuatro se proponen construir las. Acordaron también la creación de un nuevo molino harinero en sustitución del antiguo.

Algunas de estas casas nuevas fueron denominadas con el nombre de las antiguas y que, a veces, guardaba relación con el paraje donde se ubicaban. «Errotalde», «Ubitarde», «Beguechea», «Elizalde», son algunos ejemplos que nos hablan de casas junto a la iglesia, situadas en partes bajas, etc., y que ahora significan un contrasentido toponímico, con nombres inadecuados y anómalos y que sólo se explican si se tiene en cuenta la circunstancia apuntada.

Surgieron temores y dudas en la elección de un lugar para la edificación de la nueva iglesia, ante la posibilidad de cimentarla en terreno inestable. A principios de noviembre de 1717 se reseñan las primeras noticias de su ubicación si bien en 1721 se seguía trabajando todavía en ella. También en 1718 se hallaba construido el nuevo molino harinero y en 1721 la nueva casa concejil.

OCHOA y ALDA (1842) y MIÑANO (1828) hablan de otra reactivación más lenta del deslizamiento en 1745 que duró un mes y, que como consecuencia de la misma, se formó un lago por hundimiento del terreno. El lago se conservaba en el tiempo de estos autores, los cuales señalan que era muy profundo, de agua clara y fresca. En él se criaban nutrias y aves parecidas a gallinas llamadas en el país «volloac» (¿Urogallos?). ELÓSEGUI (1974) duda de la existencia de este nuevo movimiento por no haber encontrado ninguna noticia sobre él, y la formación del lago lo relaciona con el deslizamiento ocurrido en los años 1714-15, achacando a un error de lectura la noticia de estos autores que debieron confundir 1715 con 1745.

Según nos cuenta ELÓSEGUI (1974), actualmente queda una lagunilla semiseca en el paraje denominado «Ansone-gaikoa», de unos 200 m. de longitud por 20 de ancho. Esta charca se formaría porque la lengua del deslizamiento debió de cerrar el curso y vaguada de la regata que baja de «Abate'ko gandela». Hoy en día, en épocas de lluvias se anega en parte, a pesar de que la erosión del emisario rebaja poco a poco el punto de desagüe de la laguna. Es posible, tal como opina ELÓSEGUI, que otra laguna se hubiese podido formar en la regata de «Obeta» situada más abajo, aunque en campo no se aprecian huellas evidentes de ella. Hay también algunas charcas en la parte superior del deslizamiento de pocos metros de diámetro, así como zonas húmedas alimentadas por rezumes y manantiales, represados por los propios lóbulos del deslizamiento.

Como última noticia digna de mención, ELÓSEGUI (1974) nos relata cómo el 11 de abril de 1966 se desprendió completamente una masa enorme de rocas desgajadas de la Malloa de Inza, desdiciéndose en grandes fragmentos en «Mai'ko sasi», sembrando la alarma entre los pobladores de los caseríos más próximos (fig. 3).



Figura 3.—Vista del deslizamiento de Inza. Al fondo, acantilado de calizas arrecifales cretácicas con desprendimientos.

En conclusión, el análisis de las referencias históricas, aporta lo siguiente:

a) El carácter progradante de arriba-abajo de la inestabilidad. Se trata de un movimiento que

se inicia en la parte alta, algo más pendiente, de una ladera ligeramente cóncava. La desestabilización del terreno del pueblo es posterior. La velocidad media máxima probablemente estuvo en torno a los 20 m/día.

b) La presencia de abundantes lóbulos a lo largo de todo el deslizamiento.

c) La menor velocidad del movimiento abajo, en las zonas de menor pendiente, más cercanas al pueblo.

d) La antelación de los desprendimientos de caliza arrecifal respecto al deslizamiento de ladera.

e) La inexistencia de inestabilidades generalizadas en los 300 años anteriores aproximadamente.

DESCRIPCION DEL DESLIZAMIENTO

Antes de entrar en la descripción del deslizamiento propiamente dicho, es necesario explicar las características geológicas de la zona.

Inza se encuentra en el noroeste de Navarra, sobre las pizarras cretácicas del Albense (Flysch negro, correspondientes a depósitos de plataforma externa-talud) cuya estratificación tiene la dirección de unos 225°-260°, y un buzamiento que oscila entre los 50° y los 72° al suroeste. Por lo tanto, la dirección y el buzamiento no están a favor del deslizamiento, que baja por la ladera siguiendo la dirección sur-norte.

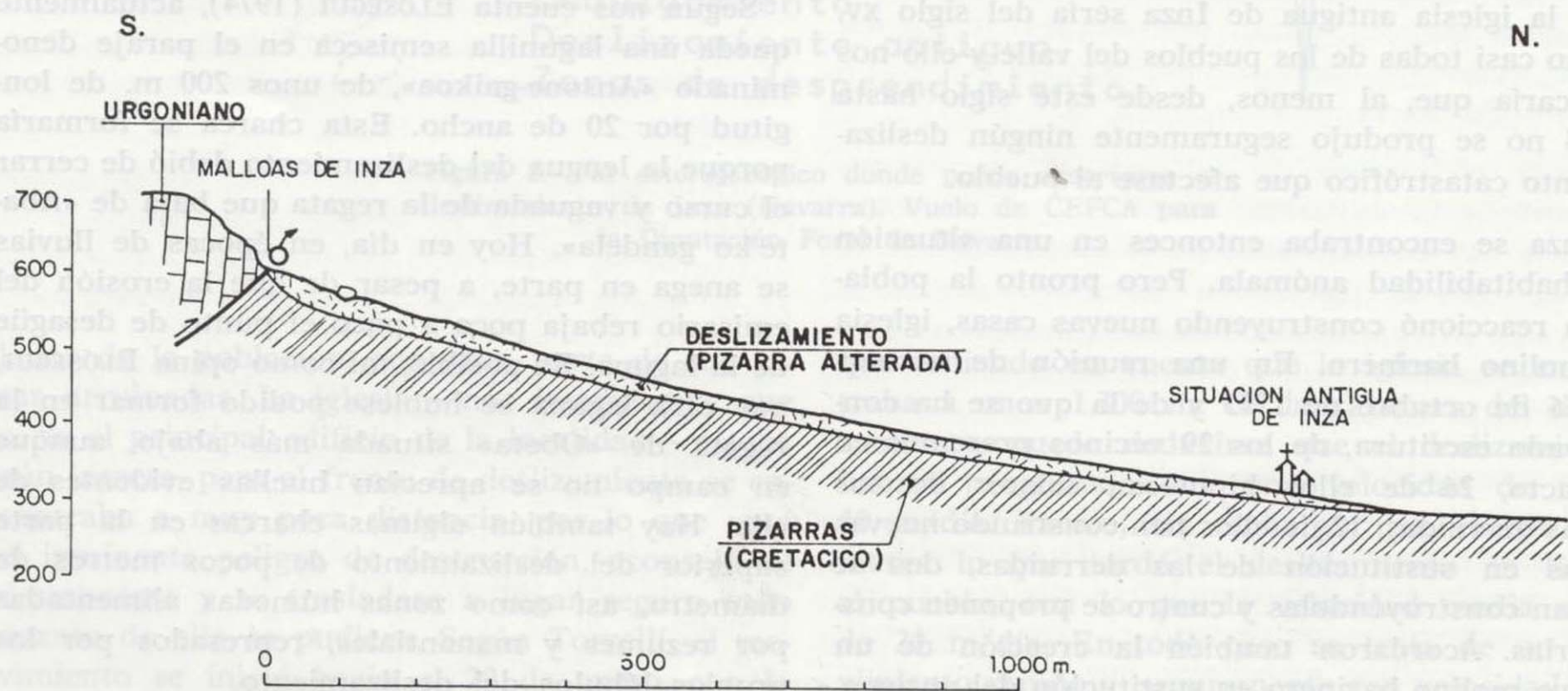


Figura 4.—Corte del deslizamiento de Inza.

Como última noticia digna de mención, ELÓSEGUI (1974) nos relata cómo el 11 de abril de 1966 se desprendió completamente una masa enorme de rocas desgajadas de la Malloa de Inza, desahaciéndose en grandes fragmentos en «Mai'ko sasie», sembrando la alarma entre los pobladores de los caseríos más próximos (fig. 3).

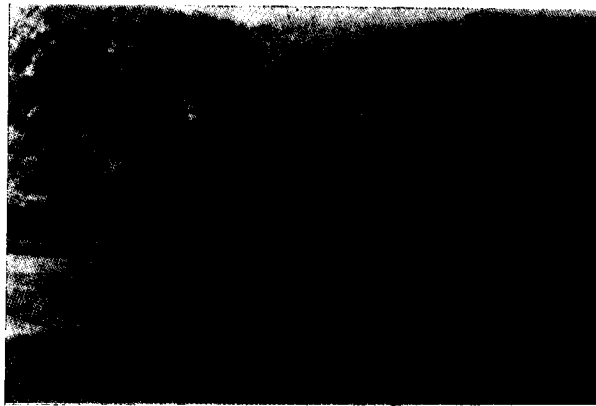


Figura 3.—Vista del deslizamiento de Inza. Al fondo, acantilado de calizas arrecifales cretácicas con desprendimientos.

En conclusión, el análisis de las referencias históricas, aporta lo siguiente:

a) El carácter progradante de arriba-abajo de la inestabilidad. Se trata de un movimiento que

se inicia en la parte alta, algo más pendiente, de una ladera ligeramente cóncava. La desestabilización del terreno del pueblo es posterior. La velocidad media máxima probablemente estuvo en torno a los 20 m/día.

b) La presencia de abundantes lóbulos a lo largo de todo el deslizamiento.

c) La menor velocidad del movimiento abajo, en las zonas de menor pendiente, más cercanas al pueblo.

d) La antelación de los desprendimientos de caliza arrecifal respecto al deslizamiento de ladera.

e) La inexistencia de inestabilidades generalizadas en los 300 años anteriores aproximadamente.

DESCRIPCION DEL DESLIZAMIENTO

Antes de entrar en la descripción del deslizamiento propiamente dicho, es necesario explicar las características geológicas de la zona.

Inza se encuentra en el noroeste de Navarra, sobre las pizarras cretácicas del Albense (Flysch negro, correspondientes a depósitos de plataforma externa-talud) cuya estratificación tiene la dirección de unos 225°-260°, y un buzamiento que oscila entre los 50° y los 72° al suroeste. Por lo tanto, la dirección y el buzamiento no están a favor del deslizamiento, que baja por la ladera siguiendo la dirección sur-norte.

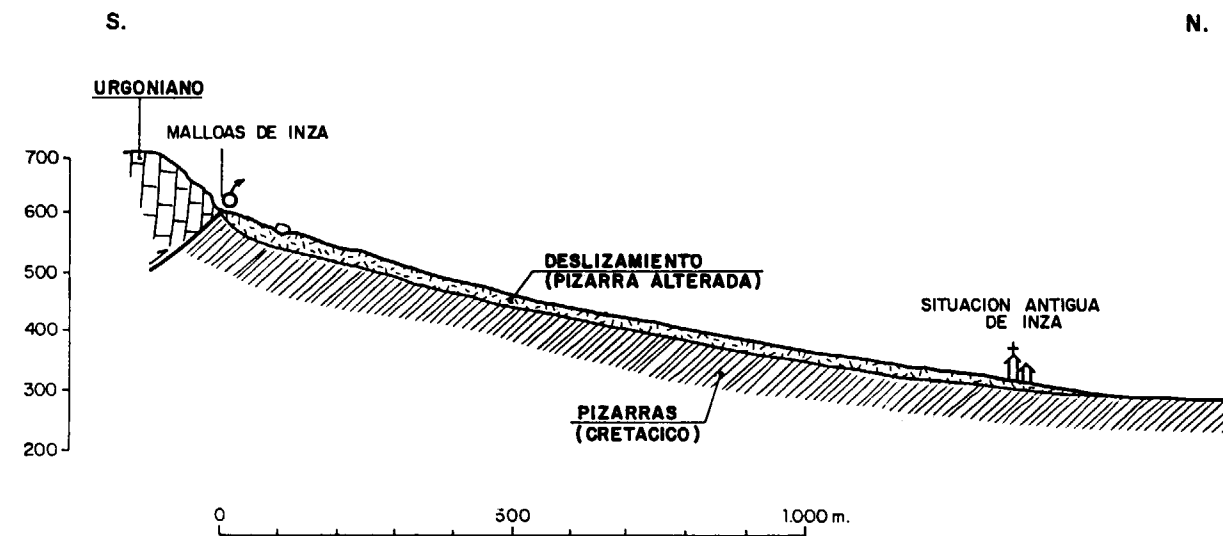


Figura 4.—Corte del deslizamiento de Inza.

Topográficamente, por encima de las pizarras se encuentran unas calizas arrecifales cretácicas, el contacto con las cuáles se verifica mediante una falla o cabalgamiento. Hacia el sur se constatan otros tres contactos similares. Las calizas, fuertemente karstificadas, tienen una dirección NO-SE y buzán hacia el SO. En la ladera norte del valle hay un sinclinal de dirección NO-SE, seguido de un anticlinal un poco más al norte.

Los afloramientos de las pizarras en torno al deslizamiento son escasos ya que la mayor parte de la zona está recubierta de prados y bosques, y sólo en la parte alta del mismo se las ve con facilidad. Están muy fracturadas y bastante alteradas (número de juntas/m² > 100, velocidad sísmica: 2.200 m/s. la no alterada; 1.100 m/s. la alterada, y 550 m/s. la deslizada). Están casi siempre cubiertas por una capa de suelo y tierra vegetal de considerable potencia, rica en materia orgánica y bastante arcillosa como resultado de la alteración de las pizarras. Dicho recubrimiento es el que forma en la vaguada el flujo arcilloso en el que es frecuente encontrar cantos y bloques de pizarras. Las muestras que se recogieron para su ensayo granulométrico en laboratorio dieron como resultado un material limoarcilloso, conteniendo entre 51-59 por 100 de limos y 10-17 por 100 de arcillas (ver cuadro I).

Como puede verse en las figuras 4 y 5 el deslizamiento se orienta en dirección sur-norte, mide 1.450 m. de longitud por unos 130 m. de anchura, salvando un desnivel de 290 m. Ocupa una superficie de 18,8 Ha. ELÓSEGUI (1974) presenta un plano semejante al nuestro.

En el deslizamiento (ligeramente cóncavo en su perfil, con mayor pendiente en la zona superior) se pueden diferenciar claramente tres zonas: una parte alta o cabecera, una parte media y otra distal. La cabecera es fácilmente cartografiable y reconocible en el campo, pues tiene su comienzo en el derrumbamiento del acantilado calcáreo de bastante pendiente. Los bordes quedan marcados por una inflexión en la pendiente y unos cursos de agua más o menos constantes, aunque siempre de no más de 2 ó 3 l/s. En la parte media, los bordes son también nítidos y en ella abundan los lóbulos. La parte final es más suave, con unos límites no tan claros, aunque con ayuda de los mapas topográficos y foto aérea su definición no presenta ninguna dificultad. Todo el deslizamiento ocupa una zona claramente deprimida res-

pecto a los terrenos estables, como puede verse en el par estereoscópico de la figura 2.

En los alrededores de Inza hay otras zonas inestables y se han apreciado varios deslizamientos más o menos pequeños, algunos de los cuales han afectado a varios tramos de la carretera de acceso al pueblo. Por este mismo motivo, hay caseríos que se encuentran agrietados.

De la cabecera del deslizamiento partía una antigua vaguada que actualmente se encuentra invadida por una lengua de sedimentos arcillosos que avanzan lentamente (fig. 5). Esta morfología anómala respecto a las vaguadas semejantes de las proximidades se refleja muy bien en las curvas de nivel: se ve cómo éstas son ligeramente cóncavas ladera abajo expresando la topografía alomada de la lengua del deslizamiento.

El deslizamiento se puede asemejar a un glaciar de arcilla con movimiento muy irregular en el tiempo y en el espacio, pudiendo clasificarse como flujo de barro. Nos cuentan las gentes del lugar cómo después de una época lluviosa avanza con mayor velocidad y si, tras una época seca, comienza a llover, el movimiento se producirá con cierto retraso, incluso ya pasados los días de lluvias. Este influjo de la infiltración, tanto de la lluvia directa como de la escorrentía superficial y de los manantiales de la cabecera, es conocido por los lugareños y cuando abren canales para drenar la parte alta del deslizamiento, la velocidad disminuye; pero a medida que se van cegando el movimiento aumenta.

La velocidad del deslizamiento también varía en el espacio: en la parte alta el movimiento es más rápido y más intenso y en la parte distal el movimiento es tan inapreciable que hasta se ha construido una casa reciente sobre esta parte de la lengua: es el único edificio que se encuentra sobre el deslizamiento.

En la parte media abundan lóbulos y escalones que varían con el tiempo. Son consecuencia de pequeños deslizamientos dentro del flujo. Las lindes de las fincas han sufrido importantes variaciones en los últimos años debido al movimiento del terreno sobre el que se sitúan las vallas de los prados. Algunos han ganado bastantes metros cuadrados por el hinchamiento del terreno y el consiguiente desplazamiento de la linde, en perjuicio de sus vecinos.

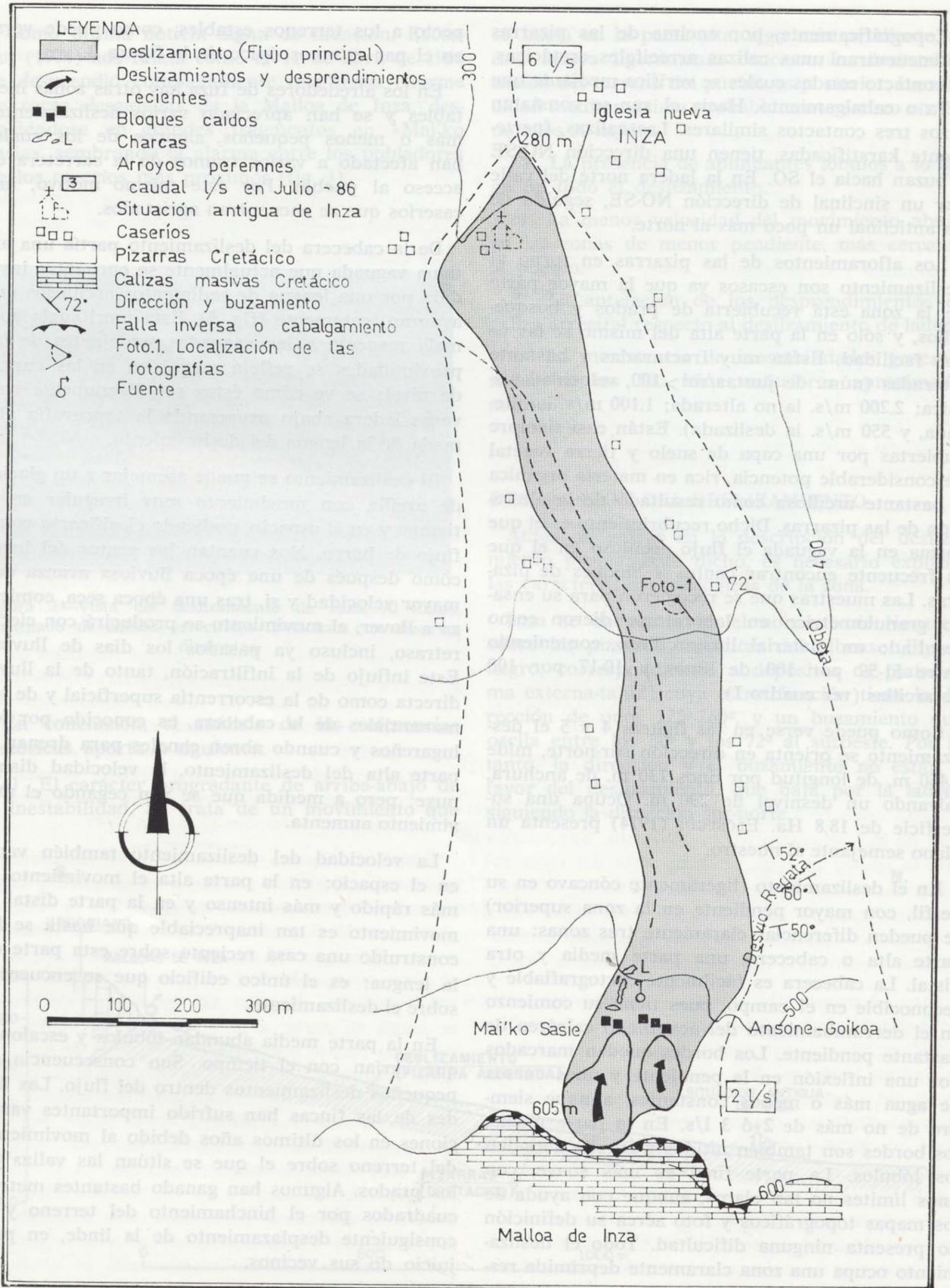


Figura 5.—El deslizamiento de Inza (planta).

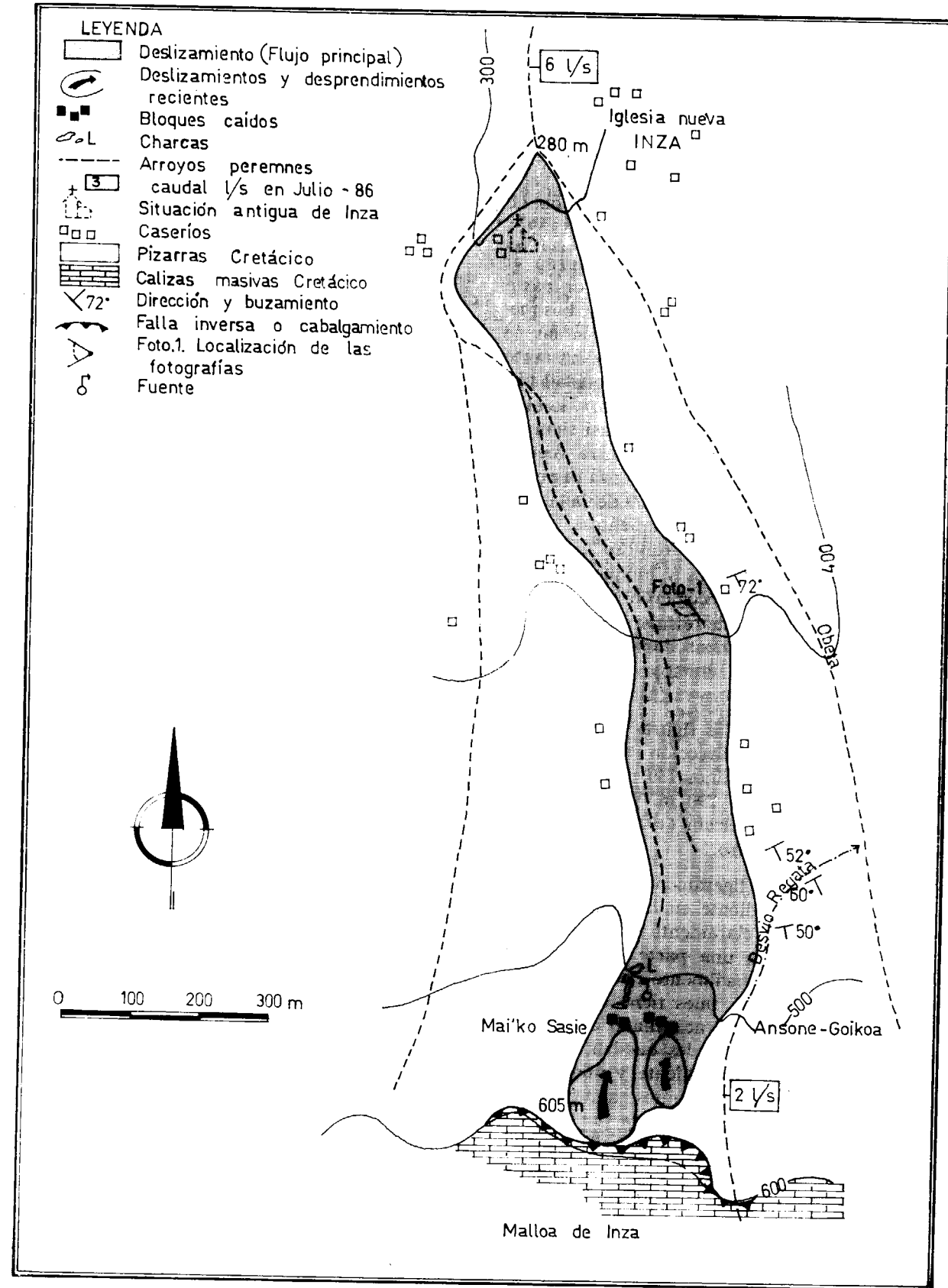


Figura 5.—El deslizamiento de Inza (planta).

ASPECTOS HIDROGEOLOGICOS

El pueblo de Inza, muy cerca de Guipúzcoa, se encuentra en la Navarra lluviosa, con una precipitación de alrededor de 1.600-1.900 mm/año.

El valle lo cierran una serie de picos afilados, en las estribaciones de la Sierra de Aralar. El más conocido de estos montes es el de Irumergarrieta, de 1.268 m. de altitud; mientras que el núcleo del pueblo se encuentra a 315 m. y la cabecera del deslizamiento entre los 500 y 600 m. de altura sobre el nivel del mar.

El karst de la Sierra de Aralar absorbe las lluvias y aguas del deshielo que circulan entre las grietas de las rocas, hasta encontrar los materiales impermeables del Albense-Aptense, que forman el muro del embalse subterráneo. En los contactos topográficamente más bajos entre estas litologías de diferente permeabilidad, dan lugar a puntos de descarga del acuífero, como es el manantial de Iribas, de 1.500 l/s. de caudal medio. Al pie del acantilado de la Malloa de Inza, es donde se encuentra dicho contacto que coincide con ciertos brotes de agua, que van alimentando la cabecera del deslizamiento, cuyo movimiento provoca a su vez la caída de grandes bloques calizos. Estos bloques desprendidos se van hundiendo poco a poco en un terreno fangoso, en el que aparecen varias charcas —«lagunas» las llaman en el pueblo— alimentadas por los rezumes antes mencionados. Esta zona mantiene la humedad de la lengua y el material de flujo no se encuentra saturado solamente aquí, sino que a lo largo de dicha lengua hay varios manantiales y regatos de agua temporales. En varios puntos puede tomarse el agua con pequeños pozos de escasa profundidad, 1,5 a 2 m., y en algún punto recogen el agua casi a nivel del suelo.

ANÁLISIS DE ESTABILIDAD

A fin de conocer la estabilidad del deslizamiento, se han realizado a lo largo de él una recogida de muestras y una campaña geofísica (Sísmica de refracción con martillo y sondeos eléctricos).

Los SEV han sido de escasa utilidad, sin embargo la sísmica de refracción muestra la existencia de tres horizontes: el primero corresponde a la zona deslizada que puede llegar a potencias de unos 3,5-4 m., el segundo corresponde a la

zona de pizarras alteradas y puede llegar a tener potencias de casi 9 m., y el más profundo corresponde al substrato de pizarra, prácticamente inalterada (velocidades respectivas medias: 550 m/s., 1.100 m/s. y 2.200 m/s.).

La primera capa es la que constituye la masa deslizada y se trata de arcillas muy activas de alta plasticidad con materia orgánica, en parte de formación. A nivel de características mecánicas, dado que el deslizamiento se encuentra con deformaciones importantes, el dato más relevante es el ángulo de fricción residual ϕ'_r . En el cuadro I pueden verse las principales características geotécnicas.

CUADRO I

Características de identificación y mecánicas

Identificación	Intervalo	Media
Granulometría:		
% < 0,074 mm.	61-76	74
% < 2 μ	10-17	11,3
Plasticidad:		
L.L.	55,7-64,8	59,1
I.P.	24 -29,7	27,4
Actividad:		
(I.P./% < 2 μ)		2,42
SO ₄	Exento	Exento
Materia orgánica (%).	0,37-1,75	1,06
MECANICAS		
ϕ'_r *		25°

* Correlación ϕ'_r - % < 2 μ - Actividad. SKEMPTON, 1985.

Hemos utilizado la correlación ϕ'_r - % < 2 μ - Actividad propuesta por SKEMPTON (1985), y que puede considerarse bastante fiable. De acuerdo con la misma, el ángulo de fricción residual ϕ'_r estará alrededor de 25°. Dada la actividad de las mismas es posible que se trate de arcillas sensibles, y que por tanto sus condiciones de estabilidad y cinemática cambien notablemente en caso de terremotos y una vez en movimiento.

El conjunto de valores obtenidos, así como la

estructura del terreno, guarda una estrecha semejanza con un deslizamiento de 2 Ha. situado en el puerto de Azpiroz, correspondiente a la misma formación geológica y que afecta a dos tramos de la carretera San Sebastián-Pamplona que deben ser reparados con cierta frecuencia. La cumbre es también caliza y la ladera pizarra arcillosa.

Como hemos visto, el nivel freático intercepta el talud como lo demuestran las surgencias difusas existentes.

Teniendo en cuenta la geometría del deslizamiento, de espesor regular y límites paralelos al propio talud, la estabilidad de éste se puede explicar adecuadamente por el modelo de talud infinito con flujo de agua cortando el talud. En estas condiciones el ángulo crítico del talud se sitúa alrededor de 11°.

En efecto, en el caso de flujo paralelo al talud (LAMBE WHITMAN, 1969):

$$\text{tg } i = \frac{\gamma'}{\gamma_t} \cdot \text{tg } \phi'_r$$

i = Ángulo de talud

γ' = Peso específico unitario sumergido = 1 T/m³

γ_t = Peso específico unitario total = 2 T/m³

i = 13,1° (talud)

Existiendo surgencias ya desde la mitad superior, i estará en torno a 11°. Si bien el talud medio es, en este caso, de unos 13°. Quiere ello decir que los terrenos situados por encima de la cota 425 m. son inestables, es decir, la mitad superior del deslizamiento. De hecho, y como ha sido comprobado en campo, la zona con mayor movimiento se sitúa aproximadamente por encima de esta cota.

Un dato interesante que arroja el análisis de la morfología de los bordes estables, poco alterados, es que la pendiente de los mismos en toda su longitud es de 13,4°. Como se ve, es muy próxima a los 13,1°, correspondiente a la estabilidad crítica, cuando hay flujo paralelo al talud. Cabe suponer que en este tipo de formaciones, cuando se alteran, dicho ángulo crítico se sitúa en el intervalo 13-15°. El deslizamiento de Inza puede interpretarse como un proceso de rebajamiento de este talud inicial, inestable una vez materializado, hasta un ángulo medio actual de unos 13°.

La adecuación del modelo del talud infinito con flujo de agua subterránea y parámetros resis-

tes residuales, presupone que la zona alterada más superficial del deslizamiento, poco antes de 1714 se encontraba prácticamente en el estado resistente residual. El proceso que conduce a la caída de la resistencia al corte hasta el valor residual, la rotura progresiva, es un fenómeno que puede ser originado por una amplia variedad de factores (CAVOUNIDIS et al., 1980). En el caso concreto de Inza, tenemos los siguientes: a) Macizo muy fracturado con más de 100 juntas/m², buena parte de ellas en condiciones resistentes muy próximas al estado residual. b) Alta meteorizabilidad del material, asociada con su alta actividad, el clima húmedo y el mantenimiento de la saturación por recarga desde las surgencias. c) Material susceptible al paso por fluencia bajo esfuerzos de corte sostenidos al valor residual sin necesidad de pasar por valores de pico, que es un modo de rotura progresiva posible, como han puesto de manifiesto NELSON et al. (1977). Dada la presencia de estos factores, es razonable suponer que en efecto, el material más superficial estaba prácticamente en el estado residual al producirse el deslizamiento en 1714. En definitiva, las causas básicas del deslizamiento habrían sido: a) Degradación de la resistencia al corte al valor residual. b) Pendiente. c) Alto nivel freático.

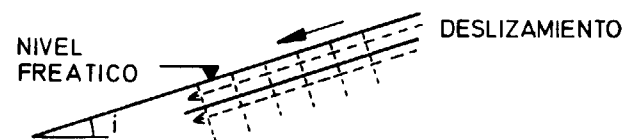


Figura 6.—Esquema del modelo de talud infinito con flujo paralelo al talud.

En cuanto a la *iniciación y progradación de la inestabilidad*, los elementos aportados por el análisis de la crónica histórica y el análisis de estabilidad, muestran que una secuencia probable del deslizamiento es la que se muestra en la figura 7.

Las lluvias produjeron un desprendimiento importante de calizas arrecifales que sobrecargaron por peso e impacto la parte superior de las pizarras negras alteradas, en las cuales había subido el nivel freático. Esto serviría para hacer deslizar toda la parte superior de mayor pendiente, una longitud que ignoramos, pero que pudo ser impor-

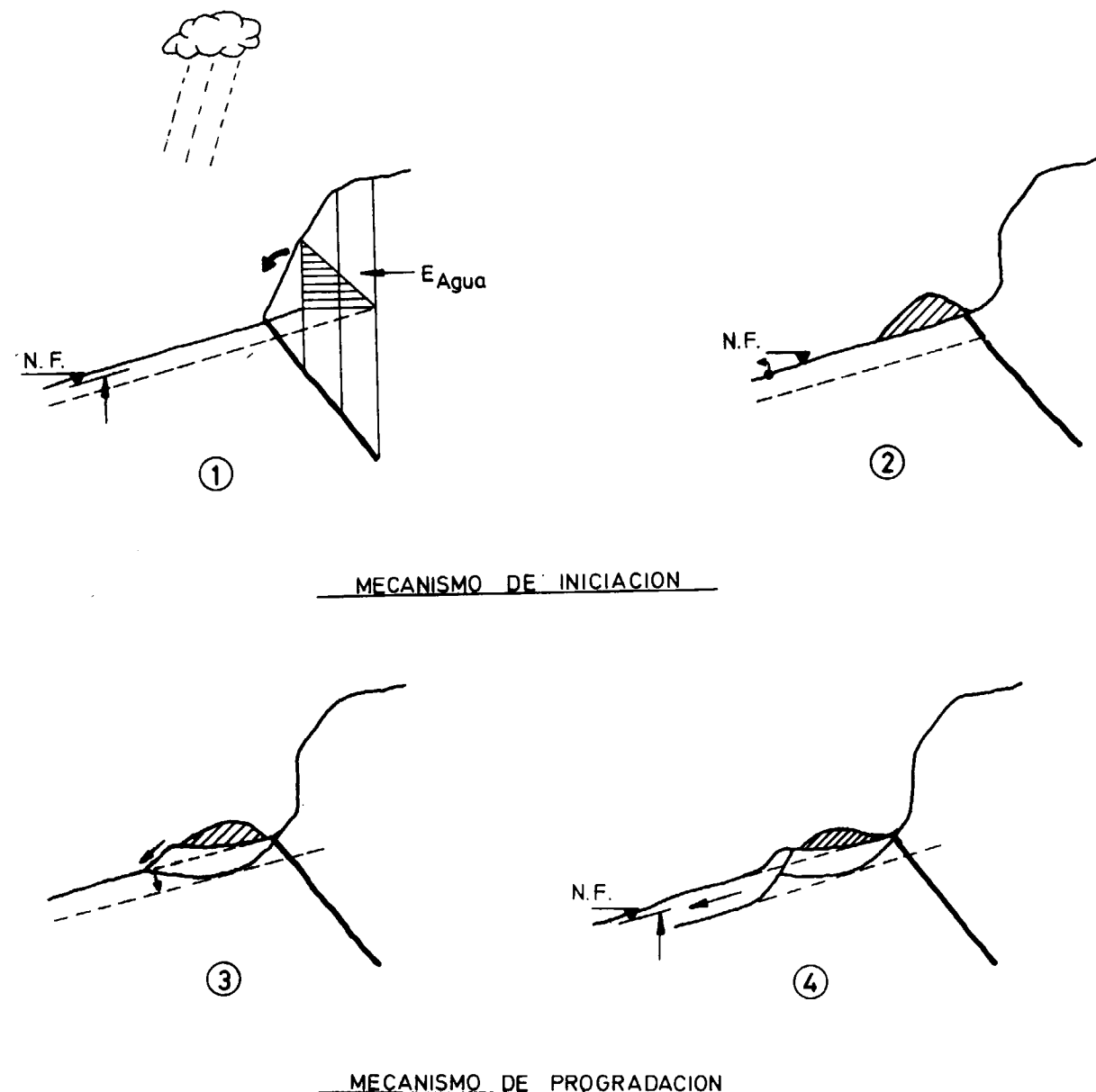


Figura 7.—Secuencia probable de iniciación y progradación del deslizamiento de Inza de 1714.

tante. Posteriormente, la formación de lóbulos montantes iría propagando el movimiento hacia abajo por sobrecarga y desestabilización, acompañadas por la subida progresiva del nivel freático hacia abajo, que se produciría con un desfase respectó a las lluvias, tal y como aún puede observarse en los movimientos actuales. El flujo de los lóbulos se vería favorecido por la caída de resistencia que suele acompañar al movimiento de este tipo de arcillas. Un mecanismo similar de

progradación ha sido observado en la parte inferior del deslizamiento de Olivares (Granada), en 1986 (DURÁN, 1986, Comunicación personal), en arcillas similares.

Actualmente, la mitad superior del deslizamiento sigue activa por su mayor pendiente, pero ello induce niveles de riesgo bajo-medio dado el conocimiento de los habitantes de la zona del fenómeno y la inexistencia de edificaciones. Incluso en

la parte inferior, más cercana al pueblo, se ha situado una casa recientemente sobre la lengua.

La actuación principal para detener el movimiento, si ello estuviera justificado, debería pasar por rebajar los niveles freáticos, especialmente captando y desviando las surgencias. La importancia de este factor, es central, ya que en ausencia de agua la ladera sería estable con 25°, mientras que ahora desliza con poco más de 13°.

CONCLUSIONES

Se ha analizado el deslizamiento de Inza (Navarra), deslizamiento aún activo en su mitad superior, que tuvo su fase paroxísmica inicial en 1714-1715, período en el cual pudo llegar a alcanzar velocidades medias de progradación hacia abajo de hasta unos 20 m/día. Se trata de un deslizamiento poco profundo (unos 4 m. de media, aunque en partes puede llegar a más de 10 m.), que afecta aproximadamente a un millón de metros cúbicos, en una ladera de unos 13° de talud medio, con una longitud de 1.450 metros.

El deslizamiento tiene lugar en unas pizarras negras cretácicas (Albense, Flysch negro) muy tectonizadas (más de 100 juntas/m³), buzantes en contra del deslizamiento, muy alteradas en su parte superior a arcillas muy activas. La estructura geológica con calizas arrecifales urgonianas en la parte superior, con surgencias, favorece la saturación y el flujo de agua subterránea en las pizarras.

El análisis de la crónica histórica, y el análisis de estabilidad, aportan las siguientes conclusiones:

— La estabilidad general está condicionada por:
a) Resistencia residual. b) Pendiente. c) Flujo de agua subterránea y alto nivel freático. El modelo de talud infinito con flujo de agua paralelo o incidente en el talud, permite explicar la estabilidad general.

— Se trató de un movimiento progradante de arriba hacia abajo. El mecanismo de iniciación estuvo probablemente en el ascenso del nivel freático provocado por las lluvias del otoño de 1714 y la sobrecarga producida en la zona de cabecera por el gran desprendimiento de caliza arrecifal urgoniana. El de progradación, por la subida desfasada del nivel freático hacia abajo por la recarga en el contacto caliza-pizarras, junto a la

sobrecarga producida por los lóbulos de forma progresiva. La morfología deprimida de toda la lengua indica que todas las zonas fueron desestabilizadas.

— La abundancia de deslizamientos de este mismo tipo (en los mismos materiales, con estructura geológica similar) en el norte de Navarra, parece indicar que en estas condiciones son un factor geomorfológico significativo, que impide la consolidación de pendientes por encima de los 13°-15° en estos materiales y crea vaguadas alargadas, de fondo plano, por sucesivas desestabilizaciones a ritmo con la velocidad de meteorización de la pizarra negra.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo desean agradecer su colaboración a D. Esteban Faci, de la Sección de Geología y Recursos Hidráulicos del Gobierno Navarro; a D. Jesús Nocito y D. Guillermo Conconi, de GEONOC, S. A., y al alcalde y vecinos de Inza. Asimismo, deseamos agradecer la información proporcionada por D. Joaquín del Valle de Lersundi, del IGME, sobre los aspectos geológicos.

BIBLIOGRAFIA

- CAVOUNIDIS, S., and SOTIPOPOULOS, E. (1980): *Hypothesis for Progressive Failure in a Marl*. Journal of the Geotechnical Engin. Div. ASCE, pp. 659-671.
- COMISIÓN PERMANENTE DE NORMAS SIMORRESISTENTES (1977): *Norma Sismorresistente PDS-1* (1974). Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- ELÓSEGUI, J. (1974): *El «terremoto» de Inza (1714-1715)*. Cuadernos de Etnología y Etnografía de Navarra. Instituto Príncipe de Viana, núm. 24, pp. 373-404.
- DE MIÑANO, S. (1826): *Diccionario Geográfico-Estadístico de España y Portugal*. Tomo V, p. 57. Madrid, Imprenta de Pierart-Peralta.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA. Dirección de Aguas y Geotecnia. División de Geotecnia (1985): *Estudio Geotécnico de cinco zonas inestables en Navarra: Estudio Geotécnico del deslizamiento de Inza*.
- LAMBE, W., y WHITMAN, T. (1969): *Mecánica de suelos*. Editorial Limusa-Wiley, México.
- NELSON, J. D., and THOMPSON, E. G. (1977): *A Theory of Creep Failure in Overconsolidated Clay*. Journal of the Geotechnical Engin. Div. ASCE. Nov. 77, pp. 1281-1294.
- OCHOA Y ALDA, T. (1842): *Diccionario Histórico y Geográfico de Navarra*. Imprenta del autor. Pamplona.
- SKEMPTON, A. W. (1985): *Residual Strength of Clays in landslides, folded strata and the laboratory*. Geotechnique, 35, núm. 1, 3-18.

Recibido: Febrero de 1987

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Estimación de la dispersión Compton en Fluorescencia de Rayos X: Aplicación al estudio de rocas carbonáticas

Por M. BUSTILLO REVUELTA (*) y R. FORT GONZALEZ (**)

RESUMEN

Se describe un método, para la determinación de elementos traza por Fluorescencia de Rayos X, basado en la estimación de los coeficientes de absorción de masa (μ) en patrones de rocas carbonáticas a partir de la medida de la intensidad del pico denominado Compton con un tubo de wolframio. Este método permite, utilizando un patrón internacional (BCR-1), el análisis de elementos traza en sedimentos y rocas carbonáticas. Para el estroncio y el zinc, los errores tienen un valor máximo de ± 5 por 100. En longitudes de onda superiores al eje de absorción del hierro, es necesario establecer una corrección basada en el contenido en hierro, lo que permite la determinación del hierro y manganeso.

Este método tiene una limitación relacionada con el coeficiente de absorción de la muestra: no es aplicable a materiales con un μ muy bajos ($\mu_{0,9} < 7$) o muy altos ($\mu_{0,9} > 20$). No obstante, comúnmente los sedimentos y rocas carbonáticas presentan valores de μ incluidos en dicho rango.

ABSTRACT

An X-ray fluorescence method is described for the determination of trace elements. Mass absorption coefficients (μ) for reference standards (carbonate rocks) can be estimated by the use of measurements of the intensity of the Compton scattered portion of a K_{α} primary beam. The precise determination of mass absorption coefficients allows a single standard sample (BCR-1) to serve as a reference standard for the analysis of trace elements in carbonate rocks. Overall errors in strontium and zinc analysis by the proposed method amount to approximately $\pm 5\%$. The practical range extends from nickel to tin ($Z=28$ to $Z=50$). For all wavelengths longer than that of the iron absorption edge, a correction based on the iron content allows the analytical determination of iron and manganese.

This method has a limitation related with the mass absorption coefficient of the sample: samples with very low μ ($\mu_{0,9} < 7$) or very high μ ($\mu_{0,9} > 20$) are excluded. Nevertheless, common carbonate sediments and rocks have values of μ included in this range.

INTRODUCCION Y OBJETIVOS

El estudio de elementos traza por Fluorescencia de Rayos X requiere la corrección de los resultados obtenidos en base a la existencia del efecto matriz, debida, básicamente, a la diferente composición química entre los patrones utilizados y las muestras analizadas. Si esta composición química es conocida, es posible calcular el coeficiente de absorción de masa en cada patrón para la longitud de onda (λ) del elemento analizado, lo

cual nos permite, a través de la fórmula de REYNOLDS (1963), obtener el valor corregido para la muestra estudiada:

$$\text{p.p.m. } Z_x = \frac{\text{cps } ZK\alpha_x}{\text{cps } ZK\alpha_{\text{std}}} \times \frac{\mu\lambda_x}{\mu\lambda_{\text{std}}} \times \text{p.p.m. } Z_{\text{std}} \quad [1]$$

siendo cps $ZK\alpha_x$ y cps $ZK\alpha_{\text{std}}$ las cuentas por segundo del elemento a analizar, en la muestra y standard respectivamente, $\mu\lambda_x$ y $\mu\lambda_{\text{std}}$ los coeficientes de absorción de masa de la muestra y el standard para la longitud de onda λ del elemento, y p.p.m. Z_{std} las partes por millón del elemento en el standard.

No obstante, en muchas ocasiones, la composición química de las muestras no es conocida,

(*) Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

(**) Instituto de Geología Económica. CSIC. 28040 Madrid.

por lo que no es posible obtener exactamente su coeficiente de absorción de masa. Existen diferentes métodos de corregir el efecto matriz en esta situación: a través de la relación Intensidad de pico/Intensidad de fondo (ANDERMANN y KEMP, 1958), utilizando patrones internos (HOWER, 1959), corrigiendo el valor del fondo «neto» (FEATHER y WILLIS, 1975), etc. Un método simple y de gran rapidez es el basado en el estudio de la dispersión Compton. Cuando un haz de rayos incide sobre la muestra, parte es dispersado incoherentemente, originando un pico (denominado Compton) situado 0,0243 Å más lejos que la correspondiente $K\alpha$ del elemento que constituye el tipo de tubo. La intensidad de esta radiación es inversamente proporcional al coeficiente de absorción de masa, por lo que su cuantificación permite hacer una estimación de dicho coeficiente (REYNOLDS, 1963). Este método ha sido utilizado por diversos autores para el estudio de rocas endógenas (REYNOLDS, 1963 y 1967), FEATHER y WILLIS (1975) y materiales con matriz orgánica (RYLAND, 1964). El objetivo de este trabajo es su aplicación a las rocas carbonáticas, materiales éstos en los cuales no existe un número adecuado de patrones contrastados internacionalmente (GOVINDARAJU, 1984).

METODOLOGIA

Para este estudio se prepararon patrones de productos químicos (SiO_2 , $SO_4Ca \cdot 2H_2O$, CO_3Ca , $ClNa$, F_2Ca , ClK , CO_3Na_2 , Fe_2O_3 y Cr_2O_3) que fueron elegidos en función de sus coeficientes de absorción de masa, de tal forma que existiese un amplio rango de variación que permitiese obtener la recta de correlación entre las intensidades Compton y sus correspondientes coeficientes. Como comprobación también se incluyó el patrón internacional JB-2 (Basalto). Por último, se prepararon también patrones de rocas carbonáticas con diferentes contenidos en Fe_2O_3 , MnO , Sr y Zn (tabla 1) para testificar la validez de este método de corrección.

Como condiciones de trabajo se establecieron las siguientes: tubo de Wolframio, cristal de FLi, 50 Kv y 40 mA, condiciones éstas que permiten analizar de una forma simultánea los elementos antes citados (FLETCHER, 1981). El pico Compton se localizó, para el tubo de Wolframio, a una longitud de onda de 1,500 Å, tal como hacen constar DELONG y McCULLOUGH (1973). En cuanto al cálculo de los coeficientes de absorción de masa para

TABLA 1
Contenidos en Fe_2O_3 , MnO , Sr y Zn de los diferentes patrones de rocas carbonáticas (matriz calcítica)

Patrón	% Fe_2O_3	% MnO	ppm Sr	ppm Zn
A	2,00	0,060	500	100
B	1,50	0,050	400	80
C	1,00	0,040	300	60
D	0,50	0,030	200	40

los patrones obtenidos, se utilizaron las tablas de LIEBHAFSKY et al. (1960) para una longitud de onda de 0,9 Å, λ ésta considerada la más adecuada por REYNOLDS (1963) al estar situada en la región I de HOWER (1959). El tiempo de medida para cada análisis se estableció en 20 segundos, lo que produce un error por contaje inferior al 1 por 100 (FLETCHER, 1981), realizándose estos análisis en un espectrómetro de fluorescencia Philips PW-1410.

RESULTADOS

Los resultados obtenidos en la correlación entre los valores de $\mu_{0,9}$ y las intensidades Compton se muestran en la tabla 2. El coeficiente de correlación toma un valor $r = -0,66$ que no puede considerarse como aceptable. Esto es debido a la inclusión de patrones con coeficientes de absorción de masa extremos, tanto en valores inferiores (CO_3Na_2) como superiores (Cr_2O_3 y Fe_2O_3). REY-

TABLA 2
Relación entre los valores del coeficiente de absorción de masa a 0,9 Å ($\mu_{0,9}$) y las intensidades de pico Compton ($I_c/200$) para los diferentes patrones estudiados.

Muestra	$\mu_{0,9}$	$I_c/200$
CO_3Na_2	4,11	579
SiO_2	8,19	248
$SO_4Ca \cdot 2H_2O$	13,31	211
CO_3Ca	15,68	201
JB-2	16,45	196
$ClNa$	16,35	182
F_2Ca	20,12	171
ClK	26,85	132
Cr_2O_3	42,02	100
Fe_2O_3	52,47	118

NOLDS (1967) afirma que el método de corrección Compton es válido para materiales con coeficientes de absorción de masa entre 7 y 20 para $\lambda = 0,9$. La supresión de los patrones antes citados, al no estar incluidos en dicho rango, genera un coeficiente de correlación de $r = -0,988$ (fig. 1), valor éste que sí permite una adecuada relación entre ambas variables. Para el estudio de sedimentos y rocas carbonáticas, se ha considerado este último valor de r , pues los rangos de variación frecuentes en sus composiciones químicas, siempre generan coeficientes de absorción de masa entre 7 y 20.

Una vez establecida la recta de regresión que permite, conocida la intensidad Compton para la muestra, obtener una estimación de su coeficiente de absorción de masa, se ha testificado la validez de este método con los patrones de rocas carbonáticas. Para ello se ha utilizado la fórmula de REYNOLDS (1967):

$$p.p.m. Z_x = \frac{cps ZK\alpha_x}{cps ZK\alpha_{std}} \times \frac{\mu_{0,9x}}{\mu_{0,9std}} \times p.p.m. Z_{std} \quad [2]$$

siendo $cps ZK\alpha_x$ y $cps ZK\alpha_{std}$ las cuentas por segundo para el elemento Z (línea $K\alpha$) en la mues-

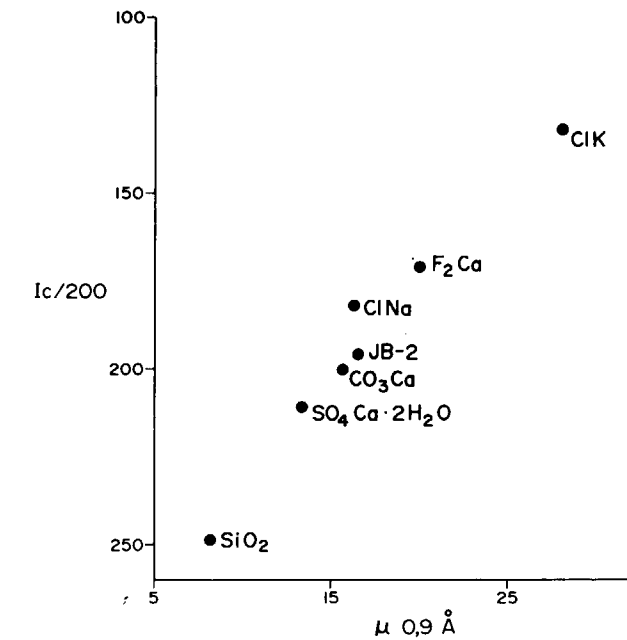


Figura 1.—Representación de los valores para los coeficientes de absorción de masa a 0,9 Å ($\mu_{0,9}$) y las intensidades del pico Compton ($I_c/200$), en los patrones con $\mu_{0,9}$ comprendidos entre 7 y 20.

tra y en el estandar respectivamente, $\mu_{1,94x}$ y $\mu_{0,9std}$ los coeficientes de absorción de masa para la muestra (estimado a partir de su intensidad Compton) y el standard (obtenido a partir de su composición química conocida) y Z_{std} el contenido en p.p.m. del standard. Como standard se eligió el patrón internacional denominado BCR-1. Los resultados obtenidos, en función de los elementos analizados, han sido los siguientes:

Estroncio y Zinc

Para el estroncio y zinc (tabla 3) se observa una correcta relación entre los valores en p.p.m. existentes en cada patrón y los obtenidos a través del método descrito. Estos resultados concuerdan con REYNOLDS (1967), quien afirma que este método, basándose exclusivamente en el cálculo del μ a 0,9 Å, es válido para aquellos elementos cuyo número atómico sea superior a 28 (Níquel) e inferior a 50 (Estaño) (NESBITT et al., 1975). Esta zona, denominada por HOWER (1959) región I, incluye la mayor parte de los elementos que se presentan en forma de trazas y cuyo análisis resulta de gran interés en el estudio geoquímico, tanto de rocas endógenas como sedimentarias, en particular el estroncio en sedimentos y rocas carbonáticas (BUSTILLO y FORT, 1986).

Hierro y Manganeso

Para el hierro y el manganeso los resultados fueron negativos, observándose desviaciones, entre los contenidos reales y los obtenidos a través del método Compton, de hasta 2.000 por 100. Estas desviaciones, por otro lado esperables, son debidas a la existencia del eje de absorción del hierro (HOWER, 1959), que inutiliza los valores de $\mu_{0,9}$ en la medida de elementos de número atómico inferior a 28. No obstante, en la región II de este último autor, que incluye los elementos de número atómico entre 23 y 26 (Vanadio y Hierro, respectivamente), se puede establecer un método alternativo que permite utilizar los valores obtenidos de $\mu_{0,9}$. REYNOLDS (1967) considera la fórmula:

$$\mu_{1,94x} = \frac{15,67 \times \mu_{0,9x} \times I(Fe)_{std}}{2,062 \times I(Fe)_{std} + I(Fe)_x} \quad [3]$$

donde $\mu_{1,94x}$ y $\mu_{0,9x}$ son los coeficientes de absorción de masa de la muestra a longitudes de onda de 1,94 Å y 0,9 Å, respectivamente, y $I(Fe)_{std}$ y $I(Fe)_x$ las intensidades del hierro en el standard

y la muestra, respectivamente. Esta fórmula permite obtener el valor de $\mu_{1,94x}$ a partir del $\mu_{0,9x}$, procedente de la medida de la intensidad de Compton. Posteriormente, y aplicando la fórmula [1], se puede calcular el contenido en hierro y manganeso de la muestra a partir del standard. Esta corrección de los coeficientes de absorción de masa fue aplicada a los patrones de rocas carbonáticas, obteniendo los resultados de la tabla 4 para el hierro y el manganeso. Como se puede observar, la correlación es aceptable, con desviaciones que oscilan entre el -8,5 por 100 y el +8,0 por 100 en el hierro y entre +5,0 por 100 y -5,0 por 100 en el manganeso.

CONCLUSIONES

De acuerdo con los objetivos planteados y los resultados obtenidos, se pueden establecer las siguientes conclusiones finales:

- 1) La obtención de los coeficientes de absorción de masa, a través del cálculo de la intensidad del pico Compton, permite co-

rregir el efecto matriz en las rocas carbonáticas, consiguiéndose resultados que pueden considerarse como aceptables en el análisis del estroncio y zinc y, por extensión, a los elementos con número atómico entre el 28 y el 50 (Ni y Sn).

- 2) Este método, aplicado directamente, es erróneo para los elementos con número atómico inferior al del níquel, por lo que es necesario establecer las correcciones adecuadas que permitan soslayar la influencia del eje de absorción del hierro.
- 3) En cualquier caso, el coeficiente de absorción de masa de la muestra condiciona la validez del método, pudiéndose establecer como límites coeficientes entre 8 y 20 (para una λ de 0,9 Å), de forma muy similar a la descrita por REYNOLDS (1967). Para coeficientes no incluidos en este rango, por otro lado extremadamente raros en los sedimentos y rocas carbonáticas, es necesario considerar otros métodos de corrección del efecto matriz (BUSTILLO y FORT, 1987).

TABLA 3

Estudio comparativo, para los patrones de rocas carbonáticas, entre los valores reales (A) y los obtenidos a través del método Compton (B), en el estroncio y zinc. La columna (C) indica el % de desviación entre (A) y (B).

Patrón	$\mu_{-0,9c}$	Sr (ppm)			Zn (ppm)		
		A	B	C	A	B	C
A	18,31	500	505	+1,0%	100	96	-4,0%
B	17,98	400	402	+0,5%	80	79	-1,2%
C	17,62	300	298	-0,7%	60	62	+3,3%
D	17,58	200	195	-2,5%	40	42	+5,0%

TABLA 4

Estudio comparativo, para los patrones de rocas carbonáticas, entre los valores reales (A) y los obtenidos a través del método Compton (B), en el hierro y manganeso. La columna (C) indica el % de desviación entre (A) y (B)

Patrón	$\mu_{-1,94c}$	Fe ₂ O ₃ (%)			MnO (%)		
		A	B	C	A	B	C
A	124,1	2,00	1,83	-8,5%	0,06	0,063	+5,0%
B	125,4	1,50	1,59	+6,0%	0,05	0,051	+2,0%
C	126,0	1,00	1,08	+8,0%	0,04	0,038	-5,0%
D	129,5	0,50	0,53	+6,0%	0,03	0,029	-3,3%

BIBLIOGRAFIA

ANDERMAN, G., y KEMP, J. W. (1958): *Scattered X-rays as internal standards in X-ray emission spectroscopy*. Anal. Chem., 30:1306-1309.

BUSTILLO, M., y FORT, R. (1986): *Evolución geoquímica del estroncio en los procesos de dolomitización: aplicación a las dolomías del Cretácico Inferior de la zona oeste de Cantabria*. Bol. IGME, XCVII-V:662-671.

BUSTILLO, M., y FORT, R. (1987): *Estudio de la influencia del efecto matriz en el análisis de rocas carbonáticas por Fluorescencia de Rayos X*. Estudios Geológicos (en prensa).

DELONG, S. E., y McCULLOUGH, D. (1973): *Compton — scattered tungsten X-rays as a measure of mass absorption coefficients in rocks*. Am. Mineral., 58:1073-1075.

FEATHER, C. E., y WILLIS, J. P. (1976): *A simple method for background and matrix corrections of spectral peaks in trace element determination by X-ray fluorescence spectrometry*. X-ray Spectrom., 5: 41-48.

FLETCHER, W. K. (1981): *Analytical methods in Geochemical Prospecting*. Handbook of Exploration Geochemistry, vol. 1, Elsevier, Amsterdam, 255 pp.

GOVINDARAJU, K. (1984): *Geostandards Newsletter*, volumen VIII, Special Issue.

HOWER, J. (1959): *Matrix corrections in the X-ray spectrographic trace element analysis of rocks and minerals*. Am. Mineral., 44:19-32.

LIEBHAFSKY, H. A.; PFEIFFER, H. G.; WINSLOW, E. H., y ZEMANY, P. D. (1960): *X-ray absorption and emission in analytical chemistry: spectrochemical analysis with X-rays*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 357 pp.

NESBITT, R. W.; MASTINS, H.; STOLZ, G. W., y BRUCE, D. R. (1976): *Matrix corrections in trace element analysis by X-ray fluorescence: an extension of the Compton scattering technique to long wavelengths*. Chem. Geol., 18:203-213.

REYNOLDS, R. C. (1963): *Matrix corrections in trace element analysis by X-ray fluorescence: estimation of the mass absorption coefficient by Compton scattering*. Ann. Mineral., 48:1133-1143.

REYNOLDS, R. C. (1967): *Estimation of mass absorption coefficients by Compton scattering: improvements and extensions of the method*. Am. Mineral., 52:1493-1502.

RYLAND, A. L. (1964): *A general approach to the X-ray spectroscopic analysis of samples of low atomic number*. Abstr., Am., Chem. Soc. Annu. Meet.

INFORMACION

Mineros destacados del Siglo XIX

José Monasterio y Correa (1819-1874)
e Isidro Sebastián Buceta y Solla (1846-1874)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

Cuando eramos alumnos de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas, en los actos solemnes celebrados en la sala del claustro, siempre mirábamos con respeto y admiración, una lápida de mármol blanco, con los nombres de ocho ingenieros «Fallecidos en el cumplimiento de su deber». Encabeza la relación «Mariano Santa Cruz. Hiendelaencina, 19 de octubre de 1864». Nadie sabía quién era, ni cómo había fallecido. Se trata de Mariano Pérez Santa Cruz, natural de Madrid, perteneciente a la promoción de 1848. Figura en la lista general de los Ingenieros de Minas con el núm. 378. En la fecha del óbito, tenía la categoría de ingeniero primero del cuerpo nacional de ingenieros de minas. Había estado destinado en el establecimiento de Almadén y recién pasado (1864) a las órdenes del Ingeniero Jefe del Distrito Minero de Guadalajara, quien le encargó, entre otras misiones, la dirección de la Mina «Perla» en Hiendelaencina. En esta mina, el 19 de octubre, se inició un incendio en la entibación de las plantas 3.ª y 4.ª Informado el joven ingeniero, desciende valientemente a la cabeza del equipo de rescate, formado por capataces y administrativos, en un intento de salvar a los cinco operarios de la planta 6.ª, sin conseguirlo. Sofocado el incendio, intenta con su equipo el 26 de noviembre rescatar los cadáveres, pereciendo asfixiado, él con seis de sus miembros. En total hubo 12 muertos, con ocasión de esta catástrofe. Una vez más, se demostró la camaradería entre todos los ingenieros, con ocasión de los funerales solemnes celebrados el 10 de noviembre, en Santa María la Real de la Almudena, patrocinado por los ingenieros de Minas, Caminos y Montes.

Por estos datos se aprecia un doble error en la lápida, la omisión del primer apellido Pérez y el cambio de la fecha del óbito, al poner 19 en lugar de 26. Este error continúa en la lápida actualizada, descubierta (4 de diciembre de 1925) por D. Alfonso XIII en el actual para-

ninfeo de la Escuela. En ambas lápidas ocupan el 2.º y 3.º lugar, con la misma fecha y localidad José Monasterio e Isidro Buceta. Era motivo general de comentario entre los alumnos la posibilidad de una importante catástrofe que ocasionó estas dos víctimas simultáneas. Esta coincidencia de los fallecimientos nos animó a publicar juntas ambas biografías.

En esta armoniosa sala, decorada por el madrileño Daniel Zuloaga y Boneta (1852-1921), nos agradaba contemplar los retratos de tres reyes reinantes, desde que se compró el solar de Ríos Rosas, hasta el final de las obras de construcción: Alfonso XII (1874-1885), María Cristina (1885-1886) y Alfonso XIII (1886-1931), este último con uniforme de gala de jefe supremo del cuerpo de minas, modelo 1886, descolgados en 1931, y trasladados al sótano de la escuela, de donde desaparecieron en 1936. Los tres cuadros tenían la firma ZULOAGA. Suponemos eran obra del ceramista, pues si hubiese sido el autor el eibarrés Ignacio Zuloaga y Zabaleta estarían catalogados y hubiesen figurado en su exposición celebrada en Barcelona en 1929.

Corrían los tiempos difíciles de la república federal unitaria (febrero de 1873-diciembre de 1874) con presidentes como Estanislao Figueras y Moragas (1819-1882), Francisco Pí y Margall (1840-1891), Nicolás Salmerón y Alonso (1838-1908) y Emilio Castelar (1832-1899), considerado como el último presidente, con tendencia a normalizar la vida del país, aunque verdadero dictador. Derrotado en la votación de las Cortes Constituyentes (3 de enero de 1874) le siguieron Francisco Serrano y Domínguez (1810-1885) como presidente del poder ejecutivo y el restaurador Antonio Cánovas del Castillo (1828-1897), a quien dieron el poder en Sagunto. Fue tremenda la decadencia del orden y de la seguridad, durante este periodo, aunque algunos de estos personajes como Pí, lo tuvieron la mayoría de los políticos, como modelo de probidad,

sencillez y severidad en sus costumbres. Consecuencia de la pérdida de autoridad y disciplina, fue la acepción dada a la voz republicana («Desorden, desconcierto y desbarajuste») (*). Este ambiente relajado, carencia de autoridad, plena guerra civil, propiciaban el asesinato al menor pretexto, como ocurrió con los dos ingenieros biografiados.

1. JOSE MONASTERIO

1.1. LA FAMILIA MONASTERIO CORREA

El, noble castellano, y ella, descendiente de la rama de la noble familia gallega Correa, que pasó a las villas de Valdemoro y Pinto, de Madrid, formaron la familia, en la que nació José de Monasterio y Correa. Cuando esta familia residía en Madrid nació (1819) José, después pasó a Valladolid, donde nació (1823) su hermano Raimundo, quien llegaría a ser eminente doctor en medicina y catedrático de clínica en el Colegio de San Carlos de Madrid, fallecido prematuramente (1853).

Ambos hermanos estudiaron en las Escuelas Pías de Madrid y posteriormente en San Isidro. Estos estudios coincidieron con la época polémica sobre la creación por R. D. (El Pardo, 19 de noviembre de 1835) de un colegio científico, preparatorio de los alumnos de las escuelas de aplicación de ingenieros de caminos, minas, geógrafos y montes y plantíos, donde se debían cursar los estudios comunes. Existe gran interés político en iniciar las actividades del proyectado centro docente. En una R. O. circular (10 de noviembre de 1836) a los gobernadores civiles se especifican las circunstancias para que los alumnos se incorporen al mismo, fija la edad, entre 15 y 20 años, y la realización de un examen de aritmética, álgebra, geometría, trigonometría rectilínea, aplicación de álgebra a la trigonometría y dibujo. Se cierra más el cerco, y dispone (R. O. de 17 de abril de 1836) no reciba la Escuela de Minas, alumnos que no hubiesen pasado por el Colegio. El Colegio no abre las aulas, continúan las polémicas, se convoca el ingreso en la Escuela de Minas para el curso de 1837, y entre los seis ingresados, figura con el número uno José de Monasterio, teniendo en la relación general de ingenieros de minas el núm. 279.

En 1840 pasa a Almadén, donde realiza las prácticas reglamentarias, y queda destinado como aspirante de primera clase del Cuerpo facultativo de minas.

Todavía en prácticas, su visita (1844) a las minas de Usagre (Extremadura) fue el tema de un artículo publicado en el «Boletín Oficial de Minas».

1.2. ACTIVIDAD GEOLOGICO MINERA

Terminadas las prácticas y su misión docente en Almadén, pasa destinado (diciembre de 1844) a Cuevas de Vera (Almería); encargándole interinamente la inspección del distrito minero de Lorca. Lo designaron secretario de la inspección de Sierra Almagrera y Murcia, cuando era ayudante segundo del Cuerpo de Minas, paso en residen-

(*) Enciclopedia ESPASA. T. L, pág. 1043, año 1923.

cia a Cartagena, para atender la minería de aquella Sierra. Allí ascendió a ayudante primero, y en noviembre de 1849 fue nombrado inspector del distrito de Murcia. En aquella inspección permaneció hasta su designación (mayo de 1853) como inspector del distrito de Almería, ya con la categoría de ingeniero jefe de segunda clase, donde había iniciado sus actividades de policía minera.

La actuación de Monasterio en la Sierra de Cartagena siempre fue encomiada por todos los mineros y metalúrgicos, por los singulares servicios prestados, contribuyendo eficazmente al desarrollo minero minifundista, de aquella zona minera, donde muchos mineros se enriquecieron gracias a su asesoramiento. Cuando trabajamos en aquella sierra (1929) era fantástica la vista de sus parajes, por los malacates, chimeneas de las máquinas de vapor, para la extracción, instalación de fundido y desplantación; instalaciones desgraciadamente desaparecidas por no haberlo declarado paraje histórico artístico. Todavía recordamos haber visto talleres de preparación mecánica con mesas cartageneras, con un dispositivo de colgado ideado por Monasterio y publicado en la «Revista Minera» (1862). Su trabajo en entidades particulares, como en la mina «La Bilbaína», fue ensalzado en el «Diario de Murcia» y en «El Faro Cartaginés».

Su paso por Murcia se recuerda en varios artículos de los que es autor. Todos le reconocían en Murcia como un publicista y sospecho, que por su valía, con motivo de la exposición pública (1852), promovida por la «Sociedad de Amigos del País de Murcia», de productos agrícolas, industriales y artísticos, convocaron un concurso simultáneo para la memoria en que mejor se describiesen las diferentes clases de minerales explotadas en las sierras situadas a Levante de la Cartagena, los procedimientos empleados en su extracción y beneficio y los medios de mejorarlos, acompañando una colección de minerales, científicamente clasificados. Obtuvo Monasterio el premio, único con condiciones para su preparación, y el título de socio de mérito de la entidad promotora. El mismo año (marzo de 1852) fue designado caballero de la Real y distinguida Orden de Carlos III.

Como colaboración con la Comisión del Mapa Geológico, recién creada (R. O. de 11 de julio de 1849), se propuso con la ayuda de su compañero Lino Peñuelas y Fornesa (1825-1878), realizar el mapa geológico provincial de Murcia, teniendo que iniciar la labor con el trazado del topográfico, trabajo suspendido con motivo de su traslado a Almería.

El paso por los servicios de los distritos, fue motivo de varios artículos técnicos publicados en las principales revistas de la época.

En los periódicos contemporáneos, refiriéndose al espantoso incendio ocurrido (junio de 1851) en la fábrica de seda de Cartagena, se comenta muy favorablemente su arrojo y disposiciones acertadas, para lograr su extinción.

Es destinado (mayo de 1853) al distrito de Almería como jefe de segunda clase, recibiendo señaladas muestras de agradecimiento, con ocasión de su despedida, por parte de los mineros del distrito de Murcia. Prestó sus valiosos servicios en Almería hasta que fue comisionado (21 de agosto de 1855) a Bélgica y Sajonia, para estudiar experimentalmente los adelantos de las industrias minera y metalúrgica.

En 1865 lo comisionan para practicar varios deslindes, con dificultades técnicas y administrativas, en la cuenca carbonífera de Utrillas, agraciándole su éxito la Reina Isabel II con la concesión (14 de julio de 1865) de la encomienda de número de Isabel la Católica.

Fue designado (11 de noviembre de 1865) vocal de la comisión encargada de formar el plan nacional de ferrocarriles.

Ascendió (28 de marzo de 1866) a inspector general de segunda clase. Cesó en la docencia de metalurgia por tener que ocupar su puesto en la Junta Superior Facultativa de Minas.

También recibe la designación (10 de marzo de 1869) de jefe superior del establecimiento de Almadén, con el objeto de presentar un plan de mejoras en aquel establecimiento. Estudió a fondo la técnica de beneficio ideada por el metalúrgico francés Pellet y su posible aplicación en Almadén. Por esta colaboración le fueron concedidas (1869) los honores de jefe superior de administración civil.

Le encomienda el ministro de Hacienda (1870) la adquisición de máquinas y aparatos, de acuerdo con los últimos adelantos, para poner en práctica el programa que había presentado (1869). Es comisionado a Inglaterra y Bélgica, encargando personalmente lo que consideraba necesario construir para implantar su plan de reformas, lo que le obligó a residir durante algún tiempo en Lieja. Terminada la construcción, se trasladó a Almadén para dirigir personalmente su instalación, las obras de modernización de los pozos, así como las excavaciones necesarias. Este proyecto está llegando a su fin, cuando estuviese terminado (1874) se habría conseguido la posibilidad de un incremento en la producción, la reducción de los costes y grandes beneficios para aquellos trabajadores, que gracias a las reformas, por él allí planteadas, podían ya bajar y subir de aquellas profundidades sin ir dejando, por la fatiga y el cansancio, trozos de su vida en los peldaños de las antiguas escaleras. Aquellos obreros ya podían respirar, en el interior de la mina, una atmósfera relativamente saludable, que les evita o aminora, al menos, las terribles enfermedades, que tanto destruían antes sus fuerzas y que tan prematuramente llevaban a muchos al cementerio.

Fue miembro de muchas asociaciones, ardiente propagador de la escuela libre-cambista. Además de las condecoraciones mencionadas anteriormente de Carlos III e Isabel la Católica, mereció, por sus trabajos, las siguientes: Gran Cruz de la Orden Civil de María Victoria, Oficial de Leopoldo de Bélgica, Oficial de la Rosa de Brasil.

1.3. ACTIVIDAD DOCENTE

Entusiasta de la enseñanza, pronto se dan cuenta los superiores de su valía en este campo, coincide con la organización de la escuela práctica de Almadén, y como consecuencia de la aprobación de su reglamento (11 de marzo de 1841). Siendo todavía aspirante primero, es designado profesor de matemáticas y de dibujo, siendo muy apreciada por sus alumnos la labor docente y la competencia del joven profesor. Lo considera su director, Policarpo Ciá y Francés (1817-1867), como un excelente profesor, figurando en el cuadro de profesores durante

los cursos (1841-1842) (1842-1843) y (1843-1844), siendo sustituido, cuando fue destinado a Almería, por su compañero Enrique Bermejo.

La comisión encomendada (21 de agosto de 1855) en Bélgica y Sajonia lo era para que actualizase sus conocimientos metalúrgicos y en construcción, con los últimos adelantos, con el propósito de nombrarle a su regreso (1856) profesor del grupo de asignaturas de mecánica aplicada, preparación mecánica de minerales, construcción y estereotomía.

Fue muy comentada y unánimemente acertada la definición de Monasterio (1860) de una mina. «Serie continua de esfuerzos dirigidos a arrancar y extraer del seno de la tierra, ciertos dones preciosos y gratuitos, llamados minerales, con que poder cambiar con la humanidad entera el servicio de satisfacer necesidades sin cuento.»

Su actual director, que lo había promovido para la incorporación a la cátedra Ciá, comienza a declinar, lo que le obliga a su actuación varias veces como director interino desde (12 de noviembre de 1863) hasta la jubilación voluntaria de su predecesor, teniendo la Reina a bien nombrarle (B. O. de 22 de noviembre de 1864) director de la Escuela de Madrid.

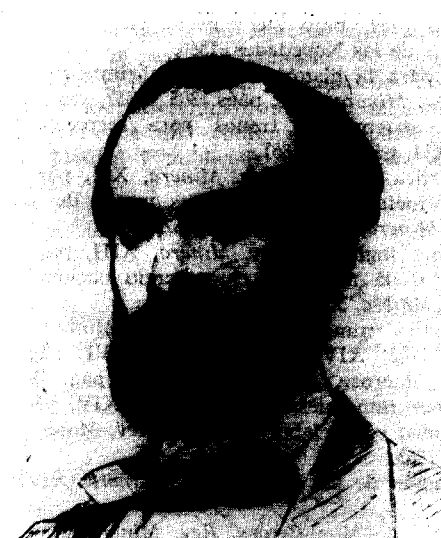
Como profesor de metalurgia y de metalurgia especial, asignaturas desempeñadas cuando fue designado director, explicó unas magníficas lecciones, recopiladas en 1866. Las primeras forman un conjunto de doctrina con 662 páginas y 157 figuras, dividido en tres partes: combustibles, hornos y sus accesorios, procedimientos metalúrgicos generales. La segunda obra consta de 360 páginas y 8 láminas. Por el requerido número de alumnos, unos 20 por promoción, no compensaba su impresión, siendo copiadas una y otra vez por sus alumnos.

Reorganizada la Comisión del Mapa Geológico (O. de 18 de mayo de 1870) para darle más eficacia, con la plantilla de un presidente, siete vocales y un secretario, queda designado (O. Regente de 18 de mayo de 1870) como vocal nato de la misma por su condición de director de la Escuela.

Muchos problemas tenía la dirección de la escuela. Uno de los más interesantes era la aprobación del nuevo reglamento del Cuerpo de Minas (R. D. de 1 de febrero de 1865), figurando como una de los más interesantes el artículo 3.º, por el que se cierra la incorporación de titulados de otras procedencias, quedando redactado «Para ser individuo del Cuerpo, se necesita haber cursado y aprobado los estudios hechos en la Escuela especial del ramo. El ingreso en el Cuerpo se verificará... por orden de las notas obtenidas en los exámenes de fin de carrera».

Creada la Comisión Permanente de ingenieros de minas (R. D. de 5 de febrero de 1865), encargada de dirigir y ordenar los estudios y trabajos necesarios para el trazado, publicación y descripción de los mapas geológicos provinciales, con inmediata aplicación a la agricultura, a la industria, a la construcción y a la investigación de aguas artesianas y minerales, quedan incorporados a la misma, el director de la Escuela y los profesores de geología y de química analítica.

El ministro de Fomento, Manuel de Orovio, en colaboración con sus asesores, realizó varios intentos de vivificar la decaída Facultad de Ciencias de la Universidad Central, preparando ahora unas bases o normas para ingreso en las carreras de Ingenieros de Minas, Caminos,



D. JOSÉ DE MONASTERIO Y CORREA,
Director de la Escuela de Ingenieros de Minas, asesinado en Almadén
el 5 de Julio de 1874.

Montes e Industriales (R. D. de 24 de octubre de 1866), consistente en aprobar el examen de ingreso en cada escuela y después seguir tres cursos en la Facultad de Ciencias y tres en la Escuela respectiva. El último ingreso por las normas antiguas queda convocado (R. O. de 15 de julio de 1866), logrando la aptitud, solamente 8 candidatos. Con las nuevas normas, queda convocado el oportuno ingreso (R. O. de 31 de julio de 1868), e impedido su cumplimiento por los sucesos políticos.

Con el gobierno provisional cambia el criterio, y el ministro de Fomento, Manuel Ruiz y Zorrilla, acepta la necesidad de reformar la enseñanza preparatoria de las escuelas de ingenieros y darle una nueva forma, proponiendo la creación de una escuela politecnica, con la cesión a la enseñanza libre, de todas las matemáticas elementales y superiores y una buena parte de las ciencias físico-químicas. En el preámbulo de la organización (D. de 25 de octubre de 1868) se establece el nuevo criterio para la enseñanza en las escuelas de Caminos, Minas y Montes, como escuelas de cuerpo, y deja la vía universitaria para la de Industriales.

Como a la Junta General de Estadística no le interesaba la conservación de las colecciones geológicas, dispone (O. de 20 de febrero de 1865), gracias a las gestiones de Monasterio, sean entregadas a la Escuela de Minas, para su museo. Esta disposición no llegó a cumplirse, quedando los ejemplares en la Comisión del Mapa Geológico.

Es época de plena relajación en la disciplina de la Escuela, los alumnos no entregan los proyectos reglamentarios (1868-1869), y el claustro toma el acuerdo (13 de septiembre de 1869) de no admitir a examen final a quien no los presente.

Algunos gobernadores advenedizos, les gusta destacar su autoridad, e incluso ordenar en el régimen interior de las escuelas de ingenieros, pero, desgraciadamente, estas pretensiones tienen eco en la superioridad, dictándose la oportuna disposición (O. M. de 30 de septiem-

bre de 1869), autorizando a visitar las escuelas con orden del gobernador de la provincia.

Consecuencia de la reorganización de la enseñanza de la ingeniería, fue necesario redactar un reglamento de la escuela, con muchas y largas reuniones del claustro, sancionado por Francisco Serrano (D. de 24 de octubre de 1870).

Tuvo Monasterio una lucha continua, para defender las plantillas del profesorado de la escuela, con intentos continuos de reducción, por falta de recursos presupuestarios. Estaba dispuesto (R. D. de 21 de octubre de 1868), que cuando las Cortes aprobasen el proyecto de Ley sobre Instrucción Pública y Privada, pasarían las Escuelas de Ingenieros a depender de la Dirección de Instrucción Pública, de la cual dependerían los directores, logrado en la Ley de Presupuestos de 1873, motivo de la comunicación (O. de 31 de marzo de 1873), dejando supernumerarios en sus cuerpos a los diversos profesores, desempeñando la función docente en comisión. Esta orden dio lugar a múltiples incidentes, incluso algunos profesores desempeñaron su cargo de profesor sin retribución alguna, sólo por cariño a la docencia. Todas estas disposiciones fueron motivo de otro reglamento de la escuela.

Su dirección fue muy movida, por los múltiples temas presentados que le impidieron desarrollar, como era su deseo, una intensa actividad científica. Para solucionar muchas dificultades, le fue muy útil haber sido senador, en la segunda legislatura de 1872, donde con su fácil palabra conquistó un lugar distinguido entre nuestros oradores.

Tanto a Monasterio, como al claustro de la Escuela de Ingenieros, así como a algunos ingenieros del Ministerio de Fomento, no les agrada el funcionamiento de la escuela subordinada de Oviedo, promovida por orden del presidente del Poder Ejecutivo (24 de abril de 1869), iniciando sus actividades en el curso 1871-1872. Proponen su traslado a Mieres y así se logra por disposición del presidente del Poder Ejecutivo de la República (23 de julio de 1874), tres semanas después del óbito de Monasterio.

Muchas gestiones realizó, sin resultado satisfactorio, para mejorar la instalación de la escuela, principalmente por la falta de condiciones del local, de la plaza de Conde de Barajas, número 8, donde estaba instalada desde 1859.

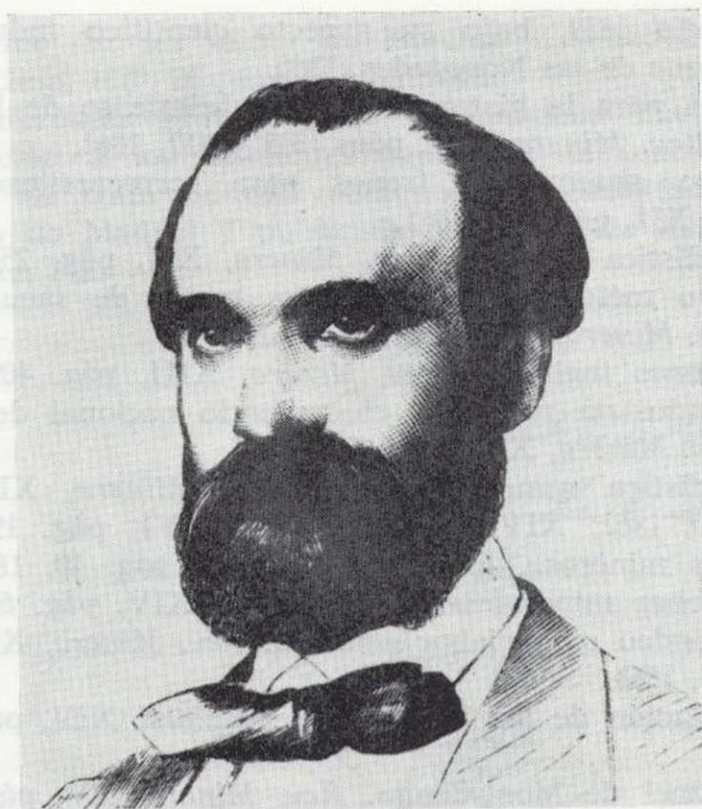
Durante las ausencias en la dirección, fue sustituido por Anselmo Sánchez Tirado y Gómez (18...-1883), designado director interino al fallecimiento del titular, por no poderlo ser en propiedad, al no haber alcanzado la categoría de inspector general, a la que fue ascendido (15 de octubre de 1878), confirmándolo en la dirección.

Entre los otros ingenieros de minas inmortalizados en el paraninfo de la escuela de minas, inaugurado por D. Alfonso XIII (4 de diciembre de 1925), figura con letras de oro el apellido MONASTERIO.

1.4. PUBLICACIONES

El profesor Monasterio fue un activo y polémico publicista, en muchas ocasiones sus aportaciones figuran como anónimas. Las que hemos localizado figuran por orden cronológico.

«Nuevos datos sobre las minas de cinabrio de Usagre,



D. JOSÉ DE MONASTERIO Y CORREA,
 Director de la Escuela de Ingenieros de minas, asesinado en Almadén
 el 5 de Julio de 1874.

Montes e Industriales (R. D. de 24 de octubre de 1866), consistente en aprobar el examen de ingreso en cada escuela y después seguir tres cursos en la Facultad de Ciencias y tres en la Escuela respectiva. El último ingreso por las normas antiguas queda convocado (R. O. de 15 de julio de 1866), logrando la aptitud, solamente 8 candidatos. Con las nuevas normas, queda convocado el oportuno ingreso (R. O. de 31 de julio de 1868), e impedido su cumplimiento por los sucesos políticos.

Con el gobierno provisional cambia el criterio, y el ministro de Fomento, Manuel Ruiz y Zorrilla, acepta la necesidad de reformar la enseñanza preparatoria de las escuelas de ingenieros y darle una nueva forma, proponiendo la creación de una escuela politécnica, con la cesión a la enseñanza libre, de todas las matemáticas elementales y superiores y una buena parte de las ciencias físico-químicas. En el preámbulo de la organización (D. de 25 de octubre de 1868) se establece el nuevo criterio para la enseñanza en las escuelas de Caminos, Minas y Montes, como escuelas de cuerpo, y deja la vía universitaria para la de Industriales.

Como a la Junta General de Estadística no le interesaba la conservación de las colecciones geológicas, dispone (O. de 20 de febrero de 1865), gracias a las gestiones de Monasterio, sean entregadas a la Escuela de Minas, para su museo. Esta disposición no llegó a cumplirse, quedando los ejemplares en la Comisión del Mapa Geológico.

Es época de plena relajación en la disciplina de la Escuela, los alumnos no entregan los proyectos reglamentarios (1868-1869), y el claustro toma el acuerdo (13 de septiembre de 1869) de no admitir a examen final a quien no los presente.

Algunos gobernadores advenedizos, les gusta destacar su autoridad, e incluso ordenar en el régimen interior de las escuelas de ingenieros, pero, desgraciadamente, estas pretensiones tienen eco en la superioridad, dictándose la oportuna disposición (O. M. de 30 de septiem-

bre de 1869), autorizando a visitar las escuelas con orden del gobernador de la provincia.

Consecuencia de la reorganización de la enseñanza de la ingeniería, fue necesario redactar un reglamento de la escuela, con muchas y largas reuniones del claustro, sancionado por Francisco Serrano (D. de 24 de octubre de 1870).

Tuvo Monasterio una lucha continua, para defender las plantillas del profesorado de la escuela, con intentos continuos de reducción, por falta de recursos presupuestarios. Estaba dispuesto (R. D. de 21 de octubre de 1868), que cuando las Cortes aprobasen el proyecto de Ley sobre Instrucción Pública y Privada, pasarían las Escuelas de Ingenieros a depender de la Dirección de Instrucción Pública, de la cual dependerían los directores, logrado en la Ley de Presupuestos de 1873, motivo de la comunicación (O. de 31 de marzo de 1873), dejando supernumerarios en sus cuerpos a los diversos profesores, desempeñando la función docente en comisión. Esta orden dio lugar a múltiples incidentes, incluso algunos profesores desempeñaron su cargo de profesor sin retribución alguna, sólo por cariño a la docencia. Todas estas disposiciones fueron motivo de otro reglamento de la escuela.

Su dirección fue muy movida, por los múltiples temas presentados que le impidieron desarrollar, como era su deseo, una intensa actividad científica. Para solucionar muchas dificultades, le fue muy útil haber sido senador, en la segunda legislatura de 1872, donde con su fácil palabra conquistó un lugar distinguido entre nuestros oradores.

Tanto a Monasterio, como al claustro de la Escuela de Ingenieros, así como a algunos ingenieros del Ministerio de Fomento, no les agrada el funcionamiento de la escuela subordinada de Oviedo, promovida por orden del presidente del Poder Ejecutivo (24 de abril de 1869), iniciando sus actividades en el curso 1871-1872. Proponen su traslado a Mieres y así se logra por disposición del presidente del Poder Ejecutivo de la República (23 de julio de 1874), tres semanas después del óbito de Monasterio.

Muchas gestiones realizó, sin resultado satisfactorio, para mejorar la instalación de la escuela, principalmente por la falta de condiciones del local, de la plaza de Conde de Barajas, número 8, donde estaba instalado desde 1859.

Durante las ausencias en la dirección, fue sustituido por Anselmo Sánchez Tirado y Gómez (18...-1883), designado director interino al fallecimiento del titular, por no poderlo ser en propiedad, al no haber alcanzado la categoría de inspector general, a la que fue ascendido (15 de octubre de 1878), confirmándolo en la dirección.

Entre los otros ingenieros de minas inmortalizados en el paraninfo de la escuela de minas, inaugurado por D. Alfonso XIII (4 de diciembre de 1925), figura con letras de oro el apellido MONASTERIO.

14. PUBLICACIONES

El profesor Monasterio fue un activo y polémico publicista, en muchas ocasiones sus aportaciones figuran como anónimas. Las que hemos localizado figuran por orden cronológico.

«Nuevos datos sobre las minas de cinabrio de Usagre,

provincia de Extremadura». *Bol. O. de Minas*, 1844, página 165.

Sobre el estado de la industria minera y metalúrgica de Cartagena al finar el año 1845». *Anal. de Minas*, IV, página 287, 1846.

«Sobre el estado de las minas que explotan el filón Jaroso en Sierra Almagrera al finar el año 1848». *Rev. Minera*, 1, págs. 173 y 196, 1850.

«Industria minera de Cartagena». *Rev. Minera*, 1 y 11, varias págs., 1850 y 1851.

«Minería de la provincia de Alicante». Con la colaboración de Lino Peñuelas. *Rev. Minera*, 11, pág. 238, 1851.

«Nota de los principales escoriales plomizos que son y han sido explotados en el campo de Cartagena desde 1843 hasta 1848, con los detalles más aproximados que se han podido obtener acerca de su importancia». *Bol. Of. de Comer., Instruc. y Obras Públicas*, IX, págs. 483 a 511, 1850.

«Memoria sobre la industria minera de Cartagena, en la que se describen las diferentes clases de minerales que se explotan en las sierras de Levante, los procedimientos que se emplean para extraerlos y los métodos de su beneficio». Obra premiada por la Soc. Económica de Amigos del País de Murcia. Murcia, 1852, 52 págs.

«Nuevos impuestos a la minería de las costas». *Rev. Minera*, III, pág. 45, 1852.

«Sobre derechos de puertos». *Rev. Minera*, III, pág. 45, 1852.

«Sobre exportación de minerales argentíferos libre de derechos». *Rev. Minera*, III, pág. 617, 1852.

«Memoria sobre el estado de la minería en la provincia de Murcia». *Bol. Of. del Minist. de Fomento*, V, 1853, página 180.

«La minería de Cartagena en 1852». *Rev. Minera*, IV, 1853, págs. 113 y 142.

«Riqueza mineral de Inglaterra e Irlanda». *Rev. Minera*, IV, págs. 231, 1853.

«Metalurgia del Distrito de Almería». *Rev. Minera*, IV, páginas 539-569-639, 1853.

«Noticias de Almagrera». *Rev. Minera*, VI, pág. 185, 1853.

«Minería de Cartagena». *Rev. Minera*, VI, pág. 593, 1855.

«Noticias sobre Australia». *Rev. Minera*, VI, pág. 603, 1855.

«Sobre las Reales Ordenes de 13 y 26 de enero relativas a la tramitación de expedientes mineros». *Rev. Minera*, VIII, pág. 100, 1857.

«Importancia de la preparación mecánica». *Rev. Minera*, VIII, pág. 366, 1857.

«Apuntes sobre la fábrica de cañones de Lieja, y consideraciones generales aplicadas a esta manufactura, en colaboración con Ramón Rúa Figueroa». *Rev. Minera*, VIII, pág. 446, 1857.

«Sierra Almagrera». *Rev. Minera*, VIII, pág. 610, 1857.

«La Ley de Instrucción Pública con relación a la Escuela de Minas». *Rev. Minera*, VIII, pág. 637, 1857.

«El norte verdadero y el norte magnético». *Rev. Minera*, IX, págs. 7-33-66, 1858.

«Contribuciones en el ramo de minas. Abusos que se cometen en su exacción». *Rev. Minera*, X, pág. 311, 1859.

«Nueva ley de minas». *Rev. Minera*, X, págs. 395-536-601, 1859.

«El año 1859, bajo su aspecto científico industrial». *Almanaque de las Novedades*, 1860.

«Datos para la historia del descubrimiento de los metales». *Rev. Minera*, XII, págs. 305 y 357, 1861.

«Nuevo sistema de frenos para ferrocarriles». *Rev. Minera*, XII, pág. 177, 1861.

«Estadística Minera». *Rev. Minera*, XII, pág. 257, 1861.

«Nuevo método para colgar las mesas de sacudimiento». *Rev. Minera*, XIII, pág. 71, 1862.

«Carbones ingleses». *Rev. Minera*, XIII, pág. 401, 1862.

«La industria minera y el comercio nacional de España». *Rev. Minera*, XIII, pág. 587, 1862.

«Estadística minera inglesa». *Rev. Minera*, XIII, página 610, 1862; XIV, pág. 605, 1863; XVI, pág. 19, 1865.

«Cotos mineros». *Rev. Minera*, XIV, pág. 10, 1863.

«Carcabones minerales». *Rev. Minera*, XIV, pág. 65, 1863.

«El sondeo como labor general». *Rev. Minera*, XIV, página 533, 1863.

«Destilación de las hullas». *Rev. Minera*, XIV, pág. 645, 1863.

«El túnel de Mont-Cenis». *Rev. Minera*, XV, págs. 193 y 273, 1864.

«Nuevos minerales». *Rev. Minera*, XV, pág. 290, 1864.

«Sobre el estudio de un proyecto de socavón general para el distrito de Linares». *Rev. Minera*, XVI, pág. 55, 1865.

«Preparación mecánica. Nuevo clasificador». *Rev. Minera*, XVI, pág. 289, 1865.

«La cuenca carbonífera de Espiel y Bélmez». *Rev. Minera*, XVI, pág. 647, 1865.

«Relaciones entre los progresos de la minería y las libertades económicas». *Gaceta Económica*, págs. 143-206, 1860-1866.

«Lecciones de metalurgia general, dadas en la Escuela especial de Ingenieros de Minas». Madrid, 1866.

«Lecciones de metalurgia especial». Madrid, 1866.

«Monedas de bronce». *Rev. Minera*, XVII, págs. 43-77-113, 1866.

«Los nuevos alquimistas». *Rev. Minera*, XVII, pág. 250, 1866.

«Observaciones sobre la venta de las minas del Estado y de las de azogue de Almadén en particular». Es una serie de artículos de varios autores publicados en el *Eco de la Mancha* de Ciudad Real, y reproducidos en la *Rev. Minera*, XVII y XVIII, 1866 y 1867.

«La industria carbonera en España». *Revista hispano-americana*, 15 de enero de 1867.

«Ferrocarriles de las cuencas carboníferas». *Rev. Minera*, XVIII, pág. 105, 1867.

«Tarifas de minerales». *Rev. Minera*, XIX, págs. 21 y 43, 1868.

«Por qué se llama al carbón de piedra el pan de la industria». *Los conocimientos útiles*, tomo I, 1868.

«La hoja de lata, el latón y el bronce». *Los conocimientos útiles*, tomo II, 1869.

«Memoria presentada al Excmo. Sr. Ministro de Hacienda por el Inspector General de Minas... sobre el ensayo comparativo del sistema de destilación de los minerales de mercurio propuesto por el ingeniero francés M. Emile Pellet con relación al que se sigue en Almadén en los hornos llamados de Idria». 1869. Madrid, 1870, 100 págs. y una lámina.

«Observaciones sobre la venta de las minas de Riotinto, autorizada por el artículo 5.º de la Ley de 23 de marzo de 1870». Madrid, 1870, 46 págs.

«Noticia sobre las minas de Mercurio d'Almadén (España)». Lieja, 1870, 26 págs. y 3 láminas.

«Conferencia libre-cambista. Si conviene mantener la protección a los diferentes ramos de la industria minera». Se trata de una conferencia pronunciada en el Ateneo de Madrid y publicada en la *Gaceta Económica*, III, pág. 212.

«Un folleto de los industriales del hierro». Publicado por la *Gaceta Económica*, IV, pág. 81.

«La industria del zinc y la sociedad "La Vieille Montagne"». *El Fomento*, núm. 3, 22 de noviembre de 1871.

Publicó una serie de artículos anónimos en la *Revista minera de la provincia de Almería* durante los dos años de su existencia, 1863-1864.

No habiendo mas asuntos, de que tratar el Sr. Siente levanta la sesión de todo lo que se el Sr. Certifico
 D.º P.º
 El Director
 M.º

2. ISIDRO BUCETA

2.1. LA FAMILIA BUCETA Y SOLLA

La familia formada por Fernando Buceta y Josefa Solla, de arraigo pontevedrés, tenía su residencia en la feligresía de Santa María la Mayor de Pontevedra, donde nació su hijo Isidro Sebastián (1846), capital en la que vivió hasta su ingreso en la Escuela de Ingenieros de Minas.

Tras los primeros estudios en el ámbito familiar y los maestros de la capital, se incorpora (1854) al Instituto provincial de segunda enseñanza de Pontevedra, con el siguiente expediente brillante de sus estudios: Durante el curso 1854-1855, estudió latín y humanidades, doctrina cristiana e historia sagrada, obteniendo en el examen ordinario la nota de sobresaliente. Hizo la reglamentaria oposición al premio correspondiente, y lo ganó, pero no se lo adjudicaron por haberlo sorteado entre los dos ganadores, lo que le produjo una decepción. Durante el curso 1855-1856, estudió latinidad y humanidades, doctrina cristiana e historia sagrada, alcanzando la nota de sobresaliente, no presentándose al premio. En el curso 1856-1857 estudió matemáticas elementales, autores clásicos castellanos y latinos, geografía e historia. En el 1857-1858 cursó retórica y poética, lengua francesa, geometría y trigonometría, con la calificación general de sobresaliente. El último curso seguido en el Instituto fue el de 1858-1859, con los siguientes grupos de asignaturas, doctrina cristiana, historia sagrada y religión y moral, física y química, historia natural, sicología, lógica y ética, lengua francesa, como de costumbre con la calificación de sobresaliente. Consta en su documentación una destacada puntualidad y aprovechamiento y la colación del grado de bachiller en artes con sobresaliente.

Continúa ampliando sus conocimientos en Pontevedra

y Madrid por no tener la edad reglamentaria para presentarse al examen de ingreso, una vez cumplido este requisito solicita del director de la Escuela (7 de agosto de 1861) fije día y hora en que debe hacer su examen, para incorporarse como alumno de número, quedando encuadrado en la promoción de 1861, con el número general 472, integrada por 16 alumnos.

2.2. ACTIVIDAD GEOLOGICO MINERA

Termina sus estudios, salvo las prácticas reglamentarias (1867), con el número dos de la promoción, nombrándole ingeniero segundo. Coincidiendo esta circunstancia con la Exposición Universal de París, decide el claustro comisionar a los tres primeros, por su brillante expediente, en visita de fin de carrera, a la capital francesa en compañía del profesor Manuel Abeleira y Buse (1823-1879), profesor más antiguo del claustro. Esta visita fue muy fructífera para Buceta, quien estudió detenidamente dicho certamen industrial, tema de varios artículos.

De regreso a Madrid pasó al establecimiento de Almadén, donde hizo las prácticas reglamentarias.

Terminadas las prácticas, fue destinado (27 de julio de 1868) como ingeniero segundo al distrito minero de Guadalajara, donde cesó por pase (junio de 1872) a la Escuela de Minas.

Asciende a ingeniero primero (28 de febrero de 1873) y lo destinan (14 de marzo de 1873) como ingeniero de planta de las minas de Almadén.

Monasterio, en su plan de modernizar el establecimiento de Almadén, encontró un magnífico colaborador con Buceta, razón por la que promovió su destino a dichas minas.

2.3. ACTIVIDAD DOCENTE

Desea Monasterio potenciar los laboratorios de la Escuela de Ingenieros de Minas de Madrid, principalmente el de química analítica, y consigue del Ministro de Fomento (R. O. de 27 de junio de 1872) sean destinados sus antiguos discípulos Buceta y Román Oriol y Vidal (1847-1898), cesando Buceta cuando ascendió a ingeniero primero, y destino a las minas de Almadén.

Coincidiendo con su vocación docente, con motivo de su estancia en Almadén, lo nombran profesor de laboreo de minas, en la escuela práctica de Almadén, sustituyendo a Eusebio Oyarzábal en la Dirección de la Escuela durante el curso 1873-1874.



D. ISIDRO BUCETA Y SOLLA,
Ingeniero de minas, asesinado en Almadén el 5 de Julio de 1874.

2.4. PUBLICACIONES

El año en que terminó la carrera (1867) se celebraba la Exposición Universal de París, y con motivo de su visita oficial redactó una serie de trabajos sobre algunos de los aparatos presentados de preparación mecánica de minerales, ventiladores, sobre los productos químicos allí exhibidos; y sobre la determinación del azufre en las menas de hierro y en los productos férreos, publicados todos en la «Reseña oficial de la Exposición universal de París de 1867». Madrid, 1869, 183 páginas y 4 láminas.

3. EL ASESINATO

Se inicia el mes de julio de 1874, con la acostumbrada labor del joven ingeniero primero Sebastián Buceta, en aquel establecimiento minero, al que dedicaba su valiosa cooperación. También está ultimando el Inspector General Monasterio la instalación de la maquinaria por él planeada, para mejorar con sus reformas las condiciones de vida de los mineros.

Había logrado estar al corriente el pago de todos los servicios de los mineros, en momentos de grandes retrasos de las pagas por el Estado. El sábado 4 de julio se va a proceder a la subasta de los destajos entre los 150 destajistas allí presentes, según algunos, aunque no era la realidad, con peores condiciones económicas. Eran las diez y media de la mañana, los mineros reclaman la presencia del ingeniero, para reconsiderar las condiciones de la subasta. Acude Buceta y recibe una pedrada en la cabeza, que lo derriba al suelo, se levanta y, dispuesto a parlamentar con los mineros, y cuando está entre ellos, unos cuantos se le acercan y lo acribillan a puñaladas en el vientre y en el pecho, dejándolo por muerto.

Monasterio estaba en el cerco de Buitrones, adonde acuden rápidamente; éste se acerca con la idea de calmarlos, dado su ascendiente, por los beneficios logrados continuamente para sus obreros. Es recibido a tiros y herido mortalmente con cinco proyectiles, dejándolo también por muerto, después de haber sido derribado y estrangulado. Su cuerpo ensangrentado fue recogido por caridad y trasladado a una casa próxima, donde expiró. Buceta fue retirado al hospital, donde falleció en la noche del 4 al 5 de julio.

La descripción de los sucesos de los que se informó, por todos los periódicos de Madrid, está tomada del «Diario Español» del 10 de julio. Los comentarios de prensa eran que los dos ingenieros no tenían que temer nada de sus mineros, y como decía «La Correspondencia de España» del día 5 de julio: «Lo ocurrido en Almadén no tiene carácter político, fueron debidos a "las patrañas y preocupaciones imbuídas por gentes forasteras y advenedizas", promoviendo a que los trabajadores hicieran exigencias a los jefes del establecimiento. Por no ser atendidas dieron lugar a tan desagradables sucesos.»

Terminados los trámites forenses, los cadáveres fueron trasladados a Tembleque, donde los recibió el día 9 la comisión oficial que los trasladó a Madrid. El día 10 tuvieron lugar los funerales, enterrando el cadáver de Monasterio en la sacramental de San Isidro, y el de Buceta quedó depositado en el Cementerio Patriarcal, de donde salió el día 11 a las 15 h. 30 m., para la estación del Norte, con el objeto de trasladarlo a Pontevedra, su capital natal.

El estrecho compañerismo entre los ingenieros promovió una visita el día 6 de julio al Director General de Obras Públicas por la Junta Consultiva de Caminos, Canales y Puertos, solicitando una pensión para la viuda del malogrado Monasterio, doña Josefa Herrero Dávila, y otra para la madre de Buceta, doña Josefa Solla.

Inicia las actuaciones el juez civil de Almadén; no consigue nada práctico, y por temor se inhibe el 7 de julio en la autoridad militar, a pesar de su protección por parte de las fuerzas del Ejército, salidas el día 4 de Ciudad Real para Almadén. La inhibición fue con la oportuna autorización del Consejo de Ministros. Las investigaciones no prosperan. Una representación del Cuerpo de Minas visita (8 de julio) al ministro de Fomento, Alonso Colmenares, para que designase una comisión que aclarase lo sucedido, ofreciéndose los presentes para integrarla. El ministro no accedió a la oferta. Los responsables no aparecen. Las últimas noticias son del 11 de julio: «No se han encontrado los asesinos.» Desde esta fecha todo quedó en el olvido, preocupaba fundamental-

2.3. ACTIVIDAD DOCENTE

Desea Monasterio potenciar los laboratorios de la Escuela de Ingenieros de Minas de Madrid, principalmente el de química analítica, y consigue del Ministro de Fomento (R. O. de 27 de junio de 1872) sean destinados sus antiguos discípulos Buceta y Román Oriol y Vidal (1847-1898), cesando Buceta cuando ascendió a ingeniero primero, y destino a las minas de Almadén.

Coincidiendo con su vocación docente, con motivo de su estancia en Almadén, lo nombran profesor de laboratorio de minas, en la escuela práctica de Almadén, sustituyendo a Eusebio Oyarzábal en la Dirección de la Escuela durante el curso 1873-1874.



D. ISIDRO BUCETA Y SOLLA,
Ingeniero de minas, asesinado en Almadén el 5 de Julio de 1874.

2.4. PUBLICACIONES

El año en que terminó la carrera (1867) se celebraba la Exposición Universal de París, y con motivo de su visita oficial redactó una serie de trabajos sobre algunos de los aparatos presentados de preparación mecánica de minerales, ventiladores, sobre los productos químicos allí exhibidos; y sobre la determinación del azufre en las menas de hierro y en los productos férreos, publicados todos en la «Reseña oficial de la Exposición universal de París de 1867». Madrid, 1869, 183 páginas y 4 láminas.

3. EL ASESINATO

Se inicia el mes de julio de 1874, con la acostumbrada labor del joven ingeniero primero Sebastián Buceta, en aquel establecimiento minero, al que dedicaba su valiosa cooperación. También está ultimando el Inspector General Monasterio la instalación de la maquinaria por él planeada, para mejorar con sus reformas las condiciones de vida de los mineros.

Había logrado estar al corriente el pago de todos los servicios de los mineros, en momentos de grandes retrasos de las pagas por el Estado. El sábado 4 de julio se va a proceder a la subasta de los destajos entre los 150 destajistas allí presentes, según algunos, aunque no era la realidad, con peores condiciones económicas. Eran las diez y media de la mañana, los mineros reclaman la presencia del ingeniero, para reconsiderar las condiciones de la subasta. Acude Buceta y recibe una pedrada en la cabeza, que lo derriba al suelo, se levanta y, dispuesto a parlamentar con los mineros, y cuando está entre ellos, unos cuantos se le acercan y lo acribillan a puñaladas en el vientre y en el pecho, dejándolo por muerto.

Monasterio estaba en el cerco de Buitrones, adonde acuden rápidamente; éste se acerca con la idea de calmarlos, dado su ascendiente, por los beneficios logrados continuamente para sus obreros. Es recibido a tiros y herido mortalmente con cinco proyectiles, dejándolo también por muerto, después de haber sido derribado y estrangulado. Su cuerpo ensangrentado fue recogido por caridad y trasladado a una casa próxima, donde expiró. Buceta fue retirado al hospital, donde falleció en la noche del 4 al 5 de julio.

La descripción de los sucesos de los que se informó, por todos los periódicos de Madrid, está tomada del «Diario Español» del 10 de julio. Los comentarios de prensa eran que los dos ingenieros no tenían que temer nada de sus mineros, y como decía «La Correspondencia de España» del día 5 de julio: «Lo ocurrido en Almadén no tiene carácter político, fueron debidos a "las patrañas y preocupaciones imbuídas por gentes forasteras y advenedizas", promoviendo a que los trabajadores hicieran exigencias a los jefes del establecimiento. Por no ser atendidas dieron lugar a tan desagradables sucesos.»

Terminados los trámites forenses, los cadáveres fueron trasladados a Tembleque, donde los recibió el día 9 la comisión oficial que los trasladó a Madrid. El día 10 tuvieron lugar los funerales, enterrando el cadáver de Monasterio en la sacramental de San Isidro, y el de Buceta quedó depositado en el Cementerio Patriarcal, de donde salió el día 11 a las 15 h. 30 m., para la estación del Norte, con el objeto de trasladarlo a Pontevedra, su capital natal.

El estrecho compañerismo entre los ingenieros promovió una visita el día 6 de julio al Director General de Obras Públicas por la Junta Consultiva de Caminos, Canales y Puertos, solicitando una pensión para la viuda del malogrado Monasterio, doña Josefa Herrero Dávila, y otra para la madre de Buceta, doña Josefa Solla.

Inicia las actuaciones el juez civil de Almadén; no consigue nada práctico, y por temor se inhibe el 7 de julio en la autoridad militar, a pesar de su protección por parte de las fuerzas del Ejército, salidas el día 4 de Ciudad Real para Almadén. La inhibición fue con la oportuna autorización del Consejo de Ministros. Las investigaciones no prosperan. Una representación del Cuerpo de Minas visita (8 de julio) al ministro do Fomento, Alonso Colmenares, para que designase una comisión que aclarase lo sucedido, ofreciéndose los presentes para integrarla. El ministro no accedió a la oferta. Los responsables no aparecen. Las últimas noticias son del 11 de julio: «No se han encontrado los asesinos.» Desde esta fecha todo quedó en el olvido, preocupaba fundamental-

mente la guerra civil y los temas políticos. Al año publica el «Almanaque Hispano-Americano» de 1875 los retratos de ambos ingenieros, como recordatorio de uno de los sucesos más destacados de 1874.

La Escuela coloca una lápida conmemorativa del asesinato en su edificio de la Plaza del Conde de Barajas, 8. En el edificio de la calle Ríos Rosas, inaugurado en 1889, en la sala del claustro, colocan (junio de 1919) una lápida con los nombres de los ingenieros de minas, muertos en el cumplimiento del deber hasta aquella fecha, encabezada por Mariano Santa Cruz, muerto en accidente minero en Hiendelaencina (10 de octubre de 1844). En el aula magna, inaugurada el 4 de diciembre de 1925, se colocó otra lápida actualizada con veinte nombres.

En las publicaciones mineras de aquellos años encontramos muchas frases de elogio para ambos ingenieros. Del joven Buceta decía Eugenio Maffei y Rúa Figueroa (1777): «Nunca faltó a nadie, cumplió siempre pundonorosamente todos sus deberes.» Su antiguo profesor, Aurelio Sánchez Tirado y Gómez (julio de 1874), «simpático joven, cuyas excelentes condiciones de inteligencia, instrucción y honradez hemos podido apreciar mientras fue nuestro discípulo y durante el tiempo que sirvió a nuestras órdenes». Del inspector Monasterio decía Maffei (1777): «Mártir de su profesión y de su deber,

dejó un triste pero magnífico ejemplo que imitar en el celo por el cumplimiento de sus obligaciones, en la incansable laboriosidad de toda su vida». Su sucesor en la Dirección de la Escuela, Sánchez Tirado, decía (1877): «Ejemplo de su infatigable celo por el servicio y de su incansable laboriosidad». La editorial de la «Revista Minera» (15 de julio de 1874), refiriéndose a ambos «Mártires de su deber, y tras una brillante carrera en que acreditaron constantemente sus altas dotes científicas y administrativas, así como su celo en el servicio del Estado y todas las demás cualidades que distinguen al buen patricio».

4. BIBLIOGRAFIA

- ANÓNIMO: *Libros de actas de las reuniones del claustro de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas.*
 MAFFEI Y RAMOS, Eugenio: *Centenario de la Escuela de Ingenieros de Minas de España (1777-1787).* Madrid, 1877, 300 páginas.
 LÓPEZ DE AZCONA, Juan Manuel: *La enseñanza de la minería en el Mundo Hispánico. Noticias históricas.* Madrid, 1979, 200 páginas.

*Es grand que espiera alcanzar de
acreditada justificación de V. S. Madrid 4 de
Agosto de 1875.*

J. Sebastián Buceta

Una pieza única de la tecnología minera española del siglo XIX: el canal subterráneo de las minas de Orbó (Palencia), 1879-1895

Por J. SIERRA ALVAREZ (*)

En la minería, y particularmente en la de pozo o de galería, la circulación interior de los materiales parece haber constituido durante el siglo XIX (y constituye todavía) un problema logístico y, por tanto, económico de primer orden. La consulta de cualquier tratado de laboreo de la época así lo pone de manifiesto (véanse, por ejemplo, EZQUERRA, 1851; LECCIONES, MALO, MONCADA).

En el caso de la minería española esa circulación (no en vano denominada arrastre) se efectuaba, en la generalidad de los casos, por tierra. Los materiales (minerales, escombros, rellenos, maderas, etc.), eran desplazados a través de los diferentes tipos de galerías por medio de cestos y, más tarde, vagonetas movidas por fuerza humana o animal, o por energía de vapor y, más tarde, eléctrica. El transporte por agua, no infrecuente en algunas áreas mineras de Alemania o de Gran Bretaña, no fue utilizado apenas en la historia de la minería española. De ahí la excepcionalidad e interés del canal subterráneo que, entre 1885 y 1895, estuvo en funcionamiento en las minas de Orbó, en el sector oriental de la palentina cuenca hullera del Rubagón. Si hemos de dar crédito a Manuel Malo de Molina, un espléndido conocedor de las técnicas mineras de la segunda mitad del siglo XIX, ese canal proyectado y construido por Mariano Zuaznávar, fue el único existente en la minería española (MALO, I, p. 823).

1. HACIA LA CONSTRUCCION DEL CANAL (1844-1878)

Conocidas desde 1838, las minas de Orbó únicamente comenzaron a ser explotadas desde 1844, a cargo de la

(*) Profesor en el Departamento de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio de la Universidad de Cantabria.

sociedad «Esperanza de Reinosa», formada por pequeños capitales procedentes en su mayoría de esta vecina villa. En los primeros años las minas, escasamente aprovechadas, consistían en simples y someras labores a cielo abierto. Sólo con la inauguración del tramo hasta Reinosa del ferrocarril de Alar-Santander en 1857, resultó posible el acceso de los carbones de Orbó a los mercados nacionales; en función de ello la explotación a cielo abierto, mediante zanjas, pudo ser sustituida por labores de galería, más exigentes en inversiones (véanse CABELLO, EZQUERRA, 1844; MARTÍN). Sin embargo, no será hasta 1864, con la inauguración del ferrocarril minero de Barruelo a Quintanilla de las Torres (sobre el Alar-Santander), cuando tendrá lugar en Orbó el inicio de «la explotación en gran escala» (VILLALVA, 75; véase también ORIOL, 1873).

Desde entonces la dirección facultativa (y, más tarde, también la gerencial) correrá a cargo de Rafael Gracia Cantalapiedra (1828-1878), ingeniero de minas y hasta entonces director de las vecinas explotaciones de Barruelo. Hombre merecedor, por más de un aspecto, de un trabajo específico y, en cualquier caso, de sobresaliente preparación técnica, Gracia Cantalapiedra será, hasta su muerte, el responsable del diseño general de las explotaciones (*).

El acceso a las capas se realizaba, en esa época, por medio de galerías, transversales y de dirección. Hacia 1874, con el agotamiento de los campos explotables por encima del nivel de los valles, Gracia Cantalapiedra dirigirá la perforación y mamposteo de dos pozos maestros (el pozo Rafael, de 113 m., en el grupo San Ignacio,

(*) Gracia Cantalapiedra fue el introductor en España de una de las primeras máquinas de fabricación de aglomerados, así como de los modernos procedimientos de fabricación del hielo. Socio fundador de la Sociedad Geográfica de Madrid, fue también el promotor de la primera caja de socorros de la minería española (en Barruelo, en 1854). Véase MAFFEL.

y el pozo Jovita, de 78 m., en el grupo Peragido). La muerte, sin embargo, hubo de sorprenderle sin llegar a presenciar la extracción del carbón por los pozos. El arranque, a pólvora y pico, se realizaba por medio de labor a testers. El arrastre, por su parte, debía realizarse mediante vagonetas movidas por fuerza humana. Una vez en las plazas exteriores, los carbones —que no precisaban de lavado, debido al empleo de tableros móviles en los tajos de arranque y a «una constante y exquisita vigilancia» (ORIOL, 1888, p. 31)— eran clasificados según su procedencia y composición docimástica. Aquellos que se prestaban a ello eran cokizados en carboneras al aire libre, sin empleo de hornos de ninguna especie. Los menudos, muy abundantes en función de la naturaleza quebradiza de las hullas de la zona, eran aglomerados (al menos desde 1856) en una máquina Mazeline-Cody (véase fig. 1). Clasificados y, en su caso, transformados, los carbones eran transportados en carretas de bueyes hasta las estaciones de Porquera (en el caso del grupo Peragido) y de Cillamayor (en el caso del grupo San Ignacio), ambas sobre el ferrocarril de Barruelo a Quintanilla de las Torres (véanse ORIOL, 1873; BENTABOL, ZUZNÁVAR, 1879 a; ORIOL, 1888).



Figura 1.—La fabricación de aglomerados, 1879. (Tomado de ZUZNÁVAR, 1879 a).

Tal era, de un modo general, la organización de las labores que Mariano Zuaznávar hubo de encontrarse a su llegada a las minas, a mediados de 1878, unos pocos meses después de la muerte de Gracia Cantalapiedra (véase ZUZNÁVAR, 1879 a).

Era en ese momento Mariano Zuaznávar y Arrascaeta (1841-1916) un ingeniero de minas cuyo ejercicio profesional había tenido lugar en el servicio oficial, sin apenas contacto con el mundo de los negocios y de las

empresas privadas (*). Con una sólida preparación técnica y una pizca de arrogancia, su llegada a Orbó hubo de suponer cambios muy sustanciales y bruscos en la organización preexistente de las labores. Al cabo de tan sólo un año de permanencia como director facultativo de las minas, Zuaznávar había «ejecutado considerable número de obras nuevas» (BENTABOL, p. 362).

En lo que al arranque se refiere introducirá, por primera vez en la minería española, el uso de la dinamita, en sustitución de la pólvora ordinaria (véase MALLADA). Por su parte, la transformación final se verá también modificada en virtud de la instalación de cribas fijas de clasificación, así como de un macizo de ocho hornos de cokización (véase fig. 2), todo ello en la plaza del pozo Rafael (véase BENTABOL).

Pero será en el ámbito del transporte en el que la reorganización de Zuaznávar se dejará sentir con mayor intensidad. En el transporte exterior, en primer lugar. Un anónimo redactor contemporáneo escribía en 1879: «El señor Zuaznávar, comprendiendo perfectamente la influencia extraordinaria que en la explotación del carbón tiene la perfección en los medios de arrastre, ha dirigido con acierto de miras y ha logrado realizar una transformación completa en el sistema general de transportes» (MINAS, p. 250). Los cambios introducidos, inaugurados en agosto de 1879, suponían la salida de los carbones por un recorrido único: de la plaza del pozo Rafael a la estación de Cillamayor. Iniciada la extracción por el pozo Jovita, ello equivalía a que los carbones del grupo servido por este pozo pasasen, antes de ser conducidos al ferrocarril, por la plaza del pozo Rafael. Fue preciso construir entonces un plano inclinado ascendente, movido por un malacate de caballerías, para sacar a la luz esos carbones. Una vez en el exterior debían ser transbordados a pala a las vagonetas de un tranvía exterior automotor, situado a media ladera, que los conducía hasta un plano inclinado descendente por el cual alcanzaban la transversal general del grupo San Ignacio y, a través de ella, la plaza del pozo Rafael. Se reunían allí con los carbones extraídos por este último para ser clasificados o, en su caso, aglomerados o cokizados y, más tarde, salir hacia la estación de Cillamayor cargados en un tranvía exterior (superpuesto a la vieja carretera desde el que debían ser de nuevo transportados a los vagones del ferrocarril del Norte (véanse MINAS, BENTABOL, ORIOL, 1888).

(*) Había nacido en Azcoitia el 7 de diciembre de 1841, e ingresado en la Escuela de Minas de Madrid en 1860. Su preceptiva estancia de prácticas, de dieciséis meses, había tenido lugar en Almadén. En 1866 ingresará en el cuerpo oficial y será destinado al distrito de Burgos en agosto de 1867. Diez años más tarde pasará al de Guipúzcoa, en donde prestará servicios unos pocos meses (los suficientes, sin embargo, como para proyectar la traída de aguas de Irún). Desde allí pasará a hacerse cargo de las minas de Orbó. Según parece, y al igual que otros ingenieros de minas de la época (como Félix Parent o Francisco Gascue), era un notable instrumentista musical y un discreto compositor. Para su producción escrita y publicada, véase «Bibliografía».

y el pozo Jovita, de 78 m., en el grupo Peragido). La muerte, sin embargo, hubo de sorprenderle sin llegar a presenciar la extracción del carbón por los pozos. El arranque, a pólvora y pico, se realizaba por medio de labor a testers. El arrastre, por su parte, debía realizarse mediante vagonetas movidas por fuerza humana. Una vez en las plazas exteriores, los carbones —que no precisaban de lavado, debido al empleo de tableros móviles en los tajos de arranque y a «una constante y exquisita vigilancia» (ORIOI, 1888, p. 31)— eran clasificados según su procedencia y composición docimástica. Aquellos que se prestaban a ello eran cokizados en carboneras al aire libre, sin empleo de hornos de ninguna especie. Los menudos, muy abundantes en función de la naturaleza quebradiza de las hullas de la zona, eran aglomerados (al menos desde 1856) en una máquina Mazeline-Cody (véase fig. 1). Clasificados y, en su caso, transformados, los carbones eran transportados en carretas de bueyes hasta las estaciones de Porquera (en el caso del grupo Peragido) y de Cillamayor (en el caso del grupo San Ignacio), ambas sobre el ferrocarril de Barruelo a Quintanilla de las Torres (véanse ORIOI, 1873; BENTABOL, ZUZNÁVAR, 1879 a; ORIOI, 1888).

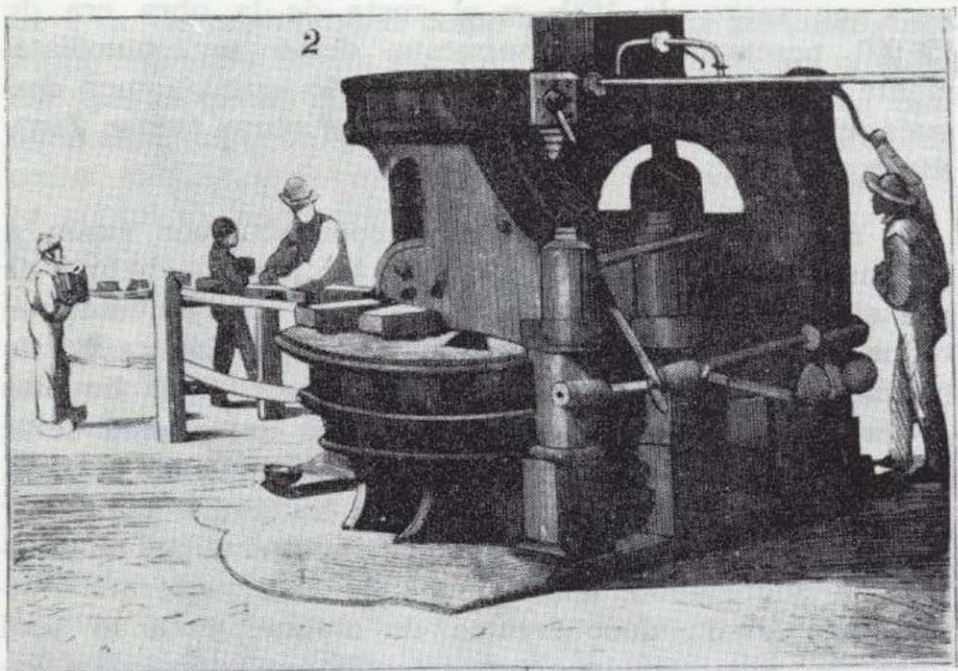


Figura 1.—La fabricación de aglomerados, 1879. (Tomado de ZUZNÁVAR, 1879 a).

Tal era, de un modo general, la organización de las labores que Mariano Zuaznívar hubo de encontrarse a su llegada a las minas, a mediados de 1878, unos pocos meses después de la muerte de Gracia Cantalapiedra (véase ZUZNÁVAR, 1879 a).

Era en ese momento Mariano Zuaznívar y Arrascaeta (1841-1916) un ingeniero de minas cuyo ejercicio profesional había tenido lugar en el servicio oficial, sin apenas contacto con el mundo de los negocios y de las

empresas privadas (*). Con una sólida preparación técnica y una pizca de arrogancia, su llegada a Orbó hubo de suponer cambios muy sustanciales y bruscos en la organización preexistente de las labores. Al cabo de tan sólo un año de permanencia como director facultativo de las minas, Zuaznívar había «ejecutado considerable número de obras nuevas» (BENTABOL, p. 362).

En lo que al arranque se refiere introducirá, por primera vez en la minería española, el uso de la dinamita, en sustitución de la pólvora ordinaria (véase MALLADA). Por su parte, la transformación final se verá también modificada en virtud de la instalación de cribas fijas de clasificación, así como de un macizo de ocho hornos de cokización (véase fig. 2), todo ello en la plaza del pozo Rafael (véase BENTABOL).

Pero será en el ámbito del transporte en el que la reorganización de Zuaznívar se dejará sentir con mayor intensidad. En el transporte exterior, en primer lugar. Un anónimo redactor contemporáneo escribía en 1879: «El señor Zuaznívar, comprendiendo perfectamente la influencia extraordinaria que en la explotación del carbón tiene la perfección en los medios de arrastre, ha dirigido con acierto de miras y ha logrado realizar una transformación completa en el sistema general de transportes» (MINAS, p. 250). Los cambios introducidos, inaugurados en agosto de 1879, suponían la salida de los carbones por un recorrido único: de la plaza del pozo Rafael a la estación de Cillamayor. Iniciada la extracción por el pozo Jovita, ello equivalía a que los carbones del grupo servido por este pozo pasasen, antes de ser conducidos al ferrocarril, por la plaza del pozo Rafael. Fue preciso construir entonces un plano inclinado ascendente, movido por un malacate de caballerías, para sacar a la luz esos carbones. Una vez en el exterior debían ser transbordados a pala a las vagonetas de un tranvía exterior automotor, situado a media ladera, que los conducía hasta un plano inclinado descendente por el cual alcanzaban la transversal general del grupo San Ignacio y, a través de ella, la plaza del pozo Rafael. Se reunían allí con los carbones extraídos por este último para ser clasificados o, en su caso, aglomerados o cokizados y, más tarde, salir hacia la estación de Cillamayor cargados en un tranvía exterior (superpuesto a la vieja carretera desde el que debían ser de nuevo transportados a los vagones del ferrocarril del Norte (véanse MINAS, BENTABOL, ORIOI, 1888).

(*) Había nacido en Azcoitia el 7 de diciembre de 1841, e ingresado en la Escuela de Minas de Madrid en 1860. Su preceptiva estancia de prácticas, de dieciséis meses, había tenido lugar en Almadén. En 1866 ingresará en el cuerpo oficial y será destinado al distrito de Burgos en agosto de 1867. Diez años más tarde pasará al de Guipúzcoa, en donde prestará servicios unos pocos meses (los suficientes, sin embargo, como para proyectar la traída de aguas de Irún). Desde allí pasará a hacerse cargo de las minas de Orbó. Según parece, y al igual que otros ingenieros de minas de la época (como Félix Parent o Francisco Gascue), era un notable instrumentista musical y un discreto compositor. Para su producción escrita y publicada, véase «Bibliografía».

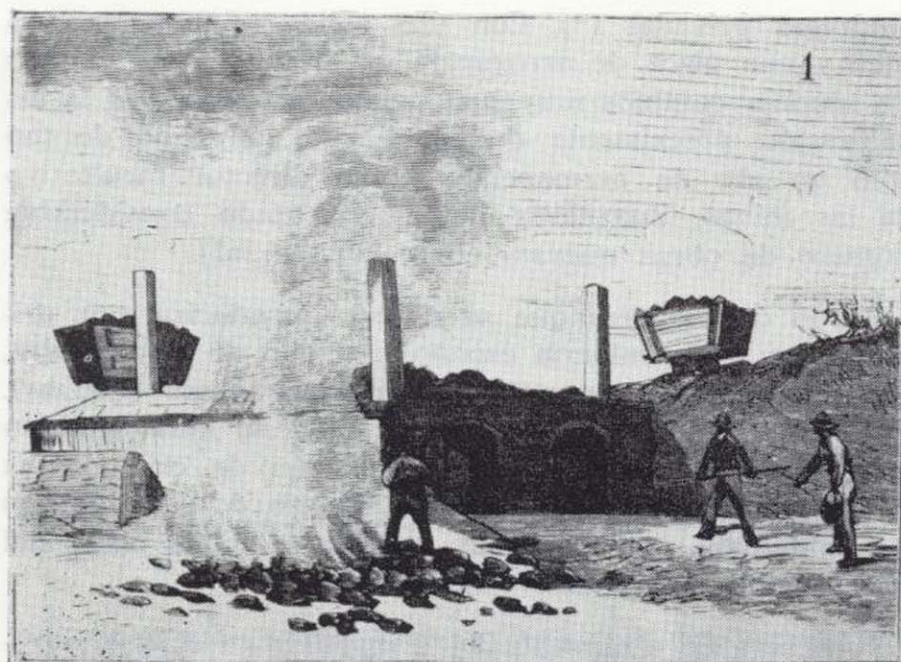


Figura 2.—Los hornos de cokización, 1879. (Tomado de ZUAZNÁVAR, 1879 a).

Este ya de por sí intenso trasiego de los carbones se verá considerablemente incrementado con las reformas proyectadas por Zuaznávar en el ámbito de la circulación interior de los mismos. El canal subterráneo constituirá la pieza clave de esas reformas, e introducirá efectos en cadena sobre la mayor parte de los aspectos logísticos de la explotación. Sin embargo, y si hemos de dar crédito a su autor, la idea del canal no surgió en origen de consideraciones relativas al transporte interior, sino más bien de preocupaciones referentes al eventual desagüe de las labores superiores cuando hubiera de ser puesto en explotación el campo servido por el pozo Rafael. La profundidad de éste, la débil pendiente de la topografía exterior en el sentido longitudinal del valle, y la exigencia de una fuerte pendiente en la eventual galería de desagüe (exigencia planteada por la abundancia de aguas en ciertas épocas del año), eran todas cuestiones que «alargaban extraordinariamente el trazado de aquélla» (ZUAZNÁVAR, 1879 b, p. 267). Según parece, fue esa dificultad la que reorientó la reflexión de Zuaznávar: «la conveniencia, mejor dicho, la necesidad, obligó al Ingeniero (...) a idear el canal subterráneo» (ZUAZNÁVAR, 1879 b, p. 267; véase también ZUAZNÁVAR, 1881).

Por lo demás, la construcción del canal parecía técnicamente posible, dado que «la base del carbonífero (...) aquí es completamente impermeable, condición de primer orden» (ZUAZNÁVAR, 1881, p. 59). La consideración económica del proyecto no hacía otra cosa, además, que confirmar la conveniencia de la construcción del canal. De un lado porque habría de permitir el explotar sin riesgos de inundación un volumen de hulla cuyo valor estimado se elevaba al quíntuplo del presupuesto de construcción del canal y que, de otro modo, debería ser abandonado como llave de las aguas colgadas en niveles superiores. Por si esa amortización no fuese suficiente, Zuaznávar argumentaba (apoyándose en una autoridad como Ezquerria del Bayo, cuyo tratado hubo de estudiar en la Escuela de Minas) sobre la base del

ahorro futuro en el coste unitario de transporte interior de los carbones, y también sobre la base de la posible utilización integrada de la energía producida por la caída libre de las aguas por el pozo Rafael (véanse ZUAZNÁVAR, 1879 b; ZUAZNÁVAR, 1881).

Es así como lo que comenzó siendo un proyecto convencional de galería de desagüe (y, naturalmente, también de arrastre y ventilación) pasó a convertirse en una obra de ingeniería civil excepcional en el panorama tecnológico de la minería española de la época. Animado de sus propias convicciones, y con el consentimiento y apoyo de la empresa propietaria, Zuaznávar se creyó en condiciones de presentar su proyecto como «un acto de virilidad que debía servir de norma y ejemplo a otras empresas mineras que no saben sacrificar hoy un capital para obtener la recompensa en lo futuro» (ZUAZNÁVAR, 1879 b, p. 268). El tiempo —y bien pronto— habría de quitarle la razón. Pero la obra fue hecha.

2. EL CANAL: CONSTRUCCION Y FUNCIONAMIENTO (1879-1885)

El presupuesto para la apertura del túnel fue firmado por Zuaznávar el 18 de febrero de 1879. La duración prevista para la perforación era de 26 meses, a finalizar, pues, en mayo de 1881; y el coste de la obra era de 150.000 pesetas. Tal presupuesto debió ser inmediatamente aprobado por la empresa, dado que un mes después, el 19 de marzo, se iniciaban las obras (véase ZUAZNÁVAR, 1879 b).

La rapidez en la perforación preocupaba, con razón, a Zuaznávar; de alargarse en exceso los plazos, «habría de pensarse en dotar el pozo maestro de una potente máquina de extracción» (ZUAZNÁVAR, 1879 b, p. 268), a fin de no paralizar el arranque del carbón y, con él, la liquidez de la empresa, en un momento en el que a ésta se le exigía un desembolso muy considerable. Debió ser esa observación la que movió a nuestro hombre a optar por el empleo (sobre estéril, por el momento) de la dinamita y, sobre todo, a llevar a cabo una perforación simultánea desde doce frentes de ataque, para lo cual hubo de construir cinco pozos auxiliares intermedios entre la boca y la culata del trazado previsto del túnel (véase ZUAZNÁVAR, 1879 b). Tales opciones, unidas a la organización de los trabajos por medio de contratistas a destajo, parecen haber dado los resultados esperados, hasta el punto de que el 16 de febrero de 1881 Zuaznávar podía vanagloriarse de que, habiendo llevado a buen fin el último rompimiento, «no se ha gastado más suma de dinero que la presupuestada exactamente, y en cambio han sobrado tres meses de tiempo» (ZUAZNÁVAR, 1881, p. 59). Muy poco tiempo más tarde podría vanagloriarse también de la encomienda de número de Isabel la Católica que, a propuesta de la Jefatura Superior de Minas, habría de serle concedida por tal obra (véase MALLADA).

Las cosas no parecen haber ido tan bien ni tan rápidamente en lo que se refiere a las obras necesarias para la efectiva puesta en funcionamiento del canal. En 1882 la Jefatura de Minas del distrito de Palencia informaba



Figura 2.—Los hornos de cokización, 1879. (Tomado de ZUAZNAVÁR, 1879 a).

Este ya de por sí intenso trasiego de los carbones se verá considerablemente incrementado con las reformas proyectadas por Zuaznávar en el ámbito de la circulación interior de los mismos. El canal subterráneo constituirá la pieza clave de esas reformas, e introducirá efectos en cadena sobre la mayor parte de los aspectos logísticos de la explotación. Sin embargo, y si hemos de dar crédito a su autor, la idea del canal no surgió en origen de consideraciones relativas al transporte interior, sino más bien de preocupaciones referentes al eventual desagüe de las labores superiores cuando hubiera de ser puesto en explotación el campo servido por el pozo Rafael. La profundidad de éste, la débil pendiente de la topografía exterior en el sentido longitudinal del valle, y la exigencia de una fuerte pendiente en la eventual galería de desagüe (exigencia planteada por la abundancia de aguas en ciertas épocas del año), eran todas cuestiones que «alargaban extraordinariamente el trazado de aquélla» (ZUAZNAVÁR, 1879 b, p. 267). Según parece, fue esa dificultad la que reorientó la reflexión de Zuaznávar: «la conveniencia, mejor dicho, la necesidad, obligó al Ingeniero (...) a idear el canal subterráneo» (ZUAZNAVÁR, 1879 b, p. 267; véase también ZUAZNAVÁR, 1881).

Por lo demás, la construcción del canal parecía técnicamente posible, dado que «la base del carbonífero (...) aquí es completamente impermeable, condición de primer orden» (ZUAZNAVÁR, 1881, p. 59). La consideración económica del proyecto no hacía otra cosa, además, que confirmar la conveniencia de la construcción del canal. De un lado porque habría de permitir el explotar sin riesgos de inundación un volumen de hulla cuyo valor estimado se elevaba al quíntuplo del presupuesto de construcción del canal y que, de otro modo, debería ser abandonado como llave de las aguas colgadas en niveles superiores. Por si esa amortización no fuese suficiente, Zuaznávar argumentaba (apoyándose en una autoridad como Ezquerria del Bayo, cuyo tratado hubo de estudiar en la Escuela de Minas) sobre la base del

ahorro futuro en el coste unitario de transporte interior de los carbones, y también sobre la base de la posible utilización integrada de la energía producida por la caída libre de las aguas por el pozo Rafael (véanse ZUAZNAVÁR, 1879 b; ZUAZNAVÁR, 1881).

Es así como lo que comenzó siendo un proyecto convencional de galería de desagüe (y, naturalmente, también de arrastre y ventilación) pasó a convertirse en una obra de ingeniería civil excepcional en el panorama tecnológico de la minería española de la época. Animado de sus propias convicciones, y con el consentimiento y apoyo de la empresa propietaria, Zuaznávar se creyó en condiciones de presentar su proyecto como «un acto de virilidad que debía servir de norma y ejemplo a otras empresas mineras que no saben sacrificar hoy un capital para obtener la recompensa en lo futuro» (ZUAZNAVÁR, 1879 b, p. 268). El tiempo —y bien pronto— habría de quitarle la razón. Pero la obra fue hecha.

2. EL CANAL: CONSTRUCCION Y FUNCIONAMIENTO (1879-1885)

El presupuesto para la apertura del túnel fue firmado por Zuaznávar el 18 de febrero de 1879. La duración prevista para la perforación era de 26 meses, a finalizar, pues, en mayo de 1881; y el coste de la obra era de 150.000 pesetas. Tal presupuesto debió ser inmediatamente aprobado por la empresa, dado que un mes después, el 19 de marzo, se iniciaban las obras (véase ZUAZNAVÁR, 1879 b).

La rapidez en la perforación preocupaba, con razón, a Zuaznávar; de alargarse en exceso los plazos, «habría de pensarse en dotar el pozo maestro de una potente máquina de extracción» (ZUAZNAVÁR, 1879 b, p. 268), a fin de no paralizar el arranque del carbón y, con él, la liquidez de la empresa, en un momento en el que a ésta se le exigía un desembolso muy considerable. Debíó ser esa observación la que movió a nuestro hombre a optar por el empleo (sobre estéril, por el momento) de la dinamita y, sobre todo, a llevar a cabo una perforación simultánea desde doce frentes de ataque, para lo cual hubo de construir cinco pozos auxiliares intermedios entre la boca y la culata del trazado previsto del túnel (véase ZUAZNAVÁR, 1879 b). Tales opciones, unidas a la organización de los trabajos por medio de contratas a destajo, parecen haber dado los resultados esperados, hasta el punto de que el 16 de febrero de 1881 Zuaznávar podía vanagloriarse de que, habiendo llevado a buen fin el último rompimiento, «no se ha gastado más suma de dinero que la presupuestada exactamente, y en cambio han sobrado tres meses de tiempo» (ZUAZNAVÁR, 1881, p. 59). Muy poco tiempo más tarde podría vanagloriarse también de la encomienda de número de Isabel la Católica que, a propuesta de la Jefatura Superior de Minas, habría de serle concedida por tal obra (véase MALLADA).

Las cosas no parecen haber ido tan bien ni tan rápidamente en lo que se refiere a las obras necesarias para la efectiva puesta en funcionamiento del canal. En 1882 la Jefatura de Minas del distrito de Palencia informaba

de que en el año anterior las obras de acondicionamiento de aquél se encontraban muy adelantadas, y de que su inauguración se preveía para finales de 1882 o comienzos de 1883 (véase *Estadística minera de España*, 1881). Tal plazo no parece haber sido cumplido. Por encima de las discrepancias de las fuentes en relación con la fecha de inauguración (véanse *Estadística minera de España*, 1884; ORIOL, 1888), lo cierto es que el plazo previsto para ella debió ser superado en algo más de un año. Las dificultades económicas de la empresa parecen haber tenido que ver con ese retraso. Pero antes de examinarlas, conviene describir con cierto detalle la obra del canal y su funcionamiento (véase fig. 3).

Su desarrollo longitudinal, tal y como estaba previsto en el proyecto, era de 1.775 m., medidos desde el anchurón del pozo Rafael, a 112 m. bajo la superficie, hasta la salida al exterior del canal. Su sección transversal, en disposición hexagonal irregular, era de 2,40 m. de alto por 2,40 m. de ancho en el centro (2,20 m. en la base y 1,60 m. en el techo). Su mitad inferior debió estar revestida de cal hidráulica y, más tarde, mamposteada; su mitad superior, por el contrario, estaba fortificada por entibación de portadas apoyadas sobre soleras empotradas en los muros. En la caldera del pozo, un anchurón albergaba la dársena y los muelles de carga. En la salida otra dársena, mamposteada, retenía el agua y la mantenía, por medio de un aliviadero, a un nivel constante de 1 m. de profundidad como máximo. El aliviadero permitía, además, la sangría del canal (es preciso no olvidar que el canal, por su propia naturaleza, cumplía también funciones de galería de desagüe, y que éste era, como media, de 86 m³ diarios), así como su vaciamiento completo para eventuales operaciones de dragado y limpieza.

Desde el punto de vista funcional el canal era, a la vez, sencillo e ingenioso en la utilización de los recursos. En los muelles de carga, los carbones (o, eventualmente, los escombros) eran cargados a pala en unas cajas de madera o de hierro que encajaban en unas lanchas de fondo plano, construidas en palastro, con unas dimensiones de 10 m. de largo, 1,75 m. de ancho y 1 m. de alto. Cada lancha, que tenía un pequeño espacio para el conductor, podía cargar hasta 2 Tm. de materiales. Las lanchas eran fijadas, por medio de la mano del conductor o, en otros casos, por medio de unas barras de hierro rematadas en una «ingeniosa mano mecánica», a un cable de acero sin fin, de 8 mm. de diámetro y de aproximadamente 3.600 m. de longitud, el cual, tendido en el techo del canal, recibía el movimiento de dos poleas arrastradas por una rueda hidráulica. Esta, por su parte, era movida por la energía aportada (en una cantidad media de 6 CV) por la caída de las aguas por el pozo. En la dársena exterior, una grúa descargaba las cajas que contenían el carbón, que pasaba entonces a ser clasificado en las cribas y, en su caso, transformado en cok o aglomerados (véanse *Estadística minera de España*, 1886; GIL, ORIOL, 1888; MALO).

3. DE CANAL A GALERIA DE ARRASTRE CONVENCIONAL (1886-1895)

Lamentablemente, la obra del canal no vio la luz en

el momento más adecuado. La inauguración en 1884 del ferrocarril del Noroeste significó en los años siguientes la irrupción avasalladora de los carbones asturianos en las principales plazas del país. Lo hicieron, además, a unos precios que los carbones palentinos no estaban en condiciones de soportar, de tal modo que bien pronto éstos se vieron desplazados de sus mercados tradicionales, hasta el punto de que incluso la poderosa «Compañía del Norte», propietaria y explotadora de las minas de Barruelo, optó por abastecer sus líneas, a partir de 1887, con carbones asturianos (véanse OJEDA, CABELLO).

En Orbó la crisis se dejó sentir con mayor intensidad aún; en tan sólo cuatro años, entre 1884 y 1887, la producción de hulla bruta se redujo en algo más de la mitad. Por otro lado, y si hemos de dar crédito a la opinión —probablemente interesada— de Román Oriol, el costo unitario de producción no habría hecho otra cosa que elevarse desde 1883. La razón principal de ello, siempre según este autor, habría que buscarla en el incremento de los costes de transporte interior introducidos por el canal, así como en el aumento de la proporción de menudos (en perjuicio del granadillo, de venta más fácil y sustanciosa), como resultado de los demasiados trasiegos a los que se veían sometidos los carbones (véanse GIL, ORIOL, 1888).

La difícil posición de los carbones palentinos en la nueva coyuntura, unida —en el caso específico de Orbó— a los efectos introducidos por el canal, parecen haber dado como resultado una considerable descapitalización de la empresa. Esta, en efecto, había debido hacer frente, en muy difíciles condiciones comerciales, a unas inversiones muy sustanciales, tanto en lo que se refiere a la obra misma del canal, como a los necesarios desplazamientos, hasta su salida, de las instalaciones de exterior. La situación parece haberse hecho insostenible, por cuanto en abril de 1886 los propietarios de la empresa deciden «la enajenación de las pertenencias de la mina y su subsiguiente liquidación» (véase *Revista minera*, 1886, p. 127).

«Por motivos de fina y extremada delicadeza» (MALLADA, p. 9), es decir, en función de la comprometida situación en la que se habría visto con el cambio de propietarios, Zuaznávar abandonará, en marzo de 1886, la dirección facultativa de las minas (*). Su ilimitada confianza

(*) Reingresaré en el servicio oficial, siendo destinado durante dos meses al distrito de Alava. Lo abandonará para ingresar como gerente en «La Vizcaya», en donde instalará el primer alto horno con aprovechamiento de residuos. En 1890 abandonará «La Vizcaya» para fundar la «Compañía del Ferrocarril de La Robla a Valmaseda», que proyectará y construirá. A comienzos de 1896 volverá de nuevo al servicio oficial, siendo destinado al distrito de Guipúzcoa. En 1907 será ascendido a Inspector General del Cuerpo de Minas, cargo en el que se jubilará en 1908. Morirá, a sus 75 años, el 27 de abril de 1916. Véase MALLADA.

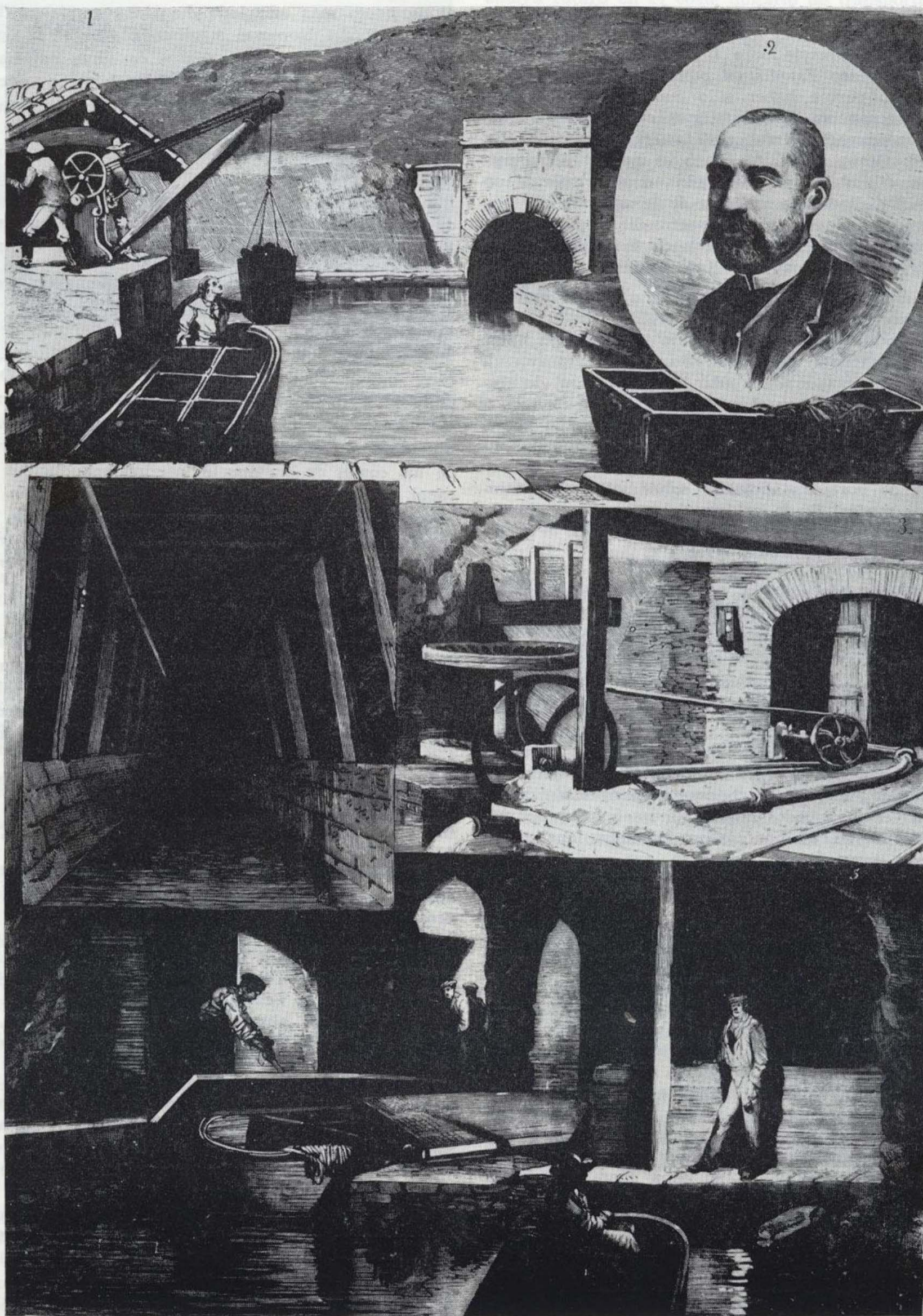


Figura 3.—El canal subterráneo, 1885: 1. La dársena exterior. 2. Mariano Zuaznávar. 3. El motor hidráulico. 4. Sección interior del canal. 5. Los muelles interiores de carga. (Tomado de GIL, 1885).

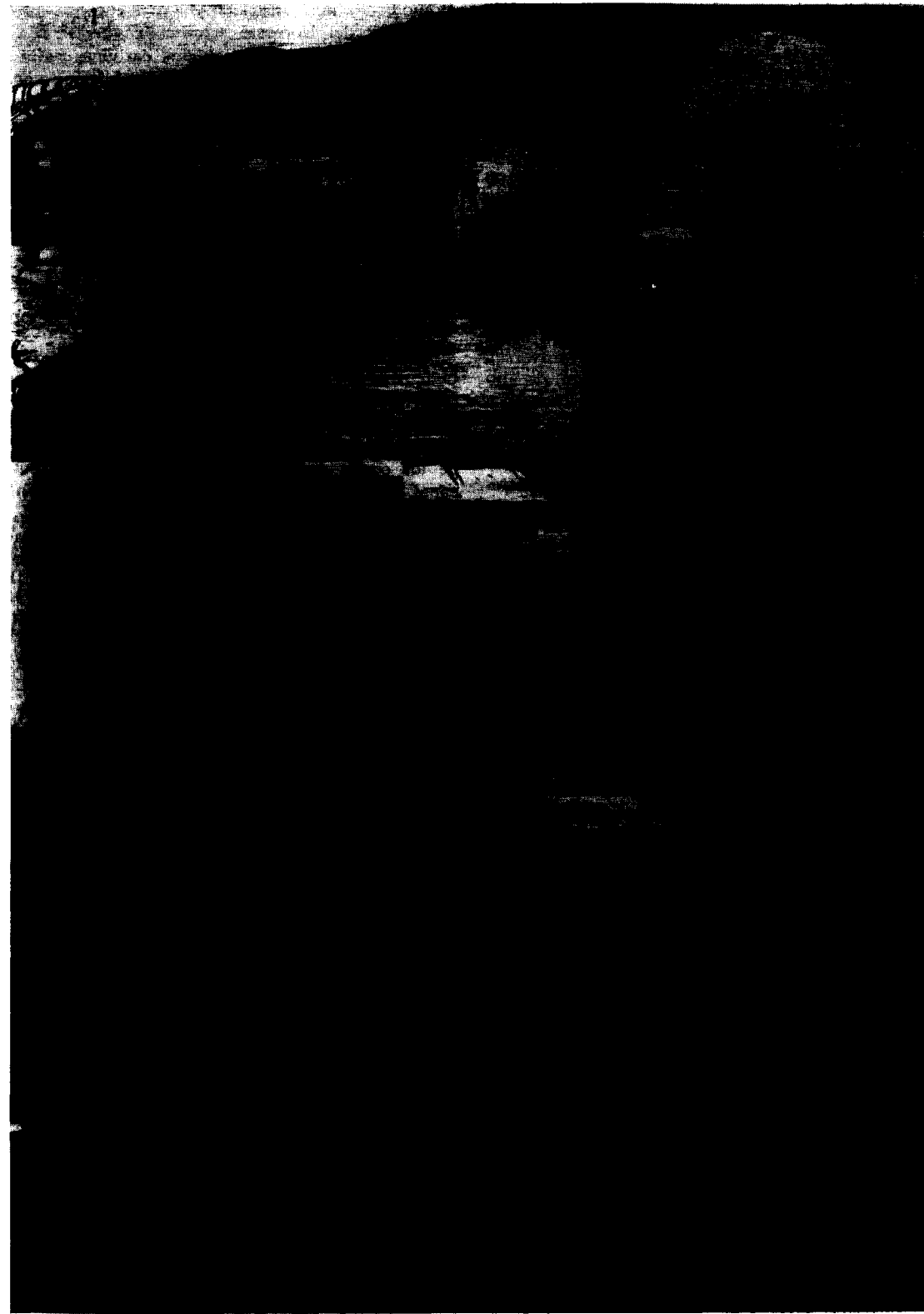


Figura 3.—El canal subterráneo, 1885: 1. La dársena exterior. 2. Mariano Zuaznávar. 3. El motor hidráulico. 4. Sección interior del canal. 5. Los muelles interiores de carga. (Tomado de GIL, 1885).

en la obra de Orbó, que le hacía afirmar de ella, en 1881, que «permitirá a la Sociedad, luchar ventajosamente con los combustibles Asturianos y Leoneses una vez terminada la línea férrea de Asturias, Galicia y León» (ZUAZNAVÁR, 1881, p. 59), parece haber conducido a la ruina, en el contexto comercial por él previsto, a la empresa y, con ella, a las minas de Orbó, que arrastrarán una existencia mortecina hasta que, en 1909, «Carbonera Española, S. A.», empresa perteneciente al poderoso grupo presidido por el Marqués de Comillas, se haga cargo de la cuenca.

A partir de 1886, los nuevos propietarios de la sociedad «Esperanza de Reinosa» encargarán de la dirección facultativa a un nuevo ingeniero. Elías Palacios, haciendo suyas las duras críticas de Oriol acerca del canal, así como su diagnóstico de que «mientras no desaparezca, no es posible que la explotación de Orbó pueda resultar barata» (ORIOI, 1888, p. 33), acomete, entre 1887 y 1890, toda una serie de reformas tendentes a limitar sus efectos negativos sobre los costes unitarios de producción. Comienza por suprimir la explotación del grupo Peragido y, con ella, las innecesarias complicaciones del sistema de transporte exterior entre ese grupo y el grupo San Ignacio. Pero será en el propio canal en el que las reformas de Palacios presentarán un alcance más significativo (véanse figs. 4 y 5). En primer lugar, en lo que a la fase de descarga se refiere. Entre 1887 y 1888 la dársena exterior será transformada en esclusa gracias a la cual las lanchas podían ser colgadas de un carro



Figura 4.—La dársena exterior, 1887. (Tomado de ORIOI Y VIDAL, 1888).

montado sobre carriles tendidos en sus muros laterales, y conducidos directamente a la fábrica de aglomerados o a los hornos de cokización. Tal reforma eliminaba al menos dos trasiegos de los carbones y, además, contri-

buía a «rebajar los excesivos jornales que se empleaban en estas operaciones» (*Estadística minera de España, 1888-1889*, p. 166). La segunda reforma de importancia, también en el sentido de disminuir el número de los trasiegos, tuvo lugar en el otro extremo del canal, en los muelles interiores de carga. Estos fueron refortificados, con ladrillo y mampostería, a fin de que sobre ellos pudieran ser instalados doce volcadoras que cargaban directamente las lanchas, eliminando así la carga a pala y, con ella, varios jornales (véase *Estadística minera de España, 1889-1890*). La reforma clave será, sin embargo, la que hacia 1890 transformará la fuente de alimentación energética del sistema en su conjunto. El motor hidráulico para movimiento del cable flotante será sustituido por una máquina de vapor locomóvil (Tangyes Ltd.) de mayor potencia, instalada, además, en el otro extremo del sistema, en la dársena-esclusa exterior. El agua caída por el pozo Rafael pudo entonces ser aprovechada para mover una balanza de agua o ascensor hidráulico por medio del cual los escombros de los tajos podían ser izados hasta el exterior. Con ello, además de limitar la densidad de tráfico del canal y los incómodos cruces de lanchas, se producía un ahorro importante en lo que se refiere a compras de terrenos para depósito de los escombros (véanse ORIOI, 1888; MALO).

Este conjunto de reformas suponía un intento de racionalización y, sobre todo, de reasignación espacial de funciones en el sistema proyectado y construido por Zuaznávar. Suponía, en particular, una disminución sustancial del número de puntos de ruptura de carga y, con ella, la supresión de varios jornales y la limitación del riesgo de producción de menudos. Todo ello, sin embargo, no parece haber sido suficiente (en un contexto de persistentemente difíciles condiciones de mercado) como para resolver los problemas gerenciales planteados por el canal. De tal modo que en 1895, tan sólo diez años después de su inauguración, el canal que había sido «el primero y único de su clase que se construyó en España» (MALLADA, p. 8), pasó a mejor vida: fue desecado y transformado en galería de arrastre convencional, con tracción animal (véase *Estadística minera de España, 1895*). Como tal, y con algunas transformaciones como la instalación de tracción eléctrica en 1915 (véase *Estadística minera de España, 1915*), el viejo canal, recuperada su vocación primera, siguió prestando sus servicios durante décadas.

Hoy, tras el cierre definitivo de las explotaciones de interior en 1969, su estado de conservación es lamentable. Destruída la esclusa, inundado el túnel y enfangada su salida, esta obra única de la tecnología minera española vive tan sólo en el arco levemente monumentalizado de su culata, y en la memoria sin recuerdo de la toponimia. Los hoy escasos habitantes de la zona continúan denominando a aquel paraje, con obstinación ejemplar, con una simple voz: «el canal».

Marzo de 1987.

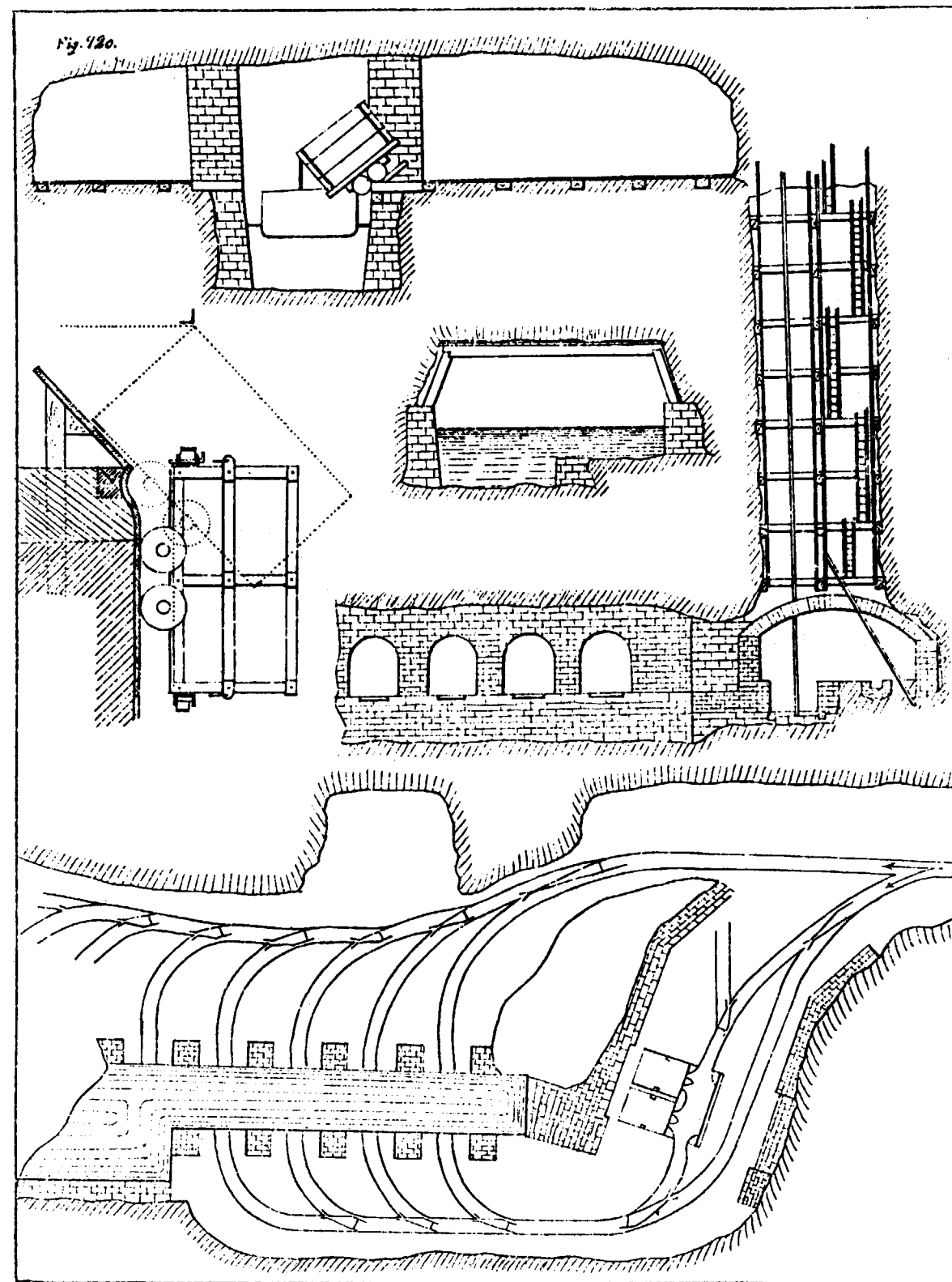


Figura 5.—El canal subterráneo, 1890: planta y sección de los muelles interiores, sección del canal y detalles del sistema de carga (tomado de MALO DE MOLINA, 1889-1890).

BIBLIOGRAFIA

- BENTABOL Y URETA, H. (1879): *Una visita a las Minas de Barruelo y Orbó*. Revista minera.
- CABELLO RODRÍGUEZ, M. P. (1983): *Barruelo de Santullán: la crisis de un núcleo minero*. Universidad. Valladolid.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844): *Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia*. Boletín Oficial de Minas.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1851): *Elementos de laboreo de minas*. Imp. de la Viuda de Don Vicente Yenes. Madrid.
- GIL, I. (1885): *El canal subterráneo de Orbó*. La Ilustración Española y Americana.
- Lecciones de laboreo de minas*. 1866. Imp. de Cornelio y Cía. Oviedo.
- MAFFEL, E. (1878): *D. Rafael Gracia Cantalapiedra*. Revista Minera.
- MALLADA, L. (1916): *La vida de un gran ingeniero*. En Homenaje al eminente y sabio ingeniero de Minas Excmo. e Ilmo. Señor Don Mariano Zuaznávar por sus compañeros, amigos y admiradores. Imp. de José Blass y Cía. Madrid.
- MALO DE MOLINA, M. (1889-1891): *Laboreo de minas*. Establecimiento tipo-litográfico de Marcial Ventura. Cartagena.
- MARTÍN DONAIRE, F. (1857): *Informe sobre el estado de las minas de carbón del valle de Santullán (Palencia)*. Revista minera.
- MONCADA Y FERRO, G. (1893): *Elementos de laboreo de minas*. Imp. de José Requena. Cartagena.
- Las Minas de Orbó*. 1879. Revista minera.
- OJEDA, G. (1985): *Asturias en la industrialización española, 1833-1907*. Siglo XXI. Madrid.
- ORIOI Y VIDAL, R. (1873): *Carbones minerales de España: su importancia, descripción, producción y consumo*. Imp. de J. M. Lapuente. Madrid.
- ORIOI Y VIDAL, R. (1888): *La industria minera en la provincia de Palencia*. Establecimiento tip. de «Sucesores de Rivadeneyra», Madrid.
- VILLALVA, F. (1867): *Crónica de la provincia de Palencia*. Rubio y Compañía. Madrid.
- ZUAZNÁVAR, M. (1867): *Apuntes sobre el empleo de la brújula en el levantamiento de planos y exposición del sistema de planos coordenados al alcance de toda clase de personas*. Establecimiento tip. de A. Cariñena. Burgos.
- ZUAZNÁVAR, M. (1874): *Datos geológico-mineros de la provincia de Burgos: itinerarios de Burgos a Villasur de Herreros*. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España.
- ZUAZNÁVAR, M. (1876): *Algunos datos de la cuenca carbonífera de Iruros en la provincia de Burgos*. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España.
- ZUAZNÁVAR, M. (1877): *Datos geológico-mineros de la provincia de Burgos: salina de Poza de la Sal*. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España.
- ZUAZNÁVAR, M. (1878): *Tablas de proyecciones para el levantamiento de planos de minas y otros usos, calculadas de minuto en minuto*. Imp. de Juan Osés. San Sebastián.
- ZUAZNÁVAR, M. (1879 a): *Establecimiento minero de Orbó*. La Ilustración Española y Americana.
- ZUAZNÁVAR, M. (1879 b): *Canal subterráneo en las minas de hulla de Orbó*. Revista minera.
- ZUAZNÁVAR, M. (1881): *Canal subterráneo de las minas de Orbó*. Revista minera.
- ZUAZNÁVAR, M. (1895): *Informe que emite el Ingeniero de Minas D. Mariano Zuaznávar*. En Comisión de Reformas Sociales (Madrid). «Reformas sociales: información oral y escrita practicada por la Comisión de Reformas Sociales». Ed. facs. de la de 1889-1893. Centro de Publicaciones, Ministerio de Trabajo y Seguridad Social. Madrid.
- ZUAZNÁVAR, M., y SAMPAYO, P. (1868): *Descripción con planos de la cueva llamada de Atapuerca*. Imp. de Timoteo Arnáiz. Burgos.

Noticias

EN MEMORIA DE CARLOS RUIZ CELAA

Mediado el pasado mes de mayo, el fallecimiento de Carlos Ruiz Celaá conmovió el ámbito de la Hidrogeología española, donde era una de las figuras más unánimemente respetadas por su sólida preparación técnica y su constante magisterio, y por la permanente afabilidad y generosidad de su carácter. Una ejemplar ejecutoria profesional venía a cerrarse con su muerte en acto de servicio, cuando realizaba trabajos de hidrogeología en el Sistema 23 de la Llanura Manchega, a cuyo estudio él contribuyó de manera tan decisiva.

Carlos Ruiz Celaá había nacido el 1 de junio de 1940 en Madrid, donde cursó estudios universitarios en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. En 1965 obtuvo el título y durante los años siguientes perfeccionó su formación hidrogeológica en Israel, Francia, Inglaterra y Estados Unidos. A partir de 1966 entra al servicio del Instituto Geológico y Minero de España, en el que permanece hasta su muerte, con el lapso de un breve periodo, de 1975 a 1979, en la empresa privada.

Su primera actividad profesional se desarrolla en el proyecto hidrogeológico internacional de Investigación Hidrogeológica en la Cuenca del Guadalquivir, pionero de los estudios hidrogeológicos regionales en España, proyecto que pasa a dirigir de 1972 a 1974. Esta etapa supuso la introducción en España de la tecnología de sondeos a circulación inversa para la captación de acuíferos detríticos. De 1974 a 1975 dirige proyectos hidrogeológicos regionales en las Cuencas Altas del Júcar y Segura y en la Cuenca del Duero. Desde 1979 pasa a dirigir proyectos en las Cuencas del Guadiana y del Tajo.

DESARROLLO DE NUEVAS TECNOLOGIAS A LA EXPLORACION MINERA (PROYECTO COORDINADO POR EL IGME Y FINANCIADO PARCIALMENTE POR LA COMISION DE LA CEE)

Ha sido aprobado, con fecha 20 de mayo de 1987, por la Comisión de las Comunidades Europeas, el Proyecto: «Development of new multidisciplinary techniques for mineral exploration in several areas of the western Iberian Peninsula», el cual está financiado, en parte, por la Comisión de la CEE. Pertenece al «Research Action Programme Materials (I+D)», subprograma: «Primary Raw Materials (minerals)».

El objeto básico del proyecto es obtener nuevas guías

Puede afirmarse que, en sus más de 20 años dedicados a la hidrogeología, Carlos Ruiz Celaá participó destacadamente en las actuaciones más importantes relacionadas con las aguas subterráneas en España: Almonte-Marismas, regadíos en el Sistema Hidrogeológico de Albacete, definición y aprovechamiento del Sistema 23 de la Llanura Manchega, protección del Coto Doñana y del Parque Nacional de las Tablas de Daimiel, de cuyo Patronato fue nombrado vocal en 1983. Mención aparte, por su indiscutible dimensión social, merece la constante actividad, a lo largo de estos años en la mejora del abastecimiento de agua potable a más de 450.000 habitantes de pueblos y ciudades de diez provincias españolas.

También en el ámbito de la documentación y divulgación de conocimientos hidrogeológicos desarrolló una labor importante, impartiendo numerosas clases sobre construcción, equipado y desarrollo de sondeos en los diferentes Cursos de Hidrogeología Aplicada organizados por las Escuelas de Minas de Madrid, Cartagena y Almadén y por la Fundación Gómez Pardo, pronunciando conferencias y participando en más de 40 publicaciones sobre los estudios hidrogeológicos regionales en que participó.

En reconocimiento de tan dilatada labor profesional, el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO dedica esta breve reseña a la memoria de Carlos Ruiz Celaá, en testimonio de condolencia y apoyo a su familia y, en especial, como estímulo a su hija Loreto que sigue los pasos de la vocación paterna.

de prospección que puedan ser utilizadas en la búsqueda y exploración de yacimientos ocultos, pertenecientes a tipos ya reconocidos, así como investigar nuevos tipos de depósitos cuyo potencial todavía no ha sido valorado. Concretamente, algunos yacimientos de carácter estratobundado (stratabound) de W, Sb y Au que se encuentran en terrenos precámbricos y paleozoicos de Extremadura y Salamanca. Estos objetivos van a abordarse mediante el uso de técnicas multidisciplinarias, a escala regional y local,

en un proyecto de cooperación multinacional. Entre las principales técnicas a utilizar destacan: teledetección estructural, control de lineamientos y análisis estructural sobre el terreno, junto con gravimetría de apoyo de las áreas a investigar en el Proyecto, y estudios de litogeoquímica, geoquímica orgánica, paragénesis minerales, termoluminiscencia e inclusiones fluidas.

Por otra parte, es un proyecto de cooperación multinacional que va a ser realizado en colaboración entre diversos Organismos Públicos (Universidades) y Empresas Estatales.

Los diferentes equipos de investigación estarán consti-

tuidos por investigadores de las Universidades de Southampton y Belfast (Reino Unido), de Aveiro (Portugal) y de la Universidad de Salamanca (España).

Las Empresas Estatales que participan en este Proyecto de colaboración son ENUSA (España) y ENU (Portugal). El Instituto Geológico y Minero de España, por su parte, ostenta la responsabilidad del Proyecto, y su misión además de operador directo, es la de apoyo infraestructural y coordinación y control de todos los trabajos a realizar para la consecución de los objetivos que se persiguen en el mismo. La duración estimada de los trabajos será de dos años aproximadamente.

ACTIVIDADES ACTUALES DE LA DIVISION DE GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Dentro del campo de actividades, existen dos proyectos actualmente en desarrollo, que son especialmente interesantes para un amplio público profesional.

Se trata de la realización de dos Manuales que una vez aparezcan, llenarán un hueco en la literatura técnica castellana.

El primero de ellos, es el «Manual de Ingeniería Geológica», que está previsto se termine hacia finales de 1988. La Ingeniería Geológica, cubre todos los aspectos relativos a la elaboración de los Modelos Geológicos que son necesarios para el amplio abanico de aplicaciones de la Mecánica de Suelos y Rocas, así como los aspectos relacionados con los Riesgos Geológicos y problemas que tocan la Ingeniería Ambiental. En consonancia con este amplio espectro de problemas, se tocan temas que van de los Modelos Geológicos por problemas de Geotecnia Minera o el Espacio Subterráneo, a problemas de Presas y Carreteras. El Manual está siendo redactado por un amplio

equipo interdisciplinar de especialistas bajo la dirección de don Francisco Javier Ayala Carcedo, del IGME, y don José María Rodríguez Ortiz, de EATSA.

El otro Manual actualmente en curso, el de «Cartografía Geocientífica o geoambiental», busca llenar un vacío dentro de esta completa rama de la Geología Ambiental, que abarca las aplicaciones de las Geociencias a la Ordenación del Territorio y la Protección del Medio Ambiente. Dada la amplitud de los temas que esta disciplina toca, y lo reciente de su desarrollo, que viene de los últimos quince años, es necesario un examen amplio y riguroso de la rica variedad de Mapas Geoambientales que se están produciendo en el mundo. Sólo así puede avanzarse con seguridad en este complejo campo. El Manual será bilingüe, español-inglés. En él está trabajando un grupo de especialistas de reconocido prestigio en España, bajo la dirección de Emilio Elízaga Muñoz y Francisco Javier Ayala Carcedo, del IGME. Se espera esté terminado también para fines del 88.

FALLECE EL DOCTOR EN GEOLOGIA D. LUIS JEREZ MIR

El pasado 23 de junio, en el Pirineo de Huesca, falleció Luis Jerez Mir en desgraciado accidente de montaña cuando se encontraba en pleno ejercicio de su profesión.

En 1964 Luis Jerez, proveniente de la Universidad de Granada, se incorpora al mundo de la geología profesional, trabajando en diferentes empresas hasta su ingreso en el Instituto Geológico y Minero de España, en donde a lo largo de cuatro años interviene en los más importantes planes y proyectos que la División de Geología tiene encomendados y de los que destacamos los Estudios Geológicos a E. 1:50.000 de las Provincias de Guipúzcoa y Alava, así como del Campo de Gibraltar.

En 1970 pasa a la Empresa Nacional ADARO, en donde realizaría una gran labor tanto profesional como científica. Interviene en diversas publicaciones y finaliza su tesis doctoral sobre la geología de la Zona Prebética, indispensable documento para cualquier estudioso de dicha zona. Su enorme capacidad de trabajo y su gran preparación le han permitido intervenir, siempre con un papel destacado, en estudios y proyectos de Infraestructura geológica, Exploración minera, Petróleo, Hidrogeología, Carbones, Geotermismo, etc. Asimismo, unas veces como profesor otras como alumno, intervino en numerosos cursos.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA REGIONAL

870280. **Structure et stratigraphie du secteur orientale de la Sierra Almirante, zone Alpujarride, Cordillere Betiques.** SANZ DE GALDEANO, C.

Estud. Geol. (Madrid), 1986, vol. 42, núm. 4-5, 281-289, 16 ref., fr., res. esp., bibl. IGME.

* Triásico, Micasquistos, Cuarzita, Mármol, Pliegue, Falla, Falla horizontal, Despegue, Manto, Zona Bética, Alpujarras.

ESTRATIGRAFIA

870035. **Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno del sector occidental de la Sierra Norte de Mallorca, Baleares.** RAMOS, E.; MARZO, M.; POMAR, L., y RODRIGUEZ-PERA.

Rev. Invest. Geol., vol. 40, 29-63, 54 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Bartonense, Priabonense, Chatiense, Eoceno sup., Estampense, Oligoceno sup., Discordancia, Sedimentación continental, Medio deltaico, Medio fluvial, Medio lacustre, Litofacies, Bioestratigrafía, Baleares, Mallorca.

870252. **El Paleógeno y tránsito al Neógeno en el área del macizo de Randas, Mallorca.** ANGLADA, E., y SERRA-KIEL, J.

Bol. Geol. Min., vol. 97, núm. 5, 580-589, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Oligoceno, Mioceno, Límite estratigráfico, Neógeno, Arenisca, Brecha, Conglomerado, Marga, Caliza, Caliza bioclástica, Baleares, Isla Mallorca.

870253. **Some Upper Carboniferous (Namurian; Westphalian). Lithostratigraphic Units in Northern Spain. Results and Implications of an Environmental Interpretation.** EICHMÜLLER, K.

Bol. Geol. Min., vol. 97, núm. 5, 590-607, 41 ref., ing., res. esp., bibl. IGME.

* Namuriense, Westfaliense, Estratotipo, Límite estrati-

gráfico, Microfacies, Tectónica sinsedimentaria, Sedimentación litoral, Medio lagunar, Plataforma carbonatada, Subsistencia, Asturias, Provincia León.

870278. **Estratigrafía del Pérmico y Triásico en Facies Buntsandstein y Muschelkalk en el sector sureste de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, provincias de Cuenca y Valencia.** LOPEZ GOMEZ, J., y ARCHE, A.

Estud. Geol. (Madrid), 1986, vol. 42, núm. 4-5, 259-270, 49 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Pérmico, Triásico, Corte geológico, Límite estratigráfico, Paleorrelieve, Falla normal, Tectónica sinsedimentaria, Paleogeografía, Macizo Ibérico, Provincias Cuenca, Valencia.

870285. **El Aaliense en el área de Talvella (Soria). Bioestratigrafía y evolución sedimentaria.** URETA, S., y GOY, A.

Estud. Geol. (Madrid), 1986, vol. 42, núm. 4-5, 331-339, 15 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Aaliense, Corte geológico, Bioturbación, Fauna ammonites, Bioestratigrafía, Variación nivel, Provincia Soria.

GEOMORFOLOGIA

870015. **Contribución al estudio del periglacismo en la Sierra de Gredos.** ACASO, E.; RUIZ ZAPATA, M. B.; PEDRAZA, J., y CENTENO, J.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 115-132, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Periglaciario, Morfología glaciario, Crioturbiación, Soliflucción, Erosión glaciario, Hercínico Centro, Sierra de Gredos.

CUATERNARIO

870010. **Formaciones cuaternarias en el valle del Eo, aguas arribas de A Pontenova (Lugo).** ASENSIO, I., y LOMBARDO, J. M.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 29-49, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Cuaternario, Terraza, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Periglaciario, Granulometría, Morfoscopía, Morfología fluvial, Provincia Lugo.

870011. **Ejemplo de aplicación de un modelo sedimentológico en la evolución de un medio costero.** VILAS, F.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 51-63, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Marisma litoral, Flecha litoral, Colmatación, Plano costero, Medio marea, Sedimentación marea, Modelo, Acción humana, Obra pública, Provincia Pontevedra.

870014. **Análisis polínico de tres lagunas colmatadas de Galicia.** DIAZ-FIERROS, F.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 95-111, 11 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Medio litoral, Lago, Palinomorfía, Análisis polínico, Climatología, Cuaternario, Galicia.

870414. **I Reuniao do Quaternario Iberico.**

Inst. Nac. Invest. Cient., Lisboa, 2 vols., port., bibl. IGME.

* Reunión, Cuaternario, Península Ibérica.

GEOLOGIA MARINA

870378. **Resultados preliminares de la campaña de geología marina «Geocarbal-85/I» realizadas en la plataforma continental de las islas Baleares.** SERRA, J.; ACOSTA, J.; HERRANZ, P.; MATEU, G., y GUILLEN, J.

Inf. Técn. Inst. Esp. Oceanogr. (1986), núm. 44, 1-11, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Expedición crucero, Plataforma continental, Sonar, Perfil geofísico, Método sísmico, Cobertura sedimentaria, Onda arena, Cuenca subsidencia. Actual, Mioceno, Baleares, Mar Mediterráneo Oeste.

GEOLOGIA EXTRATERRESTE

870274. **Riesgo de daños por meteoritos.** MARTIN ESCORZA, C.

El Geólogo (1986), vol. 4, núm. 20, 39-43, 16 ref., esp., bibl. IGME.

* Micrometeorito, Meteorito, Cráter meteorico, Histórico.

870292.—**El origen de la vida en nuestro planeta. La exobiología.** SANCHEZ BALLESTEROS, J., y HERNANDEZ HERNANDEZ, M. D.

Quim. Ind. (Madrid), 1986, vol. 32, núm. 10, 765-770, 18 ref., esp., bibl. IGME.

* Exobiología, Origen vida, Planetología.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

870032. **Granito de O Corqueixo, árido triturado para hormigones.** ROIBAS, G.; FERNANDEZ, M.; SANTOS, M. J., y MARTINEZ, A.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 411-428, 5 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Granito, Material construcción, Cantera, Propiedad geotécnica, Provincia Lugo.

870039. **Interpretación geomecánica de la inestabilidad del frente de excavación en túneles construidos en terrenos de mala calidad.** CORNEJO, A.

Rev. Obras Públicas (1986), núm. 3.250, 719-727, esp., bibl. IGME.

* Mecánica roca, Túnel, Excavación, Estabilidad, Estabilización, Resistencia cizallamiento, Ruptura.

870236. **Ecología.** MARGALEF, R.

Barcelona: Ediciones Omega (1986), 951 pp., esp., bibl. IGME.

* Tratado, Ecología.

870259. **Experiencias sobre las arcillas expansivas del subsuelo de Madrid.** FERNANDEZ MOYA, J., y TAPIA, J.

Bol. inf. labl. carret. geotec., núm. 172, 23-32, esp., bibl. IGME.

* Material hinchable, Arcilla, Hinchamiento, Propiedad geotécnica, Ensayo in situ, Ensayo laboratorio, Daño catástrofe natural, Provincia Madrid.

870260. **Estabilidad-inestabilidad en los depósitos de arenas de playas canarias: relaciones entre pendientes topográficas y granulométricas.** MARTINEZ, J.

Bol. Inst. Esp. Oceanogr., vol. 3, núm. 2, 87-96, 9 ref. esp., bibl. IGME.

* Playa, Arena, Medio marea, Sedimentación marea, Pendiente ladera, Estabilidad, Granulometría, Canarias, Isla Gran Canaria.

870265. **Elaboración del mapa de riesgos para la prevención de avenidas.** DURAN, J. J., y ELIZAGA, M.

Cuad. protec. civil (1986), núm. 15, 4 pp., esp., bibl. IGME.

* Río, Crecida, Daño catástrofe natural, Cartografía, Prevención, España.

870266. **Sistema de previsión de avenidas. El sistema automático de información hidrológica (plan S. A. I. H.).** BERGA, L.

Cuad. protec. civil (1986), núm. 15, 5 pp., esp., bibl. IGME.

* Río, Crecida, Previsión, Daño catástrofe natural, Planificación, España.

870267. **Chernobyl y la protección civil.**

Cuad. protec. civil (1986), núm. 15, 8-10, esp., bibl. IGME.

* Central nuclear, Explosión nuclear, Contaminación, Viento, Nube, Radioactividad, Previsión, URSS.

870268. **El agua y sus peligros.** FIGUERUELO, A.

Cuad. protec. civil (1986), núm. 15, 13-20, esp., bibl. IGME.

* Agua superficie, Crecida, Daño catástrofe natural, Previsión, Legislación, Política Estado, Presa hormigón, Lago artificial, España.

870270. **El papel de las Ciencias de la Tierra en la protección civil.** GONZALEZ GARCIA, J. L.
El Geólogo (1986), vol. 4, núm. 20, 17-20, esp., bibl. IGME.
* Daño catástrofe natural, Previsión, Geología, Planificación, España.
870271. **El papel del geólogo ante los riesgos geológicos naturales.** GONZALEZ DE VALLEJO, L.
El Geólogo (1986), vol. 4, núm. 20, 24-26, esp., bibl. IGME.
* Daño catástrofe natural, Papel geólogo.
870272. **El deslizamiento de Olivares.** DURAN, J. J.
El Geólogo (1986), vol. 4, núm. 20, 29-32, esp., bibl. IGME.
* Deslizamiento terreno, Arcilla, Propiedad geotécnica, Pendiente ladera, Agua intersticial, Daño catástrofe natural, Provincia Granada.
870319. **Más protección para el Parque Natural de La Albufera.** BURDALO, S., y DELGADO, C.
Rev. MOPU, núm. 339, 6-12, esp., bibl. IGME.
* Medio lagunar, Protección medio ambiente, Programa, Política Estado, Provincia Valencia.
870320. **Estudio de las presas de materiales sueltos con núcleo delgado durante la construcción y llenado del embalse mediante un método de elementos finitos tridimensional.** JUSTO, J. L.; SAURA, J., y SEGOVIA, F.
Rev. Obras Públicas, vol. 133, núm. 3.251, 761-766, 7 ref., esp., bibl. IGME.
* Presa tierra, Carga cíclica, Método elemento finito, Simulación, Estudio caso, Méjico.
870322. **Una introducción a la geoestadística y sus posibles aplicaciones a las ciencias del agua.** GOMEZ HERNANDEZ, J. J.
Rev. Obras Públicas, vol. 133, núm. 3.251, 783-803, 17 ref., esp., bibl. IGME.
* Hidrología superficie, Geoestadística, Teoría, Variograma, Krigeage, Simulación, Cartografía.
870325. **Manual para el diseño y construcción de escombreras y presas de residuos mineros.** AYALA, F. J.
IGME, 182 pp., 83 ref., bibl. IGME.
* Residuo industrial, Mina, Emplazamiento, Ensayo in situ, Propiedad geotécnica, Topografía, Hidrología superficie, Estabilidad ladera, Estudio impacto medio.
870327. **Registro de datos en sondeos de reconocimiento.** PERNIA, J. M.; FRESNO, F.; MENA, J. M.; LUCENA, A., y LECHOSA, R.
IGME, 144 pp., 34 ref., esp., bibl. IGME.
* Sondeo, Dato, Diagrama, Testigo, Propiedad geotécnica, Propiedad física, Metodología, Normalización, España.
870380. **Abandono de minas. Impacto hidrológico.** FERNANDEZ RUBIO, R.; FERNANDEZ LOJA, S., y ESTEBAN ARLEGUI, J.
IGME, 267 pp., 68 ref., esp., bibl. IGME.
* Mina, Agua superficie, Agua subterránea, Contaminación, Acidificación.
870391. **Estudio geoambiental de cuencas carboníferas andaluzas con vistas a la restauración del medio natural afectado por las explotaciones mineras. Cuencas del Guadiato y de Padul.** PLA, F.; LOPEZ JIMENO, C.; MANGLANO, S., y TOLEDO, J. M.

- IGME*, 1986, 2 vol., 313 pp., 12 mapas, esp., bibl. IGME.
* Cuenca hullera, Cielo abierto, Agua superficie, Agua subterránea, Geología, Orogenia hercínica, Tectónica, Estudio impacto medio, Protección medio ambiente, Contaminación, Legislación, Provincias Córdoba, Granada.
870397. **Hundimientos mineros.** RAMBAUD, C., y RAMIREZ OYANGUREN, P.
IGME, 1986, 328 pp., 48 ref., esp., bibl. IGME.
* Mina, Movimiento suelo, Previsión, Método matemático, Deformación, Teoría, Legislación, Capa carbón, España.
870495. **Medio ambiente y desarrollo.**
Cuad. bibliogr. cent. inf. cienc. ambient., núm. 1, 210 pp., esp., bibl. IGME.
* Síntesis bibliográfica, Protección medio ambiente.
870496. **Formación ambiental.**
Cuad. bibliogr. cent. inf. cienc. ambient., núm. 2, 214 pp., esp., bibl. IGME.
* Síntesis bibliográfica, Protección medio ambiente.
870497. **Revistas sobre medio ambiente.**
Cuad. bibliogr. cent. inf. cienc. ambient., núm. 3, 133 pp., esp., bibl. IGME.
* Síntesis bibliográfica, Contaminación, Protección medio ambiente.
870498. **Contaminación agraria.**
Cuad. bibliogr. cent. inf. cienc. ambient., núm. 4, 266 pp., esp., bibl. IGME.
* Síntesis bibliográfica, Contaminación, Suelos.
-
- PALEONTOLOGIA: GENERALIDADES**
-
870293. **Medio siglo de Paleontología en España.** TRUYOLS, J.
Rev. esp. paleontol. (1986), vol. 1, 7-11, esp., bibl. IGME.
* Paleontología, Histórico, Enseñanza superior, Legislación, España.
870295. **Sucesiones paleobiológicas y sucesiones registráticas (nuevos conceptos paleontológicos).** FERNANDEZ LOPEZ, S.
Rev. esp. paleontol. (1986), vol. 1, 29-45, 48 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Tafonomía, Evolución biológica, Paleobiología, Paleocología, Teoría.
870300. **El género *Odontochile* Hawley y Corda (Trilobita), en el Devónico inferior de la Cordillera Cantábrica y el Pirineo.** ARRIZU, M.
Rev. esp. paleontol. (1986), vol. 1, 93-99, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Trilobita, Morfología, Bioestratigrafía, Emsiense, Región Cantábrica, Pirineos españoles.

PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

870020. **Macromamíferos (Equidos, Bóvidos) de la cueva de Praducelos (Suegos, Lugo).** ALBERTI, M. T.
Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 225-228, 3 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Mammalia, Equus, Bos, Osamenta, Biometría, Paleolítico, Provincia Lugo.
870021. **Macromamífero (Suidos) de la cueva de Praducelos (Suegos, Lugo).** GOLPE, M. J., y VIDAL, J. R.
Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 229, esp., res. ing., bibl. IGME.
* Mam, Suidos, Osamenta, Biometría, Cuaternario, Provincia Lugo.
870288. **Insectívoros, roedores y lagomorfos del sitio de ocupación acheliense de Ambrona, Soria, España.** SESE, C.
Estud. geol. (Madrid), 1986, vol. 42, núm. 4-5, 355-359, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Insectívoros, Roedores, Lagomorfos, Mandíbula, Diente, Acheliense, Pleistoceno medio, Provincia Soria.

PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

870019. **Diferenciación morfométrica de cuatro especies de Paradoxides del Cámbrico medio español.** CALONGE, A.
Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 211-224, 20 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Trilobites, Paradoxides, Cámbrico, Biometría, España.
870251. **Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronoestratigráficas mayores del Devónico asturleonés, España. Parte III. Sistemática (2).** GARCIA-LOPEZ, S.
Bol. Geol. Min., vol. 97, núm. 5, 543-579, 65 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Conodontos, Morfología, Devónico, Asturias, Provincia León.
870287. **Precisiones sobre los Foraminíferos Planctónicos de Casas Virgili (La Riera).** GONZALEZ DONOSO, J. M.
Estud. geol. (Madrid), 1986, vol. 42, núm. 4-5, 349-353, 15 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Globigerinacea, Globigerinoides, Orbelina, Rotaliacea, Bioestratigrafía, Mioceno, Provincia Tarragona.
870294. **Iconofacies de skolithus y cruziana en el Neógeno Superior (Plioceno marino) del sector Huelva-Bonares (Valle del Río Guadalquivir, España).** MAYORAL, E.
Rev. esp. paleontol. (1986), vol. 1, 13-28, 47 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Ichnites, Skolithos, Cruziana, Medio marino, Plioceno inf., Paleocorriente, Provincia Huelva, Cuenca Guadalquivir.

870296. **Algunas consideraciones sobre la taxonomía, ritmos evolutivos y modelos de especiación en los foraminíferos planctónicos.** GONZALEZ DONOSO, J. M.; LINARES, D., y SERRANO, F.
Rev. esp. paleontol. (1986), vol. 1, 47-62, 38 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Foraminíferos, Medio agua poco profunda, Clasificación, Teoría, Taxinomia, Evolución biológica.
870297. **Consideraciones sobre la posición sistemática del género *Agustiphillum* Altevogt (Coelenterata Rugosa) del Devónico Medio de la Cordillera Cantábrica (NO de España).** SOTO, F.
Rev. esp. paleontol. (1986), vol. 1, 63-72, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Coelenterata, Eifeliense, Taxinomia, Fósil característico, Taxón nuevo, Anatomía esqueleto. Región Cantábrica.
870298. **Posición bioestratigráfica y datos paleobiogeográficos de los *Reineckeinae* (Ammonitina) del Calloviense de Aragón (Cordillera Ibérica, España).**
Rev. esp. paleontol. (1986), vol. 1, 73-84, 36 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Ammonoidea, Ammonites, Perisphinctida, Reineckeinae, Biometría, Bioestratigrafía, Calloviense, Macizo Ibérico, Aragón.
870299. **Tenebrosella (Foraminífera, Biseriamminidae), nuevo género del Carbonífero Cantábrico.** VILLA, E., y SANCHEZ POSADA, L. C.
Rev. esp. paleontol. (1986), vol. 1, 85-92, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Foraminífera, Fusulinina, Biometría, Bioestratigrafía, Carbonífero, Taxón nuevo, Asturias, Región Cantábrica.
870379. **Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (Región Central de la Península Ibérica).** PALACIOS, T.
Not. paleontol. (1986), núm. 8, 4-5, esp., bibl. IGME.
* Tesis, Microfósil, Acrítarcha, Paleogeografía, Bioestratigrafía, Proterozoico, Provincia Cáceres.
-
- PALEOBOTANICA**
-
870034. **Palinología del Maestrichtiense del Barranco de la Posa, Lérida, España. Problemática regional.** DE PORTA, J.; KEVDES, M.; SOLE DE PORTA, N., y CIVIS, J.
Rev. invest. geol., vol. 40, 5-28, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Palinomorfía, Taxón nuevo, Maestrichtiense, Provincia Lérida.
870286. **Algunos aspectos de la variabilidad de los Ogonios en poblaciones actuales del género *Chara*, Charophyceae. Aplicación paleontológica.** PEDROLA, J., y ACUNA, J. D.
Estud. geol. (Madrid), 1986, vol. 42, núm. 4-5, 341-348, 20 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Biometría, Esporangio, Taxinómia, Charophyceae, Fósil vivo.

870289. **Nuevo yacimiento de flora albense en la vertiente sur de la Sierra de Guadarrama. Soto del Real (Madrid).** DIEGUEZ, M. C.

Estud. geol. (Madrid), 1986, vol. 42, núms. 4-5, 361-364, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Bioestratigrafía, Angiospermas, Monocotiledóneas, Dicotiledóneas, Cicadales, Coníferas, Filicoprida, Licoprida, Albense, Cenomanense, Provincia Madrid, Sierra de Guadarrama.

870303. **El tránsito Cámbrico-Ordovícico, palinología y diacronismo, provincia de León, NO de España.** AMOR, M.

Rev. esp. micropal. (1986), vol. 18, núm. 2, 165-179, 30 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Palinomorfía, Diacronismo, Acritarcha, Asociación fósil, Taxinómia, Taxón nuevo, Bioestratigrafía, Límite estratigráfico, Cámbrico, Ordovícico, Tremadoc, Provincia León.

870311. **Sucesiones microflorísticas en el Trías de los Catalánides (NE de España).** SOLE DE PORTA, N., y TORRENTO, L.

Rev. invest. geol., vol. 41, 17-22, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Palinomorfía, Microfósil, Polen, Espora, Bioestratigrafía, Trías, Cadena Costero Catalana.

TECTONICA

870024. **Datación relativa y tectónica de la formación de la Ermita de San Roque, Galicia Central, NO del Macizo Hespérico.** SEARA, J. R.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 263-281, 31 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Conglomerado, Estefaniense, Autuniense, Orogenia Hercínica, Deformación, Pliegue, Kink band, Granodiorita, Intrusión, Microtectónica, Provincia Orense.

870254. **Aportación al conocimiento estructural del Sinclinal de Almadén.** ALLER, J.; BASTIDA, F.; ORTEGA, E., y PEREZ-ESTAUN, A.

Bol. Geol. Min., vol. 97, núm. 5, 608-621, 14 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Sinclinal, Pliegue, Pliegue concéntrico, Geometría, Microtectónica, Esquistosidad, Zona cizallamiento, Mapa de contornos estructurales, Provincia Ciudad Real.

870281. **Fábricas y texturas miloníticas. Cinemática de las traslaciones en el Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas, España).** MARTINEZ MARTINEZ, J. M.

Estud. geol. (Madrid), 1986, vol. 42, núm. 4-5, 291-300, 43 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Unidad tectónica, Milonita, Foliación, Lineamiento, Fábrica, Deformación polifásica, Cabalgamiento, Zona cizallamiento, Zona Bética, Provincia Almería.

870283. **Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica Centro-Oriental: La Cuenca neógena inferior del Mijares (Teruel-Castellón).** SIMON GOMEZ, J. L., y PARICIO, J.

Estud. geol. (Madrid), 1986, vol. 42, núms. 4-5, 307-319, 36 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Graben, Sedimentación fluvial, Control tectónico, Orogenia Alpina, Compresión tectónica, Deformación bajo tensión, Neógeno, Macizo Ibérico, Provincias Teruel, Castellón.

HIDROGEOLOGIA

870256. **Automatización en microcomputador del análisis correlatorio y espectral de sistemas hidrogeológicos.** RAMON-LLUCH, R., y CRUZ-SAN JULIAN, J.

Bol. Geol. Min., vol. 97, núm. 5, 643-661, 5 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Programa ordenador, Microordenador, Hidrograma, Acuífero, Karst, Correlación cruzada, Coeficiente correlación.

870371. **Estudio de los recursos hídricos subterráneos del sistema hidrogeológico 74, Camp. de Tarragona.** TORRENS PLA, J., y SOLESIO, J.

Colecc. Inf.-Inst. Geol. Min. España, 123 pp., esp., bibl. IGME.

* Silúrico, Carbonífero, Secundario, Terciario, Pliegue, Falla, Cabalgamiento, Orogenia hercínica, Orogenia alpina, Acuífero, Agua subterránea, Reserva, Balance agua, Recurso hídrico, Gestión recursos agua.

870402. **Informe sobre las aguas minero-medicinales, minero-industriales y de bebida envasadas existentes en España.**

IGME, Div. Aguas Subt., 1986, 140 pp., 15 ref., esp., bibl. IGME.

* Agua mineral, Agua termomineral, Agua potable, Clasificación, Legislación, Inventario, España.

MINERALOGIA: GENERALIDADES

870273. **Dosificación de fases por difracción de rayos X.** SORIANO, J.

El Geólogo (1986), vol. 40, núm. 20, 35-38, 4 ref., esp., bibl. IGME.

* Cristalografía, Fase sólida, Difracción RX, Metodología.

870324. **Catálogo-Glosario de especies minerales (con mención de las existentes en el Museo del IGME).** MIRETE, S.

IGME.

* Glosario, Mineral, Nomenclatura.

MINERALOGIA: SILICATOS

870262. **La arcilla lítica en la obtención de porcelanas de alta resistencia mecánica. IV. Materiales en cuya composición interviene el caolín de Puerto del Barquero (La Coruña).** GONZALEZ PEÑA, J. M., y SANDOVAL, F.

Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr., vol. 25, núm. 6, 371-377, 4 ref., esp., res. ing., fr., al., bibl. IGME.

* Caolín, Arcilla industrial, Difracción RX, Composición mineralógica, Provincia La Coruña.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

870009. **Condiciones hidrodinámicas y de sedimentación en el estuario del Eo (límite galaico-astur).** ASENSIO, I., y CATOIRA, J. L.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 11-27, 2 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Sedimentación estuario, Medio estuario, Hidrodinámica, Sedimento, Clasificación granulométrica, Dimensión grano, Concha, Carbonato cálcico, Análisis cuantitativo, Galicia.

87012. **Estudio sedimentológico del litoral gallego. I. Complejo playa-barrera de Corrubedo.** RODRIGUEZ, M. D.; ARES, J. C.; VILAS, F., y GUITIAN, R. F.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 65-81, 8 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Brazo mar, Flecha litoral, Duna costera, Sedimentación eólica, Arena, Clasificación granulométrica, Dimensión grano, Morfología, Método estadístico, Mineral pesado, Carbonato, Provincia La Coruña.

870013. **Estudio geológico-sedimentario de las cuencas terciario-cuaternarias de Monforte de Lemos, Maceda y Quiroga.** OLMO, A.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 83-93, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Cuenca sedimentaria, Terciario, Cuaternario, Abanicos fluviales, Medio continental, Control tectónico, Falla, Provincia Orense.

870040. **I Congreso Español de Sedimentología. Barcelona, 15-18 septiembre 1986.**

Univ. Central, Fac. Geol. Barcelona, 2 vol., esp., bibl. IGME.

* Reunión, Sedimentología.

870279. **Laminación y bioturbación en carbonatos lagunares: Interpretación genética (Cuenca del Guadiana, Badajoz).** ARMENTEROS, I.; DABRIO, C. J.; ALONSO GAVILAN, G.; JORQUERA, A., y VILLALOBOS, M.

Estud. geol. (Madrid), 1986, vol. 42, núm. 4-5, 271-280, 27 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca carbonatada, Corteza calcárea, Laminación, Sedimentación lacustre, Medio agua poco profunda, Bioturbación, Insecta, Cenozoico, Provincia Badajoz.

870284. **Formación de palygorskita asociada al flujo regional de las aguas subterráneas del borde SO de la Cuenca del Duero.** SANCHEZ SAN ROMAN, F. J., y BLANCO SANCHEZ, J. A.

Estud. geol. (Madrid), 1986, vol. 42, núm. 4-5, 321-330, 31 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Hidroquímica, Agua subterránea, Sílice, Magnesio, Arenisca, Palygorskita, Diagénesis, Paleógeno, Cuenca Duero.

870312. **Caracterización petrográfica de la materia orgánica en la formación Armancles (Eoceno), Prepirineo Catalán.** GARCIA VALLES, M.; PRADO, J. G., y PERMANYER, A.

Rev. invest. geol., vol. 41, 23-39, 30 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca carbonatada, Materia orgánica, Bitumen, Lámina delgada, Sección pulida, Metodología, Maceral, Vitritina, Inertinita, Diagénesis, Eoceno, Pirineos españoles, Provincia Gerona.

870321. **Diagramas de corrientes en playas.** MARTINEZ, J.

Rev. Obras Públicas, vol. 133, núm. 3.251, 767-781, 16 ref., esp., bibl. IGME.

* Playa, Sedimentación litoral, Corriente marea, Corriente litoral, Clasificación, Arena, Granulometría, Proporción material sedimentario, Canarias, Isla Gran Canaria.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

870022. **Leucogranitos orientados de Peñalba de Avila.** CACER, G., y UBANELL, A. G.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 233-244, 18 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Granito, Leucogranito, Fábrica, Deformación, Orogenia hercínica, Metamorfismo regional, Metamorfismo de contacto, Provincia Avila.

870023. **Pórfidos y diques básicos asociados en la Sierra de Guadarrama.** HUERTAS, M. J.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 245-260, 24 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Dique, Roca ígnea, Pórfido cuarcítico, Composición

calcoalcalina, Análisis mayores, Orientación, Provincia Madrid.

870028. **Elementos escasos y mineralizaciones metálicas en gneises de la provincia de Pontevedra.** GUITIAN, F.; ANDRADE, M. L., y FERNANDEZ FERNANDEZ, C. J.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 341-355, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Gneis, Composición mineralógica, Análisis cuantitativo, Análisis elemento traza, Metodología, Fluorescencia RX, Provincia Pontevedra.

870031. **Alteración de los monumentos graníticos en la Provincia de La Coruña.** GUITIAN, F.; CASAL, M., y SILVA, B.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 389-409, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Piedra de construcción, Granito, Alteración meteórica, Alteración química, Acción biogénica, Provincia La Coruña.

870263. **Geología y composición de materias primas magmáticas neógenas de Cataluña.** ALFONSO ABELLA, P.; DE LA FUENTE, C.; MARTINEZ MANENT, S., y QUE-RALT, I.

Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr., vol. 25, núm. 6, 379-384, 6 ref., esp., res. ing., fr., al., bibl. IGME.

* Roca volcánica, Basalto, Análisis mayores, Difracción RX, Textura, Propiedad química, Neógeno, Cataluña.

870277. **Aplicación de la geoquímica de elementos traza a la génesis de las rocas ígneas.** LOPEZ RUIZ, J.

Estud. geol. (Madrid), 1986, vol. 42, núm. 4-5, 239-258, 76 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca ígnea, Génesis, Fusión parcial, Mezcla, Solución sólida, Cristalización fraccionada, Condición presión-temperatura, Análisis elemento-traza.

870282. **Avance de la interpretación geotectónica del emplazamiento del plutón granítico de Madrifejos, Toledo, basado en determinaciones gravimétricas.** BERGAMIN, J. F., y GONZALEZ CASADO, J. M.

Estud. geol. (Madrid), 1986, vol. 42, núm. 4-5, 301-306, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Batolito, Granito, Emplazamiento, Levantamiento gravimétrico, Anomalía Bouguer, Pliegue, Pliegue antiformal, Provincia Toledo.

870323. **El grupo minero «Maricarmen la Parrilla».**

Rocas miner., vol. 15, núm. 180, 67-73, esp., bibl. IGME.

* Tungsteno, Estaño, Wolframato, Oxido, Scheelita, Casiterita, Infracámbrico, Paragénesis, Cielo abierto, Producción, Reserva, Mineralurgia, Extremadura.

YACIMENTOLOGIA: GENERALIDADES

870027. **Aspectos geoquímicos y mineralógicos de la prospección aluvionar para Sn en dos áreas de la provincia de Salamanca.** FERNANDEZ TURIEL, J. L.; GARCIA SANCHEZ, A.; DURAN, M. A., y SAAVEDRA, J.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 331-340, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Prospección aluvionar, Estaño, Oxido, Casiterita, Muestreo, Fluorescencia RX, Gravimetría, Programa, Provincia Salamanca.

870372. **Gestión de residuos en la minería del uranio.** LOPEZ ROMERO, A., y CRIADO, M.

Estratos (1987), núm. 3, 10-11, esp., bibl. IGME.

* Mina, Uranio, Residuo radiactivo, Legislación, España.

YACIMENTOLOGIA DE METALES

870026. **Rasgos generales de los skarns y mineralizaciones asociadas del Sistema Central Español.** CASQUET, C., y TORNOS, F.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 311-329, 24 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca ígnea, Roca metamórfica, Metasomatosis, Skarn, Mineralización, Tungsteno, Estaño, Cobre, Cinc, Hierro, Orogenia hercínica, Magmatismo, Provincias Segovia, Avila, Madrid.

870029. **Estudios de muestras de Ayo (Pontevedra).** BODEGA, F., y ARES, F. J.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 359-371, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Mina, Estaño, Histórico, Residuo industrial, Concentración, Metodología, Provincia Pontevedra.

870030. **Datos para el estudio previo de una planta de volatilización de estaño.** BODEGA, F.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 373-386, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Estaño, Metalurgia, Volatilización, Metodología.

870036. **Morfología y mineralogénesis de las concentraciones de hierro del Macizo Paleozoico del Montnegre. Malgrat-Calella, Provincia Barcelona.** CARMONA, J. M., y VILADEVALL, M.

Rev. invest. geol., vol. 40, 65-86, 34 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Hierro, Yacimiento estratiforme, Yacimiento estratoide, Masa mineralizada, Oxido, Hidróxido, Génesis yacimiento, Silúrico, Provincia Barcelona.

870037. **La Mina Atrevida (Ba, F, Pb, Zn, As, Ni, Ag), Cadenas Costeras Catalanas: Un ejemplo de filón triásico de zócalo-cobertera.** MELGAREJO, J. C., y AYORA, C.

Rev. invest. geol., vol. 40, 87-102, 21 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Barita, Mina, Filón, Control tectónico, Fractura, Superficie erosión, Capa roja, Paragénesis, Génesis yacimiento, Trías, Cadena Costero Catalana.

870038. **Tipología de las mineralizaciones de baritina de las Cadenas Costeras Catalanas. El ejemplo del sector de Congost, Barcelona.** FERRER, A.; FONT, X., y VILADEVALL, M.

Rev. invest. geol., vol. 40, 103-113, 20 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Barita, Filón, Karst, Yacimiento estratoide, Microtectónica, Génesis yacimiento, Trías, Maestrichtiense, Daniense, Montiense, Cadena Costero Catalana, Provincia Barcelona.

870310. **Un modelo en el Paleozoico sardo y su aplicación a la investigación geológica y minera en Cataluña.** GIMENO, D.

Rev. invest. geol., vol. 41, 5-15, 19 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Cuenca sedimentaria, Roca volcánica, Fosa tectónica, Horst, Yacimiento polimetálico, Filón, Masa mineralizada, Singénesis, Epigénesis, Control tectónico, Modelo, Correlación, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Sardaico, Cataluña.

870314. **Mineralogía, paragénesis y condiciones de deposición del filón Atrevida (Ba, F, Pb, Zn, As, Ni, Co, Ag), Cadenas Costeras Catalanas.** MELGAREJO, J. C., y AYORA, C.

Rev. invest. geol., vol. 41, 47-65, 26 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Filón, Yacimiento polimetálico, Paragénesis, Análisis mayores, Representación gráfica, Yacimiento hidrotermal, Cadena Costero Catalana.

870318. **Obtención de oro y plata por cianuración directa de menas arsenopiritas de la zona de Penedano (Portugal). Experimentación en planta piloto.** ESPIELL, F.; ROCA, A.; CRUELLS, M.; OLIVERAS, J., y NUÑEZ, C.

Rev. metal., vol. 22, núm. 4, 227-234, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Oro, Plata, Sulfuro, Arsenopirita, Filón, Roca encajante, Granito, Planta piloto, Fluorescencia RX, Difracción RX, Análisis menores, Portugal.

YACIMENTOLOGIA DE SUSTANCIAS NO METALICAS

870033. **Metodología de investigación de los yacimientos de pizarras para cubiertas.** BARROS, J. C.; CASTAÑO, M.; HACAR, M.; LOMBARDERO, M., y OLMO, A.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 429-444, 31 ref., esp., res. fr., bibl. IGME.

* Pizarra, Material de construcción, Propiedad física, Prospección minera, Programa.

870264. **El asbesto y la salud.** GARCIA DE MIGUEL, J. M.

Cant. explot. (1986), núm. 236, 81-92, 12 ref., esp., bibl. IGME.

* Inosilicato, Amianto, Producción, Utilización sustancia, Génesis, Protección medio ambiente, Mundo.

SUELOS

870001. **Suelos AC sobre granitos de Galicia, NO de España, con especial referencia al Ranker atlántico. V. Mineralogía.** CARBALLAS, M.; VILLAR, M. C.; GUITIAN OJEA, F., y CARBALLAS, T.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 1-2, 7-24, 30 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Ranker, Granito, Composición mineralógica, Fracción fina, Fracción gruesa, Arcilla mineral, Alteración física, Hidrología, Galicia.

870002. **Génesis de minerales interestratificados de la arcilla a partir de rocas espiliticas de Guernica.** CASAS, J.; MARTIN DE VIDALES, J. L.; HOYOS, M. A., y GUIJARRO, J.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 1-2, 61-70, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Mineral interestratificado, Arcilla mineral, Espilita, Basalto alcalino, Alteración meteórica, Provincia Vizcaya.

870003. **Formaciones edáficas del sector NE de la provincia de Cuenca. II. Inceptisoles.** BATLLE, J.; GUMUZIO, J., y MARTIN DE VIDALES, J. L.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 1-2, 71-86, 20 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Inceptisol, Perfil suelo, Estructura suelo, Propiedad físico-química, Arcilla mineral, Pedogénesis, Alteración química, Provincia Cuenca.

870004. **Formaciones edáficas del sector NE de la provincia de Cuenca. III. Mollisoles.** BATLLE, J.; GUMUZIO, J.; MARTIN DE VIDALES, J. L., y ALVAREZ MARTIN, J. B.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 1-2, 87-102, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Mollisol, Perfil suelo, Estructura suelo, Propiedad físico-química, Arcilla mineral, Provincia Cuenca.

870006. **Contribución al estudio de suelos de alta montaña, Picos de Europa. I. Morfología, datos analíticos y clasificación.** PALOMAR, M. L.; HERNANDO, J., y DE LA CRUZ, M. T.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 1-2, 119-138, 16 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Luvisol, Cambisol, Suelo pardo, Perfil suelo, Estructura suelo, Granulometría, Capacidad carga catión, Materia orgánica, Hierro férrico, Asturias, Provincia León.

870007. **Contribución al estudio de suelos de alta montaña, Picos de Europa. II. Estudio químico y mineralógico.** PALOMAR, M. L.; HERNANDO, J., y DE LA CRUZ, M. T.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 1-2, 139-150, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Luvisol, Cambisol, Suelo pardo, Pedogénesis, Roca madre, Análisis químico, Arcilla mineral, Asturias, Provincia León.

870008. **Aplicación del análisis factorial a la evaluación de la fertilidad de suelos.** MORENO, J.; ESTAN, M. T.; MARTINEZ LOPEZ, V.; BOLARIN, M. C.

An. edafol. agrobiol. (1986), vol. 45, núm. 1-2, 151-162, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Análisis factorial, Análisis componente principal, Método iterativo, Fertilización, Suelo, Provincia Murcia.

870017. **Determinación de familias mineralógicas en suelos sobre rocas graníticas de la provincia de La Coruña.** ROMERO, R.; GARCIA PAZ, C., y MACIAS, F.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 171-190, 31 ref., esp., res. inf., bibl. IGME.

* Suelo, Roca madre suelo, Granito, Composición mineralógica, Perfil suelo, Clasificación granulométrica, Fracción gruesa, Pedogénesis, Provincia La Coruña.

870018. **Materiales de bajo grado de orden (Imogolita y geles aluminicos) en alteraciones y suelos podsólicos derivados de rocas graníticas de Galicia.** GARCIA-RODEJAS, E., y MACIAS, F.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 191-208, 28 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Roca madre suelo, Granito, Alteración, Coloide, Composición mineralógica, Superficie específica, Filosilicato, Imogolita, Galicia.

GEOQUIMICA

870025. **Distribución de Au y Ag en filones de cuarzo mineralizados (W, Sn, sulfuros) del Oeste de España.** GARCIA SANCHEZ, A., y BURKHARDT, R.

Cuad. Lab. Xeol. Laxe (1986), vol. 10, 285-310, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Prospección geoquímica de detalle, Filón, Cuarzo, Estaño, Oro, Plata, Tungsteno, Arsénico, Tántalo, Análisis menores, Paragénesis, Distribución estadística, Génesis, España.

870257. **Evolución geoquímica del estroncio en los procesos de dolomitización: Aplicación a las dolomías del Cretácico Inferior de la zona oeste de Cantabria.** BUS-TILLO, M., y FORT, R.

Bol. Geol. Min., vol. 97, núm. 5, 662-671, 45 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Dolomía, Estroncio, Análisis elemento traza, Diagénesis, Cretácico inf., Provincia Santander.

870258. **Relaciones isotópicas de δO_{18} en el ambiente plutónico metamórfico del Sistema Central Español (Sector Somosierra-Guadarrama).** APARICIO, A.; BORCHEVSKI, Y. A.; BORISOVA, S. L.; NOVITSKI, I., y GARCIA CACHO, L.

Bol. Geol. Min., vol. 97, núm. 5, 672-681, 34 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca granuda, O_{18} , Análisis químico, Composición mineralógica, Norma petrográfica, Composición calcoalcalina, Granitización, Metamorfismo regional, Proceso sintectónico, Hercínico Centro, Sierra de Guadarrama.

870276. **Mineralogía de series cretácicas de la zona subbética. Algunas consideraciones paleogeográficas deriva-**

das de la composición química de las esmectitas. LOPEZ GALINDO, A.

Estud. geol. (Madrid), 1986, vol. 42, núm. 4-5, 231-238, 38 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca sedimentaria, Arcilla mineral, Esmectita, Grupo arcilla mineral, Análisis químico, Autigénesis, Cretácico, Zona Bética, Zona Subbética.

GEOFISICA

870313. **Interpretación cuantitativa de un perfil gravimétrico E-W, sobre el Sistema Transversal Catalán.** VILLARROYA, M., y CASAS, A.

Rev. invest. geol., vol. 41, 41-46, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Perfil geofísico, Método gravimétrico, Anomalía gravimétrica, Anomalía Bouguer, Metodología, Fosa tectónica, Horts, Tectónica de fractura, Cataluña.

FISICA DEL GLOBO

870249. **Anuario de Geomagnetismo. Centro Geofísico de Canarias. Año 1983.**

Inst. Geog. Nac., 56 pp., esp., bibl. IGME.

* Campo magnético, Variación secular, Declinación magnética, Variación diurna, Intensidad magnética, Canarias, Tenerife.

870250. **Anuario de Geomagnetismo. Observatorios de San Pablo (Toledo) y Almería. Año 1984.**

Inst. Geog. Nac., 104 pp., esp., bibl. IGME.

* Campo magnético, Variación secular, Declinación magnética, Variación diurna, Intensidad magnética, Provincias Toledo, Almería.

ENERGIA

870237. **El petróleo en la Comunidad Económica Europea.**

Madrid: CAMPSA (1986), 39 pp., esp., bibl. IGME.

* Petróleo, Legislación, CEE, España.

870275. **El lugar de España en el mundo del carbón.** RUIZ DE SOMAVIA, E.

El Geólogo (1986), vol. 4, núm. 20, 45-47, esp., bibl. IGME.

* Carbón, Producción, Reserva, España, Mundo.

870376. **Biomasa: Residuos para energía.** FERNANDEZ RODRIGUEZ, J.

Estratos (1987), núm. 3, 22-23, esp., bibl. IGME.

* Residuo doméstico, Energía, Biomasa, España.

870403. **PEN-83. Informe al Congreso de los Diputados sobre las actuaciones energéticas en 1985.**

Min. Ind. y Energ., 72 pp., esp., bibl. IGME.

* Energía, Programa, Informe actividad, Política Estado, Economía de energía, Electricidad, Energía nuclear, Carbón, Hidrocarburo, España.

ECONOMIA MINERA

870255. **Nuevas investigaciones y trabajos de evaluación de reservas de gossan en Minas de Río Tinto.** GARCIA

PALOMERO, F.; BEDIA, J. L.; GARCIA MAGARIÑO, M., y SIDES, E. J.

Bol. geol. min., vol. 97, núm. 5, 622-642, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Montera hierro, Stockwork, Sulfuro, Alteración meteorica, Plata, Oro, Evaluación yacimiento, Reserva, Geostatística, Coeficiente correlación, Variograma, Krigeage, Provincia Huelva

870291. **Determinación de radón en aguas naturales. Su importancia en la prospección hidroquímica.** MORENO GUTIERREZ, A.; ASTUDILLO, J., y PEREZ LOPEZ, J. A.

Quím. Ind. (Madrid), 1985, vol. 31, núm. 6, 425-428, 11 ref., esp., bibl. IGME.

* Agua superficie, Radón, Propiedad geoquímica, Isótopo radiactivo, Análisis cuantitativo, Metodología, Prospección hidrogeoquímica, Cuenca Tajo.

NORMAS PARA LOS AUTORES

Los trabajos que se reciban para su publicación en el BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO serán revisados para decidir si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él será marcada la fecha de recepción y prioridad.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, cuadros y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse si es posible.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Bibliografía.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

En casos excepcionales se podrá citar alguna obra no consultada.

Parte gráfica.

Los originales de figuras, cuadros y fotografías se entregarán aislados, indicándose en ellos el título del trabajo, nombre del autor y número de la ilustración. La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de quince días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETÍN introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología económica
Industrias extractivas y de su beneficio

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid. España

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Centro de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía

Doctor Fleming, 7, 2.º

Teléfono: 250 02 03 28036-Madrid

Suscripción anual (6 números)

España: 2.500 ptas. (IVA incluido)

Iberoamérica: 2.500 ptas.+gastos de envío

Demás países: 3.000 ptas.+gastos de envío

Nombre, Organismo o Empresa

Profesión

Dirección Teléfono

Ciudad (provincia) D. P.

País FIRMA

Fecha

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO
WE HAVE RECEIVED
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA
WE ARE IN WANT OF
IL NOUS MANQUE

FECHA FIRMA
DATE SIGNATURE

NOMBRE
NAME
NOM

DIRECCION
ADDRESS
ADRESSE

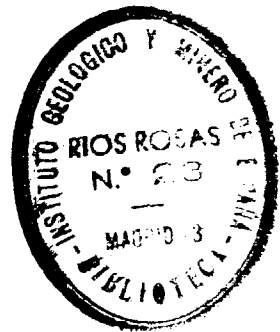
ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, Y DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara. Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

8 1037 1987



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid