

En este número:

- Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. II: Las Algas calcáreas.
- Materiales stephano-pérmicos en la fosa de Fombuena (provincia de Zaragoza).
- Evaluación de una técnica de tratamiento digital de imágenes: Aplicación del análisis de componentes principales a una imagen TM en un área granítica del Macizo Hespérico Central.
- La estructura del borde norte de la Sierra de Cameros (La Rioja).
- Movimientos absolutos en fallas.
- El macizo de Aracena (macizo Ibérico meridional): Propuesta de división sobre la base de nuevos datos estructurales y petrográficos.
- Dolomitización, silicificación y concentración de sulfuros de Zn, Pb y Fe en calcarenitas urgonianas (Mina de Legorreta, Guipúzcoa).
- Estudio mineralógico, textural y geoquímico de las zonas de oxidación de los yacimientos de Fe-Pb-Zn de la Sierra de Cartagena (1.ª parte).
- Las curvas de Dar Zarrouk para medios polarizantes.
- Comportamiento hídrico de calizas y dolomías.

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

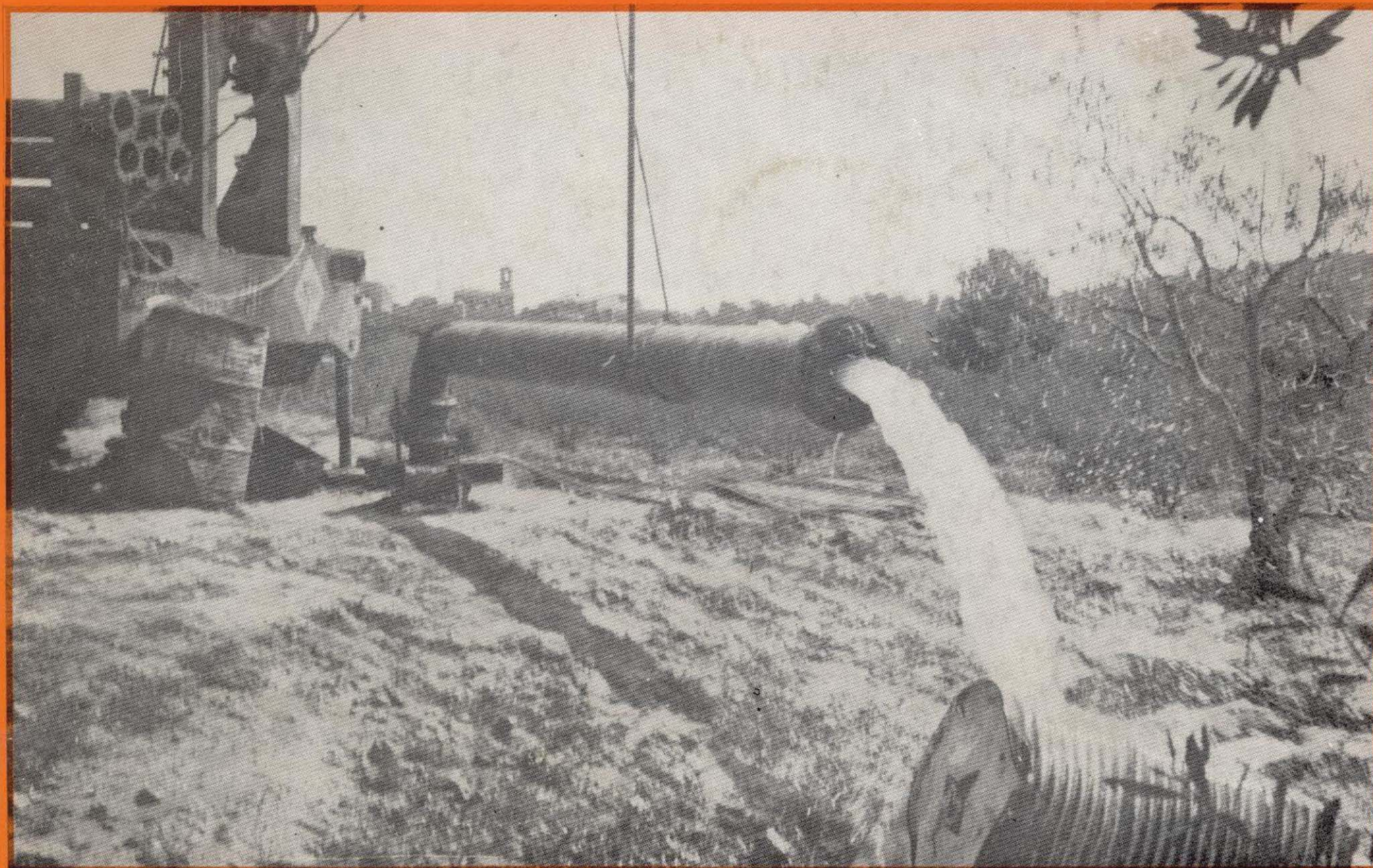
Tomo XCVIII. Cuarto Fascículo. Julio-Agosto 1987

boletín geológico y minero

6 OCT. 1987



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



Tomo 98
Fascículo IV
Julio-Agosto 1987

Boletín Geológico y Minero



revista bimestral de geología económica, industrias extractivas y de su beneficio - fundada en 1874 - 4.ª serie

SUMARIO

Geología	E. MORENO-EIRIS: Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. II: Las Algas calcáreas	3
	J. C. CONTE, F. GASCÓN, M. LAGO SAN JOSÉ y P. CARLS: Materiales stephano-permicos en la fosa de Fombuena (provincia de Zaragoza)	14
	A. RIAZA y A. BEL-LAN: Evaluación de una técnica de tratamiento digital de imágenes: Aplicación del análisis de componentes principales a una imagen TM en un área granítica del Macizo Hespérico Central	25
	F. PÉREZ-LORENTE: La estructura del borde norte de la Sierra de Cameros (La Rioja)	38
	M. DOBLAS y J. RUBIO: Movimientos absolutos en fallas	47
	A. CRESPO-BLANC: El macizo de Aracena (macizo Ibérico meridional): Propuesta de división sobre la base de nuevos datos estructurales y petrográficos	61
Minería	J. M. HERRERO, F. VELASCO y H. FANO: Dolomitización, silicificación y concentración de sulfuros de Zn, Pb y Fe en calca-renitas urgonianas (Mina de Legorreta, Guipúzcoa)	70
	J. A. LÓPEZ GARCÍA: Estudio mineralógico, textural y geoquímico de las zonas de oxidación de los yacimientos de Fe-Pb-Zn de la Sierra de Cartagena (1.ª Parte)	81
Geofísica	J. L. SEARA: Las curvas de Dar Zarrouk para medios polarizantes	98
Geotecnia	F. J. ALONSO, R. M. ESBERT y J. ORDAZ: Comportamiento hídrico de calizas y dolomías	108
Información	J. M. LÓPEZ DE AZCONA: Mineros destacados del siglo XIX. Mariano Pérez de Santa Cruz (1825-1864)	131
	Noticias y Notas Bibliográficas	134

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

Prueba de bombeo realizada el 12-4-83 en la Riera (Tarragona) con un equipo
móvil. Caudal 20 l/s.

Autor: Carlos Riestra

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. II: Las algas calcáreas.

Por E. MORENO-EIRIS (*)

RESUMEN

En las plataformas carbonatadas de Sierra Morena se produjo una gran actividad algal durante el Cámbrico Inferior, con el desarrollo de estructuras cryptalgales de diversos tipos, mallas de algas, estromatolitos y thrombolitos; y la participación, en mayor o menor porcentaje, en la formación de montículos arrecifales con formas esqueléticas calcáreas junto a los arqueociatos.

La actual situación sobre la problemática en la clasificación sistemática de las algas cámbricas conduce a que los restos hallados en nuestras áreas de estudio no se hayan considerado desde un punto de vista puramente taxonómico, si bien se ha empleado la estructura nomenclatorial que existe para los «géneros», ya que permite la descripción de estos microfósiles. Además, se ha elaborado el análisis de facies de los sedimentos que contienen dichos restos, lo que nos permite realizar una interpretación paleoecológica de las algas.

ABSTRACT

In carbonate platforms from Sierra Morena a high algal activity has taken place during the Lower Cambrian, with cryptalgal structures development of different types, algal mats, stromatolites and thrombolites; and can be found also skeletal calcareous algae forming reef mounds associated with archaeocyathans. Due to the problematic in the systematic classification of the Cambrian calcareous algae, the remains founded in our study material have not been considered in the taxonomic aspect, therefore we have only used the nomenclatorial framework for «genera» which is essential for description of these microfossils. The facies analysis of the algal sediments is used for the paleoecologic interpretation or these materials.

INTRODUCCION

La existencia de sedimentos de plataforma carbonatada con el desarrollo de construcciones orgánicas delimita nuestras áreas de estudio, dentro de la Zona de Ossa-Morena, a los yacimientos de Alconera, en la provincia de Badajoz, y a los de Arroyo Pedroche y Cerro de Las Ermitas, en la Sierra de Córdoba. Ambas áreas se encuentran situadas en el dominio de Córdoba-Alanís, y en ellas afloran sucesiones estratigráficas continuas del Cámbrico Inferior, que presentan un contenido paleontológico abundante y variado.

El material que estudiamos pertenece a los Miembros Sierra Gorda y La Hoya, ambos de la

Formación Alconera (LIÑÁN & PEREJÓN, 1981), y al Miembro I de la Formación Pedroche (LIÑÁN, 1974).

El depósito de carbonatos en las plataformas cámbricas de estas áreas, estuvo relacionado fundamentalmente con la actividad algal que en ellas se desarrolló, dando lugar a una gran variedad de facies que caracteriza a estos sedimentos de plataforma, cuya descripción detallada ha sido el tema de un trabajo precedente (MORENO-EIRIS, en prensa).

ALGAS DEL CAMBRICO

Generalidades

Las algas constituyen una parte importante de la biomasa marina y continental. Unicamente un 6 por 100 de las especies actuales tienen la capaci-

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

dad de calcificar. El término alga se aplica en este estudio con un significado amplio, ya que engloba tanto a eucariontes como a procariontes; siendo conscientes de este hecho, lo hemos utilizado así como la mayoría de los ficólogos que estudian los restos fósiles. Se denominan algas calcáreas aquellas formas bentónicas y planctónicas que precipitan bioquímicamente un esqueleto de carbonato cálcico. Dentro de este grupo artificial de «algas calcáreas» se incluyen también aquellas formas no esqueléticas que contribuyen en la precipitación de carbonato y captura o fijación de partículas, originando estructuras laminadas, como las mallas de algas y estromatolitos, que son el resultado de la interacción de procesos físicos y biológicos.

Las algas pueden conservarse fósiles gracias al proceso de calcificación que se realiza como parte de su actividad vital, y que puede ser extracelular o intracelular. En general en Cyanophyta se produce el depósito de carbonato en las envueltas mucilaginosas, alrededor de las células y filamentos, pudiendo conservarse los moldes de las colonias, cuyas oquedades se rellenan posteriormente de calcita esparítica. En Rhodophyta, sin embargo, el carbonato se deposita en las paredes de las células, lo que facilita la conservación del talo. A pesar de estas consideraciones, el proceso de calcificación estudiado tanto por ficólogos como por paleontólogos, presenta una serie de incógnitas, tales como: ¿el proceso es continuo y constante en las diferentes partes de un mismo organismo?, ¿cuáles son las partes de un alga susceptibles de calcificarse?, ¿hay diferencia en la calcificación de un organismo joven y uno adulto?, ¿influye la composición química del agua y del substrato en el proceso de calcificación?, ¿hay un modelo de calcificación para cada tipo de algas?, entre otras innumerables cuestiones.

Problemática de la clasificación de las algas cámbricas

Las algas actuales se clasifican teniendo en cuenta los pigmentos, naturaleza de las sustancias de reserva, tipos de flagelo, estructuras vegetativas y procesos de reproducción. Estos criterios permiten asignar con bastante precisión cualquier tipo de alga en su nivel taxonómico correspondiente.

En el estudio de las algas fósiles se analizan fundamentalmente una serie de caracteres, en algunos casos excepcionalmente observables, como las estructuras internas (segmentación del talo, tipos de poros, órganos reproductores, etc.), pero en general nuestras observaciones se limitan al estudio del aspecto y forma externa, tamaño, tipos de ramificación, organización, etc., por tanto el análisis se apoya en una serie de caracteres de diagnóstico puramente morfológico. La selección de estos caracteres no siempre nos conduce a una clasificación clara de los fósiles; si además tenemos presente la existencia del paralelismo morfológico entre las algas, que dificulta aún más las posibilidades de resolución de este método.

De lo expuesto se puede deducir que el estudio comparativo entre las algas actuales y fósiles, y más concretamente las conservadas como fósiles en el Cámbrico, presenta todavía problemas sin resolver, ya que la existencia de muy pocos caracteres diagnósticos hace que su clasificación sea bastante subjetiva.

La peculiaridad que caracteriza el desarrollo de las algas en el Cámbrico Inferior consiste en que durante este intervalo de tiempo aparecen los primeros representantes de las «algas de aspecto paleozoico», es decir, aquellas que presentan esqueleto calcáreo. Los restos de las algas cámbricas, en general, no presentan el estado de preservación idóneo, o no tuvieron un proceso de calcificación adecuado para que se conservaran las estructuras celulares, lo que ha originado la indeterminación en la sistemática prácticamente de cada uno de los géneros del Cámbrico Inferior. Por ejemplo, VOLOGDIN (1962) considera a *Epiphyton*, *Renalcis*, *Chabakovia*, *Razumovskia* y *Bija* pertenecientes a Rhodophyta, mientras que LUCHININA (1975) sitúa a todos estos géneros en Cyanophyta.

Las clasificaciones elaboradas por PIA (1927), MASLOV (1956), KORDE (1961) y VOLOGDIN (1962) se apoyan principalmente en aspectos morfológicos e interpretan también criterios de afinidad, en algunos casos de afinidad incierta, que ha originado cierta inestabilidad taxonómica. JOHNSON (1966) ofrece una visión general de las estructuras básicas de las algas cámbricas, e incorpora caracteres de dudosa validez, tales como «células» y «esporangios» en Epiphytaceae.

VORONOVA (1976) agrupa las algas calcáreas del

Cámbrico Inferior, según el principio de semejanza de formas de crecimiento y de estructura general, en cinco grupos morfológicos:

- 1) Filamentos tubulares, en los que incluye *Girvanella*, *Proaulopora*, *Obruchevella*, *Botominella* y *Batenevia*.
- 2) Formas dendroides, representadas por *Botomaella*, *Rothpletzella*, *Epiphyton* y *Korilophyton*.
- 3) Formas vesiculares, en los que incluye *Renalcis* y *Chabakovia*.
- 4) Formas filamento-laminares, con *Razumovskia*.
- 5) Colonias compactas, representadas por *Bija*.

Además realiza un análisis comparativo-morfológico agrupando los restos fósiles en «formas» que presentan análogos contemporáneos, entre los que se encuentran: *Girvanella*, *Proaulopora*, *Obruchevella*, *Botominella*, *Batenevia*, *Renalcis* y *Chabakovia*.

RIDING (1977) discute la validez de las categorías mayores de las algas calcáreas del Paleozoico, establecidas convencionalmente, además del contenido de estas categorías y las formas incluidas en cada una de ellas, ya que, en innumerables casos, son consideradas como algas formas que presentan afinidades inciertas.

TAPPAN (1980), en su obra enciclopédica sobre la paleobiología de los vegetales protistas, estructura, para cada una de sus divisiones mayores de algas, una completa sistemática en la que incluye, junto a los géneros actuales, los fósiles. En el caso de algunas formas cámbricas de asignación incierta, el mismo género queda adscrito a la vez a diferentes divisiones.

RIDING & VORONOVA (1985), a partir de seis caracteres relacionados con la morfología externa e interna y con la estructura de las paredes, reconocen seis grupos morfológicos entre las algas calcáreas del Cámbrico. Tres de estos grupos, botryoidal, dendrítico y tubular, que incluyen las formas que dominaban durante el Cámbrico Inferior, presentan unas similitudes morfológicas considerables, expresadas por los autores en un diagrama compuesto por una serie anular de *Renalcis-Epiphyton*, yuxtapuestas a dos series lineales *Bo-*

tomaella-Solenopora y *Girvanella-Proaulopora*.

La similitud observada entre *Epiphyton* y *Renalcis* ha sido también puesta de manifiesto por otros autores, SALTOVSKAYA (1975) sitúa ambos géneros de la división Cyanophyta dentro de Hormogonophyceae, además de poner a *Renalcis* en sinonimia con *Epiphyton*. PRATT (1984) considera ambos géneros como «taxones diagenéticos», con una variedad morfológica camerada en *Renalcis* y otra dendroide en *Epiphyton*, e incluyen los morfotipos intermedios *Izhella*, *Chabakovia* y *Gordonophyton*, que serían el resultado de la calcificación diagenética de formas cocoides de Cyanophyta.

La continuidad morfológica existente entre los géneros tradicionales presenta problemas de definición taxonómica y también sugiere o una afinidad sistemática o una convergencia morfológica. Este fenómeno de convergencia o paralelismo morfológico es muy frecuente, en general, en las algas y motivo constante de incertidumbre en la asignación taxonómica.

Algas del Cámbrico Inferior de Sierra Morena

Las «algas calcáreas» de Sierra Morena juegan un importante papel en la evolución y desarrollo de las plataformas carbonatadas cámbricas, ya que actúan como agentes de estabilización y producción de carbonato cálcico, originando sedimentos que alcanzan un gran desarrollo en nuestra área de estudio. En Alconera encontramos calizas cryptalgales reticuladas y laminadas; en el Arroyo Pedroche y Las Ermitas calizas algales, e incluso participan de un modo más o menos exclusivo en las bioconstrucciones, junto a los arqueociatos, formando montículos.

Con el término cryptalgal se designan aquellas formas no esqueléticas calcáreas de Cyanophyta y Chlorophyta, cuya actividad origina el atrape y fijación de carbonato (AITKEN, 1967).

Dentro de los carbonatos de origen cryptalgal, en la localidad de Alconera, podemos distinguir varios tipos. Uno de ellos lo constituyen los thrombolitos, caracterizados por un aspecto moteado y una estructura cryptalgal reticulada, con desarrollo de formas ramificadas y anastomosadas que forman columnas de contorno irregular y tamaño pequeño (Lám. I, fig. 1). Son estromatolitos no la-

minados, cuya ausencia de laminación en su estructura interna no es debida a las alteraciones diagenéticas como parece indicar HOWE (1966), sino a su origen, en un ambiente submareal somero (PRATT, 1982).

Los thrombolitos constituyen en algunos casos montículos, fundamentalmente en el Paleozoico Inferior (PRATT & JAMES, 1982), cuyas características podemos observar en nuestro caso, como son: 1) micrita, en su composición. 2) cementación submarina. 3) textura fenestral. 4) microestructura cryptalgal. 5) superficies sedimentarias rugosas, originadas por la distribución irregular de las mallas de algas. 6) ausencia de bioturbación, incrustación y perforación.

Todos estos criterios parecen indicar que las calizas cryptalgales, formadas por *boundstones* cryptalgales con una textura reticulada típica de los thrombolitos, constituyen el tramo superior del Miembro Sierra Gorda; formarían pequeños montículos, con la presencia esporádica de metazoos esqueléticos asociados. En nuestro caso, dichos metazoos serían arqueociatos cuya diversidad taxonómica es muy reducida, sólo se han identificado ejemplares pertenecientes a los géneros *Coscino-*

cyathus, *Aldanocyathus*, *Taylorcyathus* y *Retecoscinus* (Lám. I, fig. 2).

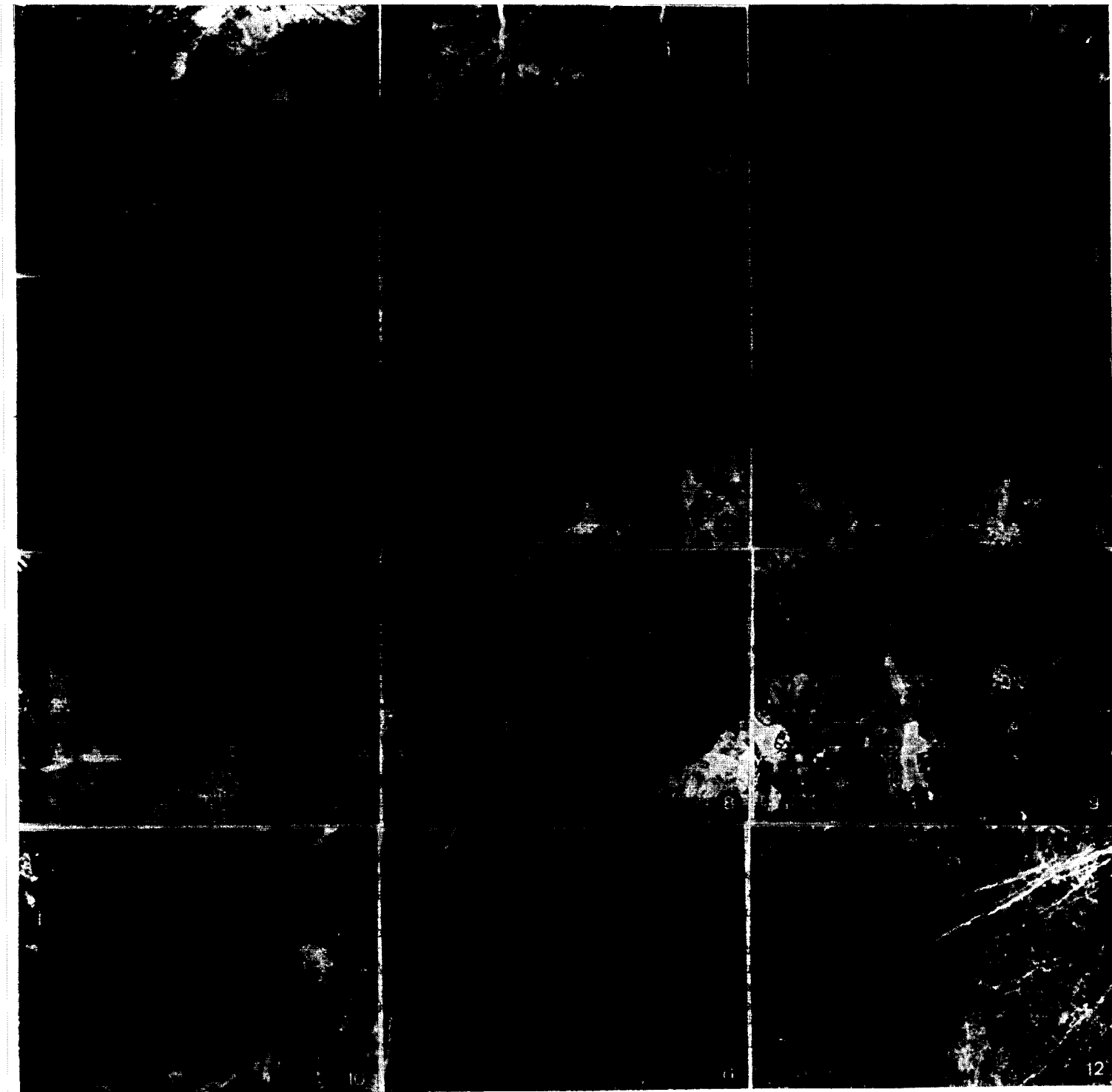
Otro tipo diferenciado son las mallas de algas, caracterizadas por la presencia de láminas más o menos planas, correspondientes a períodos sucesivos de desarrollo de mallas algales y de la sedimentación del material atrapado (Lám. I, fig. 3). Esta textura laminada podría tratarse en algunos casos de incipientes *bindstones*. La existencia de alternancia de láminas se ve acentuada, en nuestro caso, por los procesos de reemplazamiento, ya que la dolomitización actúa de un modo selectivo (Lám. I, fig. 3). Esta textura algal se origina en ambientes intermareales.

Otro tipo lo constituyen los estromatolitos; estas estructuras órgano-sedimentarias están compuestas por láminas irregulares de relieve reducido, y se encuentran restringidas a los niveles inferiores del Miembro Sierra Gorda. Al igual que las mallas de algas se interpretan de ambientes intermareales o incluso submareales poco profundos. En la Formación Pedroche, área de Córdoba, también se encuentran estromatolitos de tipo columnar en varios niveles del Miembro I (LIÑÁN *et al.*, 1981); se presentan asociados a otras formas algales, como

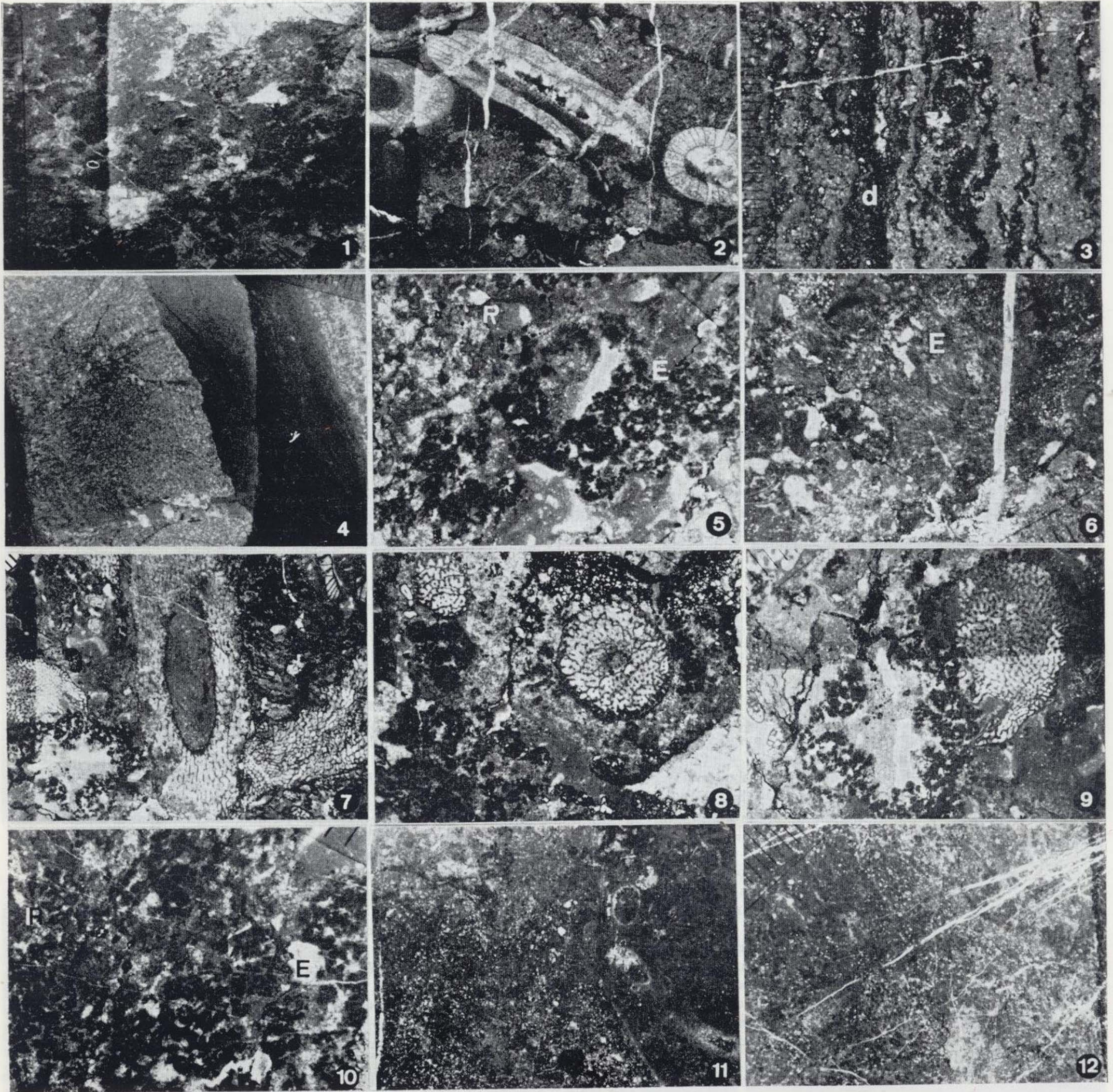
LAMINA I

- Figura 1.—*Boundstone* cryptalgal con una textura reticulada y porosidad fenestral característica de los thrombolitos (A_{1c}-103). Caliza cryptalgal. Alconera.
- Figura 2.—*Boundstone* cryptalgal con arqueociatos. Los cálices se encuentran intensamente recristalizados y en algunas cavidades centrales cementadas se encuentra un relleno geopetal (A_{1c}-302). Caliza cryptalgal. Alconera.
- Figura 3.—*Wackestone* con laminaciones algales. La dolomitización selectiva se hace patente por la alternancia de láminas dolomitizadas (d) y no dolomitizadas, relacionada con la textura original (A_{1c}-107). Caliza laminada algal. Alconera.
- Figura 4.—*Wackestone*. Estromatactis con cristales de calcita rellenoando estas cavidades (A_{1B}-321). Calizas biogénicas. Alconera.
- Figura 5.—*Boundstone*. Arbustos con ramificación dicotómica del género *Epiphyton* (E) y formas cameradas de *Renalcis* (R). Cavidades cementadas por calcita esparítica prismática y en mosaico (CP₁-1307). Caliza algal. Arroyo Pedroche.
- Figura 6.—*Boundstone*. *Epiphyton* (E) con ramas delgadas dividiéndose dicotómicamente. Cavidades cementadas (CP₁-1507). Caliza algal. Arroyo Pedroche.
- Figuras 7, 8 y 9.—*Bafflestone*. Gran cantidad de cálices de arqueociatos adultos y juveniles que crecen rodeados de *Epiphyton* y *Renalcis*. Las cavidades orgánicas y de crecimiento están rellenas por sedimento interno y/o cementos (CP₁-2006). Montículos arrecifales. Arroyo Pedroche.
- Figura 10.—*Boundstone* con abundantes restos de *Epiphyton* (E) y *Renalcis* (R). (CP₁-1307). Caliza algal. Arroyo Pedroche.
- Figura 11.—*Boundstone* con formas cameradas de *Renalcis* existen además secciones de hyolítidos y trilobites. Matriz micrítica y abundante cuarzo detrítico (CP₁-1503). Caliza algal. Arroyo Pedroche.
- Figura 12.—*Wackestone* con peloides algales dispersos en una matriz micrítica-microesparítica con abundante cuarzo detrítico (CP₁-1702). Caliza algal. Arroyo Pedroche.
- Divisiones de la escala 1/2 mm.

LAMINA I



LAMINA I



Epiphyton y *Renalcis*, y a esporádicos cálices de arqueociatos de reducido tamaño, formando una textura *boundstone*. Los estromatolitos columnares son *Vetella nodosa*, *V. cf. sarfatiae* y *Charaulachia cordobensis* (SCHMITT, 1982).

El último tipo lo constituyen los estromatactis, cuyo origen cryptalgal puesto de manifiesto por PRATT (1982), se interpretan como cavidades deposicionales rellenas por un cemento calcítico muy temprano; estas cavidades se desarrollan cuando el sedimento no consolidado es lavado en periodos de agitación y facilita la cementación de estas cavidades estromatactoides, originadas por el desarrollo de mallas de algas, probablemente cianofíceas (Lám. I, fig. 4).

El hecho de que en nuestro caso los estromatactis se encuentren en la base de los montículos mientras en el interior de los mismos la textura no es laminar sino reticulada, parece estar relacionado con la turbulencia del medio; así, las láminas se formarían cuando el montículo tiene inicialmente poco relieve, o en aquellos flancos topográficamente más bajos donde la turbulencia es menor (PRATT, 1982).

El cemento de estas cavidades originalmente sería una calcita fibrosa (BATHURST, 1980) o una cal-

cita fibrosa radiaxial (PRATT, 1982), pero por efecto de los procesos neomórficos que han afectado a nuestros materiales, se presentan actualmente en pseudoesparita con algunos cristales de cuarzo autigénico.

Presentan una morfología muy característica, con la base lisa o algo ondulada, el techo digitado, y en su interior calcita fibrosa radiaxial; esta estructura indica que la formación de la cavidad se ha producido en el fondo marino (BATHURST, 1980), y no es el resultado de procesos de presión-disolución durante el metamorfismo como proponen LOGAN & SEMENIUK (1976). Estas estructuras se localizan fundamentalmente en la base de algunos montículos micríticos del Miembro La Hoya.

Según PRATT (1982), los estromatactis generalmente están relacionados a los «mud mounds» formados en el talud de la plataforma carbonatada hacia la cuenca, y en ocasiones en la base de bioconstrucciones de metazoos en aguas someras.

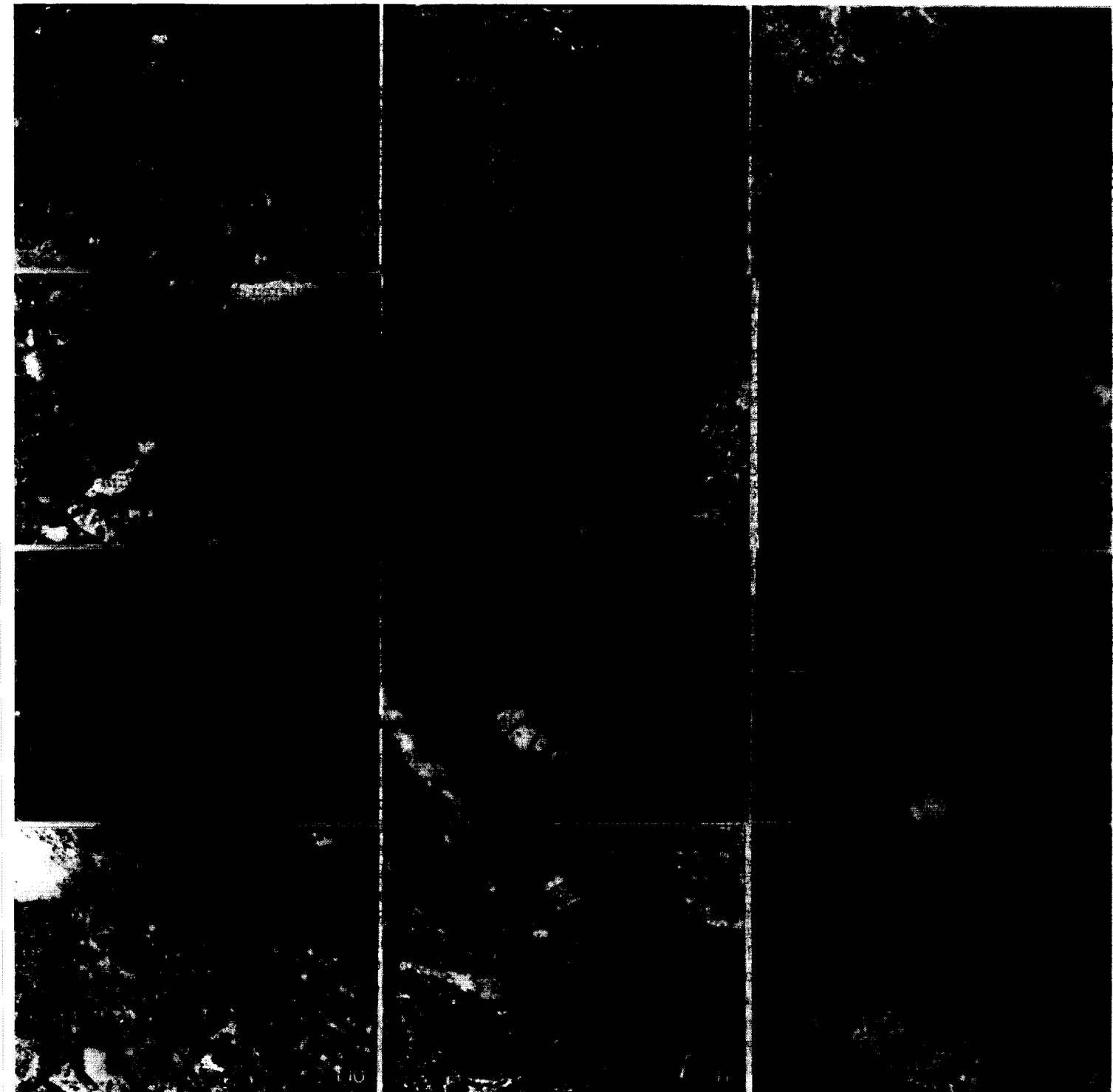
Las algas esqueléticas calcáreas se encuentran representadas en nuestros materiales por una reducida variedad de formas, atribuibles en su mayoría a *Epiphyton*, *Renalcis* y *Girvanella*.

Epiphyton BORNEMANN, 1886. Presenta una mor-

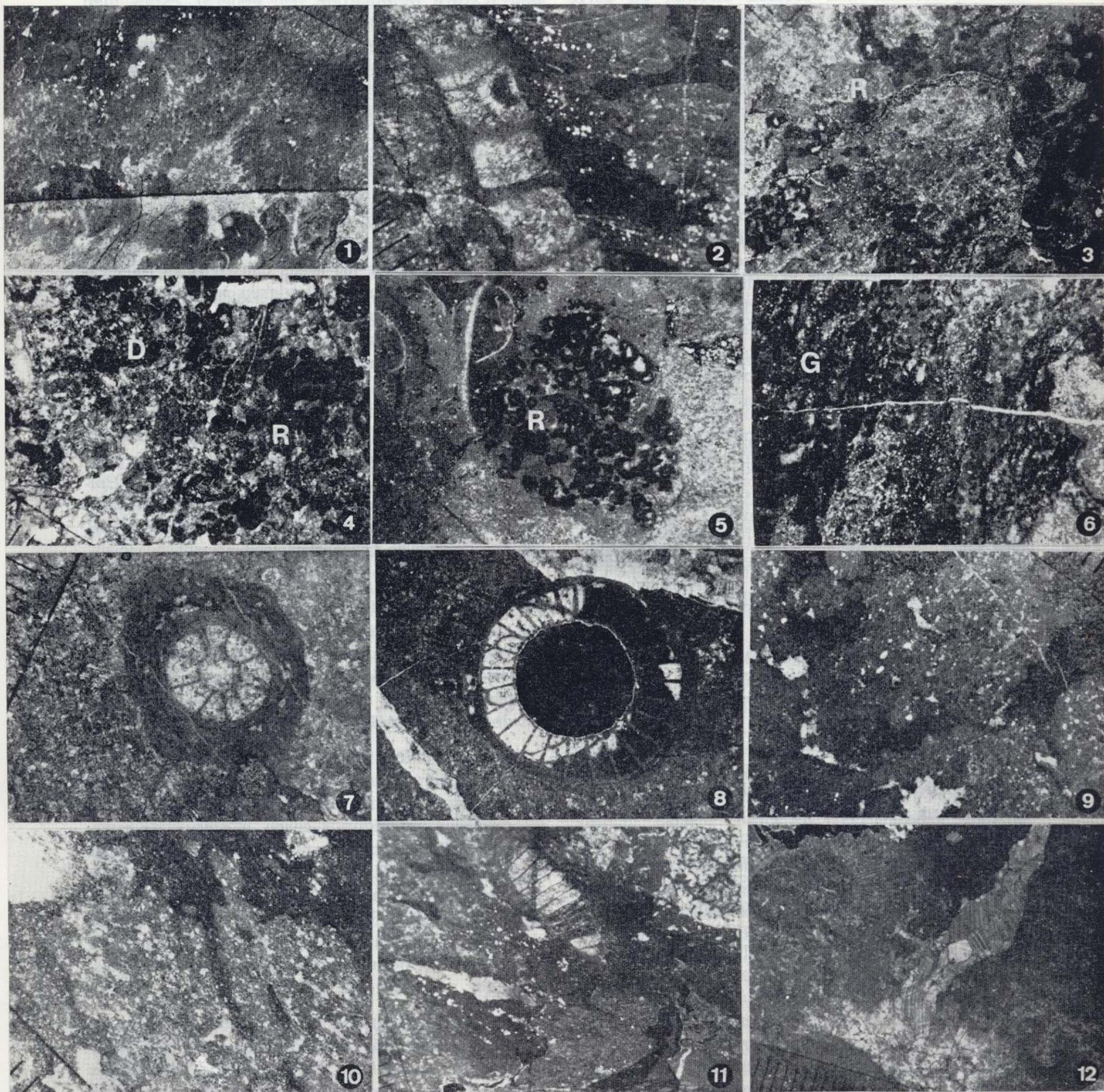
LAMINA II

- Figura 1.—*Boundstone*. Arbustos ramificados de *Epiphyton* (CE-2401). Caliza arrecifal. Las Ermitas.
 Figura 2.—*Boundstone*. Intervalo de un arqueociato rodeado de algas; los arbustos de *Epiphyton* crecen desde la muralla interna y aparecen partículas de cuarzo terrígeno aglutinado entre los arbustos (A_{1B}-319). Caliza biogénica. Alconera.
 Figura 3.—*Boundstone*. Restos algales pertenecientes a formas cameradas de *Renalcis* (R). Matriz con abundante cuarzo terrígeno. (CP₁-1400). Caliza algal. Arroyo Pedroche.
 Figura 4.—*Wackestone*. *Renalcis* (R) y peloides algales dolomitizados (D) o no, dispersos en una matriz intensamente recristalizada (CP₁-1603). Caliza bioclástica. Arroyo Pedroche.
 Figura 5.—*Boundstone*. *Renalcis* (R) con paredes de calcita microcristalina opaca. El interior de las lúnulas está ocupado por matriz o por cemento esparítico. (CP₁-1503). Caliza algal. Arroyo Pedroche.
 Figura 6.—*Bindstone*. Filamentos de *Girvanella* (G) que han atrapado partículas carbonáticas y terrígenas. (CP₁-1604). Caliza algal. Arroyo Pedroche.
 Figura 7.—*Boundstone*. Cáliz de *Aldanocyathus tkatschenkoi* (VOLOGDIN, 1937) rodeado por filamentos de *Girvanella* (CE-2405). Caliza arrecifal. Las Ermitas.
 Figura 8.—*Boundstone*. Estructuras algales difusas y filamentos de *Girvanella* rodeando la muralla externa de *Loculicyathus cf. zolaensis* (MASLOV, 1957). (CE-2203). Caliza arrecifal. Las Ermitas.
 Figura 9.—*Boundstone*. Algas calcáreas formando pequeños arbustos, la mayoría de *Epiphyton*, con partículas de cuarzo detrítico aglutinadas (A₂-113). Caliza biogénica. Alconera.
 Figura 10.—*Boundstone*. Formas dicotómicas de *Epiphyton* con partículas de cuarzo detrítico aglutinadas. (A₂-120). Lentejones calcáreas entre calcilititas nodulosas. Alconera.
 Figuras 11-12.—*Boundstone*. Cálices de arqueociatos rodeados por estructuras algales. Partículas de cuarzo detrítico se hallan aglutinadas por las algas o dispersas en la matriz. (A_{1B}-320). Caliza biogénica. Alconera.
 Divisiones de la escala 1/2 mm.

LAMINA II



LAMINA II



fología muy característica. Se trata de arbustos ramificados dicotómicamente, con tamaños milimétricos, y cuyas ramas rectas o ligeramente curvadas presentan una sección circular en corte transversal. La variabilidad morfológica en tamaño y forma de los tipos dendríticos ha sido considerada por KORDE (1961, 1973) y otros autores como criterio taxonómico para diferenciar hasta un total de 53 especies cámbricas de *Epiphyton*, y crear nuevos géneros relacionados con éste, *Tubeomorphophyton*, *Epiphytonoides*, *Gordonophyton* y *Kordephyton*.

Las medidas que se realizan para la clasificación taxonómica están relacionadas exclusivamente con la morfología externa, como son: anchura de la rama en la base, anchura de la rama en la parte distal, anchura de la rama en el punto de ramificación, distancia entre puntos de ramificación, longitud de la rama distal y ángulo de ramificación. El conjunto de estas mediciones, representadas por valores únicos o intervalos, sería uno de los criterios taxonómicos que diferencian las especies, junto a los relacionados con la variedad morfológica. Tras la medición de numerosos ejemplares, hemos comprobado que el valor representativo de estas medidas es dudoso, ya que para una misma especie se dan valores con un amplio intervalo, que pueden solaparse con otras especies diferentes. También hemos de tener en cuenta la orientación del corte, ya que para un estudio correcto debe realizarse siempre paralelo a la dirección de crecimiento del arbusto, el cual se desarrolla ramificándose dicotómicamente. En algunos casos, las formas que se describen y figuran como de diferentes especies, pueden ser distintos tipos de cortes de un mismo arbusto. Otro aspecto a considerar es que la variación que se manifiesta entre las diferentes especies descritas pueda deberse a una respuesta a la modificación de las condiciones ambientales, es decir, que los factores ecológicos pueden ser los determinantes de estos cambios en la forma externa. Si además tenemos en cuenta los criterios aceptados actualmente que consideran a *Epiphyton* y *Renalcis* como morfotipos dentro de una serie, e incluso como «taxones diagenéticos», no parece razonable realizar un estudio taxonómico completo de las posibles «especies morfológicas» que hemos encontrado en nuestro estudio paleontológico, aunque consideramos interesante el utilizar la estructura nomenclatorial que existe para los «géneros», ya que nos permite la descripción y discusión de estos microfósiles.

En nuestro material encontramos restos de *Epiphyton* formando parte de las calizas algales (Lámina I, figs. 5, 6 y 10) del Arroyo Pedroche, con una textura *boundstone*. En general, están bien preservados en calcita microcristalina opaca, y se distinguen claramente los arbustos de *Epiphyton*, con ramas de diferente grosor y longitud que se dividen dicotómicamente, de las formas cameradas de *Renalcis*.

En los montículos arrecifales del Arroyo Pedroche la relación de los componentes orgánicos nos define una textura *bafflestone*, siguiendo la clasificación de EMBRY & KLOVAN (1971). En este caso la relación que existe tanto entre los propios cálices, como entre éstos y las algas calcáreas es muy estrecha, y en conjunto adquieren gran desarrollo. Los arqueociatos que pertenecen a la Clase Irregulares fundamentalmente, se encuentran en posición de vida, en muchos casos con formas ramificadas constituyendo colonias densas de cálices; son muy abundantes tanto los ejemplares en estado adulto como los juveniles (Lám. I, figs. 7, 8 y 9). Alrededor de estos organismos se desarrollan gran cantidad de formas algales pertenecientes a *Epiphyton*, con pequeños arbustos que crecen sobre la muralla externa de los cálices, o colgando de la interna dentro de la cavidad central.

Los restos de *Epiphyton* también constituyen una parte importante de las calizas arrecifales del Cerro de Las Ermitas; en este último caso las bioconstrucciones están constituidas fundamentalmente por «algas calcáreas», pero su grado de recristalización sólo nos permite identificar algunos restos de *Epiphyton* (Lám. II, fig. 1).

Los montículos micríticos de Alconera presentan de forma esporádica, y asociadas a cálices de arqueociatos, formas ramificadas de *Epiphyton*, relacionadas, en algunos casos, a granos de cuarzo detrítico, partículas que aglutinó el alga en su propia actividad (Lám. II, figs. 2, 9 y 12). Llegan además a colonizar los cálices de arqueociatos, tanto de la Clase Regulares como Irregulares. No obstante, los arqueociatos se encuentran como elementos secundarios en estas bioconstrucciones, rodeados generalmente por las algas.

Renalcis VOLOGDIN, 1932. Consiste en un agregado de cámaras uniformes o irregulares con paredes gruesas micríticas. Su morfología también es muy variada, con estructuras arborescentes ramificadas, masas botroydales o irregulares. Esta va-

riación morfológica, además de las mediciones que se realizan del grosor de las paredes, dimensiones de la cámara individual y del agregado de cámaras o lúnulas, han servido de criterios para definir (KORDE, 1973) 14 especies diferentes del Cámbrico. Si tenemos en cuenta lo anteriormente expuesto sobre la validez taxonómica de estas mediciones, únicamente consideramos estas formas a nivel genérico, ya que esto nos permite diferenciar los distintos morfotipos.

En la localidad del Arroyo Pedroche se encuentra *Renalcis* formando parte de las calizas algales (Lám. I, fig. 11; Lám. II, fig. 3), montículos arrecifales (Lám. I, fig. 8) y calizas bioclásticas (Lám. II, figura 4).

Se halla relacionado a *Epiphyton* (Lám. I, figs. 5, 8 y 10) o es el único que, en un alto porcentaje, se encuentra constituyendo este tipo de facies (Lámina II, figs. 3 y 5). Las paredes de *Renalcis* son de diferentes grosores, oscilando entre 5 y 40 micras y están constituidas por calcita microcristalina muy opaca, que contrasta con la calcita esparítica que rellena, de un modo parcial o total, el interior de la lúnula. Estas lúnulas se relacionan entre sí con una disposición irregular, como racimos, o se presentan alineadas, desarrollándose unas encima de otras, lo que en la literatura rusa se describen como formas del género *Chabakovia*.

Girvanella NICHOLSON & ETHRIDG, 1878. Definido por sus autores como un fósil tubular calcáreo, está formado por tubos que constituyen las envueltas calcáreas de filamentos, los cuales presentan una amplia variedad de formas, tamaños y densidad; son rectilíneos o ligeramente ondulados y no se ramifican.

Dentro del Miembro I de la Formación Pedroche, aparece *Girvanella* de un modo disperso en las calizas algales del Arroyo Pedroche (Lám. II, figura 6), y son frecuentes las masas filamentosas de este género envolviendo la muralla externa de algunos arqueociatos en las bioconstrucciones, tanto del Cerro de Las Ermitas como en los montículos del Arroyo Pedroche (Lám. II, figs. 7 y 8).

INTERPRETACION SEDIMENTOLOGICA Y PALEOECOLOGICA

Del análisis de los diferentes tipos de facies algales y su relación con las otras facies, podemos

interpretar el ambiente deposicional de estos sedimentos.

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 en la Formación Torreárboles.

Los carbonatos presentan generalmente texturas algales, pero no en todos los casos son reconocibles, ya que los procesos diagenéticos, tales como neomorfismo y reemplazamiento, han alterado considerablemente estos sedimentos.

En la parte inferior de este miembro se encuentran frecuentemente estromatolitos, mientras que en la parte superior las calizas masivas presentan estructuras algales, con una textura reticulada característica. En las capas suprayacentes a estas calizas masivas afloran tramos de calizas laminadas, laminación originada por las mallas de algas. Estos tres tipos de carbonatados que hemos diferenciado, tienen todos ellos un mismo origen cryptalgal, cuya variación estructural y textural está influida por los factores medio-ambientales. Así, dentro de esta plataforma carbonatada somera en la zona intermareal se formaron las mallas de algas y estromatolitos, y en la zona submareal se originaron las estructuras cryptalgales reticuladas o thrombolitos.

La sedimentación de los carbonatos del Miembro La Hoya, tuvo lugar en una plataforma en donde se desarrollaron numerosos montículos arrecifales superpuestos. La composición de estos montículos originados por la acumulación de carbonato, fundamentalmente sedimento micrítico con bioclastos y en menor proporción *boundstones* orgánicos, caracterizan a los «reef mounds» descritos por JAMES (1978), o los denominados por WILSON (1975) como montículos carbonatados. Estos edificios se desarrollarían en ambiente de aguas tranquilas, situados en el talud de la plataforma con una localización similar a los «foreslope mud mounds».

Entre los componentes orgánicos de los montículos destacan en la matriz micrítica roja, las formas delicadas y ramificadas de las algas calcáreas, entre las que se identifican *Epiphyton* principalmente. Estas algas constituyen el elemento principal de la acreción biológica de estos mon-

tículos, junto a los cálices de arqueociatos, que en esta función tienen un papel secundario.

Del análisis de los diferentes tipos de facies que aparecen en Arroyo Pedroche se deduce que estos depósitos corresponden a ambientes de plataforma somera, con episodios de sedimentación carbonatada y terrígena, donde se desarrollan también términos híbridos, generalmente calizas con terrígenos.

La sedimentación de los carbonatos se produciría fundamentalmente por la actividad y acumulación biogénica de *Epiphyton*, *Renalcis* y *Girvanella*, y que constituirían lo que hemos denominado boundstones. En algunos casos la interacción de algas y arqueociatos llega a formar montículos con un relieve topográfico y una textura *bafflestone*, donde los cálices de los arqueociatos presentan una gran densidad numérica. Sus formas son ramificadas, lo que nos indica que tales organismos constituían una estructura rígida.

En la localidad del Cerro de Las Ermitas tiene lugar la sedimentación en una plataforma carbonatada, con algún episodio de terrígenos, en donde se puede observar una gran variedad de facies que caracteriza un complejo arrecifal. El desarrollo de los montículos arrecifales se realizó en etapas sucesivas, con una distribución de facies característica en cada una de ellas. Estos montículos, en general de grandes dimensiones, están constituidos fundamentalmente por algas calcáreas y en menor proporción arqueociatos de reducido tamaño. La formación de estos montículos arrecifales origina un subambiente sedimentario con el desarrollo de facies perirrecifales y brechoides, relacionadas íntimamente con los edificios.

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, así como la colaboración de la Dra. M. E. Ron y la del Dr. S. Rodríguez en la lectura crítica del manuscrito. La elaboración del material fotográfico fue realizado por D. E. Martín y la mecanografía por Dña. I. Corchón.

BIBLIOGRAFIA

- AITKEN, J. D.: *Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta*. J. Sed. Petrology, 37:1163-1178 (1967).
- BATHURST, R. G. C.: *Stromatactis-origin related to submarine-cemented crust in Paleozoic mud mounds*. Geology, 8:131-134 (1980).
- BORNEMANN, J. G.: *Die Versteinerungen des Cambrischen Schichtensystems der Insel Sardinien* (1.ª parte). Nova Acta Kais. Leop. Carol. Deut. Akad. Natur., 51:1-147 (1886).
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E.: *A Late Devonian reef tract on northeastern Banks island, N. W. T.* Bull. Can. Petrol. Geol., 19:730-781 (1971).
- HOWE, W. B.: *Digitale algal stromatolite structures from the Cambrian and Ordovician of Missouri*. J. Paleont., 40:64-77 (1966).
- 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).
- JOHNSON, J. H.: *A review of the Cambrian algae*. Colo. Sch. Mines Q, 61(1):1-162 (1966).
- KORDE, K. B.: *Algas del Cámbrico de la región suroriental de la Plataforma de Siberia*. Trudy Inst. Pal. Izd. Akad., Nauk. SSSR, 89:1-147 (en ruso) (1961).
- KORDE, K. B.: *Algas del Cámbrico*. Nauka, 1-349 (en ruso) (1973).
- LIÑÁN, E.: *Las formaciones cámbricas del norte de Córdoba*. Act. Geol. Hispánica, 9(1):15-20 (1974).
- LIÑÁN, E.; MORENO-EIRIS, E.; PEREJÓN, A. & 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. & PEREJÓN, A.: *El Cámbrico inferior de la «Unidad de Alconera», Badajoz (SW de España)*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 79:125-148 (1981).
- LOGAN, B. W. & SEMENIUK, V.: *Dynamic metamorphism; processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia*. Geol. Soc. Australia Spec. Publ., 6:1-138 (1976).
- LUCHININA, V. A.: *Paleoalgología característica del Cámbrico Inferior de la Plataforma de Siberia*. Trudy Inst. Geol. Geof. Akad. Nauk. SSSR, 216:1-100 (en ruso) (1975).
- MASLOV, V. P.: *Algas calcáreas fósiles de la URSS*. Trudy Inst. Geol. Geof. Akad. Nauk. SSSR, 160:1-300 (en ruso) (1956).
- MORENO-EIRIS, E.: *Los montículos arrecifales de algas y arqueociatos del Cámbrico Inferior de Sierra Morena. Estratigrafía y Facies*. Bol. Geol. y Min. (en prensa)
- NICHOLSON, H. A. & ETHERIDGE, R., Jr.: *A monograph of*

- the Silurian fossils of the Girvan District, Ayrshire, Part I*. Scotland Geol. Surv. Mem., 23:1-341 (1878-80).
- PIA, J.: *Thallophyta*. In HIRMER, M. (ed.): *Handbuch der Paläobotanik*, 1:31-136 (1927).
- PRATT, B. R.: *Stromatolitic framework of carbonate mud-mounds*. J. Sed. Petrology, 52(4):1203-1227 (1982).
- PRATT, B. R.: *Epiphyton and Renalcis - Diagenetic microfossils from Calcification of Coccoid Blue-green algae*. J. Sed. Petrology, 54(3):948-971 (1984).
- PRATT, B. R. & JAMES, N. P.: *Cryptalgal-metazoan bioherms of Early Ordovician age in the St. George Group, western Newfoundland*. Sedimentology, 29(4):543-569 (1982).
- RIDING, R.: *Problems of Affinity in Palaeozoic Calcareous Algae*, en E. FLÜGEL (ed.): «Fossil Algae». Recent Results and Developments. Springer-Verlag, 202-211 (1977).
- RIDING, R. & VORONOVA, L.: *Morphological Groups and Series in Cambrian Calcareous Algae*. In TOOMEY & NITECKI (ed.): *Paleoalgology*. Springer-Verlag, 56-78 (1985).
- SALTOVSKAYA, V. D.: *Genus Epiphyton Bornemann (probable synonyms and stratigraphic significance)*. In Questions of paleontology of Tadzhikistan. Akad. Nauk. SSSR. Dush, 70-88 (en ruso) (1975).
- SCHMITT, M.: *Columnar stromatolites from the Lower Cambrian Formation Pedroche, Sierra Morena, S-Spain*. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 80:5-23 (1982).
- TAPPAN, H.: *The Paleobiology of Plant Protists*. W. H. Freeman and Company, 1-1028 (1980).
- VOLOGDIN, A. G.: *Arqueociatos de Siberia*. 2.ª parte. Edic. Geol. Direcc. Princ. Prosp. Geol., 1-106 (en ruso) (1932).
- VOLOGDIN, A. G.: *Arqueociatos y Algas cámbricos de la región de Baikal*. Trudy. Inst. Paleont. Akad. Nauk. SSSR, 93:3-116 (en ruso) (1962).
- VORONOVA, L. G.: *Algas Calcáreas del Límite Precámbrico-Cámbrico de la Plataforma de Siberia*. In: VORONOVA & RADIONOVA. *Algas paleozoicas y microfotolitos*. Akad. Nauk. SSSR Inst. Geol., 294:3-85, 156-183, 212-214 (en ruso) (1976).
- WILSON, J. L.: *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, 1-471 (1975).
- 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. & 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).

GEOLOGIA

Materiales stephano-pérmicos en la fosa de Fombuena (provincia de Zaragoza)

Por J. C. CONTE (1), F. GASCON (1), M. LAGO SAN JOSE (1) y P. CARLS (2)

RESUMEN

En el área de Fombuena (provincia de Zaragoza) se localizan unos afloramientos que constan de términos sedimentarios y volcanoclásticos (con afinidad calco-alcalina). Estos materiales rellenan en parte una fosa tectónica incluida en la Unidad Estructural de Herrera situada en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Se describen por primera vez las características estratigráficas y petrográficas de estos afloramientos. A partir de datos estratigráficos, paleontológicos y otros radiométricos (K/Ar) obtenidos en materiales volcanoclásticos, la edad obtenida corresponde al límite Stephaniense-Pérmico.

ABSTRACT

In the Fombuena area (Province of Zaragoza, Spain), lie two outcrops made up of sedimentary and volcanoclastic (with cal-alkaline affinity) materials. These materials fill a graben included in the structural Unity of Herrera which is located in the Aragonesa Branch of the Iberian Range. The stratigraphic and petrographic characteristics of these outcrops are described here for the first time. From stratigraphic, paleontological and radiometric (K/Ar) data, obtained from volcanoclastic materials, the concluded age corresponds to the Stephanian-Permian limit.

1. INTRODUCCION

El magmatismo de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica es todavía poco conocido y, en todo caso, su conocimiento presenta una evidente desproporción respecto al presente en la Rama Castellana. Los primeros estudios, en su mayor parte, tienen un carácter general en la Rama Aragonesa (PALACIOS, P., 1892; FERRANDO, P., 1906, 1913 y 1926; SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, 1936; RIBA et al., 1966; MONROSE, 1968; DESPARMENT et al., 1972; MARTÍN FERNÁNDEZ, 1972; MARÍN, 1974; ALMELA et al., 1975; DE LA PEÑA et al., 1977; GONZÁLEZ et al., 1983; MELÉNDEZ et al., 1983; LAGES, R., 1984; VILCHEZ, J., 1984) aunque existen datos más detallados de NAVIDAD (1983) y MUÑOZ et al. (1985).

Recientemente CONTE, J. C. (1985), realiza un detenido estudio del magmatismo de la Depresión

Axial del Cámaras y sector N del Anticlinal de Montalbán, en donde se incluyen los primeros datos sobre estos afloramientos de la fosa de Fombuena.

Las manifestaciones volcanoclásticas de esta fosa eran conocidas con anterioridad por CARLS, P., y GABALDÓN, V. (com. personal); los datos cartográficos y la información básica de la geología del área proceden de CARLS (inédito) y sirvieron de base para el trabajo ya indicado (CONTE, 1985), y particularmente en otro específico sobre este afloramiento (CONTE et al., 1985).

En este trabajo exponemos, de forma descriptiva, nuevos datos sobre las características de dos afloramientos de la fosa de Fombuena que, por su excepcional posición estratigráfica, permiten ser una referencia para la comprensión de este magmatismo a nivel espacio-temporal. Nuevos estudios, en realización, están dirigidos a realizar una caracterización petrológica y geoquímica más detallada, lo que facilitará una mayor preci-

sión en los estudios que se realicen sobre el magmatismo de la Cadena Ibérica.

El interés de estos afloramientos está justificado por: a) la presencia de niveles con edad Stephaniense-Autuniense, deducida por su posición estratigráfica, dataciones de macroflora y determinaciones radiométricas (K/Ar); b) composición petrográfica de las manifestaciones volcanoclásticas con extraordinaria analogía a las de rocas subvolcánicas calco-alcalinas que, de forma numerosa, afloran en la Depresión del Cámaras y sector N del Anticlinal de Montalbán (CONTE, 1985), y finalmente, c) el tramo del afloramiento que ahora consideramos como tránsito Stephaniense-

Autuniense, fue atribuido por (CARLS y SCHEU- PLEIN, 1969) a las facies Buntsandstein. Otros afloramientos que se sitúan en el Anticlinal de Montalbán (MARÍN, 1974; MELÉNDEZ et al., 1983) presentan problemas de datación, lo que parece estar solventado en el área de Fombuena.

2. LOCALIZACION Y MARCO GEOLOGICO

Los afloramientos considerados se ubican al S de la población de Fombuena, al E del denominado Barranco de la Peña del Tormo y pertenecen a la Hoja 438, a E. 1/50.000 (fig. 1). Ambos

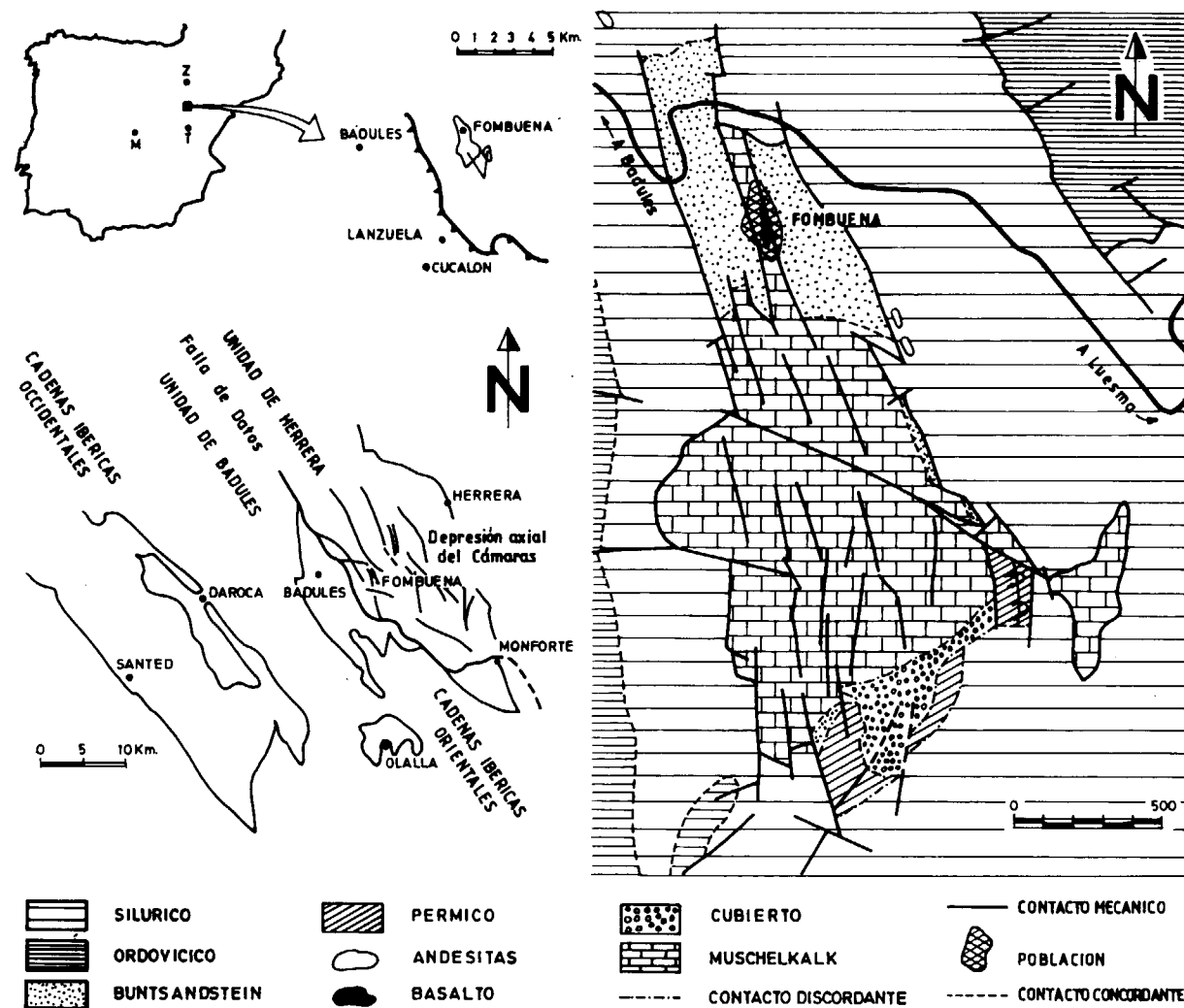


Figura 1.—Situación y cartografía geológica del Stephaniense-Pérmico de la Fosa de Fombuena.

(1) Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad de Zaragoza.

(2) Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Braunschweig (R. F. A.).

están intensamente afectados por la tectónica alpina y se presentan separados entre sí unos 300 metros dentro de un área de 1 Km. de longitud.

Geológicamente los afloramientos se sitúan al S de la Fosa tectónica de Fombuena donde están incluidos. Esta fosa, de hundimientos hercínicos y alpinos, está situada al O de la Depresión del Cámaras (Unidad de Herrera) y dista aproximadamente 1 Km. de la falla de Datos (CARLS, 1962). Esta fosa conserva una dirección que coincide con la de la anterior fractura (NO-SE).

Litológicamente, en la Fosa de Fombuena, destaca la presencia de materiales del tránsito Stephaniense - Autuniense (brechas, conglomerados, areniscas, lutitas y depósitos volcanoclásticos) y del Trías Inferior y Medio (conglomerados, areniscas y lutitas de la facies Buntsandstein, y materiales carbonatados del Muschelkalk). Se presenta limitada por lutitas silúricas de la Formación Bádenas (CARLS, 1965).

El afloramiento que está situado más al O se ubica en una serie monoclinas, con ligeras variaciones de dirección y buzamiento, y el situado al E aparece como un pliegue acostado donde las brechas y microconglomerados presentan huellas de disolución por presión.

3. CARACTERES ESTRATIGRAFICOS

El perfil levantado (fig. 2) corresponde al afloramiento situado más al SO donde la serie está más completa. La base está constituida por lutitas silúricas de la Fm. Bádenas y el techo por conglomerados basales de la facies Buntsandstein. El conjunto de la serie consta de tres grandes tramos:

- a) Inferior, en discordancia angular con las lutitas silúricas, constituido por depósitos detríticos groseros dispuestos en una megasecuencia granodecreciente.
- b) Medio, cubierto y tectonizado.
- c) Superior, de naturaleza volcanoclástica, que resulta fosilizado de forma discordante por el Buntsandstein.

Debajo de la discordancia del Buntsandstein y hasta unos 12 m., el tramo volcanoclástico sufrió una alteración por meteorización (paleosuelo).

Este tramo, de coloración rojo-violácea, presenta un fuerte contraste con los tonos verdoso-amarillentos de las tobas infrayacentes, y ha venido considerándose hasta el momento actual, de manera errónea, como Fm. Montesorro (HERNÁNDEZ et al., 1983).

Las características de los tramos establecidos son las siguientes:

3.1. Sustrato Pre-Stephaniense

Comprende lutitas silúricas grises de la Fm. Bádenas. Estas lutitas se presentan rubefactadas unos pocos metros por debajo de la discordancia hercínica. El nivel rubefactado es casi paralelo a la discordancia y corta angularmente a los niveles silúricos. Se reconoce un paleorrelieve.

3.2. Tramo inferior sedimentario

Consta de una alternancia de conglomerados de bloques, microconglomerados y areniscas, dispuestos en secuencias granodecrecientes. A techo del tramo se sitúa un nivel lutítico con escasas intercalaciones arenosas. Estas lutitas se ven coronadas por tobas volcanoclásticas.

Los primeros depósitos son materiales aluviales de un sistema de barrancos que drenaba los afloramientos de la Fm. Bádenas, alrededor de la fosa.

En el SO de la fosa de Fombuena, los conglomerados de bloques aunque presentan una petrografía variada de pizarras, areniscas y cuarcitas, son de procedencia esencialmente uniforme. La gran mayoría de sus componentes derivan de las partes bajas de la Fm. Almunia en la zona de Lanzuela-Cucalón (alrededor de 3 Km. hacia el SO, en el bloque levantado de la Falla de Datos). Los cantos presentan un tamaño máximo de 40 centímetros y un valor promedio de 4-5 cm. Estos cantos son en gran parte angulosos pero muchos de ellos tienen superficies pulidas y rubefactadas. En los niveles conglomeráticos se observa estratificación cruzada en surco, presentándose los sets y láminas de estratificación cruzada, con alto ángulo, muy difusas. Es también característica la presencia de cantos imbricados. La dirección preferente del transporte es de SO a NE.

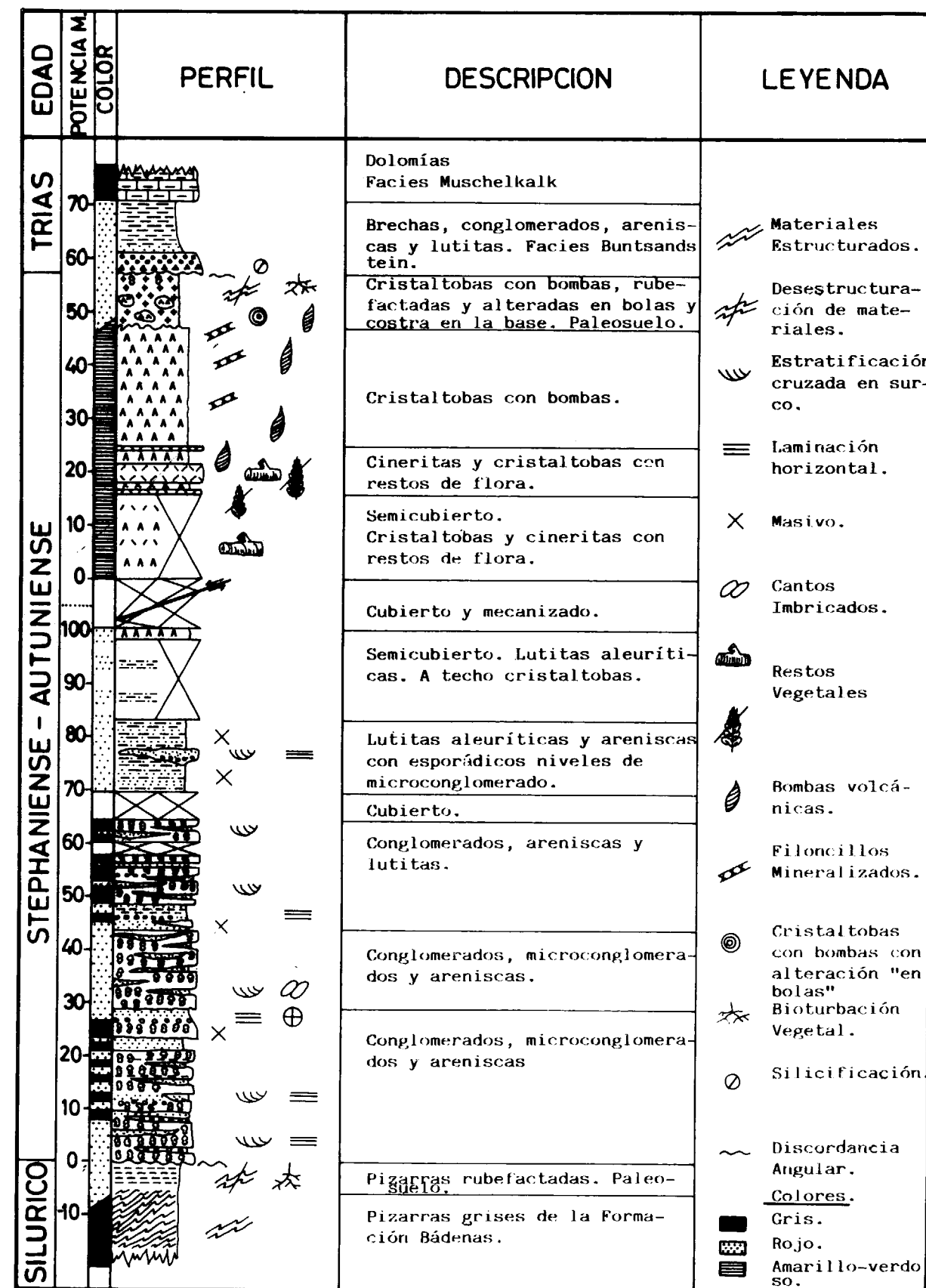


Figura 2.—Columna estratigráfica del afloramiento de la Fosa de Fombuena.

Los microconglomerados tienen caracteres similares y están constituidos por cantos de las mismas cuarcitas y pizarras de edad Cámbrico. El tamaño máximo de canto es de 1 cm. con un valor promedio de 0,4 a 0,5 cm. Se observa estratificación cruzada en surco de pequeña escala y granodrecimiento de base a techo.

Los niveles de arenisca presentan, de forma general, granclasificación normal, variando de gruesas a finas. A veces se aprecia una evolución hacia el techo de estratificación cruzada de pequeña escala a laminación horizontal, y por lo general es muy frecuente el aspecto masivo.

El tránsito de los conglomerados de bloques a los microconglomerados suele ser bastante neto, lo que no sucede para el tránsito de estos últimos con las areniscas donde generalmente es gradual. Son frecuentes los acuíñamientos en los materiales descritos, que manifiestan rápidos y frecuentes cambios laterales de los cuerpos detríticos.

El nivel de lutitas situado a techo del tramo es de carácter masivo. De forma esporádica se advierte algún nivel de arenisca con unos 20 a 25 cm. de potencia y elevada continuidad lateral. Esporádicamente se advierte algún lentejón arenoso con geometría canaliforme que puede presentar una base microconglomerática y que evoluciona a estratificación cruzada en surco y laminación horizontal a techo; la potencia máxima de estos niveles es de 25 cm.

En general, este tramo inferior sedimentario es versicolor, alternando los colores grises y rojos. Estos últimos, están asociados a las facies más gruesas en la parte inferior de la serie y a las más finas en su parte superior.

La potencia del tramo es de 100 m.

A partir de los aspectos indicados, y considerando la geometría de los depósitos con sus respectivas variaciones granulométricas y composicionales, así como las relaciones que presentan los componentes detríticos dentro de cada uno de los niveles integrantes del tramo, cabe indicar unas consideraciones sobre el ambiente de formación. En conjunto, interpretamos que estos materiales corresponden a un depósito continental del tipo abanico aluvial, con gran desarrollo de su zona proximal. Los materiales presentan un reducido transporte y su geometría sugiere el desarrollo de corrientes acuosas con alta energía y carácter efímero.

3.3. Tramo medio

Se presenta en su mayor parte cubierto por derrubios de ladera actuales. La presencia de varias fallas longitudinales que afectan al Buntsandstein y Muschelkalk hace sospechar la posibilidad de que dicha zona esté afectada por estas fracturas. Sin embargo, se observa el tránsito de los sedimentos clásticos a un reducido nivel de cristaltobas que se preservó de la erosión pre-Buntsandstein, en el margen SE de la fosa (fig. 2); de ahí se deduce la continuidad entre el tramo sedimentario y el volcanoclástico. Aunque no existan otras formaciones entre ambos tramos, queda sin aclarar si existe o no conformidad o una muy ligera discordancia entre ellos. No se puede precisar el espesor de las capas ocultas en la zona cubierta. Suponemos que no supera los 50 m.

3.4. Tramo superior volcanoclástico

Con una potencia aproximada de 57 m. está constituido por cineritas, cristaltobas cineríticas y cristaltobas cineríticas con bombas volcánicas asociadas. En la parte inferior (fig. 2) se sitúan las cineritas y cristaltobas cineríticas las cuales dan un mayor resalte y se presentan en paquetes cuyas potencias oscilan entre 0,5 y 3,5 m. Este primer nivel basal presenta como características: una notable regularidad de espesor con buena adaptación a la paleotopografía, una granulometría muy fina y, finalmente, en él se sitúan los restos vegetales bien conservados. Los primeros aspectos sugieren un depósito por caída de piroclastos. Intercalados entre estos niveles competentes, y ocupando el mayor volumen del depósito volcanoclástico, se sitúan las cristaltobas cineríticas con bombas volcánicas que, a su techo, presentan un nivel de alteración. La base del anterior nivel de alteración presenta una costra con escasa continuidad lateral de 15 cm. de espesor, que está formada por carbonatos, óxidos de hierro, sílice fibrosa y minerales de la arcilla. También se advierte en la parte baja de este tramo rubefactado una alteración «en bolas» con diámetros de 25 a 125 cm., los cuales no están rubefactados o sólo débilmente.

En la parte superior del tramo de alteración y en contacto discordante con el Buntsandstein, se sitúa un nivel de cineritas, también rubefactadas, sin bombas volcánicas. La presencia de coloraciones

blancas en este límite, así como la existencia de algún canto del Buntsandstein dentro de los primeros centímetros bajo la discordancia, indica la existencia de un paleosuelo con bioturbación vegetal.

Es interesante destacar que dentro de todo el tramo volcánico-clástico las bombas se disponen incluidas en una «matriz» compuesta, en su mayor parte, por cristales y polvo volcánico y presentan estructuras de acomodación con disposición fluidal. Estas bombas responden a dos modalidades: a) unas corresponden a fragmentos de rocas hipovolcánicas efusivas, con carácter porfídico y naturaleza andesítica, y otras, b) a fragmentos de rocas de cobertera (bloques del Cámbrico Medio de la Formación Valdemiedes o del Grupo de Murero), que son minoritarias respecto a las anteriores. Los fragmentos tipo a) responderían a una fragmentación del tipo piroclástica y los b) a mecanismos de tipo haloclástico.

Considerando la ausencia de fenómenos de re-trabajamiento en estos materiales y también que volumétricamente representan más de un 75 por 100 de piroclastos, pensamos que este depósito es del tipo piroclástico primario, en el que se advierten las siguientes características: mala clasificación, alta concentración de partículas y una disposición estratiforme. Además, según la geometría interna, entendemos que corresponde a un depósito piroclástico de flujo, posiblemente producido por un movimiento lateral de los piroclastos todavía calientes, bajo una alta concentración de gas, y donde los componentes sólidos pueden estar, en determinadas ocasiones, parcialmente fluidizados.

Este depósito podría responder a un control topográfico que determinó un relleno de pequeños «valles» y «depresiones», lo que puede concordar con la presencia de restos vegetales «in situ» dentro de ciertos niveles e indicando un ambiente de relativa humedad.

En todo el tramo volcanoclástico y afectando especialmente a las cristaltobas cineríticas con bombas, se ha desarrollado una red de filoncillos de continuidad lateral variable, con espesores desde milimétricos a centimétricos, compuestos por calcita, dolomita, aragonito fibroso-radial y óxidos de hierro.

3.5. Materiales suprayacentes

La serie descrita está fosilizada, en discordancia angular, por el Buntsandstein. En la parte inferior de estas facies se disponen conglomerados de cantos redondeados, cuarcíticos, que gradan a facies finas de tipo lutítico. La potencia de las facies Buntsandstein es de unos 15 m. En continuidad se sitúan las facies Muschelkalk.

Por otra parte, en el afloramiento situado más al E (fig. 1) aparece un nivel lutítico-arenoso intercalado en brechas basales. En él son abundantes restos vegetales carbonosos y esporádicamente, troncos de árboles. Interpretamos que este depósito traduce posibles pulsaciones que están en relación con las diversas fracturas que controlaban la subsidencia de la cuenca sedimentaria pérmica. Así, en un período de escasa actividad tectónica, serían posibles zonas encharcadas con desarrollo de flora.

4. DESCRIPCION PETROGRAFICA

4.1. Tramo inferior sedimentario

En el tramo sedimentario del perfil ya indicado hemos distinguido cuatro tipos litológicos principales: conglomerados de bloques (mayoritarios), microconglomerados, litoarenitas y lutitas. Indicamos las características de los microconglomerados y litoarenitas por ser más significativos a nivel petrográfico.

a) Microconglomerados

Tienen carácter poligénico y están constituidos por cantos de cuarcitas y lutitas, con tamaños máximos del orden de 1 cm. Los clastos que constituyen el esqueleto de la roca presentan contactos mutuos y cierta orientación. Los clastos de cuarcita, subredondeados y con extinción ondulante, traducen la deformación sufrida por los materiales del área fuente. Los de lutita tienen geometrías alargadas, también están deformados y con carácter homométrico. Mineralógicamente estas lutitas se caracterizan por contener pequeños cristales de cuarzo alotriomorfo.

La matriz está formada mayoritariamente por granos de cuarzo con tamaño promedio en 0,3 mm. y dominan los granos monocristalinos sobre los policristalinos. Los huecos de la matriz están re-

llenos por minerales de la arcilla y óxido de hierro dispersos. La geometría de los clastos de cuarzo de la matriz es muy angulosa y los contactos entre los granos son de tipo puntual y, a veces, largo.

Los accesorios más frecuentes son la turmalina y el circón que se presentan tanto en los clastos de cuarcita, que forman el esqueleto de la roca, como, con carácter disperso, en la matriz.

Modalmente, su composición es: 1) Esqueleto: a) clastos de cuarcita (40-50 por 100) y b) clastos de lutita (30-35 por 100); 2) Matriz: a) clastos de cuarcita (15-20 por 100) y b) minerales de la arcilla con óxidos de hierro (<3 por 100); 3) minerales accesorios: a) en el esqueleto (1 por 100) y b) en la matriz (<0,3 por 100).

b) Litoarenitas

Presentan, al igual que los microconglomerados, un carácter poligénico y los componentes principales son cuarcitas dominantes y lutitas subordinadas. La roca tiene un esqueleto intacto, con contactos puntuales entre los clastos y una textura sin orientación aparente. El tamaño de grano oscila en torno a 0,12 mm. para los de cuarcita y de 0,24 mm. para los de lutita.

La matriz consta de minerales arcillosos y gran cantidad de óxidos de hierro dispersos que se sitúan en los huecos. Los accesorios más frecuentes son la turmalina y el circón.

La composición modal es la siguiente:

1) Esqueleto: a) clastos de cuarcita (65-70 por 100) y b) clastos de lutita (15-20 por 100); 2) Matriz: minerales de la arcilla más óxidos de hierro (7-10 por 100); 3) Minerales accesorios: a) esqueleto (<0,1 por 100) y b) matriz (<0,2 por 100).

4.2. Tramo superior volcanoclástico

Indicamos las características descriptivas de los tres tipos petrográficos (cineritas, cristaltobas cineríticas y bombas volcánicas) antes indicados.

a) Cineritas

Sus componentes tienen tamaños inferiores a 2 mm. (cenizas). Mineralógicamente constan de

cuarzo (dominante), plagioclasas (subordinada), biotita (~5 por 100), opacos (~5 por 100) y circón (<0,5 por 100).

El cuarzo es monocristalino y con morfologías angulosas. La plagioclasa presenta frecuentemente alteración a términos de caolinita.

La matriz está intensamente caolinizada y en ella se advierte una reducida proporción de clorita dispersa en la roca; ambos minerales se han puesto de manifiesto por técnicos de DRX (fracción <2 μ).

b) Cristaltobas cineríticas

Están compuestas por cristales (fragmentos esenciales) no orientados y con tamaño comprendido entre ceniza y lapilli (1-4 mm.), que resultan englobados en una matriz cinerítica. En cuanto a los fragmentos de roca, unos clastos corresponden a rocas hipovolcánicas andesíticas (fragmentos accesorios) y otros, minoritarios, a areniscas y cuarcitas.

Los cristales aislados varían de idiomorfos a subidiomorfos, y mayoritariamente corresponden a plagioclasas zonadas; en menor proporción existe biotita, con inclusiones de apatito y circón, y granate.

La matriz cinerítica, de composición mineral análoga a los cristales antes indicados, está profundamente alterada y los procesos más destacados son los de caolinización, silicificación, ferruginización y, localmente, carbonataciones. Estos procesos afectan a toda la roca, aunque con menor intensidad a los piroclastos de mayor tamaño (líticos y cristales).

c) Bombas volcánicas

La mayor parte de estas bombas corresponden a andesitas anfibólicas con granate que presentan diferentes grados de alteración por silicificación. Su textura es hipocristalina con carácter porfídico; los fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita se disponen en una pasta microcristalina. La paragénesis es: a) principales (plagioclasas + anfíboles); b) subordinados (biotitas); c) accesorios (apatito ± circón); d) secundarios (cuarzo + carbonatos + clorita + sericita), y e) accidentales (granate).

Estas bombas volcánicas tienen una gran analogía composicional con las andesitas anfibólicas con granate que son frecuentes en la Depresión del Cámaras (CONTE, 1985).

5. ESTUDIO MINERALOGICO

Con objeto de obtener mayor información sobre los procesos que han intervenido en el área se ha realizado un estudio en minerales arcillosos sobre diferentes muestras del perfil estratigráfico antes expuesto y comentamos los resultados más destacados.

5.1. Sustrato hercínico

Constituido por lutitas de la Formación Bádenas, presenta una paragénesis, en roca total (diagramas de polvo de DRX) de illita, caolinita y pirofilita (minerales principales) y, en menor proporción, de cuarzo y feldespatos. Las illitas de estas lutitas son de tipo biotita-moscovita y fengitas (fig. 3).

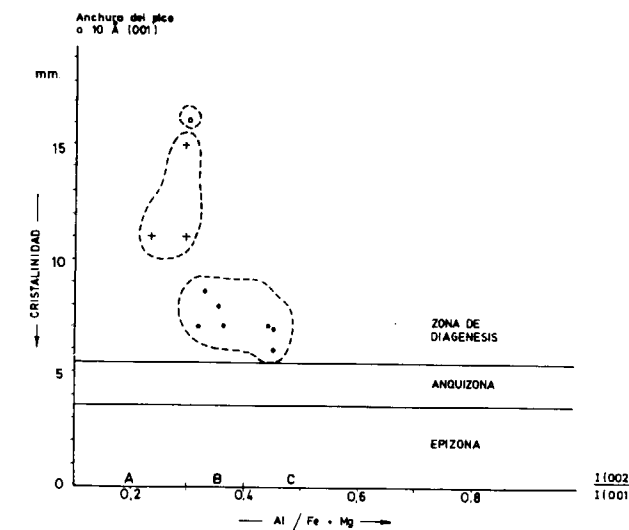


Figura 3.—Caracterización de illitas según ESQUEVIN (1969) en el Stéphaniense-Pérmico de la Fosa de Fombuena. [A) Biotitas + Moscovitas; B) Fengitas, y C) Moscovitas; o Base del perfil de alteración en materiales volcanoclásticos (costra); + Pizarras grises de la F. Bádenas (Silúrica); ● Materiales sedimentarios detríticos (depósitos del Pérmico Inferior).]

Las illitas presentan picos abiertos y sus cristalinidades son menores de las que cabría esperar para estos materiales. Este hecho se puede explicar por efecto de la discordancia hercínica y/o por alteración epidiagenética. La asociación con pirofilita, así como el politipo de la illita, que es 2 M, parece indicar que los materiales de la Formación Bádenas han alcanzado un grado de diagénesis profunda con tránsito al anquimetamorfismo. Estas illitas se sitúan (diagrama de ESQUEVIN, 1969) (fig. 3) en zonas de recristalización diagénica nula o débil, lo que apoyaría la idea de las alteraciones antes indicadas.

Es de destacar que bajo la discordancia hercínica y caracterizando los cinco primeros metros de la Formación Bádenas, hay hematites como componente minoritario. Esta hematites aumenta en proporción y de manera progresiva desde la Formación Bádenas, donde es escasa, hasta la discordancia en la que alcanza un mayor contenido. Este último tramo se presenta rubefactado y ello es una diferencia destacada con la Formación Bádenas con típicos tonos grisáceos. A su vez, la illita tiene menor cristalinidad en este tramo que en el resto de la Formación Bádenas.

5.2. Tramo inferior sedimentario

En este tramo se ha detectado una asociación bastante constante de illita y caolinita (fracción <2 μ). Esta asociación puede ser atribuida a regímenes fluviales de tipo proximal.

Las illitas corresponden a los tipos fengita y moscovita y su proyección en el diagrama de ESQUEVIN (1969) (fig. 3) se sitúa, en su mayor parte, en una zona de diagénesis profunda. Dichas arcillas están presentes en conglomerados, microconglomerados, areniscas y lutitas.

La paragénesis de los minerales de la arcilla de la serie puede indicar que los materiales detríticos provienen de un área fuente relativamente rica en caolinita. Si tenemos en cuenta que el área fuente estaba formada mayoritariamente por materiales hercínicos de carácter marino, en los que es poco frecuente la presencia de caolinita, cabe pensar que, después del levantamiento hercínico y previo a la sedimentación de la serie Stephano-pérmica, pudo existir un clima que favoreciera la alteración de aquéllos a caolinita. Este tipo de alteración es típica en latitudes tropicales

con formación de suelos ferralíticos. La hipótesis de que la caolinita provenga del desmantelamiento de paleosuelos ferralíticos se refuerza si tenemos en cuenta que el paleoclima interpretado para el Stephaniense, en áreas de latitudes próximas, es de tropical húmedo a tropical con dos estaciones marcadas, en donde son característicos los suelos ferralíticos (GASCÓN, 1984).

En general, las illitas presentes en este tramo parecen reflejar los caracteres de la roca madre correspondiente a materiales cámbricos. Estos habrían sufrido una fuerte diagénesis, pues, aún después del transporte, los valores proyectados en el diagrama de ESQUEVIN (1969) (fig. 3) se sitúan cerca de la anquizona.

5.3. Tramo superior volcanoclástico

Los minerales arcillosos de este tramo (fracción $<2 \mu$) son caolinita e interestratificados del tipo illita-esmectita. Señalamos que en la zona superior del perfil de este tramo volcanoclástico, en contacto con el Buntsandstein, existe una rubefacción y la paragénesis de minerales de la arcilla es idéntica a la antes indicada para el nivel volcanoclástico no rubefactado.

La base del nivel superior que tiene alteración presenta un contacto bastante neto con los materiales no rubefactados. En este contacto existe un nivel de acumulación de calcita y arcillas de composición illita. Estas arcillas presentan picos muy abiertos y en el diagrama de ESQUEVIN (1969) (fig. 3) se sitúan en una zona de diagénesis precoz, con transición entre los tipos biotita-moscovita y fengita.

6. EDAD DE LOS MATERIALES

Los datos que presentamos alcanzan a la posición estratigráfica, determinación de macroflora, medidas radiométricas y naturaleza petrográfica de las rocas volcanoclásticas.

La comentada situación estratigráfica de estos materiales, en discordancia bajo en Buntsandstein, representa un límite de edad que está precisado por los siguientes datos.

En un tramo basal de los conglomerados de bloques se han encontrado restos de macroflora

consistentes en troncos de Equisetites de unos 70 cm. de anchura. La deficiente conservación no permite mayor precisión en la clasificación, pero parece ser de afinidad carbonífera.

Las mejores pruebas son los abundantes restos de macroflora en los niveles tobáceos y cineríticos del tramo volcanoclástico. Esta macroflora ha sido clasificada por H. W. J. VAN AMERON (Leiden), quien distingue las siguientes especies vegetales: *Callipteris conferta*, *Taeniopteris abnormis*, *Odonopteris lingulata*, *Reticulopteris germarii*, *Callipteridium rochei*, *Pecopteris hemitelioides*, *Pecopteris unita*, *Pecopteris plumosa*, *Pecopteris polymorpha*, *Pecopteris cf. monyü*, *Sphenophyllum oblongifolium*, *Annularia stellata*, *Calamites multiramis*, *Sigillaria brardi*, *Dicranophyllum gallicum* (?), *Neuropteris sp.*, *Sphenopteris sp.*, *Cordaites sp.*, *Cyclopteris blatter von* (?).

Destacamos que esta asociación con *Callipteris conferta* y *Callipteridium rochei*, data la parte basal del tramo volcanoclástico en el Autuniense basal. Por otra parte, los materiales volcanoclásticos se corresponden con la Formación de la Ermita (SACHER, 1966), que hay que considerarlos como Autunienses a pesar de que SACHER (op. cit.) les atribuyó una edad Stephaniense C.

De las tres medidas radiométricas (K/Ar) realizadas en biotitas de bombas volcánicas, dos coinciden con el valor $283 \pm 2,5$ m.a. y la otra es de $292 \pm 2,5$ m.a.; la variación obtenida puede justificarse por pérdidas de argón, bien debidas al tratamiento de preparación o a la alteración de la biotita. Las biotitas han sido separadas por E. SEIDEL (U. de Braunschweig) y las medidas radiométricas corresponden a R. KREUZER (B. G. R., Hannover). El primer valor concuerda bien con la edad deducida por la macroflora.

La edad obtenida en este afloramiento presenta buena adecuación con la deducida en otros sectores de la Cadena Ibérica, principalmente en la Rama Castellana, bien por métodos paleontológicos y estratigráficos o mediante determinaciones radiométricas para las que existe una notable bibliografía, básicamente expuesta en los trabajos de síntesis de NAVIDAD (1983) y MUÑOZ et al. (1985). Una valoración de estos datos existentes escapa al objetivo de este trabajo y es parte de un estudio específico (en realización), para este amplio área.

Finalmente, queremos destacar que la flora an-

tes indicada ha sido comparada por J. BROUTIN (Univ. de París, VI) con floras de series tardihercínicas de los Pirineos. Este autor indica (com. pers.) que estos materiales se corresponden con los de la Unidad de Tránsito definida por GISBERT (1981) para el Pirineo catalán, cuya edad es la del tránsito Stephaniense-Autuniense.

7. CONCLUSIONES

Los datos aportados pueden ser interpretados de forma resumida en los siguientes aspectos:

1) Desarrollo de depósitos torrenciales durante el Stephaniense terminal que, delimitados en la fosa polifásica de Fombuena, indicarían un transporte de dirección SO-NE, desde una zona elevada con rocas cámbricas (Unidad de Badules, al SO de la falla de Datos) hacia una depresión con materiales silúricos (Unidad de Herrera, al NE de la falla de Datos).

El clima del Stephaniense terminal presentaría cambios entre estaciones áridas y otras húmedas que permiten cierta vegetación.

2) La formación de conglomerados basales presenta un amortiguamiento al comienzo de una serie volcanoclástica con edad Autuniense basal. La flora encontrada en la base de esta formación volcanoclástica y las dataciones (K/Ar) en biotitas de bombas andesíticas con edad $283 \pm 2,5$ m.a. (y otra «anómala» de valor $292 \pm 2,5$ m.a.) presentan buena concordancia en edad.

3) Existencia de un episodio volcanoclástico con aporte por caída de fragmentos con variable granulometría (desde cineritas a bombas) y que, en las fases terminales, alcanzó un cierto transporte dando depósitos de bombas con cierta disposición fluidal. La litología corresponde a andesitas con clara analogía petrográfica a los términos de comprobada composición calco-alcalina (CONTE, 1985; CONTE y LAGO, 1985; LAGO et al., en prensa) presentes en el área próxima del Cámaras.

La previa fracturación hercínica, posteriormente reordenada en tiempos tardihercínicos, que es especialmente intensa en la Depresión Axial del Cámaras, facilitó en esta fosa el ascenso de estos materiales efusivos.

4) Después de una laguna que abarca la mayor parte del Pérmico y aun del comienzo del Triás, se observan procesos edáficos en la base del Buntsandstein.

5) Los procesos sedimentarios y volcánicos son posteriores a la formación de estructuras en la Depresión Axial del Cámaras. La fosa polifásica de Fombuena manifiesta hundimientos tanto anteriores como posteriores a los acontecimientos aquí descritos.

8. AGRADECIMIENTOS

A los Dres. Van Ameron (U. Leiden) y J. Broutin (Univ. París VI) por las determinaciones paleontológicas; a los Dres. E. Seidel (Univ. Braunschweig) y R. Kreuzer (B. G. R., Hannover) por las determinaciones radiométricas, y a los Dres. P. Covic y Gisbert (Univ. Zaragoza) por los comentarios durante la realización del trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A.; MANSILLA, H.; QUINTERO, I., y GÓMEZ, D.: *Hoja núm. 493 (Oliete) del Mapa Geológico de España*. 1:50.000. IGME (1975).
- CARLS, P.: *Erläuterungen zur geologischen Kartierung bei Luesma und Fombuena in der Ostlichen Iberischen Ketten (Nordest-Spanien)*. Dip. Arb. Würzburg, 91 pp. (inédita) (1962).
- CARLS, P.: *Jung Silurische un Unterdevonische Schichten der Ostlichen Iberischen Ketten (NE Spanien)*. Inaug. Diss. Würzburg, 155 pp. (inédita) (1965).
- CARLS, P., y SCHEUPLEIN, R.: *Zum Buntsandstein Zwischen der Fombuena und Rudilla (Ostliche Iberische Ketten, NE-Spanien)*. N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 1, 1-10 pp. (1966).
- CONTE, J. C.: *Estudio Geológico, Petroológico y Geoquímico de las manifestaciones magmáticas situadas en la Depresión Axial del Cámaras y sector N del Anticlinal de Montalbán (provincias de Zaragoza y Teruel)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza (inédita), 310 páginas (1985).
- CONTE, J. C., y LAGO SAN JOSÉ, M.: *El magmatismo de la depresión del Cámaras y sector N del anticlinal de Montalbán: caracteres geológicos, petrológicos y geoquímicos*. II Coloquio de Estratig. y Paleogeograf. del Pérmico y Triásico de España. La Seu d'Urgell, vol. Resúmenes, pp. 35-37 (1985).
- CONTE, J. C.; GASCON, F.; LAGO, M., y CARLS, P.: *Caracte-*

Evaluación de una técnica de tratamiento digital de imágenes: Aplicación del análisis de componentes principales a una imagen TM en un área granítica del Macizo Hespérico Central

Por A. RIAZA y A. BEL-LAN

RESUMEN

Se ha aplicado tratamiento digital a una imagen TM en una zona del Anticlinorio Centroextremeño en la que afloran dos cuerpos graníticos en un fondo uniforme de pizarras y grauwacas pertenecientes al Complejo Esquistoso Grauváquico, de edad Precámbrico Superior. El examen de los parámetros estadísticos que definen tanto las bandas individuales como las componentes principales realizadas sobre seis bandas, ha permitido seleccionar varias combinaciones que reúnen mayor información para el estudio de anomalías espectrales. Las características de la fracturación en los dos cuerpos graníticos se han descrito por medio de un mapa de lineamientos, y reconocimiento de diaclasas en el campo.

ABSTRACT

Digital treatment has been applied to a TM image in an area of the Anticlinorio Centroextremeño. Two granitic bodies outcrop in an homogeneous background of shales and graywackes belonging to the Esquistoso Grauváquico Complex, of upper Precambrian age. Examination of the statistical parameters defining both single bands and principal components, has been used to select several combinations which collect more information for the study of spectral anomalies. Fracturing in the two granitic bodies has been described in the basis of a lineament map performed on the image, and field checking of joints.

INTRODUCCION

Una de las técnicas convencionales en la cartografía geológica ha sido la interpretación de fotografía aérea. El lanzamiento del primer satélite Landsat en 1972 supuso un cambio en el uso de material fotográfico en el desarrollo de estudios geológicos.

La visión panorámica proporcionada por imágenes tomadas sobre grandes áreas iluminadas uniformemente, introdujo la posibilidad de generalizar rasgos que hasta entonces sólo se habían observado a una escala menor, y realizar estudios estructurales de síntesis con mayor facilidad.

Pronto esta forma de observación tradicional dio paso a una técnica nueva, que permitía la identificación de materiales por medio de la radiación electromagnética. Las cámaras fotográficas, y el ojo humano, sólo son capaces de recibir impresiones en un intervalo restringido de longitudes de onda del espectro de radiación electromagnética conocido como visible. Los nuevos sensores registran radiación electromagnética en intervalos de longitudes de onda en regiones del espectro distintas al visible.

El comportamiento de los materiales es diverso en distintas regiones del espectro, y muchas veces puede ser, incluso, diagnóstico de su identidad. El estudio del comportamiento espectral de los minerales y rocas, y la orientación en el diseño de sensores y tratamiento de los datos obtenidos por ellos, es el objetivo de los geólogos que trabajan en la teledetección.

En el espectro de radiación electromagnética (fig. 1) hay varias regiones de interés en geología. En el intervalo del visible se producen bandas de absorción debidas a determinadas transiciones electrónicas. Siendo el hierro el elemento de transición más abundante en la corteza terrestre, se ha utilizado la banda comprendida entre 0,85 y 0,92 μm para la identificación de áreas limoníticas (ROWAN, GOETZ, ASHLEY, 1977).

res Geológicos de los Materiales Stephano-Pérmicos de la Fosa de Fombuena (provincia de Zaragoza). II Coloquio de Estratig. y Paleogeograf. del Pérmico y Triásico de España. La Seu d'Urgell, vol. Resúmenes, pp. 33-35 (1985).

DE LA PEÑA, J. A.; FONOLLÁ, F.; RAMOS, J. L., y MARFIL, R.: Identificación del Autuniense en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (prov. de Soria). Cuadernos de Geología Ibérica, 4, pp. 123-134 (1977).

DESPARMET, R.; MONROSE, M., y SCHMITZ, U.: Zur Altersstellung der Eruptiv-Gesteine und tuffite in Nordteil der Westlichen Iberischen Ketten (NE Spanien). Münster. Forch. Geol. Paläont., H., 24, pp. 3-16 (1972).

ESQUEVIN, J.: Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre. Rech. Pau. S.M.P.A., 3, pp. 147-154 (1969).

FERRANDO, P.: Rocas hipogénicas de la provincia de Zaragoza. Bol. R. Soc. Esp. H. Nat., t. VI, pp. 185-186 (1906).

FERRANDO, P.: Estudio de las Rocas Eruptivas de la provincia de Zaragoza. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Congreso de Madrid), t. V, pp. 117-129 (1913).

FERRANDO, P.: Filones metalíferos y rocas eruptivas de la Sierra de Algairén. Pub. Acad. Cienc. Zaragoza. Curso de Conferencias del Subsuelo en Aragón, pp. 18-32 (1926).

GASCON, F.: Influencia de la Edafogénesis en la diagénesis temprana de materiales del Stephaniense Pérmico y Buntsandstein del Pirineo Catalán. Tesis Licenciatura. Univ. Zaragoza, 255 p. (inédita) (1984).

GISBERT, J.: Estudio Geológico-Petroológico del Stephanien-Pérmico de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida). Diagénesis y Sedimentología. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza, 314 pp. (inédita) (1981).

GONZÁLEZ LÓPEZ, J. M.; GUTIÉRREZ ELORZA, M., y SIMÓN GÓMEZ, J. L.: Las mineralizaciones filonianas de Pb-Zn de la región de Segura de Baños (prov. de Teruel). Rev. Teruel, núm. 69, pp. 9-21 (1983).

HERNÁNDEZ et al.: Explicación de la Hoja núm. 465 (Daro-ca). E. 1:50.000. IGME (1983).

LAGES, R.: Geologische Kartierung 1:10.000 und Stratigraphische Beschreibung des Paläozoikums am N-ende des Sattels von Montalbán (Ostliche Iberische Ketten, Provinz Teruel, Spanien). Dip. Arb. Univ. Braunschweig, 70 pp. (inédita) (1984).

LAGO SAN JOSÉ, M.; CONTE, J. C., y POCOTI, A.: Petrología y Geoquímica de rocas volcánicas en la Depresión del Cámaras (Zaragoza-Teruel) (en prensa).

MARÍN, P.: Stratigraphie et evolution paleogeographique de la Chaîne Celtiberique Oriental. 1 - Paleozoique-Permian. Dip. Est. Sup. Univ. Lyon, 231 pp. (inédita) (1974).

MARTÍN FERNÁNDEZ, M.; CANEROT, J., y LINARES-RIVAS, A.: Hoja núm. 492 (Segura de Baños) del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. IGME (1977).

MELÉNDEZ, B.; TALENS, J.; FONOLLÁ, F., y ALVAREZ-RAMIS, C.: Las cuencas carboníferas del sector Central de la Cordillera Ibérica (Henarejos y Montalbán). X Congreso Int. de Estratigraf. y Geol. del Carbonífero. Madrid, pp. 207-220 (1983).

MONROSE, H.: Reconnaissance géologique de la Région de Reznos (Soria) et de Torrelapaja (Zaragoza). Dipl. Arb. Bordeaux, 82 pp. (1968).

MUÑOZ, M.; ANCOECHA, E.; SAGREDO, J.; DE LA PEÑA, J. A.; HERNÁN, F.; BRANDLE, J. L., y MARFIL, R.: Vulcanismo Permo-Carbonífero de la Cordillera Ibérica. X Congreso Inst. de Stratigraf. et Geologie del Carbonifère. IGME. Madrid, pp. 27-52 (1985).

NAVIDAD, M.: El vulcanismo permo-carbonífero de la rama occidental de la Cordillera Ibérica y margen Ibérico (Petrología y Geoquímica). Fundación Juan March. Serie Universitaria, 202, 63 pp. (1983).

PALACIOS, P.: Reseña Geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza. Bol. Com. Geol. Esp., 19, 112 pp. (1892).

SACHER, L.: Stratigraphie und Tektonik der nordwestlichen hesperischen ketten bei Molina de Aragón, Spanien. Neus Jb. Geol. und Palaont., 124, pp. 151-167 (1966).

RIBA, A.; VILLENNA, J., y DESVALLIERES, R.: Nota sobre la presencia de terrenos de edad carbonífera en la parte occidental del macizo de Montalbán (prov. de Teruel). Act. Geol. Hisp., 1, núm 2, 56 pp. (1966).

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M.: Estudio de las Rocas Eruptivas de España. Mem. de la Acad. Cienc. Exactas, Físicas y Naturales. Madrid, t. VI, 660 pp. (1936).

VILCHEZ, J.: Rasgos Geológicos y Estructurales de la Unidad de Herrera (Cadena Ibérica). Tesis Licenciatura. Univ. Zaragoza, 94 pp. (inédita) (1984).

Recibido: Octubre 1987.

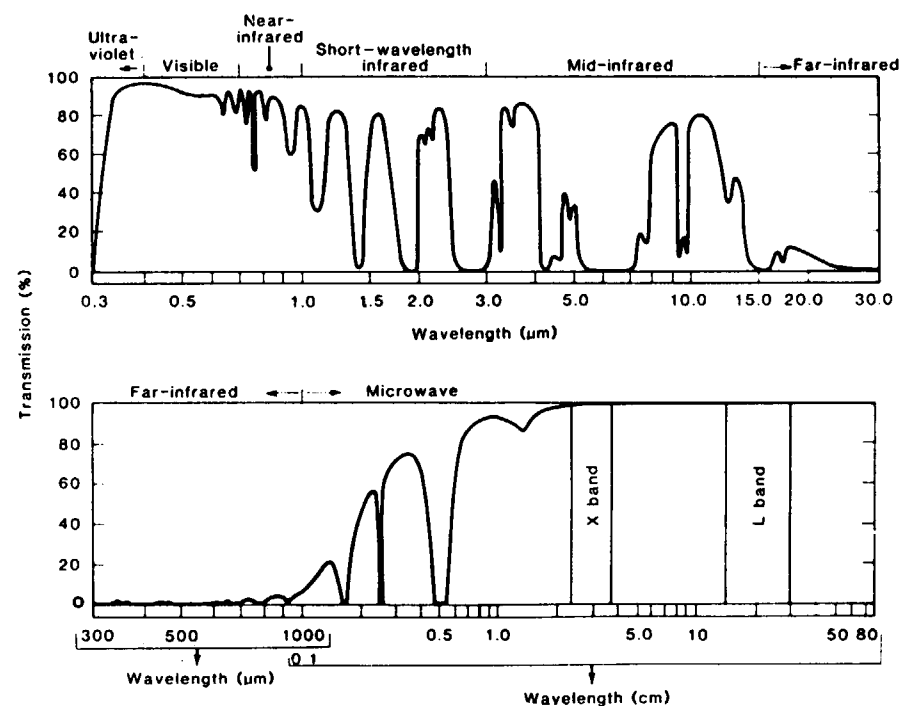


Figura 1.—Espectro de absorción generalizada de la atmósfera en el cénit, con detalle de la denominación de las regiones en que se subdivide (in GOETZ & ROWAN, 1981).

La región cercana a 1,6 μm presenta una reflectancia máxima para la mayor parte de las rocas, puesto que es una zona de transición entre las bandas de absorción del hierro y la zona de 2,4 μm en la que se registran los efectos de las vibraciones de los iones OH⁻: las rocas alteradas con una importante contribución de arcillas en su composición muestran en esta región un pico de absorción acusado. Entre 2 μm y 2,5 μm se definen bandas de absorción debidas a las vibraciones de enlace en filosilicatos y carbonatos (ROWAN, WETLAUFER, GOETZ, BILLINGLEY, STEWART, 1976).

El Infrarrojo Próximo está situado en la zona de emisión del espectro. En longitudes de onda a partir de 8 μm es posible distinguir entre rocas silicatadas y no silicatadas. Asimismo, entre 3 y 5 μm presentan picos característicos los sulfatos y los nitratos.

La región de longitudes de onda centimétricas del espectro, conocidas como microondas, no ofrece tanto interés para la identificación de materiales. Sin embargo, los sistemas activos, que funcionan en estas frecuencias, tales como los radares, se han utilizado para registrar imágenes con bastante éxito en estudios estructurales, especialmente en zonas cubiertas de nubes, en que es difícil con-

seguir una imagen por medio de sensores pasivos. Aun así, las bandas correspondientes a longitudes de onda más largas (25 cm. banda L), han abierto un campo para la identificación de materiales utilizando su respuesta frente a la difracción.

La serie de satélites Landsat ha llevado a bordo tradicionalmente varios sensores, siendo el más conocido el Sistema de Barrido Multiespectral (Multispectral Scanning System, MSS). Los satélites 4 y 5 de la generación Landsat cuentan con otro sensor adicional, el Thematic Mapper (TM). Las mejoras que este sensor ofrece respecto al MSS consisten en la ampliación de la resolución espectral (fig. 2) en longitudes de onda pertenecientes a la región del Infrarrojo Próximo (bandas 5 y 7), y una mayor resolución espacial, que proporciona mayor definición visual que el MSS. La banda 7 se centra en la longitud de 2,2 μm, región que hemos señalado como crítica para la detección de filosilicatos.

Estos sensores registran la reflectancia de la superficie de la tierra sobre un área elemental, cuyas dimensiones varían con el sensor. Este elemento unidad, conocido como pixel (picture element), cubre un cuadrado de 80 m. de lado para el MSS, y de 30 para el TM. El sensor registra un

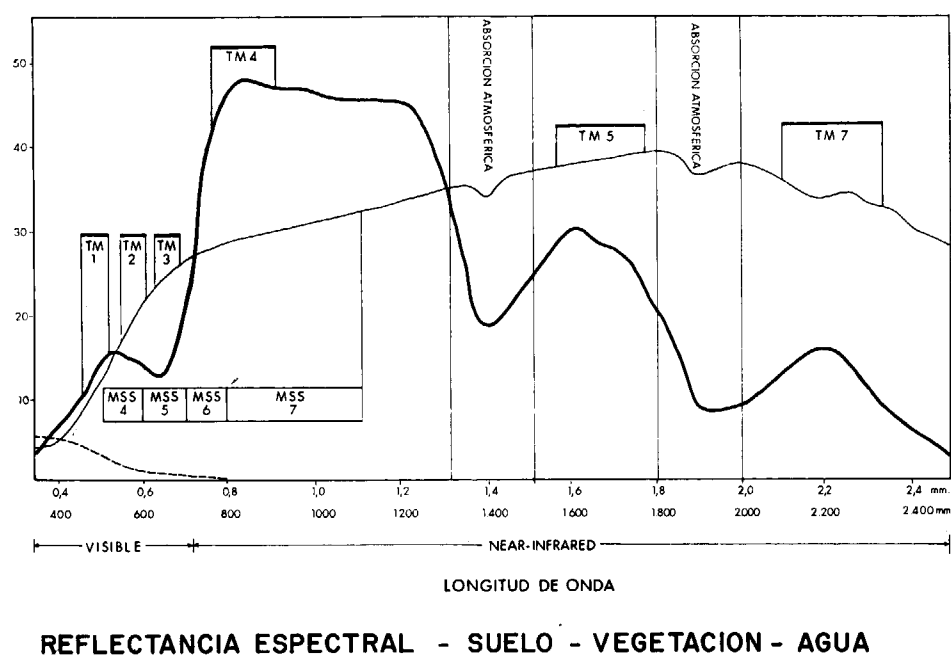


Figura 2.—Curvas espectrales simplificadas para el agua, suelo y vegetación, y localización de las bandas de los sensores MSS y TM.

valor numérico comprendido entre 0 y 255 para cada pixel en una cinta magnética, valores que son traducibles en niveles de gris en la imagen producida al procesar en un ordenador los datos provenientes del satélite. De este modo se obtienen imágenes en blanco y negro similares a fotografías para cada una de las bandas de un sensor, que difieren ligeramente entre sí al recoger valores de luminosidad en distintos intervalos de longitud de onda del espectro. Las imágenes en blanco y negro de bandas individuales son productos sencillos, a partir de los cuales se pueden hacer diversas combinaciones destinadas a resaltar los materiales que conforman la superficie terrestre.

El tratamiento digital de imágenes es la técnica que trata de transformar una imagen, por medio de operaciones matemáticas realizadas sobre los valores de gris de una o varias imágenes realizadas por un ordenador provisto de un lote de programas adecuado (CONDIT & CHÁVEZ, 1979).

En este trabajo se realiza un intento de evaluar la capacidad de aportar información de interés en geología, de un tratamiento conocido como Análisis de Componentes Principales, a partir de imágenes TM, procesadas en un sistema IBM 7350 en el Centro Científico de IBM, asociado a la Universidad Autónoma de Madrid.

MARCO GEOLOGICO

El área seleccionada para este estudio se encuadra en el Macizo Hespérico de la Península Ibérica (fig. 3).

Dentro de la Zona Centroibérica (LOTZE, 1945), y en su zona suroriental, existen varios batolitos graníticos bien individualizados, que destacan en las llanuras de las facies pizarrosas del Complejo Esquistoso Grauváquico, al que se le atribuye una edad Precámbrico Superior. Los granitos más idóneos, tanto por su tamaño, que les hace adaptables a un estudio en la pantalla de 1024×1024, disponible en el sistema de tratamiento que se utiliza, como por la singularidad de sus condiciones de afloramiento, son los de batolitos de Trujillo y Plasenzuela.

El granito de Plasenzuela es un cuerpo ovalado en dirección N-S con una disposición de facies petrológicas casi concéntrica. Presenta una parte central en la que se emplaza una facies de grano grueso como moscovita y biotita, en la que el tamaño de los fenocristales de feldespato va aumentando progresivamente hacia el interior. Le rodea un anillo externo de aplitas leucocráticas presentando contactos indentados con las facies de grano grueso (MONTESERÍN LÓPEZ y PÉREZ ROJAS, 1982).

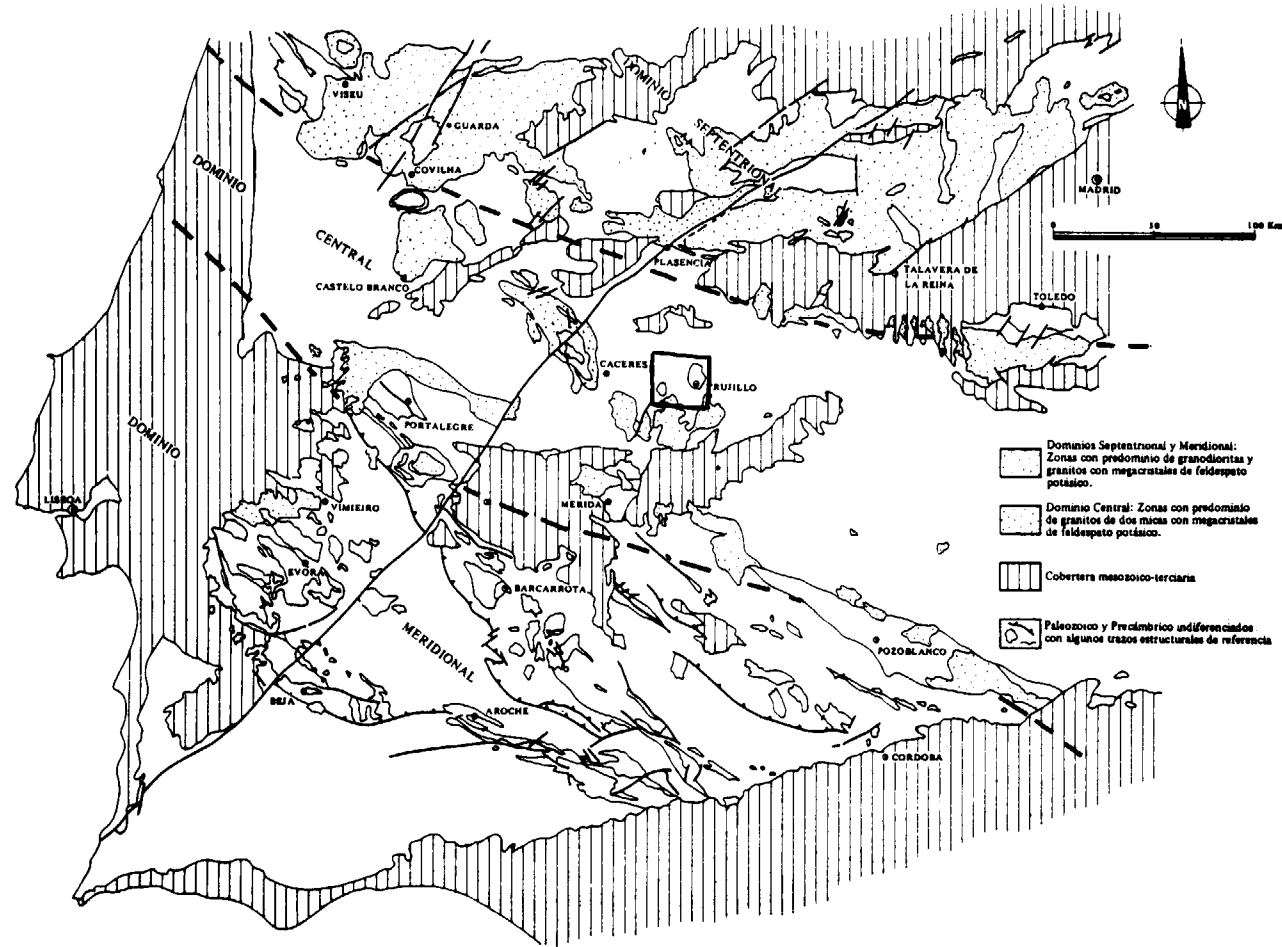


Figura 3.—Esquema de situación en el sector meridional de la Zona Centro-Ibérica.

La distribución de facies petrológicas se invierte en el granito de Trujillo, donde las facies leucocráticas de grano fino aparecen en el centro rodeadas por facies de dos micas y grano grueso. Existe turmalina distribuida irregularmente, especialmente en el borde occidental.

El nivel de fracturación de los cuerpos graníticos es importante, manifestándose en dos direcciones preferentes que aparecen aproximadamente con la misma intensidad. La primera, E-O, se manifiesta de modo relevante en el granito de Plasenzuela en dos fracturas próximas entre sí que atraviesan el cuerpo granítico en su parte central, y se amortiguan en el encajante (fig. 4).

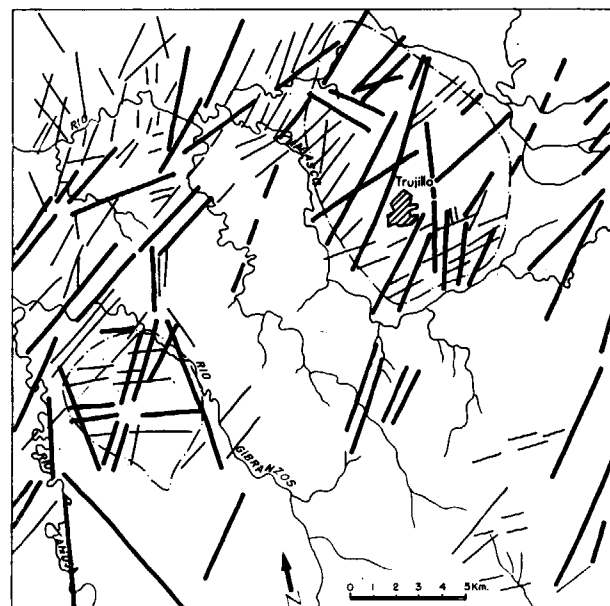


Figura 4.—Mapa de lineamientos, realizado sobre una imagen TM 7 en blanco y negro.

Un segundo sistema de fracturas se dispone en dirección NNE-SSO en forma de dos accidentes igualmente próximos entre sí, y que cortan a los primeros en la zona central del batolito.

Las dos direcciones de fracturación se manifiestan en la disposición de las diaclasas, como muestra el diagrama de polos proyectados estereográficamente por métodos convencionales (TURNER & WEISS, 1963) (fig. 5 A).

En Trujillo se aprecia igualmente una fracturación intensa. Se mantiene muy bien representada a gran escala la dirección NE-SO (fig. 4) y no tanto la E-O. Sin embargo, en la zona sur del batolito se observan fracturas bien desarrolladas en dirección N-S. Los diagramas de proyección de polos de diaclasas en esta zona (fig. 5 B) muestran una distribución predominante de dos direcciones ortogonales entre sí, E-O y N-S donde la N-S es más intensa. La dirección NE-SO, mejor desarrollada regionalmente, tiene poca influencia en este sector.

Las fracturas mayores controlan claros rasgos geomorfológicos, expresándose como valles que sirven de cauces a corrientes de agua de poca importancia. El carácter deprimido de estas zonas y la disponibilidad de agua superficial las convierten en zonas de pradera, con una vegetación característica de pasto. El granito no afectado por fracturas de tal envergadura constituye un berrocal de mayor relieve recubierto casi en su totalidad por distintas especies de musgos y líquenes, y algunos matorrales, fundamentalmente carrascas y escobas, que aprovechan las diaclasas para enraizar (*Quercus Ilex*, *Sarothamnus Scoparius*).

Los granitos de Plasenzuela y Trujillo instruyen en el seno de una amplia penillanura formada por el Complejo Esquistoso Grauváquico (CEG) del Gran Anticlinorio Centroextremeño. El CEG está constituido por una serie potente y monótona de pizarras y grauvacas, y algunos lentejones de calizas, afectada por un metamorfismo regional de grado bajo (facies de los Esquistos Verdes de Winkler). Los granitos producen aureolas de metamorfismo de contacto en las rocas encajantes, con desarrollo local de andalucita y biotita.

La llanura del CEG está provista de vegetación en su mayor parte, ya que los cultivos de cereales en régimen de barbecho están generalizados. Allí donde no hay cultivos aparece la dehesa, combinación de encinas espaciadas y pastos.

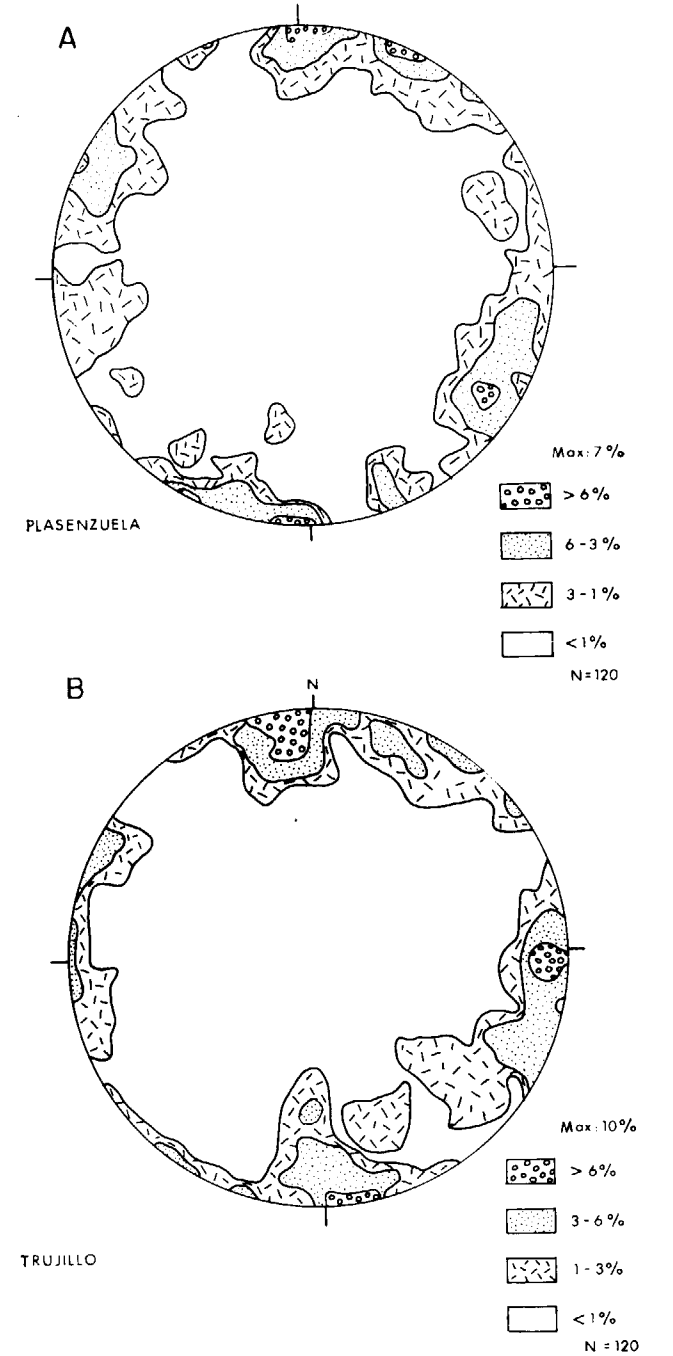


Figura 5.—Diagrama de proyección estereográfica de polos de diaclasas.
A: Plasenzuela (zona septentrional).
B: Trujillo (zona meridional).

METODO DE ESTUDIO

El método empleado fundamentalmente en este estudio consiste en el uso de una de las muchas

técnicas de tratamiento digital sobre una imagen Thematic Mapper tomada en el mes de agosto de 1984, con el objeto de evaluar las posibilidades de mejorar la información geológica que aportan estas imágenes.

Es frecuente que la información espectral en ciertas bandas sea muy similar. La alta correlación entre bandas se debe a que la respuesta espectral de la superficie considerada es similar en cada banda debido a la topografía de la superficie, o a que distintos objetos pueden presentar reflectancias similares en bandas consecutivas.

Para evitar redundancia en la información es conveniente examinar la distribución de valores de intensidad en cada banda individual, y realizar transformaciones que resalten las propiedades espectrales bien individualizadas.

Una de estas transformaciones es el Análisis de Componentes Principales, también llamado transformación de Karhunen-Loeve (fig. 6). Este análisis consiste en aplicar una transformación lineal a los valores de intensidades originales utilizando la matriz de covarianzas (tabla 1). Con ello se consigue un resultado en que los datos no están correlacionados, y se ordenan según un grado decreciente de varianza (SANTISTEBAN & MUÑOZ, 1978).

De este modo, la información más representada estadísticamente en la imagen se concentra en las primeras componentes, mientras que las últimas recogen la información más significativa. Por ello, las imágenes en las que se hacen intervenir componentes principales de orden avanzado ofrecen un aspecto granulado y peor definición que

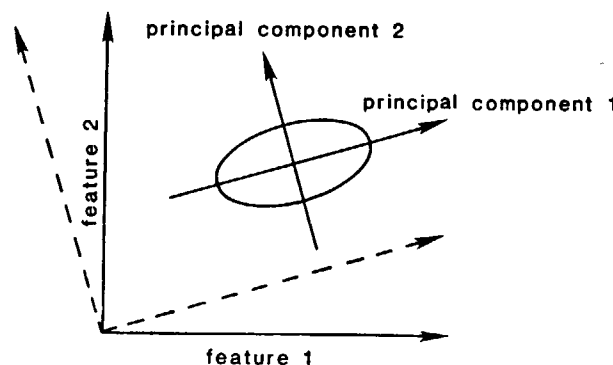


Figura 6.—Transformación de componentes principales de una distribución binaria (in SCHOWENGERDT, 1983).

aquellas en que participan componentes de primer orden.

Se obtienen tantas componentes principales como bandas se han hecho intervenir. Cada una de las componentes principales es una nueva imagen. Las imágenes resultantes se combinan de tres en tres en composiciones de color en las que se asignan los colores rojo, verde y azul a cada una de las tres imágenes que se quieren combinar.

Este análisis se ha realizado utilizando un sistema experimental de tratamiento digital de imágenes conocido como IBM 7350 Image Processing System, provisto de un paquete de software designado HLIPS (High Level Image Processing System). Este sistema ha sido ideado para el tratamiento de imágenes Landsat.

Se han utilizado las bandas 1, 2, 3, 4, 5 y 7 del TM para obtener seis componentes principales. La banda 6 ha sido excluida, ya que al poseer una resolución espacial menor que las demás, introduce dificultades de tipo geométrico y espectral.

ANALISIS ESTADISTICO

1. Bandas individuales

En el área de Trujillo y Plasenzuela se ha realizado un análisis estadístico sobre las seis bandas de la imagen TM considerada.

En el histograma que muestra la distribución de frecuencias en las seis bandas para valores de intensidades de gris entre 0 y 255 (lám. 1), se manifiesta una correlación muy alta entre las bandas 3, 4 y 7.

La banda 5 se individualiza de modo señalado, al recoger el rango de valores más altos en reflectancia. Con el intervalo de valores de reflectancia más bajos se sitúa la banda 2. La banda 4 recoge un tramo de valores intermedio entre las bandas 2 y 5, que a su vez es más alto que el que agrupa a las bandas 3, 4 y 7. En resumen, la imagen de bandas individuales más oscura será la banda 2, progresando hacia niveles más claros por el siguiente orden: 5, 3 y 7, 4 y 5.

La matriz de correlación de bandas individuales (tabla 1) muestra que las bandas mejor correlacionadas con índices superiores a 0,9 son las 1, 2 y 3. Por tanto, una combinación en falso color forma-

do por estas tres bandas ofrecerá un contraste pobre. La banda 2 ofrece los índices siguientes en magnitud, del orden de 0,8, con todas las demás bandas.

TABLA 1
Matriz de correlación de bandas individuales.
Bandas 1, 2, 3, 4, 5 y 7

Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 7
Medias					
72.6414	139.9870	64.2834	62.7216	47.5349	96.8992
Desviaciones standard					
11.7532	21.9719	12.5064	14.0188	8.6547	10.9813
Matriz de correlación					
1.000	0.961	0.922	0.759	0.605	0.774
0.961	1.000	0.972	0.827	0.826	0.761
0.922	0.972	1.000	0.864	0.674	0.752
0.759	0.827	0.864	1.000	0.650	0.597
0.605	0.826	0.674	0.650	1.000	0.831
0.774	0.761	0.752	0.597	0.831	1.000

Son las bandas 7 y 5, las que recogen índices de correlación menores. Los más bajos son los existentes entre las bandas 4 y 7, y 4 y 5. Es de esperar que un falso color formado por las bandas 4, 5 y 7 presente el mayor contraste posible (lám. 2).

2. Componentes principales

En la tabla 2 se recogen los resultados de efectuar una transformación de componentes principales sobre seis bandas. Casi el 80 por 100 de la información espectral se concentra en la primera componente principal, dejando el 20 por 100 para las restantes. De todas ellas la segunda ocupará un 14 por 100, y la proporción disminuye progresivamente en las restantes componentes. Las tres primeras acumulan el 98 por 100 de toda la información.

La matriz de Eigenectores permite discriminar la participación de las bandas individuales en cada una de las componentes principales (LESS, LETTIS & BERNSTEIN, 1985).

La componente principal 1 está dominada por

TABLA 2
Matriz de Eigenectores para un Análisis de Componentes Principales realizado con las bandas 1, 2, 3, 4, 5 y 7

CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6
Eigenvalues					
931.0	161.2	52.73	14.79	8.43	1.19
Varianza porcentual					
79.61	13.78	4.50	1.26	0.72	0.10
Varianza porcentual acumulada					
79.61	93.40	97.91	99.17	99.89	100.00
Eigenectores					
0.3190	0.3073	-0.6599	-0.5754	0.1872	-0.0446
0.6614	-0.6698	-0.1987	0.2552	0.0718	0.0623
0.3686	-0.0946	0.6504	-0.6343	-0.1499	-0.0846
0.4135	0.4458	-0.0384	0.3300	-0.6375	-0.3365
0.2452	0.3257	0.1112	0.0982	-0.0438	0.8998
0.3059	0.3780	0.2967	0.2874	0.7272	-0.2528

la banda 2, lo que indica sensibilidad al grado de vigor de las plantas (fig. 7). Participan en menor medida las bandas 4 y 3, que se asocian de manera convencional al contenido de agua en vegetación y suelo. La componente principal 1 proporciona información principalmente sobre el estado de la vegetación y el grado de humedad del suelo. Ocurre lo mismo con la segunda componente principal. En la tercera y cuarta componentes principales participan de modo destacado y con igual importancia las bandas 1 y 3, utilizadas ambas en la detección de características de cuerpos de agua y superficies cubiertas por vegetación.

En cambio, en la quinta componente pasa a tomar el protagonismo la banda 7, en la que se concentran los picos de absorción de minerales hidratados. La banda 5, con el vector de mayor valor absoluto de la tabla, domina la componente principal seis. Esta componente proporcionará información sobre contenidos de humedad en la superficie.

3. Reconocimiento de clases

Con el objeto de hacer un análisis más detallado del significado espectral de cada una de las componentes principales, han sido seleccionadas varias clases basadas en el uso de suelo.

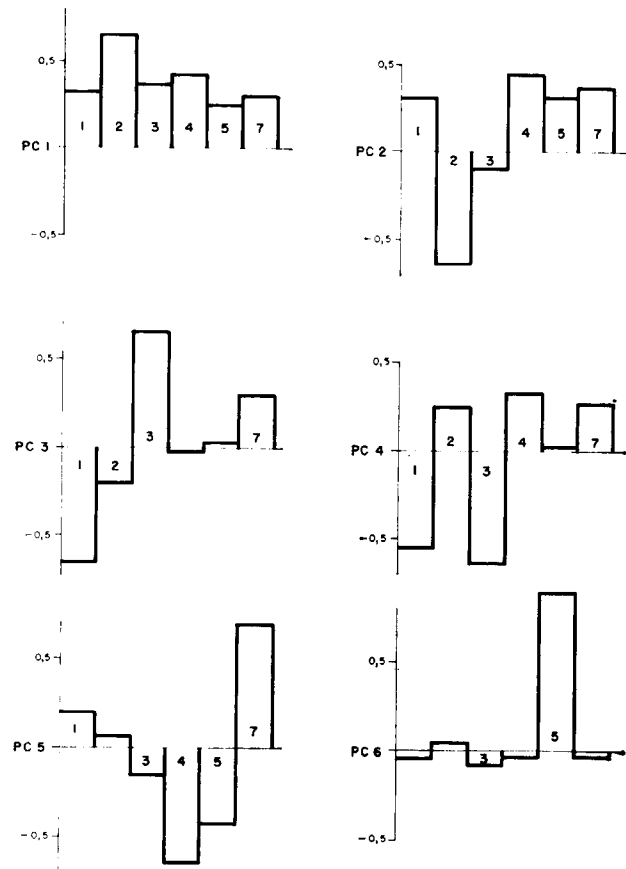


Figura 7.—Pesos de las bandas TM 1, 2, 3, 4, 5 y 7 en las CP 1, 2, 3, 4, 5 y 6 (según tabla 2).

Las superficies planas ocupadas por el Complejo Esquistoso Grauváquico están extensamente cultivadas. La mayor parte de los campos cultivados se dedican a la producción de cereales, además de algunas plantaciones de olivos espaciados, entre los cuales se intercalan en ocasiones cereales o vides. El clima mediterráneo del área obliga a un cultivo alternado del suelo, para permitir su recuperación en sustancias nutritivas después de cada cosecha. De este modo, una parcela se deja descansar durante dos o tres años antes de ser labrada y sembrada de nuevo.

La distribución de colores sobre los campos cultivados en las imágenes, fácilmente reconocibles por su forma poligonal, responde al distinto estado en que se encuentran en la secuencia de cultivo. Ya que las coloraciones son especialmente llamativas alrededor de los granitos, y dentro de la zona de metamorfismo de contacto, se han es-

tablecido cinco clases, basándose en características de vegetación y geológicas. Las áreas tomadas como muestra se han seleccionado cuidadosamente comprobando en el campo su situación agrícola y litología en el momento en que se registró la imagen, completando observaciones con estudio de lámina delgada. Tanto los terrenos cercanos a los granitos como los alejados de ellos, están afectados por un metamorfismo regional de bajo grado. Para simplificar, siempre que se hable en adelante de metamorfismo, se entenderá solamente el relativo a la influencia térmica producida por la intrusión de cuerpos graníticos en las rocas encajantes.

Cerca del contacto con los granitos, y dentro de la zona afectada por el metamorfismo de contacto, han sido localizados campos que estaban recién arados en la época en que se tomó la imagen, y otros que se encontraban en período de descanso después de la cosecha. Con el mismo criterio, se han tomado campos recién arados y en barbecho, alejados de los granitos, y en principio, libres de la influencia del metamorfismo de contacto. También se ha añadido una amplia área ocupada por granito.

Los valores medios de los números digitales correspondientes a estas clases en todas las componentes principales (tabla 3) se han proyectado en diagramas bidimensionales. Haciendo todas las combinaciones posibles entre las distintas componentes de dos en dos, se extrae una idea de la capacidad discriminatoria del tratamiento para las clases seleccionadas.

Es fácil observar que el diagrama que recoge los datos de la segunda y tercera componentes principales es aquel en que las cinco clases están mejor separadas. La línea de puntos separa los campos recién arados en la parte superior, de los que ostentan crecimiento de vegetación y los granitos, con su recubrimiento característico de líquenes. De modo que las dos zonas en que se divide el diagrama corresponderían a respuestas espectrales del suelo sin recubrimiento de vegetación, y a zonas con cierta cubierta vegetal.

Una composición en color con estas dos componentes (lám. 4) ilustrará con mayor precisión estas diferencias, aunque las diferencias de tonos sean menos acusadas que en una composición en tres colores.

No se repite en ningún otro caso una separación

TABLA 3
Valores medios de DN para cinco clases en PC 1, 2, 3, 4, 5 y 6

	Metamórfico	Abierto	No metamórfico	Abierto	Metamórfico en barbecho	No metamórfico en barbecho	Granito			
PC 1	119.8	121.8	127.9	166.0	164.4	140.6	142.8	139.5	137.1	129.0
PC 2	143.9	142.7	140.6	138.8	138.8	135.1	134.0	128.2	127.0	120.0
PC 3	133.0	132.9	132.3	132.2	133.8	121.0	122.4	123.7	123.9	129.2
PC 4	124.5	125.2	126.5	130.5	128.7	125.7	125.5	125.8	125.9	126.9
PC 5	126.0	126.1	127.6	124.8	127.9	125.9	126.7	126.4	126.4	127.3
PC 6	127.3	127.1	127.1	127.3	127.5	126.6	126.7	126.9	126.7	127.0

tan clara de todas las clases. Sin embargo, en todas las combinaciones en que participa la segunda componente principal (fig. 8) se individualizan bien los campos recién arados en zonas afectadas por el metamorfismo de contacto, y los campos en barbecho no afectados por él. En las mismas combinaciones es otra característica común la mezcla entre campos metamórficos en barbecho y campos recién arados no metamorfizados.

En aquellas combinaciones en que toma parte la tercera componente principal, puede trazarse una línea que separa las áreas desprovistas de vegetación de las demás. Si bien, como ya ha sido señalado, sólo existe una discriminación clara entre las zonas metamórficas y no metamórficas en la relación entre la segunda y tercera componentes.

Comparando las imágenes en blanco y negro de cada una de las componentes, es en la CP3 donde los campos aparecen más nítidamente perfilados y en tonos blancos y negros según tengan vegetación o no (lám. 3).

La cuarta componente principal no aporta novedades significativas, y todas las combinaciones en que interviene la quinta hacen gala de confusión al compararlas con sus homólogas con otras componentes.

La compresión de la información que produce este tratamiento se pone de manifiesto en una reducción del rango de valores de DN en el que se distribuyen las clases. Los diagramas de componentes avanzadas presentan puntos mucho más próximos entre sí que en las primeras componentes. Por ejemplo, todos los diagramas en que aparece la CP 6 (fig. 8) muestran los rangos más estrechos de DN, y sucede lo contrario al considerar la CP 1.

Concluimos, por tanto, que una combinación entre la segunda y tercera componentes principales es la óptima para la discriminación entre las clases descritas. Asimismo, la tercera componente principal es especialmente útil para diferenciar áreas cubiertas por vegetación y desprovistas de ella.

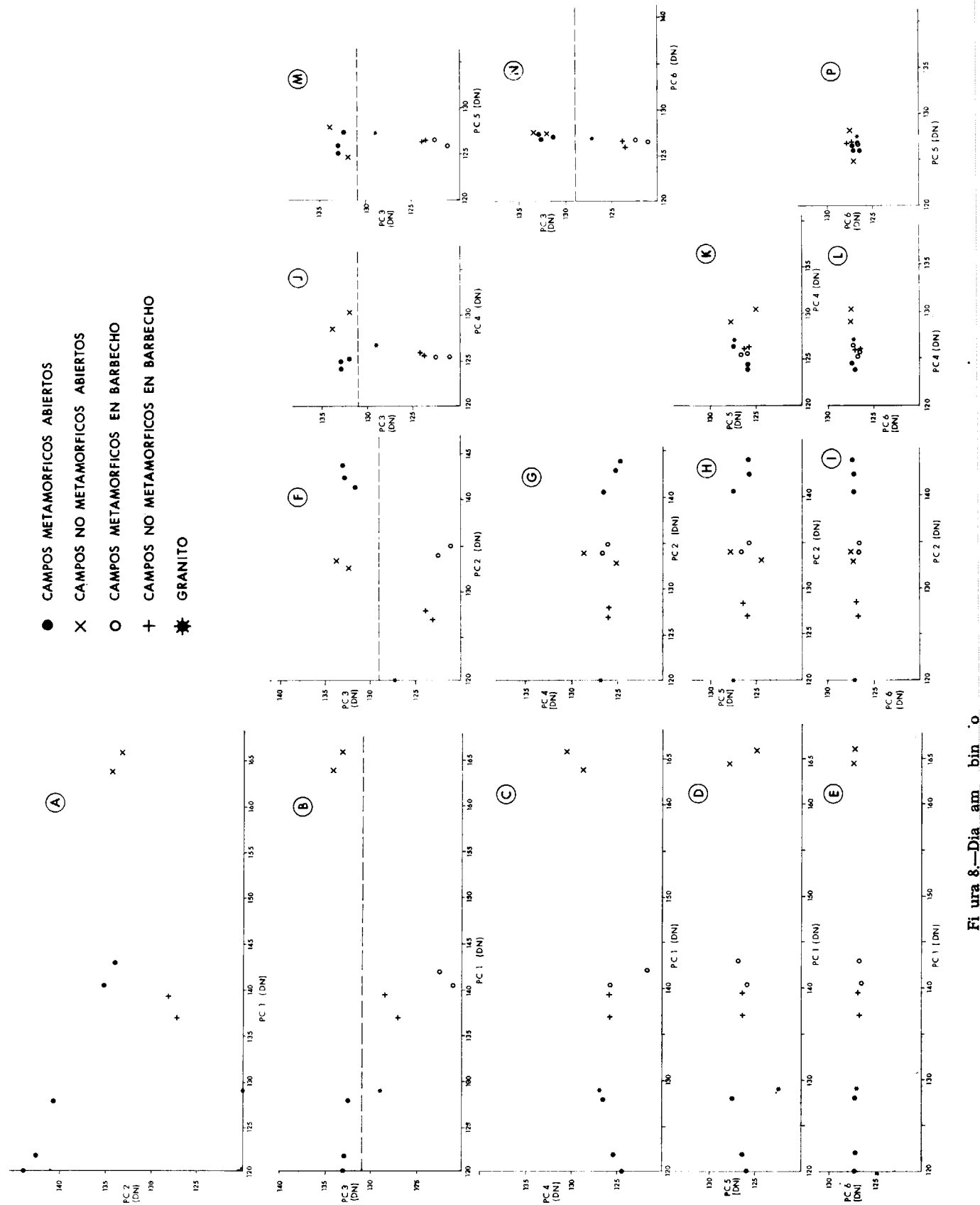
Si tenemos en cuenta los pesos relativos que cada una de las bandas individuales proporciona a las CP 2 y 3, observaremos pocos rasgos comunes (fig. 7). Lo cual contribuye sin duda a acentuar el contraste detectado entre las clases seleccionadas.

Llama la atención la coincidencia en las predicciones que se hacen en el capítulo anterior sobre la capacidad de la tercera componente principal para informar sobre las superficies cubiertas por vegetación. El muestreo sobre zonas concretas ha confirmado esta capacidad.

Sin embargo, el gran confusionismo entre clases registrado al tomar los datos en la CP 5 contradice la suposición formulada de que aportaría datos sobre características litológicas. Sin duda, la participación de otras bandas, y la sutileza de las diferencias texturales y mineralógicas a detectar, hace necesario un estudio más detallado en el que se hagan intervenir otras variables.

INTERPRETACION DE LAS IMAGENES

Las imágenes formadas con tres componentes principales a las que se asignan colores rojo, verde y azul, son fácilmente distinguibles de las imágenes en falso color de bandas individuales. Lo más llamativo es la menor expresión de rasgos topográficos. Las dos primeras componentes prin-



cipales muestran una relación visual similar a la que existe entre un positivo y un negativo fotográfico (lám. 3). Como acumulan el 94 por 100 de la información, presentan el mismo grado de definición aproximadamente que un falso color de bandas individuales (lám. 5). Las componentes 3 y 4 recogen más ruido, como muestra la combinación CP 234 (lám. 6). Aquí el ruido se manifiesta, por ejemplo, en la mayor notoriedad con que aparece la nube de humo al oeste del granito de Plasenzuela, procedente de un incendio localizado cerca de la carretera Trujillo-Cáceres, al N del mismo batolito. Este efecto se observa con mayor intensidad en las imágenes en que intervienen componentes 4 y 5 (lám. 7). En ésta es fácil observar también un debilitamiento de los rasgos asociados a las laderas de los ríos (ver en el cuadrante NO el curso del río Gibranzos). Además del ruido no sistemático, buen ejemplo del cual es el humo, es claramente visible el ruido sistemático horizontal producido por el barrido del sensor (láms. 3 y 7).

La CP 1, 2, 3 y 4, al estar dominadas por las bandas 1, 2 y 3 recogen información sobre el estado de la vegetación (lám. 5). Los datos tratados corresponden al verano, época en que la vegetación presenta un estado de mínimo vigor. Los índices de absorción de clorofila serán bajos, por lo que la respuesta espectral en las bandas 2 y 3 será baja. A pesar de ello, la capacidad de absorción de clorofila es suficiente como para que la presencia de vegetación sea especialmente recogida por la tercera componente principal (lám. 3).

Las imágenes CP 123 (lám. 5) y CP 234 (lám. 6), con las variaciones CP 321 y CP 213, ofrecerán el máximo de información sobre anomalías geobotánicas. En ambas imágenes, la coloración de los dos batolitos indica el predominio de la tercera componente principal. Ya que los granitos están cubiertos uniformemente por líquenes, es de suponer que es esta la circunstancia que decide una respuesta espectral distintiva en la tercera componente. Los pequeños drenajes que surcan los granitos a lo largo de los cuales crece hierba, toman el color en los dos casos de la segunda componente. Esto puede explicarse por la mayor participación que en la segunda componente tienen las bandas 4 y 5, respecto a la tercera. Las bandas cuatro y cinco producen una respuesta más fuerte de las zonas más húmedas.

Las bandas 1 y 3, que dominan las componentes

3 y 4, proporcionan información sobre el grado de absorción de humedad. Es fácil observar el realce en los pequeños cursos de agua dentro de los granitos, en las dos imágenes en que participan la tercera y cuarta componentes, reforzando el efecto (CP 234 y CP 345) (láms. 6 y 7).

Estas combinaciones son siempre de interés, puesto que el tipo de vegetación, y su grado de desarrollo suele estar asociado a las características del suelo y los rasgos morfológicos del terreno. Todos estos factores dependen en gran medida del sustrato geológico sobre el que aparecen.

Desde el punto de vista de obtener datos sobre litologías, es la CP 5, dominada por la banda 7, la que ofrece mayor interés. Se aprecia una mayor definición en la CP 145 que en las restantes, al participar la CP 1. La peor definida es la CP 345 (lám. 7), que reúne las tres componentes de grado más avanzado del conjunto examinado. La CP 235 (o CP 523) y CP 145 recogen propiedades espectrales similares, puesto que las componentes que participan en las tres combinaciones están dominadas por las mismas bandas en una proporción similar. Por ello es preferible utilizar la CP 145 de un modo especial por su mayor definición. La CP 345 incide, además de en los rasgos litológicos (CP 5), en la diferenciación entre zonas cubiertas por vegetación y desprovistas de ella, y su grado de humedad.

CONCLUSIONES

El tratamiento de imágenes de satélite es una técnica útil para la obtención de datos geológicos en el área estudiada. Tanto las imágenes en falso color de bandas individuales como las distintas combinaciones de componentes principales son capaces de discriminar los dos batolitos graníticos del resto del Complejo Esquistoso Grauváquico.

A partir del análisis estadístico de los parámetros que resumen la distribución de valores de reflectancia en cada una de las imágenes originales utilizadas, se han seleccionado varias combinaciones como más representativas. Un falso color con las bandas 4, 5 y 7 presenta la mayor variabilidad de información en bandas individuales.

El análisis de componentes principales, que ha sido tomado como objeto de estudio específico en este trabajo, ha revelado una mayor selección de

información geológica. Las combinaciones CP 123 y CP 234 han sido consideradas las más adecuadas para el estudio de anomalías geobotánicas, a las que puede añadirse la CP 345. La tercera componente principal es la más eficaz para la discriminación entre zonas cubiertas de vegetación y desprovistas de ella.

El análisis estadístico global de las imágenes ofrece una aproximación valiosa a las combinaciones que pueden ser útiles para extraer determinado tipo de información. Sin embargo, un muestreo particularizado de las características a resaltar puede contradecir estas recomendaciones. La variedad de parámetros que influyen en el aspecto de un rasgo geológico, botánico o humano en superficie, hace necesaria una comprobación cuidadosa, tanto en el campo como en el curso del tratamiento digital, de las circunstancias en que se presentan los objetos que se desea poner de manifiesto.

El sistema IBM 7350 es un instrumento de trabajo rápido y operativo en el tratamiento de imágenes Landsat, para datos correspondientes a zonas seleccionadas en las grandes superficies cubiertas por una imagen TM standard.

AGRADECIMIENTOS

El Centro Científico IBM-UAM ha hecho posible la realización de este trabajo, al poner a disposición el sistema de tratamiento de imágenes.

De manera muy especial agradezco a los integrantes del equipo de Teledetección del Instituto Geológico y Minero de España, la señora Antón-Pacheco, y la señora Payas, que han proporcionado en todo momento consejo y apoyo.

Por último, deseo agradecer al Dr. Lawrence Rowan y a sus colaboradores del United States Geological Survey, cuya experiencia y voluntad docente han sido inestimables en la orientación de esta línea de investigación.

GLOSARIO DE TERMINOS

Banda espectral: Parte preseleccionada del espectro electromagnético.

Composición de color: Imagen en la que se combinan otras tres cuya reflectancia está expresada en valores de gris,

asignándoles a cada una un color (rojo, verde o azul), de modo que los valores de reflectancia se expresan como saturación de tono. Al combinar las tres imágenes monocromas se obtiene una imagen policroma.

Histograma de frecuencia: Tabla que resume el número de elementos unidad (Píxeles) que tienen un valor de gris dado o número digital (DN) en una imagen.

Imagen digital: Serie de valores integrados positivos en dos dimensiones que corresponden a valores discretos de reflectancia espectral que reproducen el aspecto visual de un área determinada.

Número digital (DN): Valor integrado relacionado con la luminosidad (o intensidad de la radiación) de un área determinada de una imagen. Para los datos que proporcionan los satélites Landsat, este valor está comprendido entre 0 y 255.

Pixel (Picture element): Representación digital de la radiación electromagnética del área mínima medida por un detector.

Reflectancia espectral: Relación entre la energía reflejada y la energía incidente sobre una superficie por unidad de área (para una determinada longitud de onda).

Ruido: Valores espúreos de reflectancia espectral que no provienen del objetivo, sino del detector o los sistemas de registro digital, transmisión, recepción y reducción de datos.

Sistema digital productor de imágenes: Conjunto de instrumentos que miden la radiación reflejada por una superficie y que transforman su intensidad en una señal electrónica que se registra como un valor digital sobre una escala predeterminada. Si el sistema es activo, lleva incorporado un emisor de radiación que se reflejará en la superficie a medir.

BIBLIOGRAFIA

CAPOTE, R.: *Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del este de la provincia de Cáceres*. Bol. Geol. y Min., LXXXII, 11, 31-35 (1971).

CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M., y VEGAS, R.: *Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del este de la provincia de Cáceres*. Bol. Geol. y Min., t. LXXXII-11, 147-151 (1971).

CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ-CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VEGAS, R.: *The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif*, Estudios Geol., 33, 4, 343-356 (1977).

CONDIT & CHÁVEZ: *Basic Concepts of Computerized Digital Image Processing for Geologists*. Geol. Surv. Bull., 1462 (1979).

CORRETEGE, L. G., y MARTÍNEZ, F. J.: *Problemas sobre la estructura y emplazamiento de los granitoides: Aplicación a los batolitos hercínicos del Centro-Oeste de la Meseta Ibérica*. Cuad. del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos, núm. 27, 111-137 (1978).

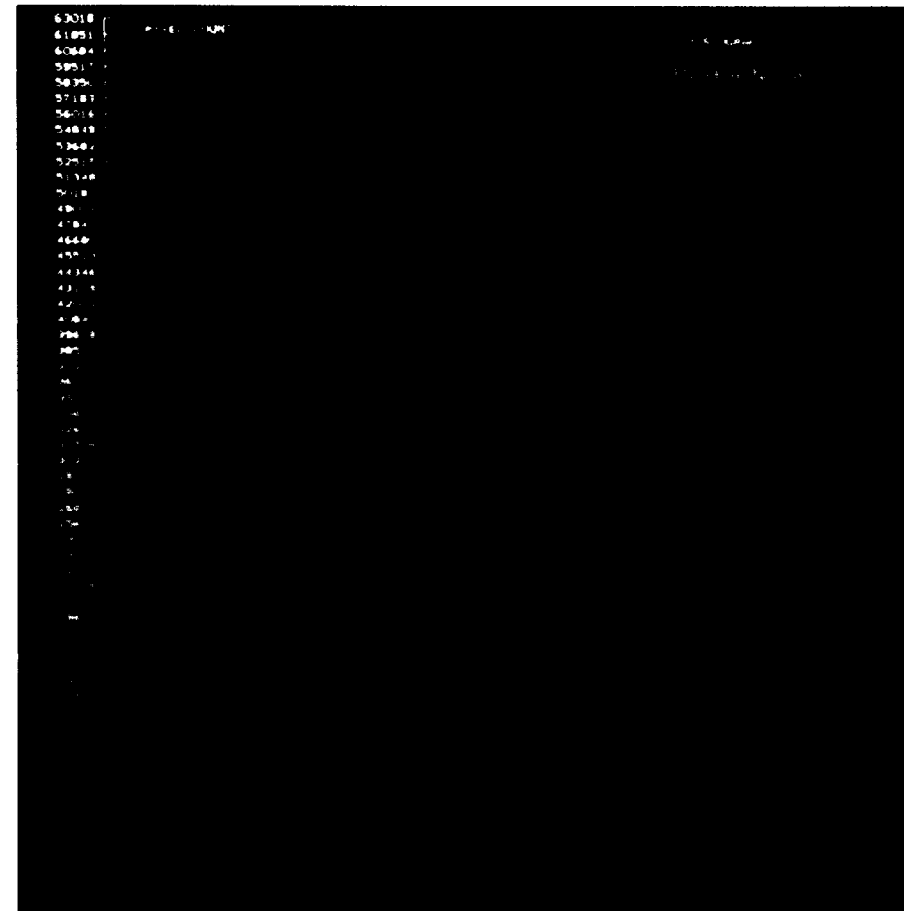


Lámina 1:

Histograma de frecuencias correspondientes a las bandas 1, 2, 3, 4, 5 y 7.

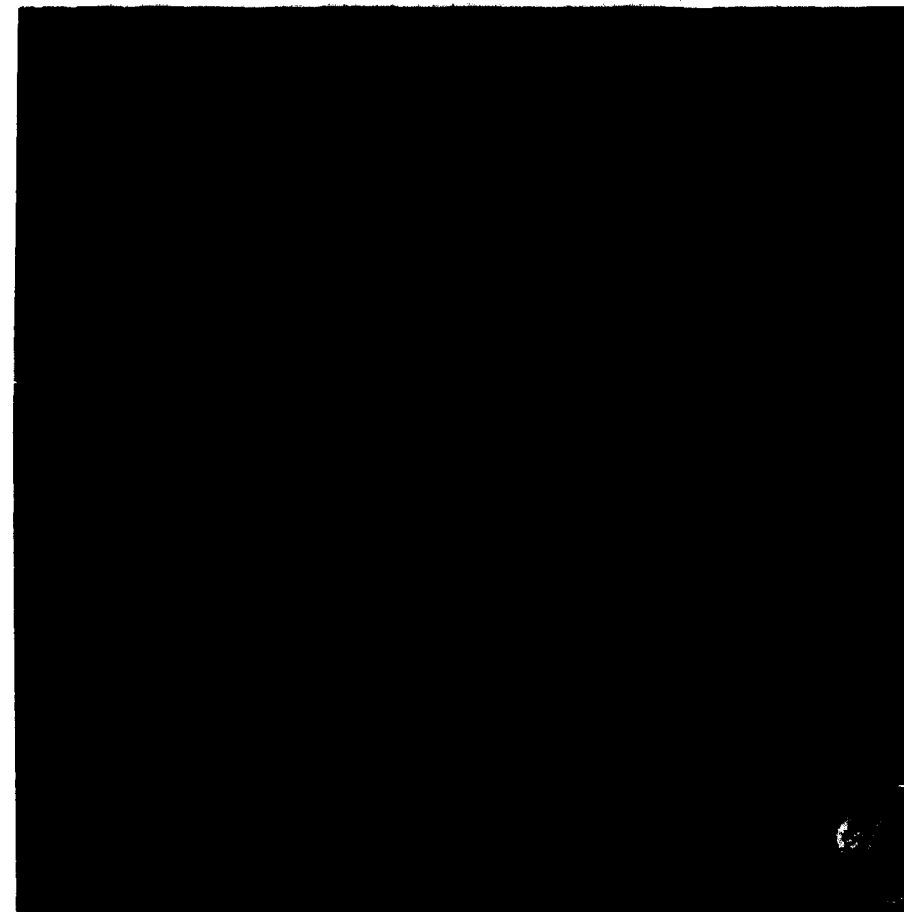


Lámina 2:

Composición en falso color con bandas 5 (rojo), 4 (verde) y 7 (azul).

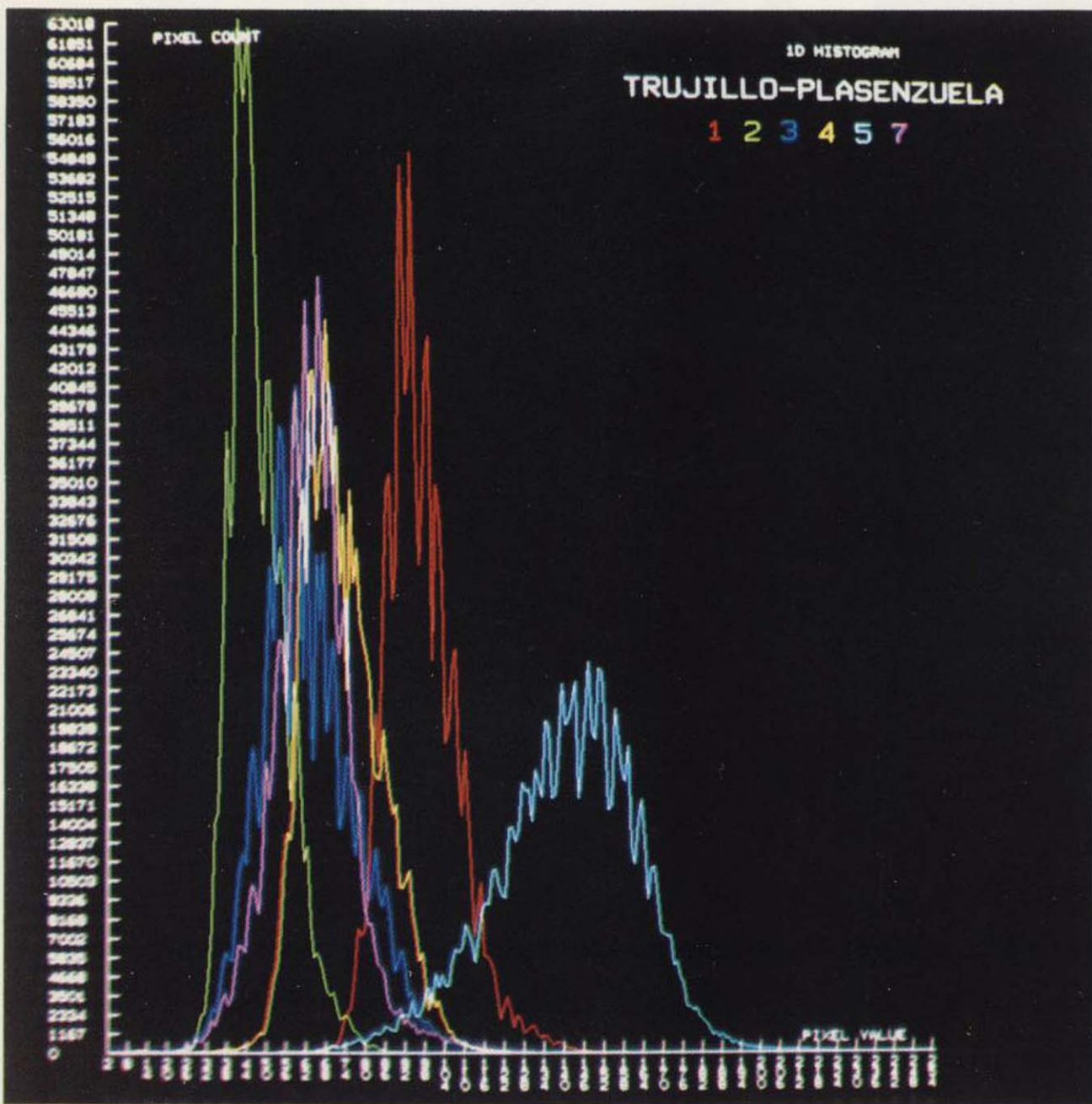


Lámina 1:

Histograma de frecuencias correspondientes a las bandas 1, 2, 3, 4, 5 y 7.

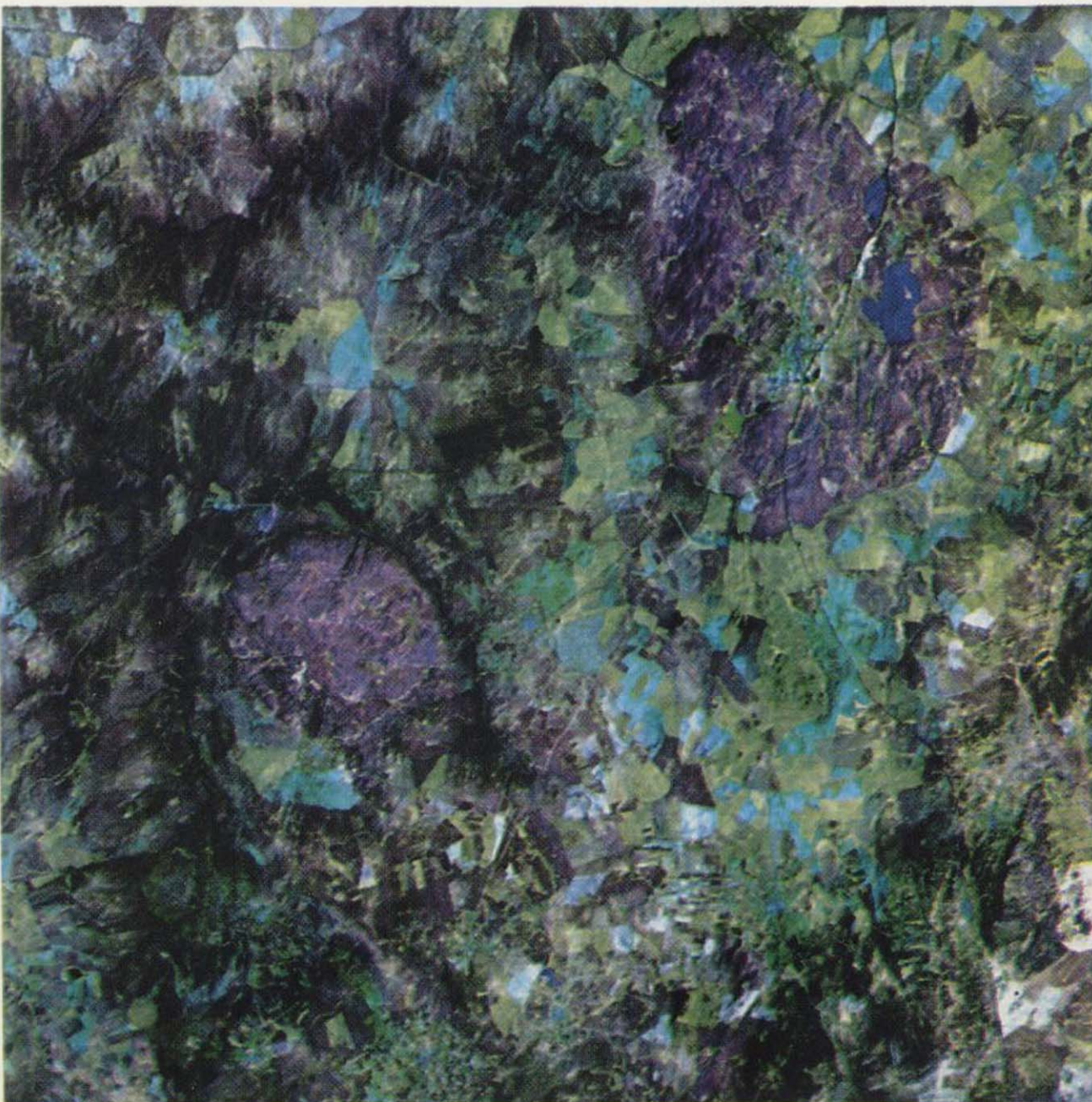
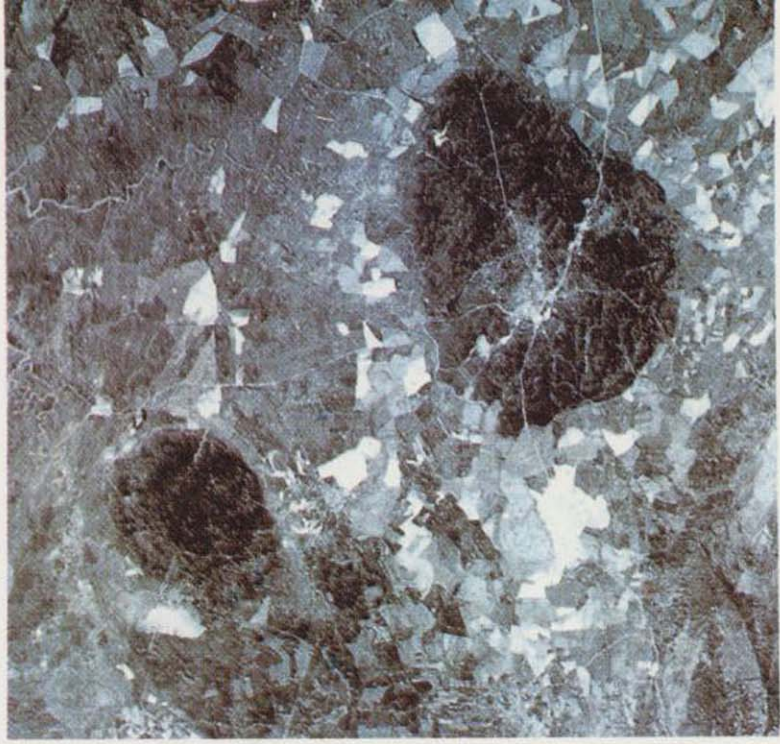


Lámina 2:

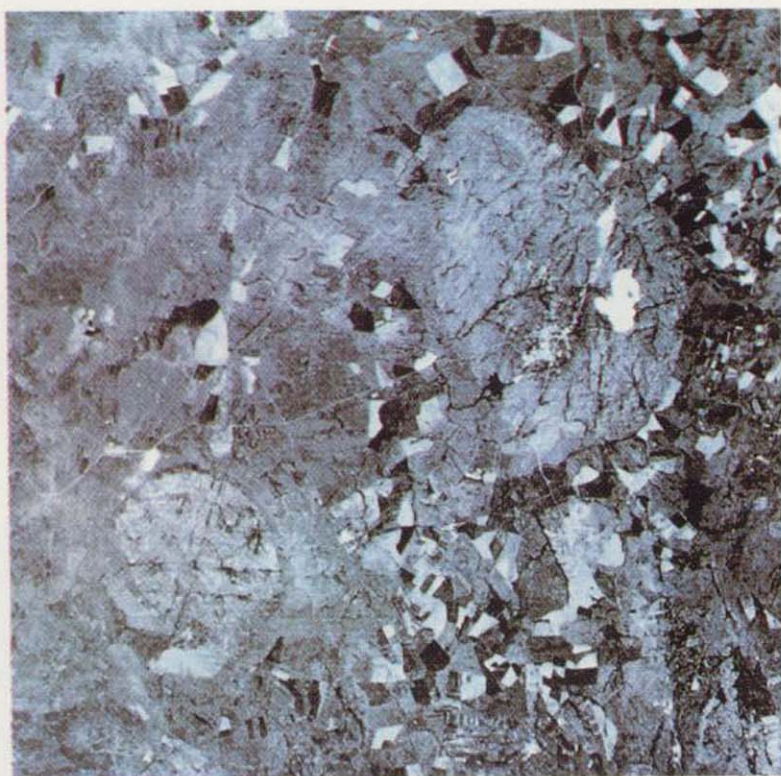
Composición en falso color con bandas 5 (rojo), 4 (verde) y 7 (azul).



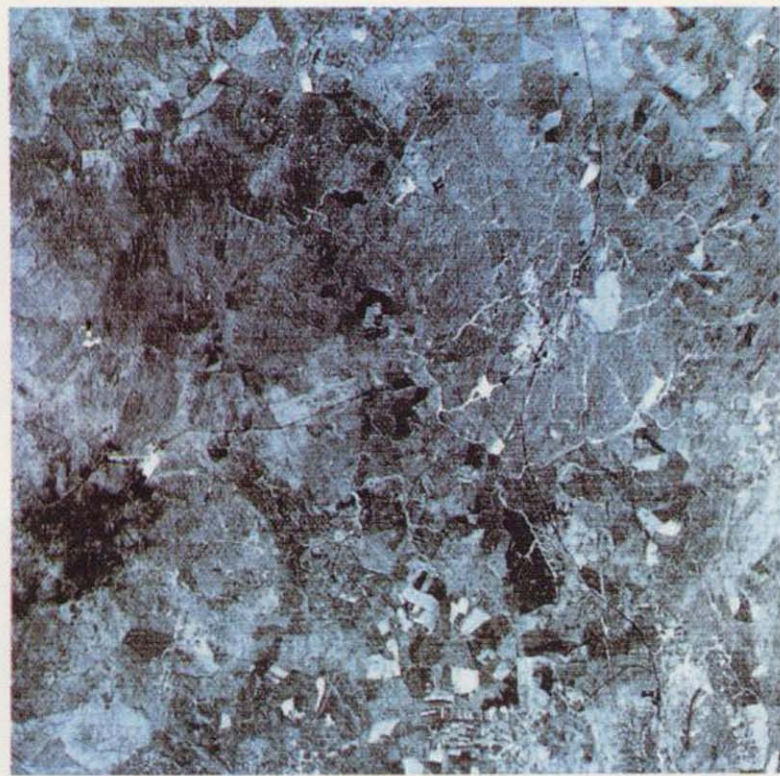
PC 1



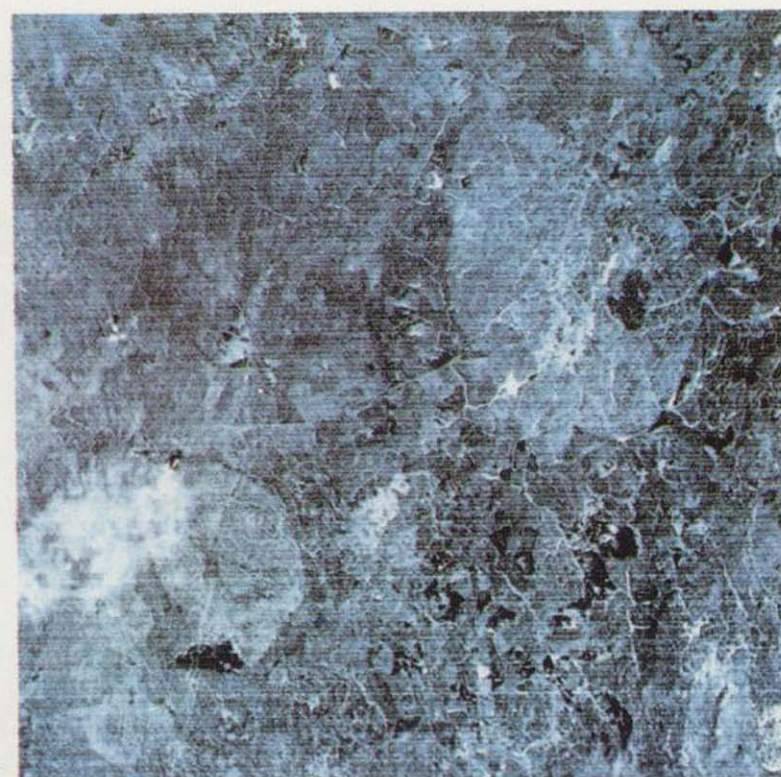
PC 2



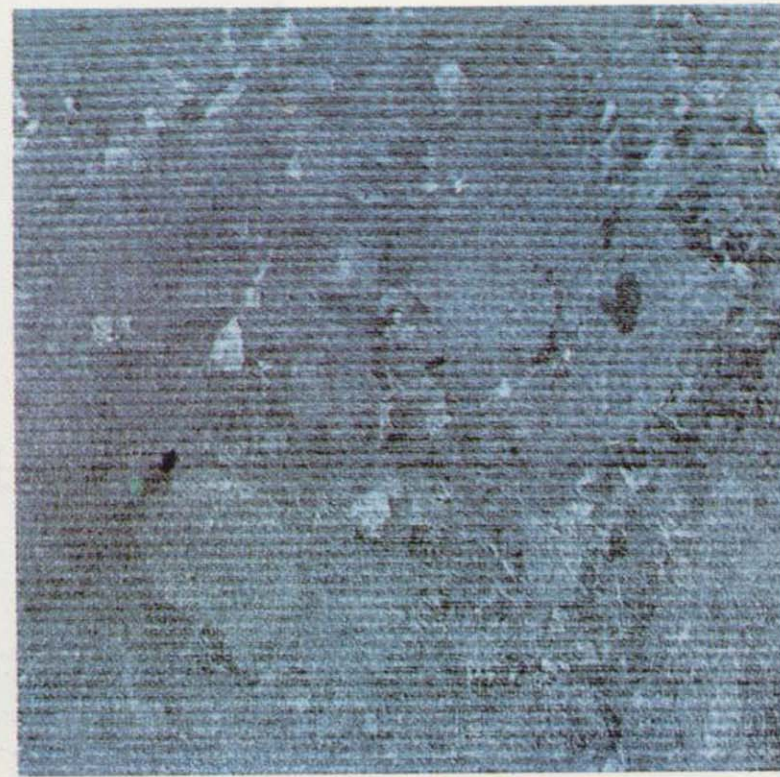
PC 3



PC 4



PC 5



PC 6

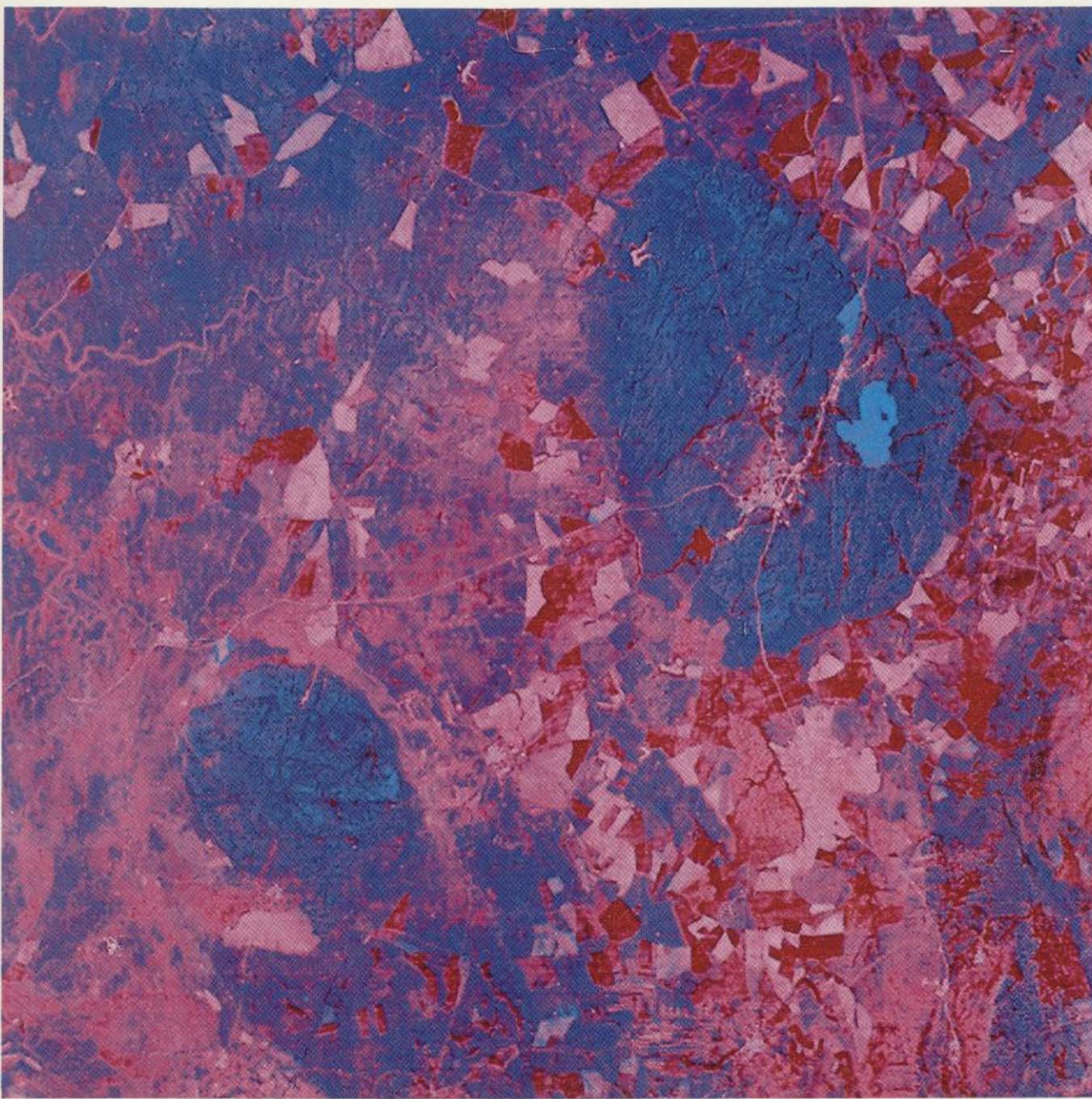


Lámina 4:

Composición de componentes principales 2 (rojo) y 3 (azul).



Lámina 5:

Composición de componentes principales 1 (rojo), 2 (verde) y 3 (azul).



Lámina 6:

Composición de componentes principales 2 (rojo), 3 (verde) y 4 (azul).

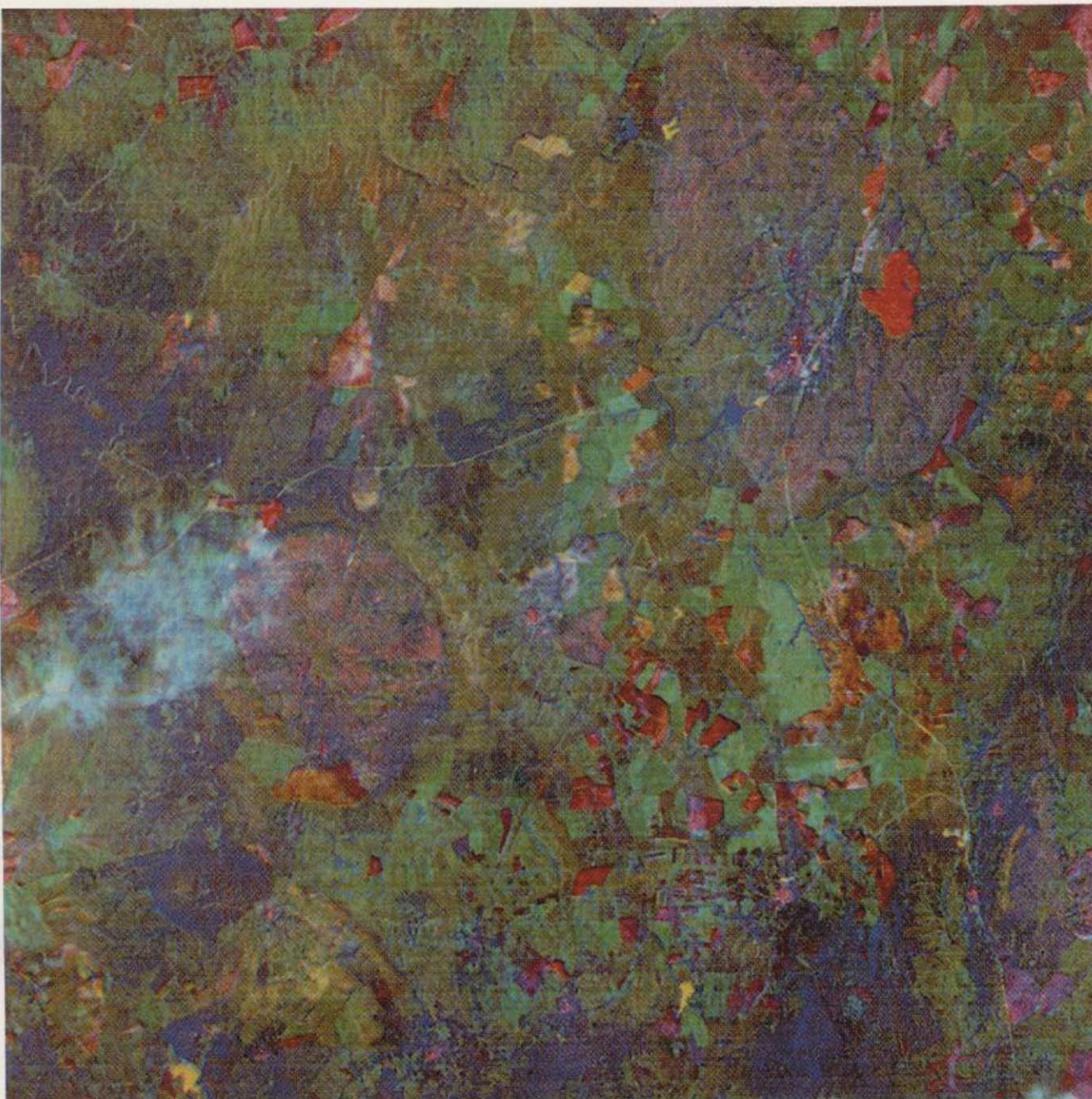


Lámina 7:

Composición de componentes principales 3 (rojo), 4 (verde) y 5 (azul).

- DONKER, N. H. W., y MULDER, N. J.: *Analysis of MSS digital imagery with the aid of Principal Component Transform*, ITC Journal, 1077-3, 434-466 (1977).
- DUDA, R. & HART, P.: *Pattern Classification and Scene Analysis*. J. Wiley & Sons, 472 pp. (1973).
- FRANCHI, P.; GONZÁLEZ, J.; MANTEY, P.; PAOLI, C.; PAROLO, A. & SIMMONS, J.: *Design Issues and Architecture of Hacienda, an Experimental Image Processing System*, IBM J. Res. Develop., vol. 27, núm. 2 (1983).
- GOETZ, A. F. H. & ROWAN, L. C.: *Geologic Remote Sensing*, Science, 211, 781-791 (1981).
- GOETZ, A. F. H.; ROCK, B. N., y ROWAN, L. C.: *Remote Sensing for Exploration: an Overview*, Economic Geology, vol. 78, núm. 4, 573-590 (1983).
- GONZÁLEZ, R. C. & WINTZ, P.: *Digital Image Processing*, Addison Wesley Publishing Co., 431 pp. (1977).
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L.: *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000*, Memoria, Publicaciones IGME (1974).
- LESS, R. D.; LETTIS, W. R., y BERNSTEIN, R.: *Evaluation of Landsat Thematic Mapper Imagery for Geologic Applications*, Proceedings of the IEEE, vol. 73, núm. 6, June 1985 (1985).
- LOTZE: *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*, Geotek. Forsch., 6, 78-92, Berlín. Traducido por J. M. Ríos: *Observaciones respecto a la división de las Variscides de la Meseta Ibérica*, Publ. Extr. Geol. Esp., t. V, 149-166 (1945).
- MONTESERÍN LÓPEZ, V., y PÉREZ ROJAS, A.: *Mapa Geológico y Memoria de la Hoja núm. 705 (12-28)*, Trujillo, Publicaciones del IGME (Magna) (1982).
- ROWAN, L. C.; WETLAUFER, P. H.; GOETZ, A. F. H.; BILLINGLEY, F. C., y STEWART, J. H.: *Discrimination of Rock Type and Detection of Hydrothermally altered Areas in South-Central Nevada by Use of Computer Enhanced ERTS Images*, Geol. Survey Professional Paper, 883, Washington (1976).
- ROWAN, L. C.; GOETZ, A. F. H., y ASHLEY, R. P.: *Discrimination of Hydrothermally Altered and Unaltered Rocks in Visible and Near Infrared Multispectral Images*, Geophysics, vol. 42, núm. 3, 522-535 (1977).
- ROWAN, L. C., y KAHLE, A. B.: *Evaluation of 0,46 to 2,36 μm Multispectral Scanner Images of the East Tintic Mining District, Utah, for Mapping Hydrothermally Altered Rocks*, Economic Geology, vol. 77, 441-452 (1982).
- SANTISTEBAN, A., y MUÑOZ, L.: *Principal Components of a Multispectral Image: Application to a Geological Problem*, IBM J. Res. Develop, vol. 22, núm. 5, sept. 1978, 444-454 (1978).
- SCHOWENGERDT, A.: *Techniques for Image Processing and Classification in Remote Sensing*, Academic Press, 247 pp. (1983).
- TURNER & WEISS: *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*, McGraw Hill Book Co., 545 pp. (1963).
- VEGAS, R.: *Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena Occidental y las sierras al norte de la provincia de Cáceres (Extremadura española)*, Bol. Geol. y Min., t. LXXXII, II-IV, 351-358 (1971).

Recibido: Noviembre 1986.

La estructura del borde Norte de la Sierra de Cameros (La Rioja)

Por F. PEREZ-LORENTE (*)

RESUMEN

En este trabajo se estudia la tectónica del borde Norte de la Sierra de Cameros. Se ajusta la edad de los movimientos terciarios y se determinan las estructuras principales asociadas a los mismos.

ABSTRACT

This paper is a contribution to the structural study of the Northern Sierra de Cameros. There are two fundamental aspects: the age of the tectonic movements and the principal structures associated.

INTRODUCCION

El borde norte de las sierras de la Demanda y de los Cameros, ha sido objeto de numerosos estudios desde hace mucho tiempo. Es un hecho que resalta, la diferencia tan aparente entre el resto del Sistema Ibérico y este conjunto. Ya se conocía que tal borde era cabalgante, pero no ciertos detalles que en este trabajo se citan.

El trabajo se sitúa en la línea de investigación que se realiza en el Colegio Universitario de la Rioja bajo el aspecto de la Tectónica de la Rioja. Junto con otra serie de temas, que han servido para actualizar los conocimientos sobre la geología de esta región, van surgiendo nuevos aspectos, que sirven para el mejor conocimiento tanto de los bordes de la Meseta como para el estudio de la Depresión del Ebro.

ESTRATIGRAFIA

La serie de rocas implicadas en el sector estudiado tienen edades que van desde el Trías hasta el Cuaternario. Las más antiguas se en-

cuentran desenraizadas, por lo que no se les ve su base. En áreas próximas se ve el contacto discordante entre el Trías y el Paleozoico, aunque en la mayor parte de los afloramientos está tectonizado.

Al describir de más antiguo a más moderno cada uno de los conjuntos diferenciados, es obligado empezar por el Trías.

Trías

Su composición es de yeso y margas yesíferas con dolomías intercaladas. Las dolomías forman dos tipos de intercalaciones: unas, ententejones aislados, poco potentes (generalmente, de menos de 5 m. de potencia) y otras que dan acumulaciones de estratos que llegan a 80 ó 100 m., según los lugares. Estas últimas se han utilizado como nivel guía con cierta suerte, ya que marcan una diferencia a uno y otro lado de ellas. A una parte se encuentran los yesos blancuzcos y grisáceos con intercalaciones de dolomías; a la otra, los mismos yesos, pero con un potente nivel de yesos y arcillas rojos. Este nivel rojo se suele encontrar adosado al de dolomías, por lo que es fácil de seguir. El nivel rojo lo he seguido y diferenciado desde Jubera hasta cerca de Torrecilla.

(*) Colegio Universitario de la Rioja.

No está claro cuál es la posición de esta serie, puesto que hay muy pocos puntos en los que se aprecien estructuras sedimentarias. Parece que la secuencia estratigráfica sería con los niveles rojos por encima de las dolomías. Estas estructuras se han visto en la zona de Lagunilla, de estructura muy complicada (fig. 6), en la que vamos a proseguir con un trabajo de detalle.

Las carniolas aparecen por todas las partes, quizá más abundantes en algunos puntos que en otros, pero actualmente carezco de criterios para separarlas de los niveles dolomíticos en general. Muchas veces aparecen como facies tectónicas (brechas) de otras dolomías.

No se puede hablar de potencia en estas rocas, puesto que, por una parte, hay en ellas unos enormes pliegues volcados y escamas, lo que supone duplicación tectónica, al menos, del espesor. Por otra parte, hay estiramiento y transposición de los niveles de dolomías, lo que supone adelgazamiento.

La potencia máxima medida es de unos 250 m., aunque el espesor de Trías acumulado puede tener otro valor.

Jurásico marino

La datación de esta formación se ha sacado del mapa de escala 1:200.000 de Logroño.

Infralías

Constituido por lo que todos los que han trabajado en esta zona indican Inferior al Lías datado. Son dolomías, generalmente grises, situadas entre los niveles de yesos del Trías y la base de las calizas del Lías.

Parece que el tránsito entre unas y otras es gradual, y dado que no tiene interés especial para este trabajo, la diferenciación entre calizas y dolomías, no se indica en la cartografía.

Lías calizo

Hetangiense-Sinemuriense Inferior y Medio.

Son capas de calizas de color generalmente gris que dan ya fósiles utilizables para su clasificación. Los estratos son de calizas bastante

competentes, y prácticamente no tienen intercalaciones arcillosas.

La potencia máxima de este paquete, junto con el anterior, es decir, del Lías calizo y del Infralías, es de 280 m. Generalmente, cuando se ve su techo y su muro, es mayor de 200 m. en el corte del río Iregua. En Jubera parece que el espesor es mucho menor, de unos 100 metros.

Sinemuriense Superior - Bajociense Inferior

Está en contacto concordante con el infrayacente. Son mayoritarias las margas y margocalizas en la composición del conjunto. Su color suele ser gris oscuro a muy oscuro en corte fresco, dado que contiene muchísima materia orgánica. Su alteración da color amarillento y pardo.

La potencia oscila desde los 150 m. del Iregua a menos de 80 m. en Jubera.

Bajociense Medio y Superior

Son concordantes sobre los materiales anteriores. Lo constituyen bancos de calizas, con tendencia a masivas, de color más claro que los niveles calizos más antiguos.

Su potencia es mayor que el paquete anterior, pero con todo oscila entre 60 y 100 metros.

Jurásico-Cretácico continentales

Facies Purbeck-Weald. Parece que hay dos niveles claros que pudieran corresponderse con edades diferentes.

Malm

Son alternancias de conglomerados arenosos y limos arcillosos de colores pardorrojizos, entre los que aparecen a veces niveles de colores verdosos claros.

El aspecto es similar al de cualquier formación continental de clima árido.

Los conglomerados son de cantos de cuarzo y cuarcitas.

Según la memoria de la Hoja de Logroño, esta

unidad comprende al grupo de Tera y al de Urbión de TISCHER.

La potencia es de unos 500 m. al norte de Clavijo, potencia que parece ser la máxima del conjunto en este borde.

Hauteriviense

La datación anterior hay que considerarla con muchas reservas, mientras que la del tramo que ahora se discute es posible que sea correcta.

Sobre los conglomerados anteriores aparecen otros que cada vez tienen mayor contenido en carbonatos (tanto en la matriz como en los cantos).

Aparentemente, el contacto es normal entre ambas formaciones continentales. Existen cambios de facies muy rápidos en la horizontal, como se puede ver al noreste de Clavijo.

Esta formación, cada vez más calcárea, con fósiles de algas (oncolitos, estromatolitos y otras estructuras algales), con huellas de dinosaurios, etcétera, es la típica formación de Enciso, que desde este borde aumenta de potencia hacia el Sur. Son muchos los lugares en los que se observa megaestratificación cruzada en las capas calcáreas, que se ajustan así a la variación de potencia citada.

Terciario

Oligoceno - Mioceno Medio

Recientemente he hecho un trabajo sobre la estratigrafía del Terciario en esta misma zona (PÉREZ-LORENTE, 1986), en el que se separan conjuntos terciarios tanto por edad como por facies.

Existen una serie de conglomerados marginales (con respecto a la depresión) sueltos y cementados, que se indentan con los materiales del centro de la cuenca. Estos últimos son mucho más finos (limos y arcillas) y aparecen sedimentos químicos (carbonatos y evaporitas).

La edad de las formaciones descritas va desde el Oligoceno (quizá Superior) para la parte más baja, hasta, posiblemente, el Serravaliense terminal.

En el caso de que los conglomerados se indenten con las rocas del centro de la cuenca, el es-

pesor medido es de unos 850 m. de conglomerados, a los que se les añaden los 100 m. de la intercalación con calizas y yesos. En total, unos 900-1.000 m. de espesor visible.

Pontiense

Son conglomerados sueltos, en muchos casos imposibles de separar del conjunto infrayacente. Los bloques y cantos poligénicos, con abundantes cuarcitas, parecen proceder mayoritariamente de las formaciones Purbeck-Weald. RIBA, en muchos de sus trabajos, apoya el origen paleozoico de la roca madre de los cantos.

El espesor es muy variable; descansan discordantes sobre las formaciones anteriores. El techo se desconoce. Su potencia puede ser superior a 200 m. al norte de Cuernosierra y de 300 al norte de Antoñanzas.

CONJUNTOS LITOLÓGICOS BIEN DEFINIDOS

Por su comportamiento tectónico se separan los siguientes conjuntos:

Yesos del Triás, con sus capas de dolomías intercaladas y que constituyen la base plástica del total.

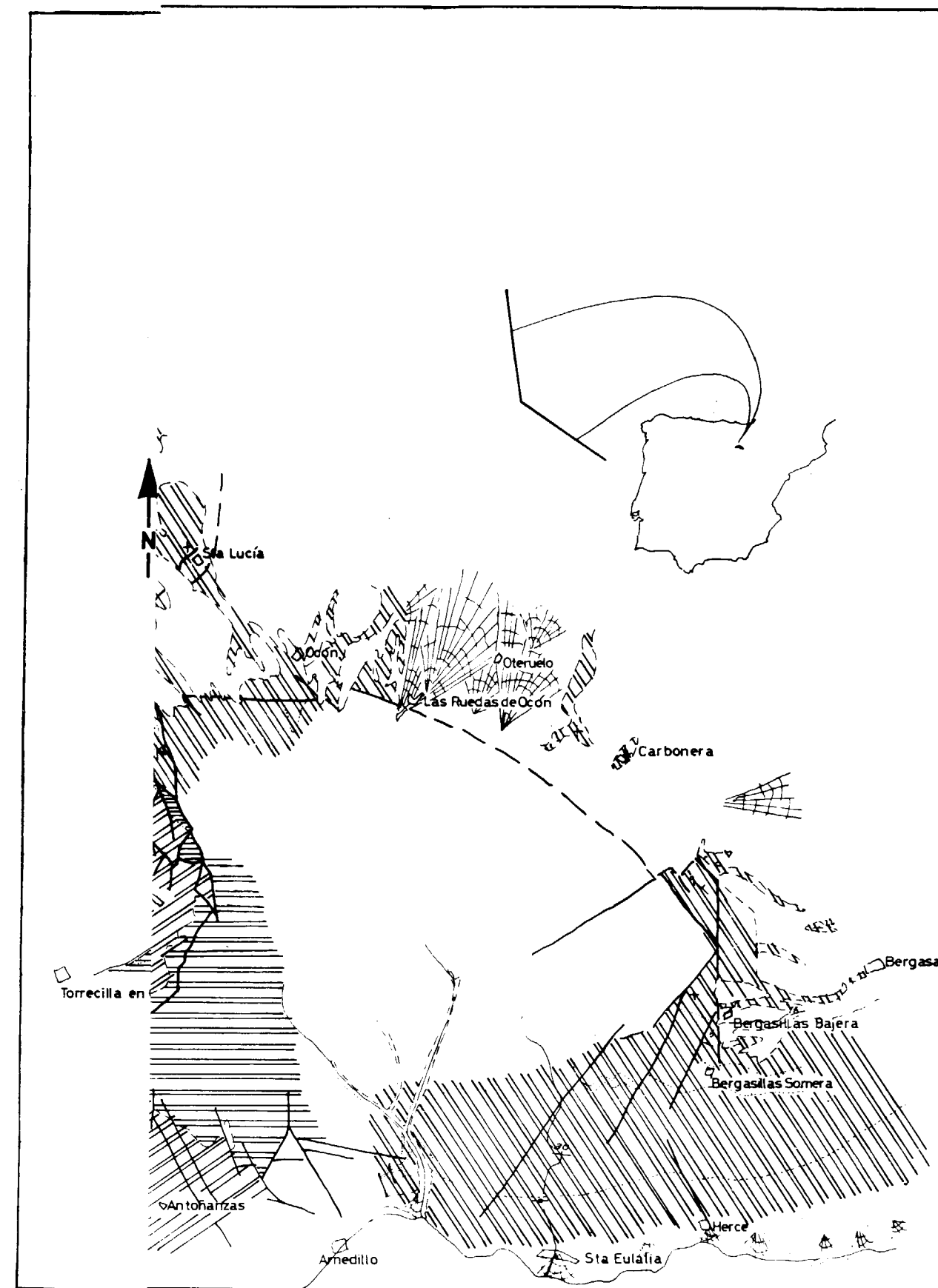
El comportamiento plástico de esta formación queda patente porque sobre ella desliza la placa cabalgante rígida. También es aquí donde se produce el mayor desarrollo de pliegues tumbados y algún hecho diapírico (Lagunilla) en curso de estudio (fig. 6).

Sobre la base plástica yace el conjunto cabalgante que, posiblemente debido a la repetición de niveles más rígidos, se comporta como una plancha coherente. Los niveles rígidos son:

- El conjunto Infratriás-Lias calizo*
- La «barra» caliza del Dogger*
- Las calizas del grupo de Enciso*

La potencia total, incluyendo intercalaciones blandas, puede superar los 600 metros. Hay en esta serie dos intercalaciones «blandas»: una inferior, de menos de 150 m.; y otra superior, que cuando es potente (Malm) también sirve de nivel de despeque.

Los materiales del Terciario constituyen el pa-



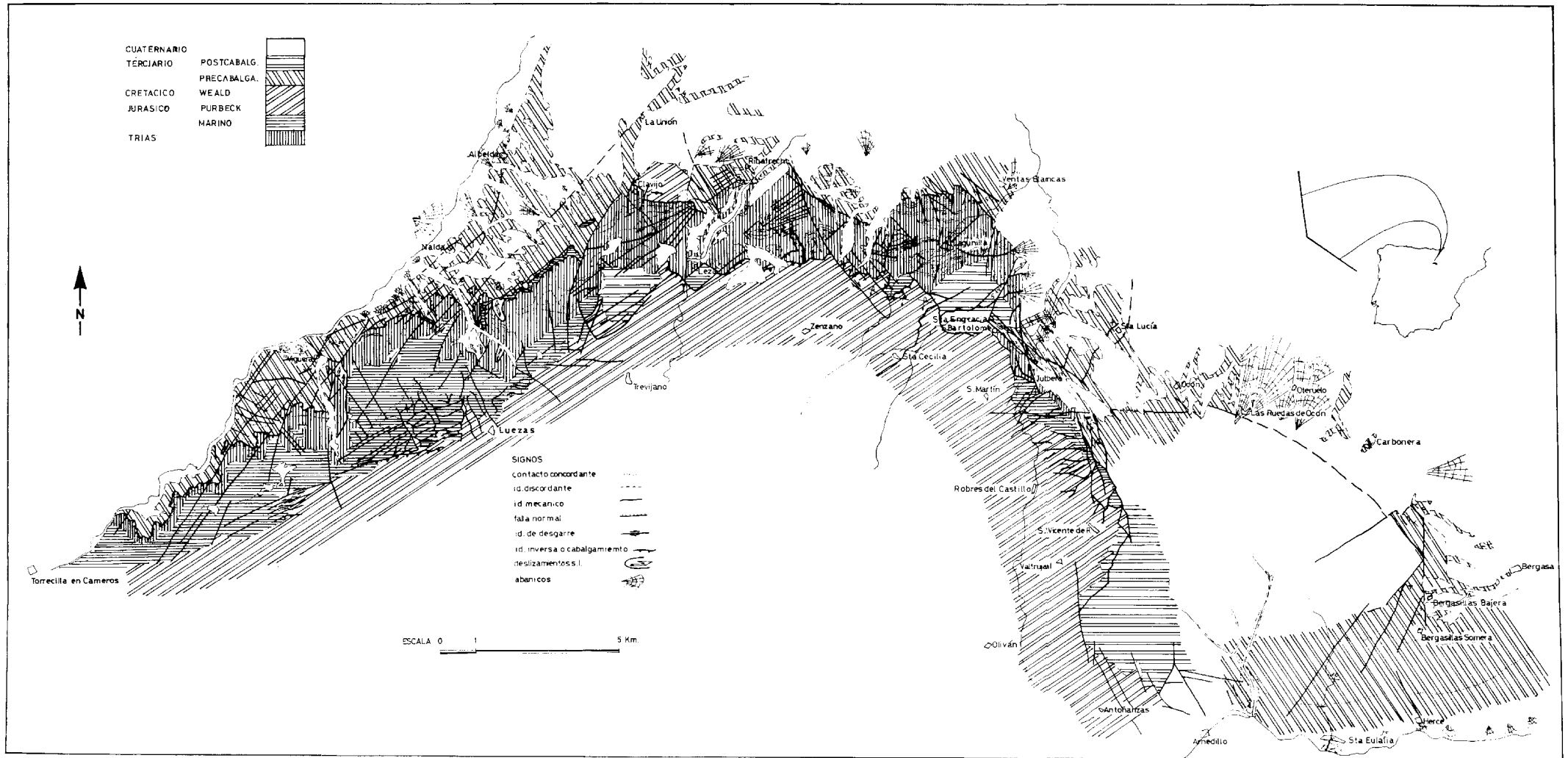


Figura 1

quete en el que se amortigua y se absorbe la mayor parte de la deformación que en el conjunto anterior se desarrolla elástica hasta la rotura. Puede considerarse que es el conjunto litológico plástico que se deforma sin romperse, sobre todo en la proximidad del plano y frente cabalgante, aunque hay también en él estructuras de rotura relacionadas con la deformación general.

ESTRUCTURAS MAYORES

La estructura mayor y principal que se observa es el cabalgamiento de Cameros sobre la Depresión del Ebro (fig. 1). Su forma cartográfica en uve grande, hace pensar en una superficie de cabalgamiento horizontal o subhorizontal, si no fuera porque son fallas tardías las que producen esta forma. La continuidad de las formaciones cabalgantes, cuya mejor representación es el perfil del Iregua (fig. 2) y el haber encontrado espejos de falla y brechas tectónicas de calizas y dolomías mesozoicas subhorizontales, apoyan esta hipótesis.

El cabalgamiento no está formado por una superficie sencilla, sino que existen repeticiones. La más importante es la que se cartografía entre Jubera y Clavijo, en donde la parte más baja, Triásico, cabalga al Terciario, constituyendo la primera escama; por la parte más alta, las formaciones continentales Purbeck-Weald, sobrepasan a las calizas mesozoicas infrayacentes y se colocan sobre el Triás y sobre el Terciario (figura 4).

Pudiera ser que este hecho no sea general a la escala del cabalgamiento, y que haya, sin embargo una serie de escamas menos potentes como las que se ven en el corte del Iregua. Si unas u otras son raíz o parte más frontal del cabalgamiento, queda todavía por aclarar (fig. 5).

Parece que la superficie cabalgante es más plana en los afloramientos del Iregua, y más inclinada en los del Jubera. Hay, no obstante, variación en la inclinación de la superficie, hecho que también se aprecia al sur de Nalda, en donde parece llegar a buzarse hasta 40-60° hacia el Sur. Un dato lejano es que, a unos 10 Km. al sur de Herce (fuera de la cartografía presentada) hay

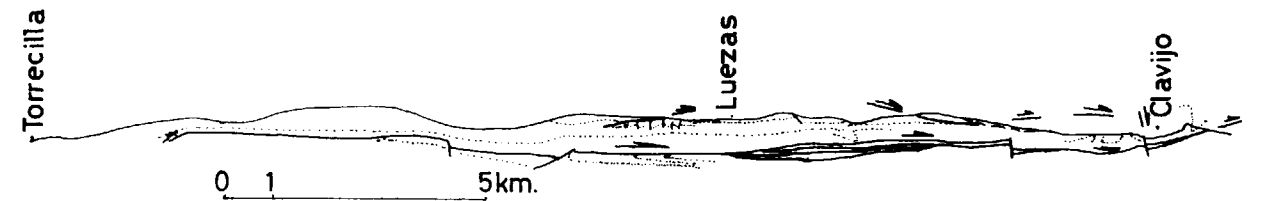


Figura 2

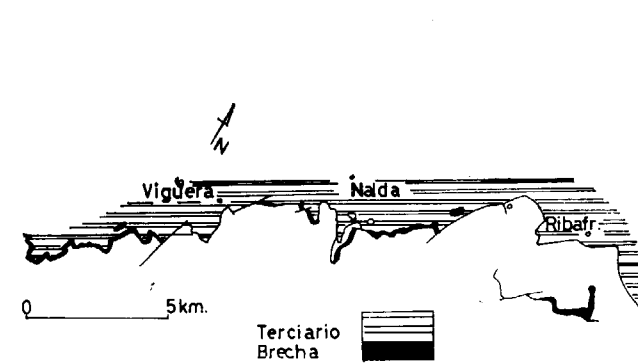


Figura 3

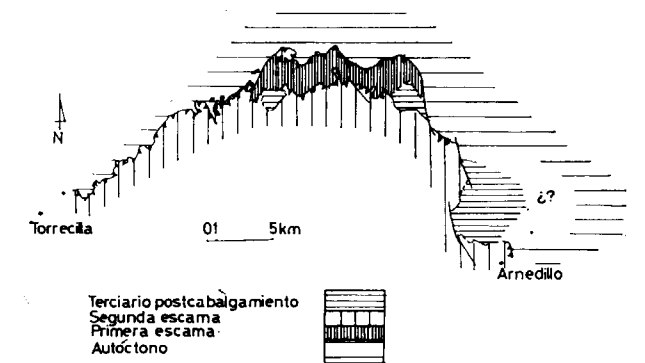


Figura 4

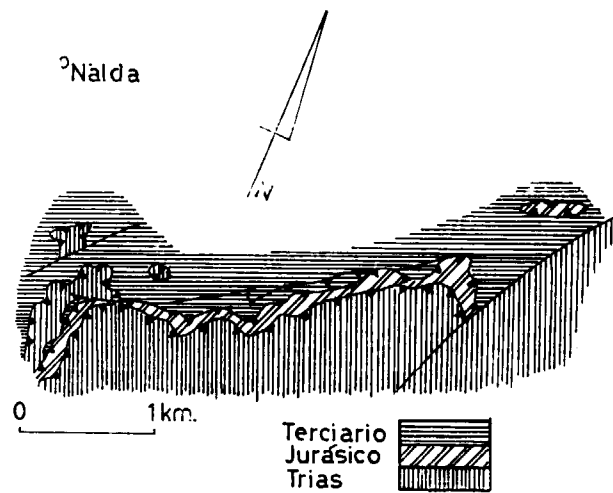


Figura 5

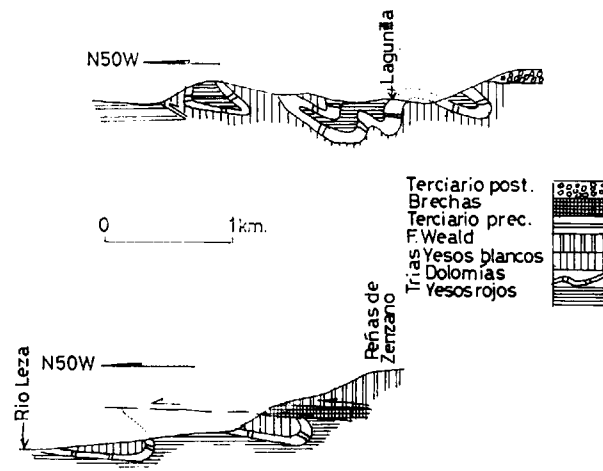


Figura 6

un isleo tectónico de base subhorizontal (vértice Gatún) que confirma la hipótesis de base subhorizontal del cabalgamiento. Existe todavía una sospecha: cuando el corte es perpendicular a la dirección de cabalgamiento, la traza del mismo es horizontal y paralela s.l. a las capas infra-yacentes; si el corte tiene dirección distinta, aparece la traza inclinada, y así se ven también los pliegues de arrastre asociados.

Los pliegues de arrastre mencionados que se presentan en el frente y asociados con él y con el Trias, son tumbados y vergentes hacia el norte s.l. Estos pliegues se suelen encontrar en todo el corte, aunque colocados como se ha indicado antes. Son espectaculares los de Lagunilla y el de Clavijo. Otros, en materiales más plásticos, además de estar tumbados, son de flancos paralelos, como los de Lagunilla y Ribafrecha (en materiales del Trias los dos).

Las otras estructuras mayores asociadas son los pliegues de arrastre producidos en las rocas del Terciario, que llegan a veces a invertir la secuencia (sur de Nalda, Ribafrecha).

Finalmente, existen dos familias de fallas, unas de dirección NE-SO, sinistras (deducida esta familia y movimiento por cartografía) y otra de dirección NO-SE, dextrosas, en las que se han visto estrías y se ha podido además calcular su salto en la dirección, cerca de Jubera.

Las primeras van asociadas a abanicos de fa-

llas, y en ocasiones forman sistemas de rotura muy apretados (oeste y suroeste de Luezas en calizas, este de Ribafrecha en yesos). La segunda familia, más irregular, es posible que sea mezcla de dos con esa dirección: una la dextrorsa ya citada y otra la sinistrorsa que debe corresponder al Valle del Ebro (ATARES et al., 1983; PÉREZ-LORENTE, 1985).

Resulta aparente el arrastre que con el movimiento dextrorso se produce entre Ventas Blancas y Jubera (fig. 7). El desplazamiento a lo largo de esta estructura debe ser de unos 15 Km., si consideramos la continuidad lateral del «frente» cabalgante.

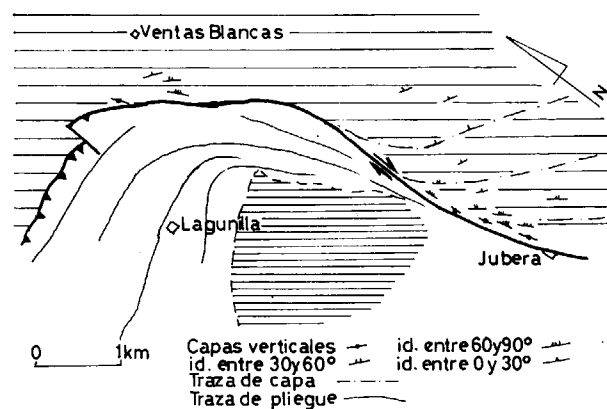


Figura 7

ESTRUCTURAS MENORES

No hay afloramientos adecuados que muestren la superficie de las fallas. Los pliegues suelen ser tan amplios o inaccesibles, que no tienen micrópliegues asociados, ni esquistosidad acompañante, ni se pueden medir ni observar directamente sus charnelas. Hasta ahora, no hemos visto estructuras lineales relacionadas a los pliegues. En los conglomerados no se ven estructuras superficiales asociadas, cantos rotos, etc.

Las únicas estructuras que conozco y que he visto han sido: unas estrías asociadas al cabalgamiento, al sur de Nalda, que dan dirección y sentido N 14° O; otras al noreste de Jubera, horizontales sobre un plano de falla subvertical, que parecen indicar movimiento dextrógiro. Con respecto a los pliegues menores, decir que hay, al sur de Nalda, kinking en los conglomerados cementados del Terciario, asociado y congruente con el cabalgamiento.

TRANSLACION

No hay cortes suficientes que permitan definir la translación de este cabalgamiento. Las estrías medidas y la disposición de los pliegues de arrastre parece que indican un cabalgamiento hacia el Norte. Ya sabemos que las estrías (un solo afloramiento) dan N 14° O. El corte del Iregua (Torrecilla-Luezas-Clavijo) es un corte real, pero he de indicar que casi paralelo al frente que resultaría con lo indicado.

Si consideramos la línea Torrecilla-Ventas Blancas la parte más atrasada del autóctono, la translación es superior a 8 Km. Ahora bien, el corte Torrecilla-Luezas-Clavijo indica que hay repeticiones interesantes: una la de los terrenos de facies Purbeck-Weald que, sobrepasando al Jurásico marino, avanzan sobre el Trias hasta, al menos, el norte de Clavijo; otra, la secuencia de escamas de la zona este de Viguera-Nalda.

En las escamas de Viguera-Nalda (fig. 5) se observa lo siguiente:

- sobre un Terciario autóctono se coloca una lámina de dolomías del Trias
- sobre lo anterior, otra de Terciario (conglomerados cementados)

- sobre esta última, una de calizas y margocalizas del Jurásico marino, muy brechificada en algunos lugares

- finalmente, por encima de todo, el Trias dolomítico y yesífero.

Las escamas inferiores son muy largas y delgadas, lo que permite que interpretemos zonas de raíz alejadas, dado que el Terciario infrayacente debe ser lo suficientemente potente para no permitir arrancar fragmentos del sustrato próximos y embalarlos en la base del cabalgamiento.

¿Cuánto es la distancia cabalgada? Sin atrevimiento se puede decir que mucha, pero no podemos decir si sobrepasa a un sistema estructurado como podría ser la continuación por debajo de las estructuras propias del Sistema Ibérico.

Otra de las cuestiones relativas es la del tiempo que ocupó el fenómeno del cabalgamiento, es decir, se produjo en «un instante» o lo hizo a través de impulsos sucesivos. La segunda de las hipótesis parece la más acertada, y si no lo es en cuanto a impulsos repentinos y épocas alternantes de calma repetidas con una frecuencia alta, sí lo es en cuanto a que aquí hubo un borde activo que va al menos desde el Oligoceno Superior (Infrachatiense probablemente) hasta el Vindoboniense (Aragoniense Medio).

Con respecto a las épocas de clama, debió de haber una en la base del Mioceno, puesto que en esta etapa retroceden los bordes de la cuenca (no se observa el paso lateral de los sedimentos con calizas a las facies de borde). También es posible que hubiera un cambio en cuanto a la orientación de los esfuerzos, o a la posición del borde activo, puesto que un cambio a clima más húmedo, que podría ser otro argumento a invocar, justificaría la existencia de ciclotemas con carbón y calizas, pero no justifica la falta de depósitos de borde de una depresión.

Parece, pues, que hubo una etapa larga de movimiento casi constante a la que siguió una calma relativa. Esto lo digo intentando transmitir que incluso en la época de calma relativa hubo movimientos importantes en la cuenca, con impulsos intermitentes, pero no con la intensidad y magnitud que muestra en la etapa de movimiento más fuerte.

Posteriormente hay una reactivación, y se vuelve a las condiciones iniciales, cabalgando la Sierra sobre la Depresión, hasta su posición actual.

El depósito del final del Terciario que fosiliza el cabalgamiento, es un hecho de importancia porque marca la separación entre las estructuras relacionadas con el cabalgamiento y las posteriores a él.

EDAD DE LOS ACONTECIMIENTOS TECTONICOS

En el apartado anterior se ha citado algo al respecto. Se puede indicar siguiendo tal esquema que, durante el Oligoceno Superior, hubo movimiento hacia el Norte, con un intervalo de calma al principio del Mioceno. La actividad cabalgante vuelve a adquirir fuerza durante el Vindoboniense y posiblemente el Maremiense o Serravaliense (Aragoniense Medio y Superior). De esta época parece ser que son los depósitos terciarios que colmatan aquí la Depresión, coincidiendo así con otros sectores de la cordillera en la datación de esta fase compresiva (SIMÓN GÓMEZ, 1983, 1984).

No conozco los sedimentos que serían de edad más moderna hasta llegar al Pontiense, que hemos de suponer se colocaron en alguna parte.

El arrasamiento del Pontiense y sus sedimentos ya sellan los cabalgamientos de los Cameros hacia la Depresión.

Posteriormente al Pontiense, hay al menos una fase de compresión Norte-Sur, que podría ser la responsable de los desgarres NE-SO y NO-SE. Esta fase N-S habría que situarla en el Plioceno o en el Cuaternario, puesto que puede ser que incluso influya en la morfología y distribución de los depósitos actuales (PÉREZ-LORENTE, 1979, 1983, 1985). Contra este planteamiento se puede aducir que el movimiento Cuaternario se debe más a rejuego de fracturas anteriores que a la existencia real de movimientos compresivos actuales. Sin embargo, sí es cierto que el sistema de fallas muestra sus desplazamientos más importantes de edad claramente posterior al Pontiense.

Ambos sistemas de fallas difieren en su morfología, pero la magnitud de translación es del mismo orden.

La primera familia de fallas, NE-SO, tiene las siguientes características: son relativamente rectilíneas o dan arcos de curvatura abierta; forman abanicos a escala del orden del kilómetro (abanico de Ribafrecha) y mayores (abanico del Ire-gua); el desplazamiento parece del orden de 10 Km. (variación de las terrazas del Ebro en Lodosa, PÉREZ-LORENTE, 1985); el movimiento se produce en franjas anchas y es frágil (es decir, mediante rotura); parecen posteriores al otro sistema.

La familia segunda está caracterizada por: muchas veces son anastomosadas; su distribución espacial no es tan homogénea; el movimiento está localizado en sectores más estrechos; el desplazamiento es del orden de 15 Km. en el sector Jubera-Ventas Blancas; predomina la deformación plástica (es decir, torsión de estructuras).

La diacronía de estas familias no parece por ahora indicar que se trate de hechos que podamos separar suficientemente en el tiempo. Si es posible que la primera familia sea anterior, y que incluso pueda estar relacionada con fracturas profundas terciarias antiguas (falla de Plasencia), pero por ahora no se puede precisar más en cuanto a la edad de su funcionamiento, aunque sí es seguro que actualmente son activas en la región.

Puede ser una hipótesis aceptable que, tras el cabalgamiento hacia el Norte, de edad Mioceno Medio-Superior (terminación en el intervalo SerravaliensePontiense) haya una fase compresiva N-S posterior que rompa según el sistema de falla mencionado. De la primera familia sabemos que puede ser más antigua, sobre todo si la relacionamos con la Falla de Plasencia; de la segunda, que quizá sea nueva y por tanto con morfología distinta. Los dos sistemas siguen siendo activos (fuentes termales de Torrecilla, o de Arnedillo-Fitero). Es posible que durante el Cuaternario haya habido una inversión en el sentido (ahora levógiro) de la segunda familia, que así coincidiría con las translaciones observadas paralelamente a la dirección del Ebro (PÉREZ-LORENTE, 1985).

Queda por reflejar que los depósitos Villafranquienses que rodean este borde (PÉREZ-LORENTE, 1979, 1983; LEMARTINEL, 1985) no sufren la deformación con la intensidad que aquellos Pontien-ses, por lo que parece que la mayor intensidad

en la compresión N-S, si es que ella es la responsable del sistema de fallas, será del Plioceno Inferior.

CONCLUSIONES

Se establece una etapa compresiva que va desde por lo menos el Oligoceno Superior hasta el Aragoniense.

Las fallas de desgarrar no parece que estén relacionadas exclusivamente con la fase anterior, puesto que en la actualidad son activas, y además pliegan las estructuras relacionadas con el cabalgamiento.

La superficie de cabalgamiento se descompone en dos grandes unidades. Asociadas a ambas se desarrollan escamas más pequeñas.

Con el movimiento cabalgante están asociados pliegues volcados de vergencia hacia el Norte s.l. Estos pliegues se ven tanto en las calizas de facies Weald, como en las formaciones del Terciario subyacente. Donde alcanzan un desarrollo mayor, con sus planos axiales horizontales y plegados a su vez, es en las intercalaciones dolomíticas del Triás.

La magnitud del cabalgamiento ha de ser muy superior a los 10 kilómetros.

La actividad tectónica va decreciendo en intensidad hasta el Villafranquiense, a partir del cual, aun siguiendo el movimiento de desgarrar de las fallas, queda muy atenuada en cuanto a otras manifestaciones se refiere.

BIBLIOGRAFIA

- AITKEN, R. (1946): *La Sierra de la Demanda (Burgos, España). Nota sobre la tectónica del borde Norte*. Not. y Com. del IGME, t. 15, pp. 183-209.
- ALVARADO, M.; COMBA, J. A.; OCHOA, J., y RÍOS, J. M. (1960): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja número 204. Logroño*. IGME. Hoja y Memoria.
- ATARES, A.; ORTEGA, A., y PÉREZ-LORENTE, F. (1983): *Fallas cuaternarias en la Depresión del Ebro en la Rioja Baja*. Cuad. Inv. Geogr., t. IX, pp. 29-39.
- BOMER, B. (1954): *Trois aspects du contact entre les Monts Celtibériques Occidentaux et le Bassin de l'Ebre*. Bull. As. Geogr. Fr., núms. 239-240, pp. 35-41.

BOQUERA, J.; GIL SERRANO, G.; ZUBIETA, J. M.; KAISER, C.; PEINADO, M.; PÉREZ ROJAS, A.; CABRA, P.; ALCALDE, A.; GOY, A.; COMAS, M. J.; GRANADOS, L., y GARCÍA DUEÑAS, V. (1978): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000 Serie Magna. Hoja núm. 240. Ezcaray*. IGME. Hoja y Memoria.

CALVO, J. L. (1975): *Nota sobre las relaciones de la red fluvial camerana y la tectónica del borde septentrional del Sistema Ibérico*. Berceo, I. E. R., núm. 86.

CASTIELLA, J., y DEL VALLE, J. (1975): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Serie Magna. Hoja núm. 204. Logroño*. IGME. Hoja y Memoria.

CASTIELLA, J.; SOLÉ, J.; VILLALOBOS, L.; DEL VALLE, J., y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1977): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Serie Magna. Hoja núm. 243. Calahorra*. IGME. Hoja y Memoria.

COLCHEN, M. (1963): *Etude tectonique de la bordure Nord de la Sierra de la Demanda (Chaînes Ibériques, Espagne)*. Comp. Rend. Som. Soc. Geol. Fr., fasc. 6, pp. 196-197.

COLCHEN, M. (1966): *Sur la tectonique tertiaire du massif paléozoïque de la Sierra de la Demanda et de sa couverture mésozoïque et cénozoïque*. Bull. Soc. Geol. Fr., 7^e ser., t. VIII, pp. 87-97.

COLCHEN, M. (1974): *Geologie de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Espagne)*. Mem. del IGME, v. 85, 436 pp. (tomos I y II).

CUENCA, G. (1983): *Nuevo yacimiento de vertebrados en el Mioceno Inferior del borde meridional de la cuenca del Ebro*. Est. Geol., t. 39, pp. 217-224.

CUENCA, G. (1985): *Los roedores (Mammalia) del Mioceno Inferior de Autol (La Rioja)*. IER, t. 2, 96 pp.

CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1960): *El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica*. Not. y Com. del IGME, núm. 60, pp. 127-140.

CRUSAFONT, M.; TRUYOLS, J., y RIBA, O. (1957): *Contribución al estudio de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y la Rioja*. Not. y Com. del IGME, t. 90, pp. 53-75.

DAAMS, R., y MEULEN, A. J. v. (1984): *Paleoenvironmental an paleoclimatic interpretation of micromammal faunal successions in the upper Oligocene and Miocene of North Central Spain*. Inter. Coll. RCMS, Paleob. Cont., Montpellier, 14 (2), pp. 241-257.

DEPERFT, CH., y VIDAL, L. M. (1906): *Sur le bassin Oligocène de l'Ebre et l'histoire d'Espagne*. Comp. Rend. Acad. Sc., t. 142, pp. 752-755.

DURANTEZ, D.; SOLÉ, J.; CASTIELLA, J.; VILLALOBOS, L.; RAMÍREZ DEL POZO, J.; RIVAS, P.; DEL PAN, T., y CHACÓN, J. (1982): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Serie Magna. Hoja núm. 281. Cervera del Río Alhama*. IGME. Hoja y Memoria.

ESNAOLA, J. M., y JEREZ, L. (1971): *Resumen sobre la estructura del borde mesozoico meridional del Valle del*

- Ebro en la provincia de Logroño*. I Congr. Hisp. Luso Am. de Geol. Econ., Madrid-Lisboa, v. 1-1, pp. 161-162.
- GUTIÉRREZ, M.; SIMÓN, J. L., y SORIANO, M. A. (1986): *Algunos aspectos de la tectónica neógena y cuaternaria en el sector central de la Depresión del Ebro*.
- IGME (1971): *Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000*. Hoja núm. 21. Logroño. Hoja y Memoria.
- JOLY, H. (1922): *Note préliminaire sur l'allure générale el l'âge des plissements de la Chaîne Celtibérique (Espagne)*. Comp. Rend. Acad. Sc., t. 175, pp. 976-978.
- JOLY, H. (1922): *Sur la présence d'écailles ou de lambeaux de charriage dans la Chaîne Celtibérique (provinces de Saragosse, Logroño et Soria, Espagne)*. Comp. Rend. Acad. Sc., t. 174, pp. 1185-1187.
- LEMARTINEL, B. (1985): *Premières données sur le quaternaire moyen de la région de la Demanda (Espagne)*. Physio-Géogr., núms. 14-15, pp. 53-60.
- LOTZE, F. (1929): *Stratigraphie und tektonik des Keltibrischen Grundgebirges (Spanien)*. Abh. Ges. Wiss. Got. Geol., v. 6, pp. 727-750. (Traducido en Publ. Extr. Geol. Esp., t. VIII, 315 pp.).
- LOTZE, F. (1959): *Zur Tektonik der ostlichen Sierra de la Demanda*. H. Jb. Geol. Pal. Mh., H. 9, pp. 385-391. (Traducido en Not. y Com. del IGME, núm. 57, pp. 183-192).
- MARÍN, A. (1926): *Algunas notas estratigráficas sobre la Cuenca Terciaria del Ebro*. Bol. del IGME, t. XLVII, pp. 113-127.
- MARTÍNEZ SÁNCHEZ, J. (1985): *Estudio de los micromamíferos del Mioceno Inferior de Fuenmayor (La Rioja)*. Tesis de Licenciatura. Mem. inéd., 112 pp.
- NAVARRO, A.; VILLALÓN, C., y TRIGUEROS, E. (1960): *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000*. Hoja núm. 241. Anguiano. IGME. Hoja y Memoria.
- ORTEGA, A., y PÉREZ LORENTE, F. (1984): *El Terciario de la Depresión de Arnedo*. Berceo, núm. 2, pp. 99-113.
- PÉREZ-LORENTE, F. (1979): *Niveles de erosión y sedimentación en la Rioja Central y Oriental*. Cuad. Inv. Geogr. Hist., t. V, pp. 37-50.
- PÉREZ-LORENTE, F. (1983): *El Cuaternario de la Rioja Alta*. Cuad. Inv. Geogr., t. IX, pp. 15-28.
- PÉREZ-LORENTE, F. (1985): *La Neotectónica en la Rioja. Algunos aspectos morfológicos*. I Congr. Geogr. de la Rioja. I. E. R., pp. 9-23.
- PÉREZ-LORENTE, F. (1986): *Los conglomerados terciarios sueltos del borde Norte de la Sierra de Cameros (en revisión)*.
- RAMBAUD, F. (1960): *La falla inversa del Norte de la Sierra de la Demanda en Cerro Peñalba (Logroño)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., Sec. Geol., pp. 283-289.
- RIBA, O. (1955): *Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde Norte de las sierras de la Demanda y Cameros*. Not. y Com. del IGME, núm. 39, pp. 39-50.
- RIBA, O. (1964): *Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte Riojana y Navarra*. Comp. Rend. XXº Congr. Geogr. Int., pp. 127-138.
- SIMÓN, J. L. (1983): *La compresión alpina y el tránsito a la distensión en la Cadena Ibérica Oriental*. Bol. Geol. Min., t. XCIV, pp. 281-290.
- SIMÓN, J. L. (1984): *La compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Inst. Est. Turolenses, 269 pp.
- SOLE SABARIS, L., y RIBA, O. (1952): *Evolución del borde NE de la Meseta española durante el Terciario*. Comp. Rend. XIX, In. Cong. Geol., sec. XIII, pp. 261-274.

Recibido: Septiembre de 1986

Movimientos absolutos en fallas

Por M. DOBLAS (*) y J. RUBIO (**)

RESUMEN

En este trabajo se pretende demostrar la importancia que tienen, tanto el estudio, como la representación gráfica de los movimientos absolutos en fallas, cuestiones hasta ahora prácticamente ignoradas en la literatura.

Para aclarar los conceptos de absoluto y relativo se efectúa un estudio teórico aplicando la noción de sistemas equivalentes, y el análisis vectorial del desplazamiento.

La representación gráfica propuesta aquí para los movimientos absolutos, clasifica las fallas en veintiocho tipos, y tiene una finalidad eminentemente práctica, destinada a completar y dar verdadero sentido genético a las fallas, tanto en mapas como en cortes geológicos.

Se proponen también algunos criterios para el reconocimiento de estos movimientos absolutos, recalándose el interés de futuros estudios en este sentido.

ABSTRACT

In this paper we intend to show the importance of both, the study, and the graphical representation of absolute motions in faults, a topic unknown in the literature.

In order to clarify the notions of absolute and relative, we develop a theoretical study based on the concept of equivalent systems, and on the vectorial analysis of the displacements.

We propose a graphical representation for absolute motions which classifies faults in twenty eight types, with a practical meaning, aimed to complete and give genetical sense to the faults in geological maps and cross-sections.

We also propose some criteria for the recognition of these absolute motions, outlining the interest of future studies in this sense.

INTRODUCCION

A la hora de estudiar el movimiento de una falla, se suele considerar el desplazamiento relativo de los dos labios de la misma, y sin embargo el movimiento absoluto no se tiene en cuenta normalmente (salvo en raras ocasiones, HAMBLEN, 1984).

Paradójicamente, se llevan utilizando desde hace bastante tiempo en geología estructural, conceptos relacionados con movimientos absolutos, tales como los de alóctono/autóctono, sobrecorrimien-

to/infracorrimiento, desprendimiento gravitacional, etc.

Según algunos autores, estos movimientos son imposibles de determinar (RAMSAY & HUBER, 1983): «La determinación de los vectores absolutos del desplazamiento, depende del conocimiento de la posición inicial y final de un punto en relación con un sistema de coordenadas fijo, con un origen inamovible. No tenemos tales puntos fijos, o anclas, a partir de los cuales podemos deducir desplazamientos geológicos, y por ello no podemos medir desplazamientos absolutos.»

Sin embargo, si que es posible estudiar movimientos absolutos en un sentido más restringido: no se trata de deducir los desplazamientos absolutos de un punto en el contexto de la Tierra desde sus primeros tiempos hasta hoy en día, que

(*) Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid.

(**) Instituto «Arquitecto Pedro Gumiel», Avenida Reyes Magos, s/n., Alcalá de Henares.

sería a lo que se refieren RAMSAY & HUBER (1983), sino de estudiar el carácter más o menos activo o pasivo de los labios de una falla, a la escala de un mapa geológico, de un afloramiento, o de una muestra experimental de laboratorio, escogiendo para ello un punto de referencia dentro de un entorno o bloque que nosotros podemos considerar fijo, y esto con una finalidad eminentemente práctica destinada a resolver problemas geológicos.

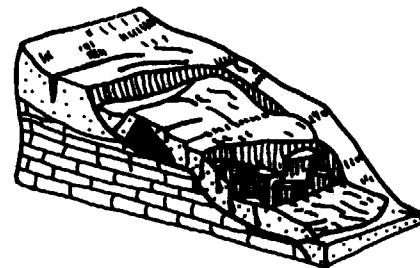
En primer lugar, es obvio que estos desplazamientos existen y pueden reconocerse (HAMBLIN, 1984). De hecho, los desplazamientos absolutos se suelen emplear rutinariamente en los experimentos de laboratorio sobre movimientos en fallas, donde se mueve uno de los bloques, mientras el otro permanece fijo. Uno de los ejemplos más evidentes de movimiento absoluto, es el del clásico corrimiento de tierras de origen gravitacional, como el que se representa en la figura 1a (TER-STEPANIAN, 1962).

En segundo lugar, del estudio e identificación de los movimientos absolutos en una falla podemos llegar a reconstruir la historia completa o real de la deformación sufrida por la misma. En la figura 1b (i), se representa el desplazamiento relativo dextral de una falla, a partir del cual sólo obtenemos información sobre los estados inicial y final de la deformación. Sin embargo, y como se

INTERES DEL ESTUDIO DE ESTOS MOVIMIENTOS

Existen varias razones que justifican sobradamente el estudio e intento de representación de estos movimientos.

A)



B)

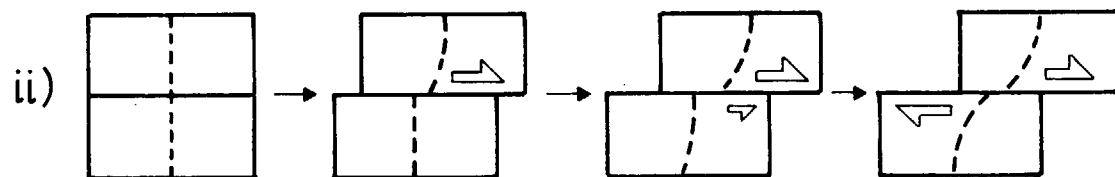


Figura 1.—Dos aspectos de la importancia de los movimientos absolutos: A) Un clásico ejemplo de desprendimiento de tierras de origen gravitacional (TER-STEPANIAN, 1962). B) Movimiento relativo dextral (i), que nos indica únicamente los estados inicial y final de la deformación;

y movimientos absolutos (ii), que podrían eventualmente diferenciarse en el anterior, con los cuales obtenemos información sobre los estados inicial, intermedio y final de la deformación.

aprecia en la figura 1b (ii), este movimiento relativo dextral puede ser el resultado de una serie de episodios contrastados de movimientos absolutos (todos ellos dextrales).

En tercer lugar, intuitivamente, parece evidente que el movimiento teórico representado por las flechas empleadas en la simbología de desplazamientos relativos, es el más difícil de obtener en la práctica; es decir, que ambos labios de una falla se muevan en direcciones opuestas con, exactamente, la misma cuantía de movimiento. Y esto es así, porque la naturaleza es esencialmente heterogénea, tanto en cuanto al tipo y repartición de los materiales rocosos, como a la distribución y transmisión de las fuerzas que les afectan.

Además, estos movimientos confieren verdadero significado genético a las fallas: así, por ejemplo, podremos diferenciar entre una falla normal debida a un levantamiento generalizado de un área, y una falla normal debida a un hundimiento generalizado, cuestión de obvio interés para el establecimiento de la geotectónica regional asociada a esa deformación.

Finalmente, del estudio de los movimientos absolutos de una falla, y de la deformación interna diferencial del entorno de la misma, podemos obtener valiosas pistas para la localización de posibles yacimientos (distintas de las normalmente consideradas en los movimientos relativos).

MOVIMIENTOS ABSOLUTOS Y RELATIVOS. EL CONCEPTO DE SISTEMAS EQUIVALENTES

A la hora de identificar movimientos absolutos, lo más importante es fijar un marco de referencia válido, que nos permita definir el carácter activo o pasivo de los labios de una falla. Si adoptáramos el concepto de RAMSAY & HUBER (1983), deberíamos estudiar para cada punto su evolución completa desde el principio hasta el fin, teniendo en cuenta todos los movimientos que le afectaron, los locales, los regionales, los de la Tierra, etc., y esto es obviamente imposible.

Sin embargo, a nosotros nos interesa buscar marcos de referencia que nos permitan utilizar los movimientos absolutos desde un punto de vista práctico. Para ello, debemos definir primero lo que entendemos por movimientos absolutos y relativos, y como veremos, se pueden distinguir dos tipos de cada uno de ellos.

Para estudiar estos movimientos, podemos aplicar algunas nociones vectoriales del movimiento (o velocidad) de un punto.

Sean dos puntos homólogos (A) y (B), situados cada uno en un labio diferente de una falla, y en las zonas afectadas por la deformación interna en relación con el movimiento de la misma (fig. 2a). El hecho de que estos puntos sean homólogos, significa que antes del juego de la falla estaban juntos (A' y B' en la figura). Nótese que AA' y BB' no tienen por qué ser iguales, y en ello está la esencia del reconocimiento de movimientos absolutos. El movimiento de la falla puede considerarse de dos maneras distintas.

En primer lugar, utilizando el movimiento relativo que se emplea clásicamente en mapas y cortes geológicos. En este caso, se consideran dos vectores velocidad: la velocidad relativa de (A) con respecto a (B), \vec{V}_B^A , y la velocidad relativa de (B) con respecto a (A), \vec{V}_A^B . Estos dos vectores son de igual magnitud y de sentido contrario, ya que por definición, según la teoría de vectores,

$\vec{V}_B^A = -\vec{V}_A^B$, y esto nos explica el por qué se usan dos flechas iguales y opuestas en la clásica simbología relativa. Este es el primer tipo de movimiento relativo que existe, denominado «movimiento relativo con referencias recíprocas», ya que en él cambiamos dos veces de punto de referencia, primero (A) y luego (B).

En segundo lugar, conviene tomar otros dos puntos de referencia distintos de los anteriores (fig. 2a): un punto real (O), no afectado por la deformación interna condicionada por la falla, situado en un bloque que incluye a la misma y a las zonas que deforma, y que presenta en conjunto el mismo desplazamiento de arrastre; y un punto teórico (O₁), coincidente con la posición que tenía (O) antes de moverse el bloque, y desde el cual estudiamos el arrastre del mismo. Obtenemos, en primer lugar, un par de ecuaciones al efectuar el cambio de referencia de las ecuaciones relativas recíprocas, al punto (O₁), una aplicada a (A) (velocidad absoluta de A con respecto a O₁, $\vec{V}_{O_1}^A$), y otra aplicada a (B) (velocidad absoluta de B con respecto a O₁, $\vec{V}_{O_1}^B$), y otra aplicada a (A) (velocidad absoluta de A con respecto a O, \vec{V}_O^A), y otra aplicada a (B) (velocidad absoluta de B con respecto a O, \vec{V}_O^B).

$$\vec{V}_{O_1}^A = \vec{V}_O^A + \vec{V}_{O_1}^O \quad \vec{V}_{O_1}^B = \vec{V}_O^B + \vec{V}_{O_1}^O$$

Los términos \vec{V}_O^A y \vec{V}_O^B representan los movimientos absolutos de A y B con respecto al punto O.

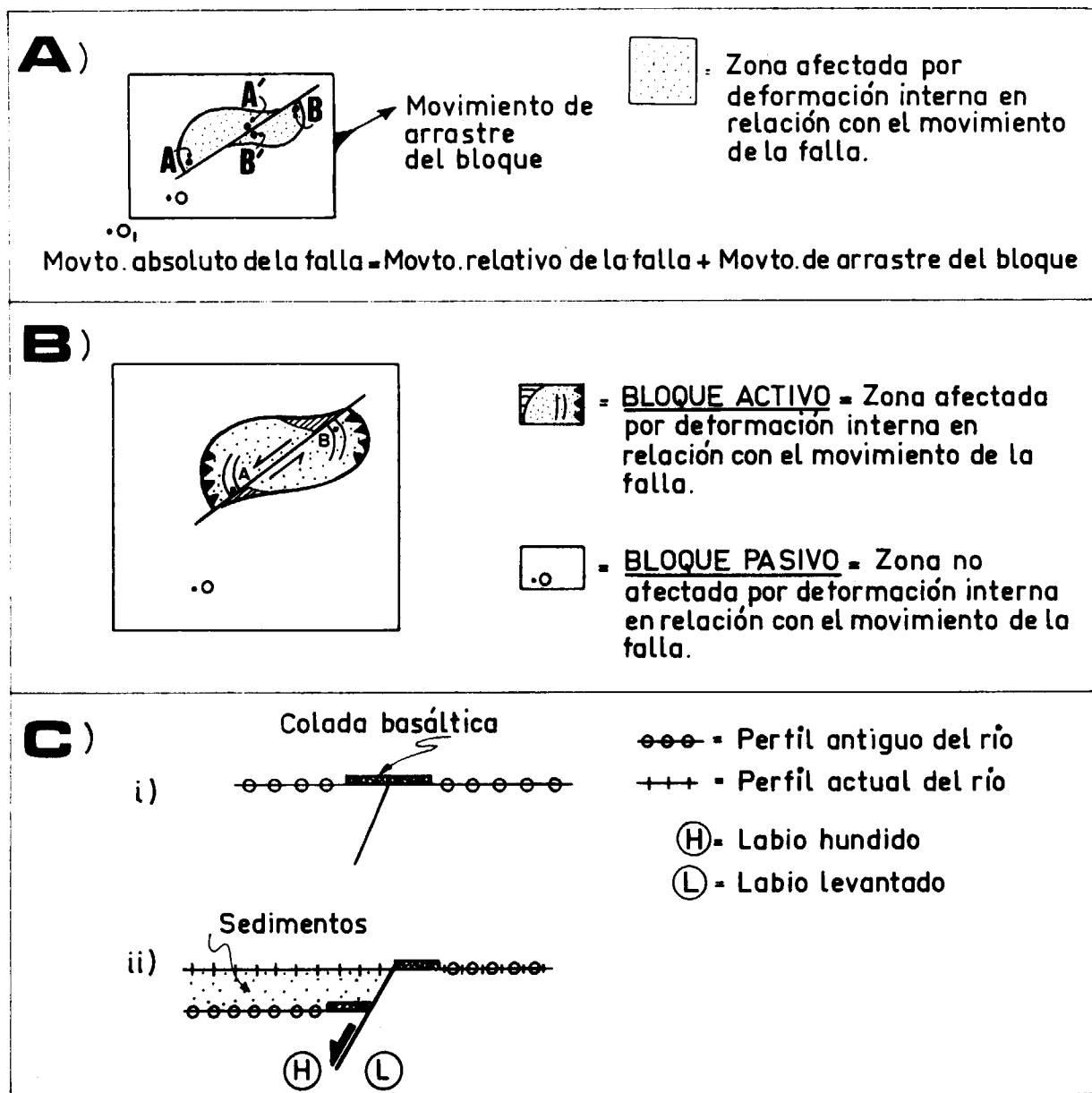


Figura 2.—Los conceptos de absoluto y relativo, y de marco de referencia para los movimientos absolutos: A) Definición del movimiento absoluto como la composición de otros dos movimientos. B) Los conceptos de bloque activo y bloque pasivo. C) Marcadores de referencia propuestos por HAMBLIN (1984) para movimientos absolutos en fallas normales (i, estado indeformado; ii, estado deformado, en el cual sólo se mueve el labio hundido).

sentan el segundo tipo de movimiento relativo a que nos referíamos antes, denominado «movimiento relativo con referencia única», ya que A' y B' son coincidentes. Los términos $\vec{V}_{O_1}^{A'}$ y $\vec{V}_{O_1}^{B'}$ son iguales, y representan la velocidad de arrastre del bloque que incluye a (A), (B), (A'), (B') y (O), con

respecto a (O₁). Se observa que el movimiento absoluto de un punto es igual a la suma de los movimientos relativo y de arrastre. Cuando la velocidad de arrastre es nula, o la consideramos como tal, el movimiento absoluto coincide con el «relativo con referencia única»: así, un movimiento se

puede considerar absoluto, respecto de un origen (O₁) ligado a un sólido, se mueva o no éste a su vez respecto de otros sólidos, sin más que restar la componente de arrastre a los demás miembros. En segundo lugar, podemos considerar el arrastre nulo, y referimos entonces el movimiento de (A) y (B) al punto fijo (O) incluido en nuestro bloque. Obtenemos así el movimiento absoluto de (A)

con respecto a (O), \vec{V}_O^A , y el movimiento absoluto de (B) con respecto a (O), \vec{V}_O^B . Obtenemos dos ecuaciones de las cuales sólo una es independiente ya que $\vec{V}_B^A = -\vec{V}_A^B$: $\vec{V}_O^A = \vec{V}_B^A + \vec{V}_O^B$, y $\vec{V}_O^B = \vec{V}_A^B + \vec{V}_O^A$. Lo interesante y novedoso en este caso

es que \vec{V}_O^A y \vec{V}_O^B no tienen por qué ser iguales, y esto es lo que nos permite definir los movimientos absolutos de ambos labios de una falla. Por lo tanto, de ahora en adelante, para estudiar los movimientos absolutos de una falla, consideraremos los desplazamientos de ambos labios (que contienen respectivamente a A y a B), con respecto a un punto de referencia (O), fijo, y no deformado por la falla. Estas condiciones son válidas, siempre que la falla sea finita y que su entorno se deforme internamente (como ocurre en la mayoría de los casos).

Los movimientos absolutos que acabamos de definir, son «movimientos absolutos sensu-lato», ya que para nuestros puntos de referencia (O) u (O₁), siempre podemos encontrar otro punto de referencia (O₂) más alejado y con movimiento diferente, de tal modo que el movimiento absoluto respecto de (O) u (O₁) es relativo respecto de (O₂). La cadena de movimientos de unos respecto de otros puede repetirse un número finito de veces hasta llegar al verdadero «movimiento absoluto sensu-stricto» al que se refieren RAMSAY & HUBER (1983): aquél tomado desde un punto de referencia final, fijo, y solidario con la rotación de la Tierra (como por ejemplo un punto caliente). Sin embargo, a nosotros nos interesan los «movimientos absolutos sensu-lato», porque son los que podemos definir y utilizar a la escala del afloramiento o del mapa geológico.

En resumen, existen dos tipos de movimientos relativos («movimientos relativos con referencias recíprocas», que son los que se representan en mapas y cortes geológicos, y «movimientos rela-

tivos con referencia única»), y dos tipos de movimientos absolutos («sensu lato» y «sensu stricto»).

Todo este trabajo pretende demostrar que los «movimientos absolutos sensu lato», aportan una información nueva que normalmente no se considera con los clásicos «movimientos relativos con referencias recíprocas». Además estos últimos presentan dos insuficiencias fundamentales:

i) Una se refiere a la imposibilidad de utilizarlos para hacer analogías entre las magnitudes cinemáticas y dinámicas: así, de los desplazamientos relativos de una falla, podemos deducir las condiciones cinemáticas de la deformación, pero sin embargo, la dinámica (causas) de este movimiento no debería ser inferida sólo a partir de estos movimientos relativos.

ii) Además, con el concepto de desplazamientos relativos, cometemos el error de considerar como absolutamente equivalente, lo que sólo lo es parcialmente.

Para ello debemos explicar lo que se entiende por sistemas equivalentes. Todo sistema cinemático o dinámico está constituido por un par de magnitudes: una resultante de fuerzas y un momento del par de fuerzas, en el sistema dinámico; o una resultante de rotaciones (o velocidad angular) y un momento resultante (o velocidad lineal), en el sistema cinemático.

De este modo se define un sistema como absolutamente equivalente a la realidad, a aquel que tiene el mismo par (resultante y momento) que aquélla.

Sin embargo, en los movimientos recíprocamente relativos, los sistemas suelen ser sólo parcialmente equivalentes, ya que teniendo igual momento, tienen distinta resultante (o a la inversa).

Nuestro objetivo, precisamente, es convertir el sistema parcialmente equivalente inicial (movimientos relativos, en uno que sea totalmente equivalente (movimientos absolutos), de modo que el par resultante-momento sea lo más parecido posible a la realidad: para clarificar estas ideas supongamos un tren que pasa a toda velocidad por el andén de una estación; el movimiento relativo andén/tren que podríamos representar nos da sólo una información parcial, y sin embargo el movimiento absoluto nos indica que sólo se mueve el tren y no el andén, lo cual es mucho más realista.

Que los sistemas sean o no equivalentes se tra-

duce en la realidad en consecuencias sustanciosas, como veremos más adelante (distribución de las zonas de compresión y distensión, de la deformación interna, etc.).

En resumen, usamos como marcador de referencia para los movimientos absolutos, el estado de la deformación interna del entorno que rodea a una falla, desde un punto de referencia (O) no afectado por esta deformación, definiéndose así los conceptos de bloque activo y bloque pasivo (fig. 2b).

El único marcador de referencia propuesto hasta ahora para movimientos absolutos, es el de HAMBLIN (1984), que analiza los desplazamientos verticales en fallas normales del «Basin & Range», en el SO de los Estados Unidos. Este autor se basa en los perfiles antiguos y recientes de ríos a ambos lados de una falla (fig 2c): si ambos perfiles no coinciden en una sección vertical de uno de los labios de la falla, este labio subió o bajó (labio H en la figura) con respecto a su posición anterior, y si ambos perfiles coinciden en otro labio, éste se considera fijo (labio L en la figura).

MOVIMIENTOS ABSOLUTOS EN FALLAS. UNA REPRESENTACION GRAFICA

En la clásica representación de fallas basada en movimientos relativos, se distinguen cuatro tipos básicos, fallas sinestrales, dextrales, normales, e inversas (fig. 3).

Proponemos en este trabajo una nueva simbología que permite representar los movimientos ab-

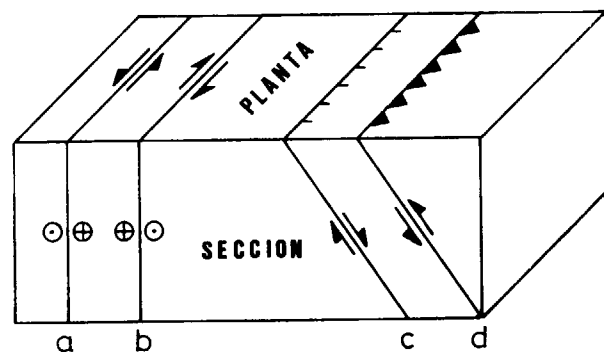


Figura 3.—Los cuatro tipos de fallas que se definen mediante la clásica representación gráfica de los movimientos relativos: sinestral (a), dextral (b), normal (c) e inversa (d).

solutos en las fallas, tanto en mapas, como en cortes geológicos (fig. 4a). Obtenemos así veintiocho tipos básicos de fallas (fig. 4b; siete variantes para cada uno de los cuatro tipos de la figura 3). Esta es una verdadera clasificación genética, ya que nos permite identificar y representar los movimientos reales de los dos labios de una falla. Esta simbología puede utilizarse a la vez que la clásica de movimientos relativos, y añadir así una información nueva en mapas y cortes geológicos. También pueden representarse las variaciones espaciales de estos movimientos a lo largo de una falla, o las variaciones temporales de los mismos.

A continuación veremos algunos ejemplos de aplicación de esta nueva simbología (fig. 5).

En primer lugar, mediante la figura 5a, recordamos que no siempre se pueden identificar fallas normales e inversas, con regímenes distensivos y compresivos, respectivamente: pueden en efecto aparecer fallas normales bajo regímenes compresivos (fig. 5a, i), y fallas inversas bajo regímenes distensivos (fig. 5a, ii). En este sentido, el estudio y representación de los movimientos absolutos puede ser clave para identificar el tipo de régimen tectónico. Asimismo, es posible obtener fallas inversas o normales tanto con episodios de subsidencia como de levantamiento (ver casos 6 y 7 en la fig. 4): en la figura 5b, se muestra un ejemplo de fallas normales producidas por el ascenso y empuje de un domo salino (SMITH & REEVE, 1970). HAMBLIN (1984), distingue tres tipos de movimientos absolutos en fallas normales de la Provincia del «Basin & Range» (fig. 5c). Finalmente, en el último ejemplo, vemos cómo pueden diferenciarse varios tipos de fallas normales e inversas en base a desplazamientos absolutos verticales (fig. 5d): el modelo corresponde al de la cuña tectónica de MIGLIORINI (1948) para los Apeninos.

CRITERIOS DE RECONOCIMIENTO DE MOVIMIENTOS ABSOLUTOS EN FALLAS

Los únicos criterios propuestos hasta ahora para reconocer movimientos absolutos son los ya mencionados de HAMBLIN (1984).

Trataremos ahora de exponer algunos de los criterios que pueden emplearse, a la espera de otros muchos que fueran propuestos en un futuro,

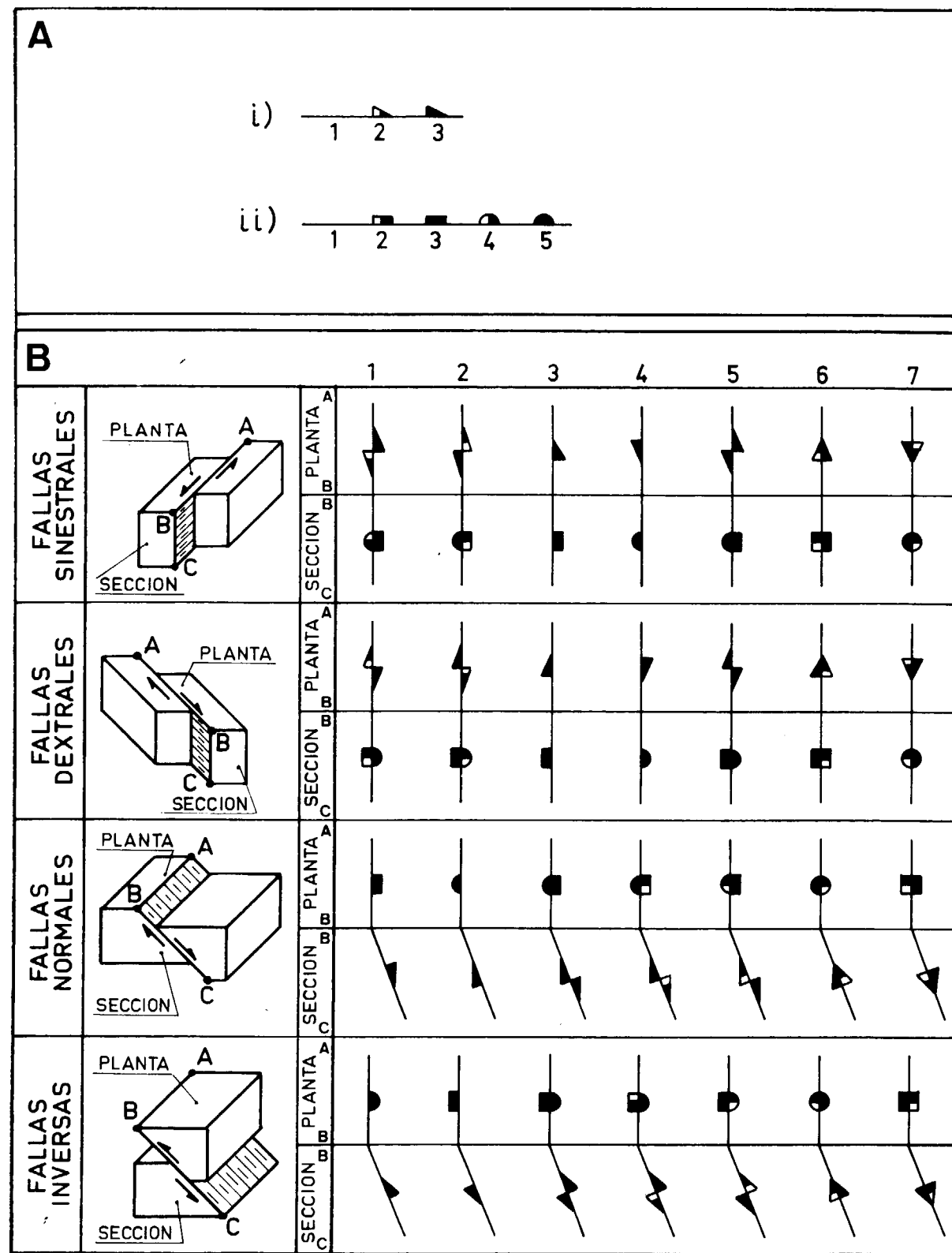


Figura 4.—Nueva simbología y representación gráfica que se propone para los movimientos absolutos en las fallas: A) Simbología empleada para cada labio de la falla: i) Para fallas en dirección, en planta, y fallas en buzamiento, en sección (1, sin movimiento; 2, movimiento mínimo en esta dirección; y 3, movimiento máximo en esta dirección). ii) Para fallas en buzamiento, en planta, y fallas en dirección, en sección (1, sin movimiento; 2, movimiento mínimo hacia abajo; 3, movimiento máximo hacia abajo; 4, movimiento mínimo hacia arriba; y 5, movimiento máximo hacia arriba). B) Los veintiocho tipos de fallas que se definen mediante movimientos absolutos (7 tipos para cada uno de los 4 movimientos relativos básicos), con sus simbologías para representación en planta y en sección.

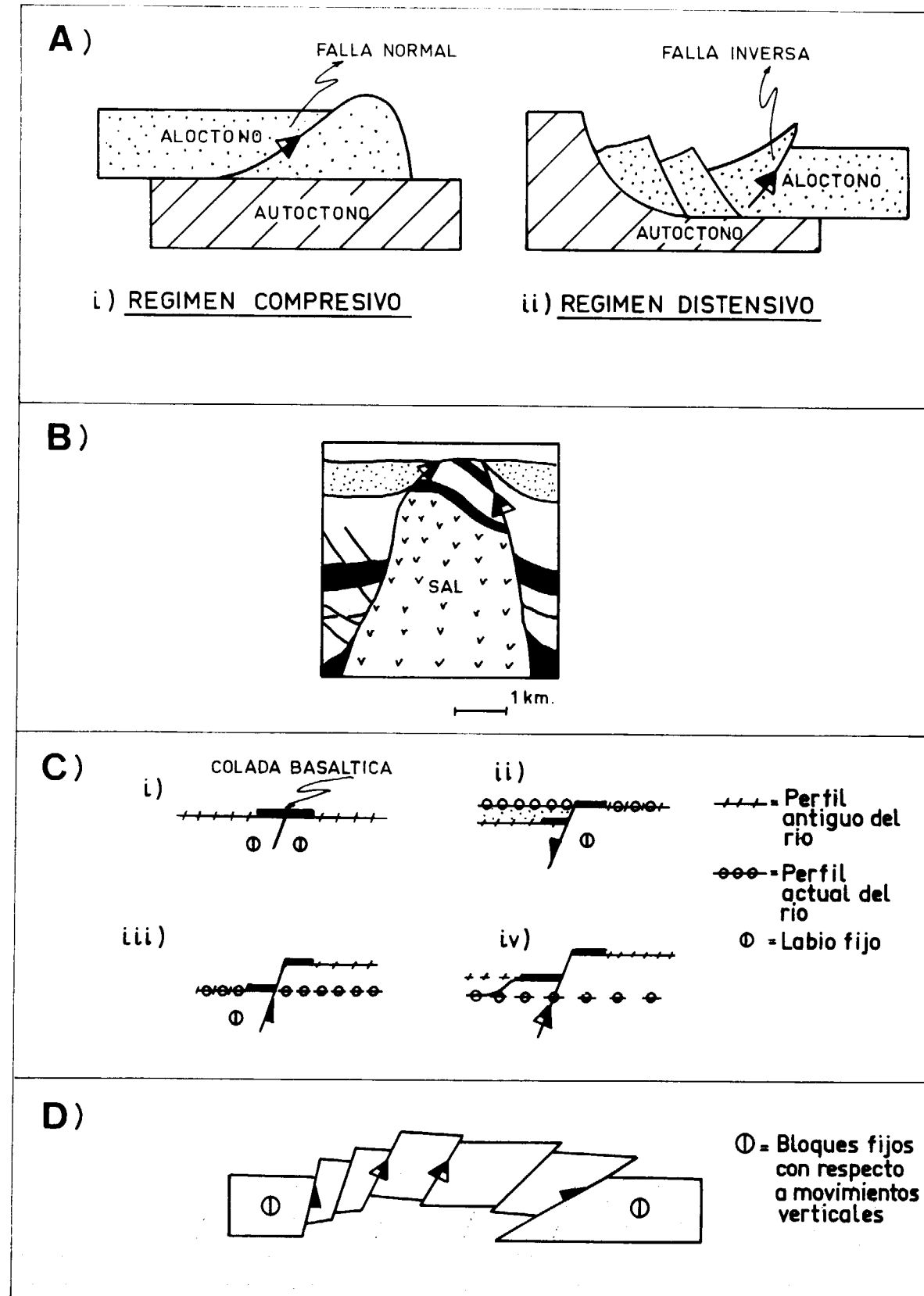


Figura 5.—Ejemplos de aplicación de esta nueva simbología: A) Falla normal generada bajo régimen compresivo (i), y falla inversa generada bajo régimen distensivo (ii). B) Fallas normales debidas al empuje y ascenso de un domo salino (SMITH & REEVE, 1970). C) Los tres tipos de movimientos absolutos distinguidos por HAMBLIN (1984) en fallas normales: i, estado indeformado; ii, movimiento únicamente del labio hundido; iii, movimiento únicamente del labio levantado; iv, movimiento de ambos labios hacia arriba. D) Movimientos absolutos en fallas normales e inversas del modelo de cuña tectónica de MIGLIORINI (1984).

caso de que alguna línea de investigación avanzara en este sentido.

Se pueden diferenciar cuatro tipos de criterios para reconocer desplazamientos absolutos: criterios sedimentarios, criterios geomorfológicos, criterios en espejos de falla y criterios basados en la deformación interna diferencial en ambos labios de una falla.

Los movimientos absolutos pueden deducirse mediante criterios sedimentarios en ciertas cuencas de origen tectónico. En la figura 6a se representa un ejemplo teórico, en el cual, como consecuencia de una distensión a modo de «fichas de dominó», se depositan unos sedimentos en el bloque hundido. Aunque ambas fallas normales (1) y (2) presentan idénticos movimientos relativos, sus movimientos absolutos son bien diferentes: mientras que en la falla (1) sólo baja el labio de la derecha, en la falla (2) bajan ambos labios; como consecuencia de ello, los sedimentos recubren a los dos labios de la falla (2), y sólo al labio de la derecha de la falla (1). En la figura 6b se muestra un ejemplo real en el graben de Ohara en Nueva Zelanda (LENSEN, 1958): del depósito diferencial de sedimentos en el graben, y de la no deformación de los estratos en los labios externos, resulta obvio que se ha hundido el graben sin que se hayan movido los labios externos de las fallas.

Existe un criterio geomorfológico utilizable sólo en fallas actuales, en las cuales no haya habido todavía, ni erosión, ni sedimentación. Se puede inferir que en fallas con movimientos subverticales, el levantamiento y el hundimiento de un labio, producirán, respectivamente, una elevación y una depresión topográfica local. De este modo, estudiando las elevaciones o depresiones en los entornos de fallas actuales, podremos eventualmente deducir los movimientos absolutos, como en los tres ejemplos de la figura 6c.

Se propone también un criterio basado en la deformación diferencial de los espejos de falla, en ambos labios de la misma (fig. 6d). Supongamos un bloque activo que se mueve sobre un bloque pasivo fijo, y que en ambos aparezcan espejos de falla: estos espejos de falla pueden presentar estructuras diferentes muy significativas. El bloque activo de una falla (aún cuando ésta conserva la misma dirección de movimiento general), puede tener (y de hecho tiene) movimientos irregulares debidos a variaciones momentáneas de velocidad en los dos extremos paralelos a la dirección de

la falla (causados, por ejemplo, por obstáculos locales), y como consecuencia de ello, sufrirá pequeñas rotaciones a lo largo de ejes perpendiculares al plano del movimiento. De este modo, a causa de estas rotaciones, el bloque activo variará ligeramente de posición en el espacio. De los muchos tipos de estrías presentes en los espejos de falla, uno que es bastante común es el que se debe a la marca de desgaste producida por un grano libre rotando solidariamente con la falla. En este tipo, es donde podemos observar estructuras diferenciales en los espejos de falla (fig. 6d). En la figura hemos representado las estrías producidas por tres granos en ambos labios de la falla (el grano 1 es uno que hacemos coincidir arbitrariamente con el eje de rotación del labio activo, y los granos 2 y 3 se sitúan fuera de este eje de rotación). Se observa que la estría formada por el grano (1) sólo presenta tramos rectos (AB-BC-CD), mientras que en las estrías de los granos (2) y (3) existen tramos rectos (AB-BC-CD) y curvos (BB-CC). Los tramos rectos corresponden al movimiento general de la falla en una dirección, mientras que los curvos corresponden a las rotaciones momentáneas. La diferencia esencial entre el bloque activo y el bloque pasivo, es que en el primero los tramos rectos (AB-BC-CD) varían de dirección como consecuencia del cambio de posición espacial del bloque en su conjunto, cosa que no ocurre en el bloque pasivo, donde los tramos rectos siempre están en una misma dirección. En la figura, todas estas estructuras se han exagerado con objeto de explicar mejor este criterio, pero es obvio que en la naturaleza las cosas no son tan espectaculares.

Los movimientos absolutos en fallas producen deformaciones internas que son diferentes en ambos labios de las mismas; nos detendremos más a fondo en este criterio porque parece ser el de más fácil aplicación práctica. En la figura 7a vemos un ejemplo real descrito por ARTHAUD & MATTAUER (1972), y en él se observa que las deformaciones en el campo frágil (estilolitos y grietas de tensión) se localizan en el labio probablemente más activo de la falla. MATTAUER (1976), describe otro ejemplo similar, que puede ser interpretado también con movimientos absolutos. En experimentos de laboratorio, se observa asimismo cómo las deformaciones frágiles tienden a localizarse en el labio activo de las fallas (ver por ejemplo KINGMA, 1958, DUNN y otros, 1973, y SUPPE, 1985). En el campo frágil-dúctil, podemos utilizar los clásicos ejemplos experimentales de CLOOS (1939):

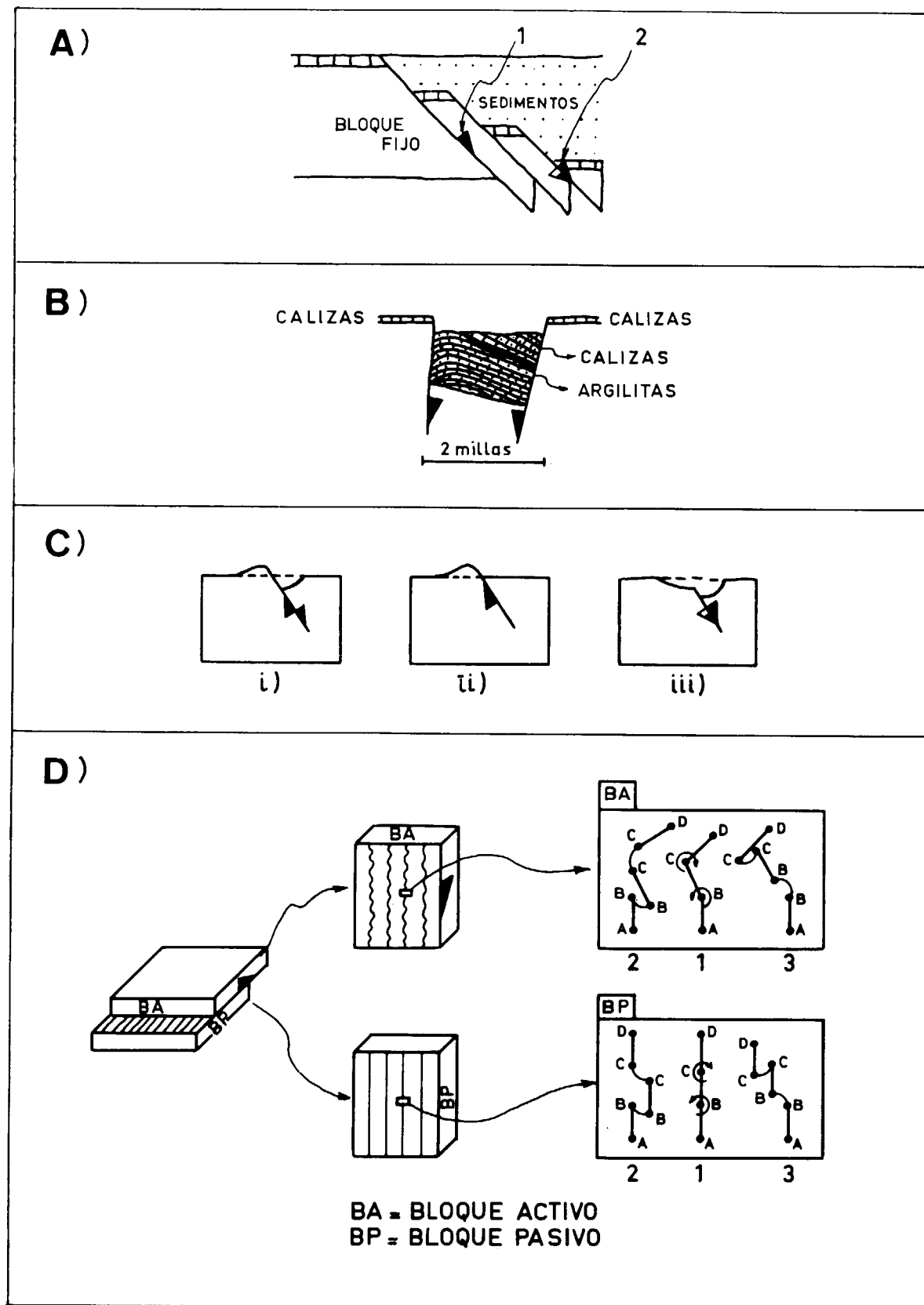


Figura 6.—Criterios sedimentarios, geomorfológicos y de estructuras diferenciales en espejos de falla, para reconocer movimientos absolutos: A) Modelo teórico de tectónica distensiva a modo de fichas de dominó: los sedimentos sólo recubren a los labios que se han movido hacia abajo (el labio de la derecha en la falla 1, y ambos labios en la falla 2). B) Graben de Ohara en Nueva Zelanda (LENSEN, 1958). C) Criterio geomorfológico para fallas actuales, basado en las elevaciones y depresiones topográficas localizadas en las inmediaciones de la falla: i, ambos labios se mueven en sentido contrario; ii, sólo se mueve el labio levantado; iii, ambos labios se mueven hacia abajo. D) Criterio basado en estructuras diferenciales en espejos de falla del bloque activo y del bloque pasivo (ver texto).

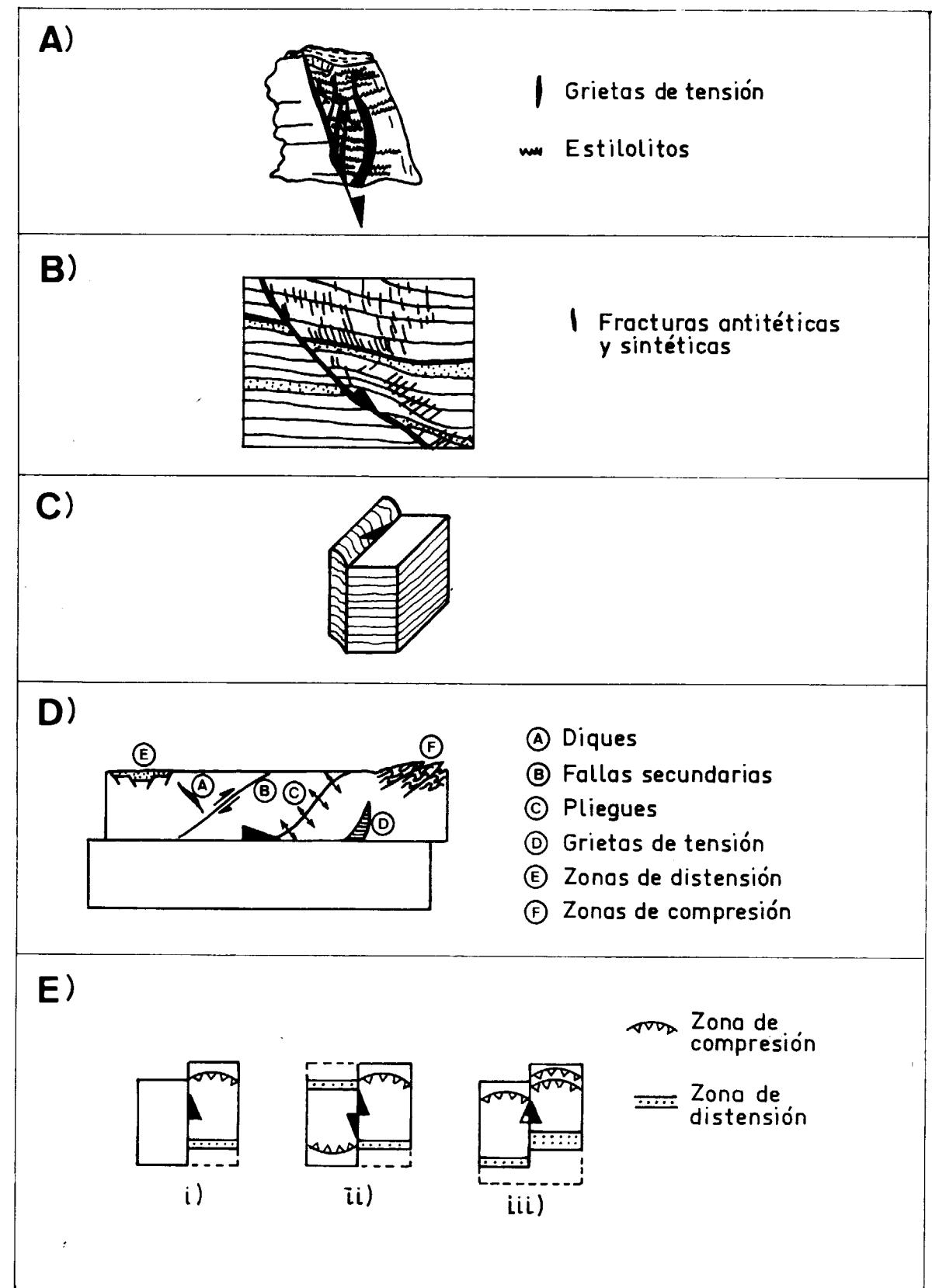


Figura 7.—Criterios de reconocimiento de movimientos absolutos, basados en la deformación interna diferencial de los dos labios de una falla: A) Deformaciones frágiles localizadas en el labio activo de la falla (ARTHAUD & MATTAUER, 1972). B) Deformaciones frágiles-dúctiles localizadas en el labio activo de la falla (CLOOS, 1939). C) Deformaciones dúctiles localizadas en el labio activo de la falla (basado en experimentos de EMMONS, 1969). D) Los seis tipos esenciales de deformaciones internas que podrán aparecer en el bloque activo de una falla. E) Criterio basado en la anchura y distribución de las zonas de distensión y de compresión a ambos lados de una falla: i, se mueve sólo el labio de la derecha; ii, se mueven ambos labios, pero en sentido contrario; y iii, se mueven sólo el labio de la derecha; ii, se mueven ambos labios y en el mismo sentido.

en la figura 7b, se aprecia cómo los pliegues y fallas secundarias aparecen únicamente en el labio activo de la falla distensiva (otro ejemplo experimental en el campo frágil-dúctil puede verse en PELTZER y otros, 1982). En el campo dúctil, las deformaciones son también mucho más abundantes en el labio activo (fig. 7c; basado en experimentos de EMMONS, 1969).

En resumen, estas deformaciones internas en los labios de una falla, son criterios útiles para el reconocimiento de movimientos absolutos, porque tienden a desarrollarse preferentemente en el labio activo de la misma. Se pueden distinguir seis tipos esenciales de estructuras de la deformación en este labio, formando o no familias continuas (fig. 7d). Además, las deformaciones internas del tipo zonas de distensión y zonas de compresión (e y f en la figura 7d), pueden indicarnos el movimiento absoluto mediante dos criterios adicionales (fig. 7e): su localización en los labios de la falla (en uno solo, i, en los dos pero en lugares opuestos, ii, o en los dos pero en lugares paralelos, iii); y la anchura que presentan estas zonas (igual, ii, o diferente, iii).

Podemos aplicar estos criterios de la deformación interna diferencial en los labios de una falla, a algunos casos descritos por diferentes autores (fig. 8). Estas estructuras se observan mejor en cortes geológicos para las fallas en buzamiento, y en mapas geológicos para las fallas en dirección. En la figura 8a se muestra un ejemplo tomado de HAMLIN (1965), en el cual podemos deducir el movimiento absoluto en la falla normal, respectivamente, por la deformación y la no deformación de los estratos en el labio izquierdo y en el labio derecho de la falla. En la figura 8b se representa un ejemplo real de cómo deducir el movimiento absoluto mediante el criterio de la localización diferencial de zonas de distensión en un solo labio de una falla (ver figura 7d, caso e): se trata de la cuenca carbonífera de Ales en Francia, ARTHAUD & MATTE (1977) (i), y en (ii) vemos la interpretación que dan a este movimiento (en la cual hemos añadido nuestra simbología). Un ejemplo muy similar es el descrito por WILCOX y otros (1973) para una cuenca distensiva, localizada entre las fallas de San Gabriel y San Andreas, en California. En la figura 8c, se muestra el clásico ejemplo de la Falla Alpina en Nueva Zelanda: WELLMAN y otros (1952) (i), describen una serie de pliegues sólo

presentes en el labio S de la falla, y COTTON (1956) (ii), lo explica precisamente por el movimiento diferencial hacia el O de este labio. Otro ejemplo con pliegues y efecto de arrastre en los estratos, es el descrito por DENNIS (1972) para la falla Perry en Vermont (fig. 8d), y en él podemos deducir también el movimiento absoluto a partir de estas deformaciones internas diferenciales. La presencia común de fallas secundarias en ciertos labios de las fallas primarias, ha sido descrita abundantemente en la literatura, y se pueden interpretar con movimientos absolutos. Algunos de los casos más espectaculares, son los de la falla de El Pilar en Venezuela (ROD, 1956; WILCOX y otros, 1973), la falla Alpina en Nueva Zelanda (MOODY & HILL, 1956; CHINNERY, 1966), las fallas de Malborough en Nueva Zelanda (BISHOP, 1968), o la falla de Craven en el NE de los Estados Unidos (MCKINSTRY, 1953).

Finalmente, pueden usarse estos criterios de la deformación interna, a una escala más grande. En la figura 8e, se analiza el ejemplo del S de la provincia del «Basin & Range» en los Estados Unidos, descrito por WERNICKE y otros (1982): este área sufrió una extensión de dirección O-E, mientras que el bloque de Mojave en el S no se movió; de esto, y de la deformación diferencial de ciertas estructuras preexistentes, puede inferirse el movimiento absoluto en las fallas que limitan esta provincia hacia el S. Finalmente, en la figura 8f estudiamos el modelo propuesto por BURKE y otros (1978) para explicar la formación de la Placa Caribe: debido a una compresión de dirección N-S entre Norteamérica y Sudamérica, se produce una «macro-cuña» en el Caribe, que sale expulsada hacia el E; el movimiento absoluto en dirección O-E puede deducirse, de este modelo, y de la presencia en el bloque activo (Placa Caribe) de intensas deformaciones (inexistentes en los bloques septentrional y meridional).

CONCLUSIONES

En este trabajo se introduce el concepto de movimientos absolutos en fallas, que permite dar un significado genético a estas estructuras, y que puede ser de utilidad tanto en mapas como en cortes geológicos.

Para aclarar los conceptos de absoluto y relativo se efectúa un estudio teórico, subdividiéndose los diferentes tipos de movimientos en cuatro: dos relativos y dos absolutos.

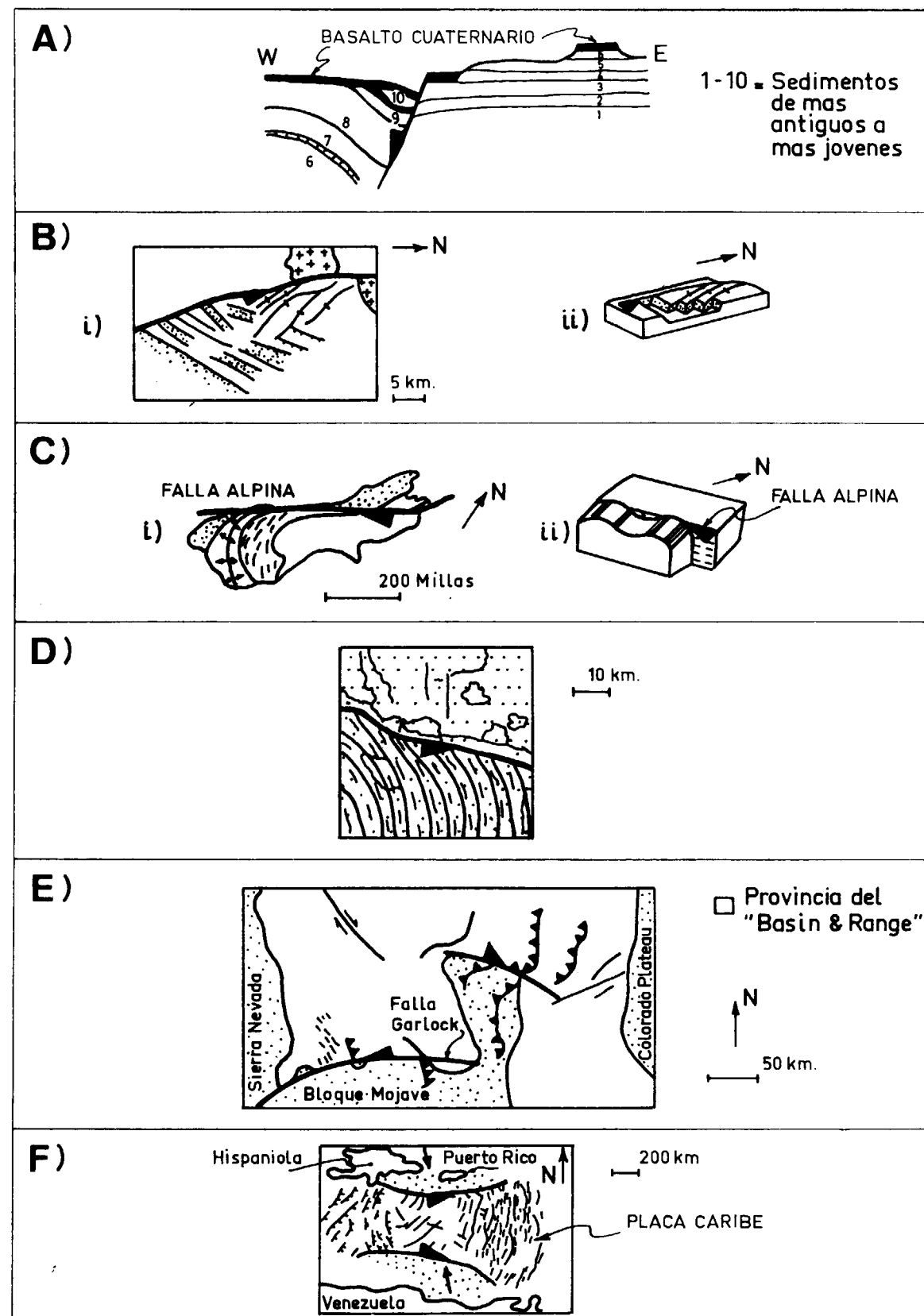


Figura 8.—Aplicación de los criterios de la deformación interna diferencial, a algunos ejemplos: A) Falla normal en la cual sólo se movió el labio hundido (HAMLIN, 1965). B) Cuenca distensiva de Ales en Francia, localizada en el labio S de la falla (ARTHAUD & MATTE, 1977): i, mapa geológico; ii, bloque diagrama interpretativo. C) Pliegues producidos en el labio S de la falla Alpina en Nueva Zelanda: i, mapa geológico de WELLMAN y otros (1952); ii, bloque diagrama interpretativo de COTTON (1956). D) Pliegues y efectos de arrastre localizados en el S de la falla de Perry (DENNIS, 1972). E) Movimientos absolutos en el S de la provincia del «Basin & Range» (interpretados a partir del mapa de WERNICKE y otros, 1982). F) Movimientos absolutos en la «cuña» formada por la Placa Caribe (interpretados a partir del mapa de BURKE y otros, 1978).

Mediante la elección de un punto de referencia dentro de un bloque que podemos suponer fijo para la escala del estudio considerado, definimos 28 tipos distintos de movimientos absolutos en fallas, que se representan con una nueva simbología. Esta simbología se aplica a diferentes ejemplos reales de fallas a distintas escalas, y se discuten algunas de sus implicaciones genéticas.

Se proponen también una serie de criterios que permiten identificar el tipo de movimiento absoluto que ha afectado a una falla.

Como hemos tratado de demostrar en este estudio, la representación e identificación de los movimientos absolutos en fallas puede ser de utilidad en geología.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los Profesores de la Universidad Complutense R. Capote, R. Babin y C. Casquet, la revisión y crítica de este manuscrito. Asimismo, se agradecen las críticas de una primera versión por parte del Profesor de la Universidad de Harvard en los Estados Unidos B. P. Wernicke. Finalmente, agradecemos muy especialmente la delineación de E. Menéndez, y la utilización del ordenador personal Bull Micral 30 de la empresa Honeywell, S. A., para el procesamiento de textos.

BIBLIOGRAFIA

- ARTHAUD, F., y MATTAUER, M. (1972): *Sur l'origine tectonique de certains joints stylolitiques parallèles à la stratification; leur relation avec une phase de distension (exemple du Languedoc)*. Bull. Soc. Geol. France (7), XIV, pp. 12-17.
- ARTHAUD, F., y MATTE, Ph. (1977): *Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals*. Geol. Soc. Am. Bull., V. 88, pp. 1305-1320.
- BISHOP, D. G. (1968): *The geometric relationships of structural features associated with major strike-slip faults in New Zealand*. New Zealand Jour. Geol. Geoph., 11, pp. 405-407.
- BURKE, K.; FOX, P. J., y SENGOR, A. M. C. (1978): *Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean*. Jour. of Geoph. Res., V. 83, B8, pp. 3949-3954.
- CHINNERY, M. A. (1966): *Secondary faulting; II Geological aspects*. Can. Jour. Earth Sci., V. 3, pp. 175-191.
- CLOOS, H. (1939): *Nebung, Spaltung, Vulkanismus*. Geo. Rund. Band 30 Zwischenheft 4A, pp. 406-527.

- COTTON, C. A. (1956): *Geomechanics of New Zealand mountain-building*. N. Zeal. Jour. of Sci. and Tech. B-38, pp. 187-200.
- DENNIS, J. G. (1972): *Structural Geology*. The Ronald Press Company, N. Y.
- DUNN, D. E.; LA FOUNTAIN, L. J., y JACKSON, R. E. (1973): *Porosity dependence and mechanism of brittle fracture in sandstones*. Jour. Geoph. Res. 78 (14), pp. 2403-2417.
- EMMONS, R. C. (1969): *Strike-slip rupture patterns in sand models*. Tectonophysics, 7 (1), pp. 71-87.
- HAMBLIN, W. K. (1965): *Origin of «reverse-drag» on the downthrown side of normal faults*. Geol. Soc. Am. Bull., V. 76, pp. 1145-1164.
- HAMBLIN, W. K. (1984): *Direction of absolute movement along the boundary faults of the Basin and Range-Colorado Plateau margin*. Geology, V. 12, pp. 116-119.
- KINGMA, J. T. (1958): *Possible origin of piercement structures, local unconformities, and secondary basins in eastern geosynclines, New Zealand*. N. Zeal. Jour. Geol. Geoph. I, pp. 269-274.
- LENSEN, G. J. (1958): *A method of graben and horst formation*. Jour. Geol., V. 66, núm. 5, pp. 579-587.
- MATTAUER, M. (1976): *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Ed. Omega.
- McKINSTRY, H. E. (1953): *Shears of the second order*. Am. Jour. of Sci., V. 251, pp. 401-414.
- MIGLIORINI, C. I. (1948): *I cunei composti nell' orogenesi*. Soc. Geol. Ital. Bol., 67, pp. 31-142.
- MOODY, J. D., y HILL, M. J. (1956): *Wrench-fault tectonics*. Bull. Geol. Soc. Am., V. 67, pp. 1207-1246.
- PELTZER, G.; TAPPONIER, P., y COBBOLD, P. (1982): *Les grands décrochements de l'est Asiatique: évolution dans le temps et comparaison avec un modèle experimental*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, V. 294, pp. 1341-1348.
- RAMSAY, J. G., y HUBER, M. I. (1983): *The techniques of modern structural geology*. Volume 1: Strain analysis. Academic Press.
- ROD, E. (1956): *Strike-slip faults of northern Venezuela*. Bull. Am. Ass. Petro. Geol., V. 40, núm. 3, pp. 457-476.
- SMITH, D. A., y REEVE, F. A. E. (1970): *Salt piercement in shallow Gulf Coast salt structures*. Bull. Am. Ass. Petro. Geol., V. 45, pp. 1271-1289.
- SUPPE, J. (1985): *Principles of structural geology*. Prentice-Hall.
- TER-STEPANIAN, G. (1962): *Klassifizierung der Erdbebenrisse*. Geol. und Bauw., V. 28, pp. 204-213.
- WELLMAN, H. W.; GRINDLEY, G. W., y MUNDEN, F. W. (1952): *The alpine schists and the upper Triassic of Harper Pass (sheet S52), South Island, New Zealand*. Roy. Soc. N. Zeal. Trans. and Proc., V. 80, núm. 2, pp. 213-227.
- WERNICKE, B. P.; SPENCER, J. E.; BURCHFIELD, B. C., y GUTH, P. L. (1982): *Magnitude of crustal extension in the Southern Great Basin*. Geology, V. 10, pp. 499-502.
- WILCOX, R. E.; HARDING, T. P., y SEELY, D. R. (1973): *Basic wrench tectonics*. Am. Ass. Petro. Geol. Bull., V. 57, núm. 1, pp. 74-96.

Recibido: Abril de 1986.

El macizo de Aracena (macizo Ibérico meridional): Propuesta de división sobre la base de nuevos datos estructurales y petrográficos

Por A. CRESPO-BLANC (**)

RESUMEN

Se han puesto en evidencia dos zonas de cizalla mayores en el macizo de Aracena, que marca el límite de las zonas de Ossa Morena y Surportuguesa. De acuerdo con criterios litoestratigráficos y estructurales, se propone una nueva división de éste.

De norte a sur:

- Sinclinorio de Barrancos - Hinojales.
- Zona del Cubito.
- Zona de Navahermosa - Castaño del Robledo.
- Zona de Jabugo - Almonáster.
- Zona meridional.

Estas zonas están separadas por accidentes tectónicos importantes.

RESUMÉ

Deux zones de cisaillement majeures ont été mises en évidence dans le massif d'Aracena, lequel souligne la limite entre la zone d'Ossa-Morena et la zone Sudportugaise. Une nouvelle division de celui-ci est proposée, d'après des critères lithostratigraphiques et structuraux. Du nord au sud:

- Sinclinorio de Barrancos - Hinojales.
- Zone de El Cubito.
- Zone de Navahermosa - Castaño del Robledo.
- Zone de Jabugo - Almonaster.
- Zone méridionale.

Ces zones sont séparées par des accidents tectoniques importants.

A) INTRODUCCION

El macizo de Aracena es una unidad estructural situada entre la zona de Ossa-Morena (ZOM) y la zona Surportuguesa (ZSP) (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1974), que marca el límite entre estas dos zonas.

Según BARD (1969) y FLORIDO y QUESADA (1983), el límite norte del macizo de Aracena viene marcado por el contacto meridional de los materiales cámbricos del flanco sur del anticlinario de Olivenza-Monesterio, con materiales ordovícicos, silúricos y devónicos de lo que se ha denominado sin-

clinal de Barrancos-Hinojales (IGME, 1979). El límite sur de este macizo es más discutido. Algunos autores lo sitúan en el cabalgamiento de Ficalho, que pone en contacto las anfibolitas de Acebuches con el grupo de Pulo do Lobo (CHACÓN et al., 1983; RIBEIRO et al., 1983). Otros (FLORIDO y QUESADA, 1983) lo localizan más al sur, coincidiendo con el cabalgamiento que separa el grupo Pulo do Lobo de los materiales carboníferos de la ZSP. En el mapa geológico de Aracena, APALATEGUI et al. (1986) sitúan el límite del macizo de Aracena al norte de las anfibolitas de Acebuches.

En 1983, FLORIDO y QUESADA dividieron el macizo de Aracena en cuatro unidades diferentes que son de norte a sur:

(*) Departamento de Geología. Universidad de Sevilla.

- Sinclinorio de Barrancos-Hinojales (IGME, 1979).
- Anticlinal de Fuenteheridos-La Umbría (BARD, 1969).
- Cuña de Aguafría-Cortegana.
- Dominio Meridional.

Estas divisiones prevalecen en el mapa geológico de Aracena, recientemente publicado. En el presente artículo, se propone una nueva división de este macizo.

B) NUEVA DIVISION DEL MACIZO DE ARACENA

Atendiendo a criterios estratigráficos, estructurales y petrográficos que se discutirán más adelante, se proponen nuevas divisiones del macizo de Aracena que de norte a sur son:

1. Sinclinorio de Barrancos-Hinojales (IGME, 1979).
2. Zona del Cubito (APALATEGUI et al., 1983).
3. Zona de Navahermosa-Castaño del Robledo (ZNC).
4. Zona de Jabugo-Almonaster (ZJA).
5. Zona meridional.

El esquema tectónico de la figura 1, ilustra la posición geográfica de los dominios establecidos. A continuación se describe cada una de las zonas, de norte a sur, excepto las dos primeras.

1. Zona del Cubito

Esta unidad está constituida por una serie de filitas y esquistos cloritosericíticos con intercalaciones de cuarcitas micáceas. Al norte de Aracena, se han cartografiado (BARD, 1969; APALATEGUI et al., 1984) rocas volcánicas de afinidad andesíti-

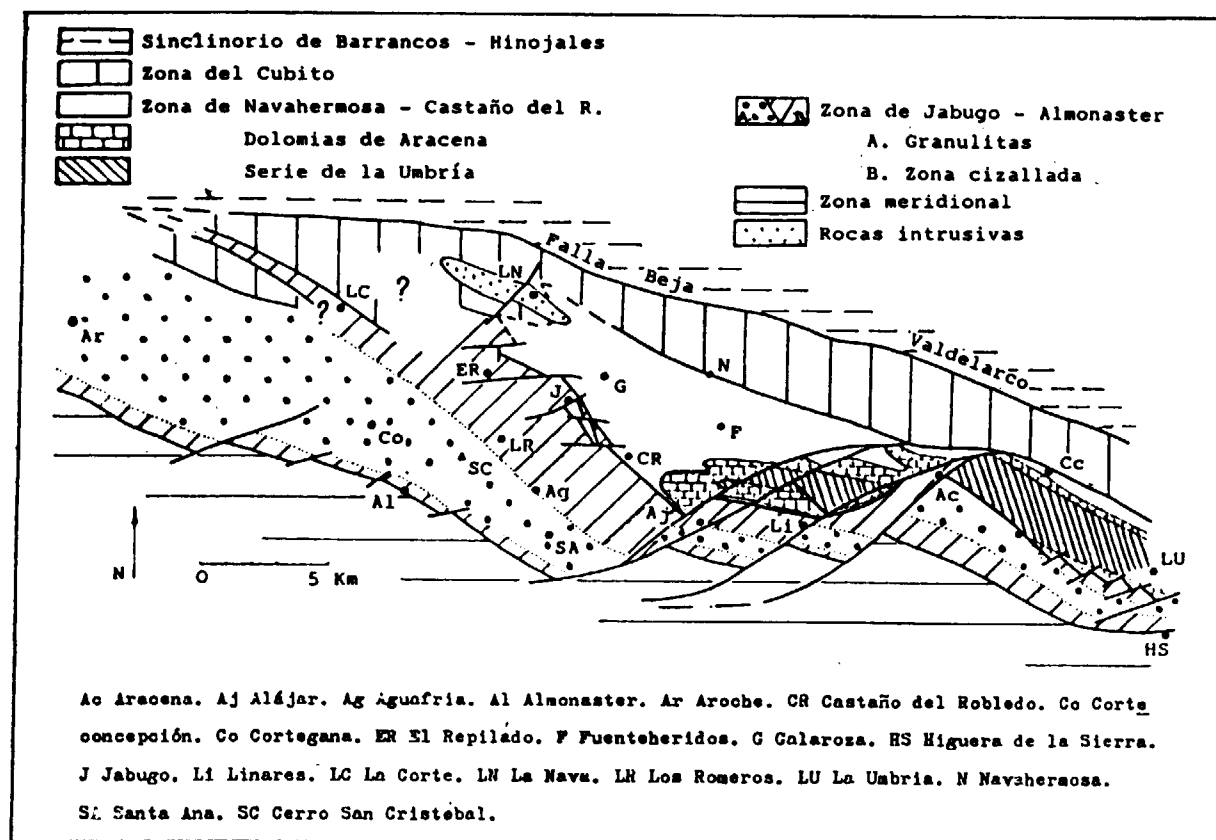


Figura 1.—Esquema tectónico del macizo de Aracena.

ca, las metabasitas de la Ribera de Huelva (metatobas y metadoleritas).

Cuatro fases principales de plegamiento han sido identificadas (respecto a las tres observadas hasta ahora en los trabajos anteriores, FLORIDO y QUESADA, 1983; APALATEGUI et al., 1984).

a) Fase 1: Pliegues isoclinales con una esquistosidad S_1 sinmetamórfica (facies esquistos verdes de baja T) de plano axial. Estos pliegues son muy escasos y en ningún caso se ha podido determinar su vergencia. No obstante, en la parte meridional de la ZOM, este tipo de pliegue suele ser vergente hacia el SO, con ejes de dirección NO-SE.

b) Fase 2: Formación de microlitones según una foliación S_2 (recristalización poco desarrollada en la facies esquistos verdes de baja T). Esta fase se conserva casi exclusivamente en las rocas cuarcíticas. De momento, no se han visto pliegues métricos asociados a ella, y por lo tanto no se puede determinar vergencia o dirección de pliegues.

c) Fase 3: Pliegues de tipo chevrons, generalmente sin foliación de plano axial (eventualmente planos de disolución por presión). Es la fase más evidente a escala del afloramiento. Las medidas de orientación de los ejes y polos de planos axiales de estos pliegues están representados en la figura 2. Los polos de los planos axiales se con-

centran alrededor de $N 120^\circ E/75^\circ N$, aunque haya una cierta variación tanto en las direcciones ($\pm 10^\circ$), como en los buzamientos ($\pm 15^\circ$). Los ejes presentan estas mismas variaciones pero con mayor rango. No obstante, se distribuyen aproximadamente según un círculo mayor cuyo polo corresponde a $N 120^\circ E/75^\circ N$ (fig. 2).

d) Fase 4: Esta fase es responsable de la variación, ya descrita, de los ejes de los pliegues F_3 en sus mismos planos axiales. Por consecuencia, su dirección debe ser aproximadamente perpendicular a estos planos axiales, es decir $N 30^\circ E$. Los únicos marcadores de esta fase son los ejes F_3 y no se ha conseguido ver una foliación u otra estructura asociada. Debe ser también responsable de la ligera variación de las superficies axiales SA_3 . Diferenciar una fase de plegamiento solamente por el hecho de que varían las orientaciones de los ejes de una fase anterior puede ser arriesgado. Todavía no queda claro si esta variación es el resultado de un plegamiento heterogéneo de la fase 3 o si realmente existe una fase 4.

e) Últimas fases de deformación: Kinks (a veces conjugados) y pequeñas fallas.

2. Sinclinorio de Barrancos - Hinojales

FLORIDO y QUESADA (1983), describen la estrati-

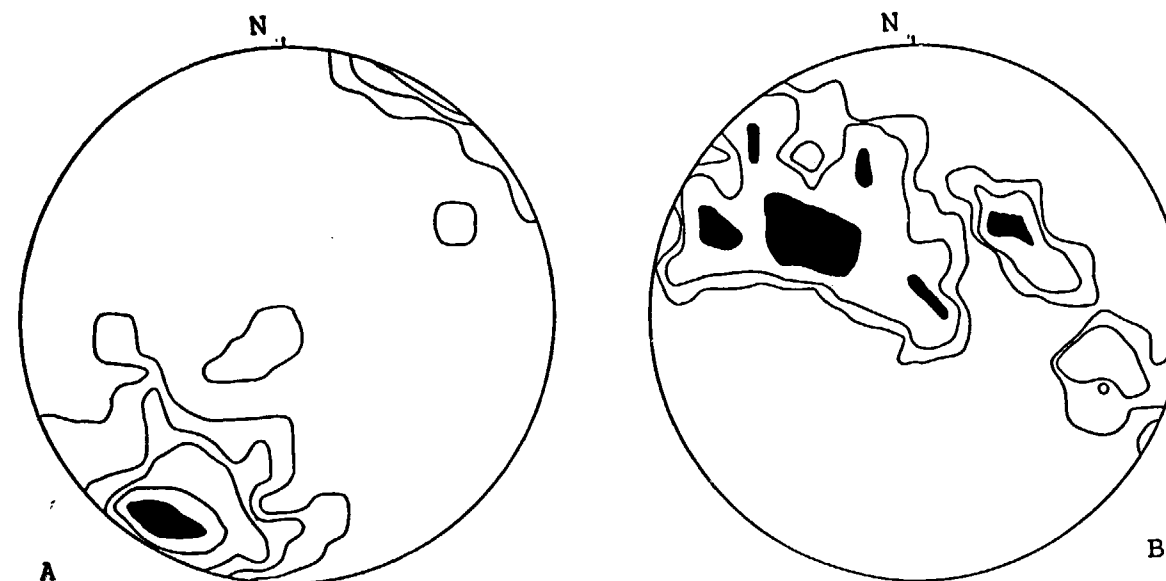


Figura 2

SCHMIDT. Hem. Inf.

Zona del Cubito: A. Superficies axiales SA_3 , 82 polos. Contornos 1, 3, 5, 10, 15 por 100. B. Pliegues F_3 , 116 ejes. Contornos 1, 2, 4 por 100.

grafía de esta unidad. Relacionan estratigráficamente sus tramos más bajos con la serie del Cubito. El límite con la zona del Cubito está definido por la falla Beja-Valdelarco. El sinclinorio de Barrancos-Hinojales se distingue de la zona del Cubito por el hecho de que sus materiales han sufrido una evolución tectónica distinta: la fase 4 está ausente en esta unidad.

3. Zona de Navahermosa - Castaño del Robledo (ZNC)

Esta zona engloba parte de lo que BARD (1969) definió como anticlinal de Fuenteheridos-La Umbría, y que APALATEGUI et al. (1984) mencionan como Subdominio Central A. Los dos pueblos de Navahermosa y Castaño del Robledo son los dos extremos norte y sur respectivamente de la banda que lo constituye (fig. 1).

Los trabajos de campo de la autora no han llegado a modificar el esquema de columna estratigráfica que ofrece FLORIDO y QUESADA (1983). No hay ninguna evidencia de campo para decir que la serie subyacente a la serie de la Umbría fuera invertida durante la primera fase hercínica, y que dicha serie sea una unidad alóctona procedente del eje Olivenza-Monesterio (APALATEGUI, 1979, APALATEGUI et al., 1984).

La ZNC ha sufrido las mismas fases de plegamiento que la zona del Cubito, y el metamorfismo asociado a la primera fase de plegamiento isoclinal es de facies esquistos verdes de baja T. El anticlinal de Fuenteheridos-La Umbría es atribuido a la fase 3.

En esta zona, como núcleo del anticlinal Fuenteheridos-La Umbría, aparece la serie de la Umbría que subyace bajo las dolomías de Aracena. Tradicionalmente, esta serie está considerada como el equivalente de la formación Tentudia (BARD, 1969; GUTIÉRREZ, 1970; VÁZQUEZ y FERNÁNDEZ, 1976) y datada supuestamente como Rifeense Medio-Superior (EGUILUZ et al., 1984). La escasez y la mala calidad de los afloramientos han impedido hasta ahora la observación de un metamorfismo o de una fase de deformación antehercínica que confirmaría esta correlación.

4. Zona de Jabugo - Almonaster (ZJA)

En esta zona es donde se han hecho las obser-

vaciones más interesantes. Sus características petrográficas y estructurales pueden resumirse así:

1.º Metamorfismo: En un primer estadio, todas las rocas de esta zona han sufrido un metamorfismo regional progrado, de alta T/baja presión, de facies anfibolitas de alta T y granulitas (se llega hasta la anatexia).

2.º Cizallamiento: Posteriormente, esta misma zona ha sido sometida a una o varias fases de cizalla, acompañadas de un retrometamorfismo particularmente intenso donde la deformación cizallante se ha desarrollado más. Un núcleo granulítico ha sido preservado de la deformación, mientras que los bordes sur y norte de esta zona están intensamente cizallados (fig. 1). La puesta en evidencia de cizallamiento y retrometamorfismo asociado en el macizo de Aracena es un hecho nuevo.

Esta zona se extiende de Jabugo a Almonaster (fig. 1) e incluye las anfibolitas de Acebuches que en su totalidad han sido afectadas por un metamorfismo de grado alto (facies granulita) y posteriormente por varias fases de cizallamiento con retrometamorfismo asociado.

Litoestratigrafía

Debido al metamorfismo regional progrado y a las fases de cizallamientos posteriores que han podido borrar cualquier estructura previa (como pliegues de gran envergadura) es difícil establecer una columna litoestratigráfica de las rocas que constituyen esta zona. Una granulita básica inicialmente puede transformarse en una anfibolita, un esquistos verde o una filonita según el grado de deformación y retrometamorfismo asociado durante el episodio de cizallamiento. No obstante, un corte simplificado (que incluye tanto criterios litoestratigráficos, tipo de roca metamórfica pro y retrógrada, como criterios estructurales, grado de deformación) perpendicular a la zona a la altura de Almonaster, de sur a norte es el siguiente:

a) Anfibolitas de Acebuches (el grado de cizallamiento y retrometamorfismo asociado aumenta hacia el sur, hasta llegar a filonitas de facies esquistos verdes de baja T. En la parte norte, el grado de metamorfismo alcanza la facies granulítica de baja T).

b) Mármoles de facies granulítica (en lentejones dentro de las anfibolitas de Acebuches cerca

del contacto con el granito de afinidad charnokítica).

c) Granito de afinidad charnokítica.

d) Granulitas básicas (Diópsido, Albita, Ortoisa, Espinela), en parte retromorfizadas (facies anfibolitas medio) sin deformación.

e) Mármoles y rocas calcosilicatadas de facies granulítica.

f) Granulitas intermedias retromorfizadas (Diópsido, Andesina, Cuarzo, Tchermakita, Biotita).

g) Gneis de Fuente del Oro (BARD, 1969), gneis aluminico con cordierita y granate.

h) Granulita básica en gran parte retromorfizada (Plagioclasa, Tchermakita, Cumingtonita) con relictos de piroxeno.

i) Alternancia centimétrica, decimétrica o decimétrica de 1.º Gneises finamente bandeados Cz-feld/Biot-mosc-clor (con variaciones de concentraciones respectivas) con textura granoblástica y relictos de minerales de alto grado de metamorfismo y 2.º Esquistos cloríticos con ojos de feldespatos estirados (y bloques preservados de granulitas o anfibolitas).

Las rocas de b) a h) ambas incluidas, constituyen el núcleo de rocas de alto grado de metamorfismo, en su gran mayoría preservadas de la deformación cizallante. Dioritas (probablemente contemporáneas del metamorfismo progrado) no deformadas, intruyen en estas rocas.

Metamorfismo regional progrado

Es un metamorfismo de tipo baja presión, como lo describe justamente BARD (1969). Aparecen andalucita, cordierita y silimanita, y no hay distena. Sin embargo, BARD calculó un gradiente geotérmico medio de 75°C/km. sobre la base de la potencia aparente de las rocas más metamórficas del macizo de Aracena y de anfibolitas de Acebuches. Dicha potencia ha sido seguramente reducida debido a la cizalla que él desconocía (y puede ser que en un porcentaje muy alto, vista la enorme deformación que han sufrido parte de las rocas). Además, no ha tenido en cuenta el retrometamorfismo posterior asociado a la deformación. El gradiente geotérmico del macizo de Aracena debe ser entonces mucho menor, aunque siempre de alta temperatura respecto a la presión.

Toda la ZJA ha sido metamorfizada en un grado muy alto. A pesar del retrometamorfismo debido a la cizalla, algunos relictos del metamorfismo progrado (Diópsido, enstatita, cordierita, granate, espinela, etc.), desde Almonaster hasta Castaño del Robledo por ejemplo, indican una facies granulítica o anfibolítica de alta T.

Fase de cizallamiento

Los rasgos característicos de zonas de cizalla, tales como la aparición de una foliación milonítica y fábrica lineal asociada, o pliegues con estiramiento mineral paralelo al eje, típico de los pliegues en vaina han sido observados en la ZJA, desde Higuera de la Sierra hasta Aroche. Son dos las zonas de cizalla: una situada en las anfibolitas de Acebuches, al sur, y otra, en la alternancia de rocas ácidas y básicas al norte de la ZJA, dejando un núcleo de rocas granulíticas sin deformar, especialmente bien desarrollado entre Santa Ana La Real y Aroche. Estas dos cizallas bordean la ZJA. Sus límites hasta ahora conocidos están representados en la figura 1. Están claramente cortadas por un sistema de fallas frágiles posteriores, paralelas y oblicuas a las estructuras.

1. Zona de cizalla en las anfibolitas de Acebuches

De norte a sur, las anfibolitas de Acebuches pasan de una granulita básica retromorfizada de facies anfibolítica (relictos de granate y clinopiroxeno) con textura migmatítica y grano grueso a un esquistos verde de grano muy fino, pasando por una anfibolita bandeadada con grano medio. Hasta ahora (BARD, 1969 y trabajos posteriores), esta disminución de tamaño de grano y cambio de paragénesis mineral han sido atribuidos a un descenso en las condiciones metamórficas regionales. En realidad, este fenómeno es debido al retrometamorfismo asociado a un episodio de cizallamiento, cuyo grado de deformación aumenta gradualmente hacia el sur (la potencia de la zona cizallada es aproximadamente de 400 m.).

Se han observado dos fases de cizalla, con planos de foliación milonítica de la misma orientación en los dos casos. En la mayor parte de la zona de cizalla, esta orientación buza de 70° hacia el NE. Una primera fase de cizalla está marcada por un estiramiento mineral de orientación cer-

cana al buzamiento de los planos de foliación milonítica. Relictos de esta fase son escasos. La segunda fase de cizalla provoca un estiramiento mineral con menor inclinación: unos de 20° a 30° hacia el SE o el NW según la región (un estudio más detallado de las orientaciones y texturas de las rocas miloníticas se puede encontrar en CRESPO-BLANC y OROZCO, in litt.). Esta fase es la que imprime a las anfibolitas sus características actuales.

Cuando en la muestra de visu se observa una foliación milonítica y una lineación de estiramiento asociada, aunque sea poco desarrollada, en lámina delgada aparece una textura de tipo S-c (BERTHE et al., 1979), caracterizada por porfiroclastos de anfíboles y plagioclasas rodeados por las dos superficies S y c. De Aroche a Higuera de la Sierra, los minerales que cristalizan durante el desarrollo de la cizalla indican una facies esquistos verdes (Actinota, Andesina, Clorita, Epidota), y las recristalizaciones posteriores a la deformación son mínimas. Los porfiroblastos, únicos relictos del metamorfismo progrado regional, indican una facies granulítica (Hnbl marrón en Aroche, CPx en Alájar).

La textura S-c y, por otra parte, microestructuras en la zona meridional (textura S-c y pliegues asociados a la deformación) nos indica el sentido de cizalla de esta segunda fase, que es siempre sinistrorso e inverso, es decir, que las anfibolitas de Acebuches cabalgan la zona meridional en un movimiento sinistrorso (CRESPO-BLANC y OROZCO, in litt.).

2. Zona de cizalla del norte de la ZJA

a) Microestructuras

Desde el núcleo de rocas granulíticas hacia el norte (por ejemplo del cerro de San Cristóbal a Jabugo, 4 Km. en línea recta), se observan los hechos siguientes:

— Las granulitas están milonitizadas, con aparición de una foliación milonítica y a veces, cuando la mineralogía y el tamaño de grano permite verlo, una lineación de estiramiento asociada. Esta milonitización es muy heterogénea; no obstante, aumenta hacia el norte, dejando núcleos de granulitas sin deformar a todas escalas, centí, deci o decamétricas. Cerca del contacto con la ZNC, la deformación es tan intensa que las granulitas iniciales han llegado a transformarse en

filonitas. En trabajos anteriores estas rocas han sido confundidas con las metacineritas de la ZNC, pero una observación detallada de las muestras de campo y de las láminas delgadas puede revelar algunos relictos de alto grado (cordierita pinitizada, hercinita, clinopiroxeno, etc...).

— Hasta ahora, se ha observado una sola fase de cizalla, al contrario de la zona de cizalla de las anfibolitas de Acebuches. La orientación de la foliación milonítica es variable (en un intervalo de 60° para la dirección y 30° para el buzamiento), con unos valores medios de N1 35 E/50 NE. Se han representado 178 medidas efectuadas entre Aracena y La Corte en la figura 3 A.

La lineación en la zona de cizalla puede ser muy marcada. Esta lineación es a menudo claramente un estiramiento mineral (Lem). Una gran parte de las medidas de lineación (fig. 3 B) corresponde aproximadamente al buzamiento del plano de foliación milonítica. En otros casos, generalmente cerca del contacto norte con la ZNC, donde la deformación es muy intensa, esta lineación es ligeramente ondulada o francamente curvada (se llega a veces a una inflexión próxima a 180°). Entonces, el grano de la roca es tan fino que de visu es imposible determinar si esta lineación corresponde a Lem o a una intersección de la foliación milonítica y de una esquistosidad previa del metamorfismo regional (Lm). Si es un estiramiento mineral, hay que imaginar una historia de la cizalla muy compleja, con direcciones cambiando a veces 180° en 3 cm. Si es una intersección Lm, con estiramiento Lem de dirección constante, estos pliegues de Lm en el plano de milonización pueden ser explicados por una cizalla simple heterogénea (BELL, 1978).

Faltan todavía los datos suficientes (estudio de la fábrica mineral en la platina universal para poder determinar un sentido de cizalla. Trabajos futuros incluirán un estudio más completo de la misma.

— En lámina delgada, la textura milonítica es poco marcada, puesto que ha sido en parte borrada por una cristalización posterior a la deformación. No obstante, se pueden observar relictos de alto grado del metamorfismo progrado regional rodeados por una foliación milonítica con estiramiento asociado (las rocas típicas de esta zona de cizalla son gneises bandeados con finos niveles micáceos que separan niveles cuarzofeldespáticos y/o anfibolopiroxénicos, con una textura

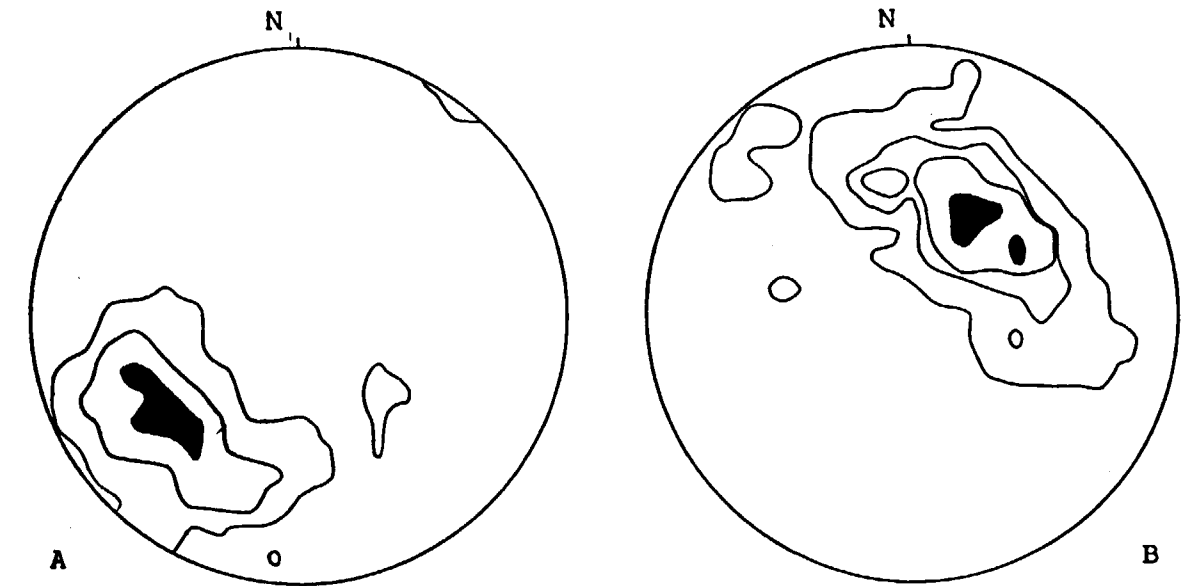


Figura 3
SCHMIDT. Hem. Inf.
Zona de cizalla N de la ZJA: A. Foliación milonítica, 178 polos. Contornos 1, 5, 10 por 100. B. Lineaciones, 229 medidas. Contornos 1, 3, 5, 8 por 100.

granoblástica heredada del metamorfismo regional de facies granulitas o anfibolitas profundas). La textura S-c es muy escasa. En rocas cuarzofeldespáticas se llega a ver textura en ribbons del cuarzo.

b) Retrometamorfismo asociado a la fase de cizallamiento

En el núcleo de rocas no deformadas de la ZJA, el retrometamorfismo, favorecido probablemente por los fluidos en relación con zonas de cizalla cercanas, llega a facies anfibolitas de baja T. Se hace por zonas difusas, a escala de afloramiento o kilométrica. Cuando aparece una foliación milonítica, el retrometamorfismo, muy intenso y a grandes rasgos proporcional a la intensidad de la deformación, se limita a bandas de cizalla. La paragénesis alcanzada durante la cizalla indica una T-p de una facies esquistos verdes media a alta T. La recristalización continúa en parte después de la cizalla.

5. Zona meridional

La zona meridional incluye lo que se ha llamado hasta ahora las formaciones Pulo do Lobo, Ribera de Limas y Santa Iria (CARVALHO et al., 1976). Al sur de Almonaster aflora el gneis gra-

nodiorítico de Gil Márquez, relevado al oeste por esquistos verdes como núcleo de una antiforma en los materiales citados precedentemente (APALATEGI et al., 1983, 1984).

La estratigrafía exacta de este grupo en la región de Aracena-Aroche queda todavía por establecer, puesto que las rocas encontradas justo en el contacto de las anfibolitas de Acebuches no corresponden a las descripciones de la formación de Pulo do Lobo. Hacia el sur, estas formaciones cabalgan las series de la ZSP (JULIVERT et al., 1974).

Al norte, el contacto con las anfibolitas de Acebuches es claramente mecánico; es la misma cizalla que se observa perfectamente en las anfibolitas, señalada anteriormente. Hasta 30 m. del contacto se observa una textura milonítica S-c en esquistos cuarzofeldespáticos, con relictos de andalucita, granate, biotita y moscovita del metamorfismo regional (facies anfibolitas profundas), y recristalizaciones durante la deformación que indica una T-p de facies esquistos verdes medio en la mayoría de las láminas. Las orientaciones de los planos de foliación milonítica y del estiramiento mineral asociado son las mismas que las de la segunda cizalla en las anfibolitas de Acebuches.

Al sur del contacto con las anfibolitas, el metamorfismo disminuye rápidamente, hasta una facies esquistos verdes de baja T. Es posible que esta disminución rápida sea debida a un juego de fallas que hacen desaparecer parte de las series, puesto que el contacto con las anfibolitas de Acebuches, aparte de la cizalla dúctil, está muy mecanizado frágilmente.

Como núcleo de un anticlinal situado al sur de Aroche en las formaciones Pulo do Lobo sensu lato, Ribera de Limas y Santa Iria, afloran unas rocas verdes, que actualmente son de facies anfibolitas inferior (Olig - Act - Epi - Clor - Esfena). Estas están en contacto gradual con las rocas detríticas de la formación Pulo do Lobo s.l., que alcanzan también en este sitio un grado de metamorfismo de anfibolitas de T-p baja (Andalucita - Biot - Mosc - Qz - Olig - Turm). APALATEGUI et al. (1983) sugieren que estas rocas verdes son las equivalentes menos metamórficas de las anfibolitas de Acebuches. Vista la cizalla sufrida por estas últimas y, consecuentemente, el movimiento que puede haber tenido lugar entre la ZJA y la zona meridional, es un hecho a comprobar.

Trabajos futuros del autor incluirán un análisis estructural detallado de la zona. Un problema muy interesante a resolver es el de la edad de la gneisificación de la granodiorita de Gil Márquez, para saber si es contemporánea o no de las cizallas observadas en la ZJA.

C) DISCUSION

Aunque falten todavía los datos de campo suficientes para demostrarlo, lo más probable es que la primera fase de cizalla en las anfibolitas de Acebuches (lineación de estiramiento cercana al buzamiento de los planos de foliación milonítica) corresponda con la única fase observada en el borde norte de la ZJA. Esta zona de cizalla habría funcionado como una falla normal: el metamorfismo regional es muy alto en la ZJA, lo que indica que el bloque meridional ha subido en relación con el septentrional (ZNC, de grado de metamorfismo de baja T-p).

La segunda fase de cizallamiento, presente solamente en las anfibolitas de Acebuches, podría ser un episodio dúctil previo de la fracturación tardihercínica que ha tenido importante inciden-

cia en la estructuración del límite entre Ossa Morena y la Zona Surportuguesa (ARTHAUD y MATTE, 1975, y, sobre todo, SIMANCAS, 1983).

Una vez constatada la existencia de estas cizallas dúctiles en el macizo de Aracena, cabe preguntarse cuál es su relación temporal con los demás acontecimientos tectónicos de la región.

No se puede todavía construir una historia coherente en la que están incluidos todos los datos respecto a las deformaciones. No obstante, se puede elaborar un modelo en relación con el anticlinal Fuenteheridos-La Umbría, la estructura más conocida de toda la Sierra de Aracena. Puesto que los materiales deformados por el cizallamiento no aparecen en el flanco norte del anticlinal, es claro que las zonas de cizalla no están plegadas por esta estructura (fig. 1). Quedan, pues, dos posibilidades:

1.º Primera fase de cizallamiento, contemporánea a la formación del anticlinal Fuenteheridos-La Umbría: Supone una zona de cizalla asociada al flanco inverso del pliegue. La deformación habría de ser muy importante y probablemente habría que esperar pliegues isoclinales asociados a esta fase de plegamiento. Además, un cizallamiento dúctil en el flanco inverso debería producir los mismos efectos geométricos que un gran cabalgamiento: laminación del flanco inverso y superposición de materiales más antiguos (más profundos en nuestro caso) sobre otros más modernos (más altos). Esto último es exactamente lo contrario de lo que ocurre en la región de Aracena (falla normal).

2.º Primera fase de cizallamiento posterior al pliegue: el argumento mayor en contra de esta hipótesis es que las zonas de cizalla son paralelas a las estructuras previas y no oblicuas. No obstante, este rasgo geométrico puede ser debido a que las granulitas son rocas muy competentes y que la orientación de las zonas de cizalla hayan sido controladas por su presencia.

En los dos casos, la segunda fase de cizallamiento sería un episodio tardío de la deformación dúctil en el macizo de Aracena.

Las rocas de la ZJA han sido generalmente consideradas como el equivalente más metamórfico de la ZNC (BARD, 1969; APALATEGUI et al., 1983, 1984). El hecho de que haya zonas de cizalla no es contradictorio con estas afirmaciones. La hipó-

tesis de la aloctonía de la ZJA debe rechazarse, vista la imposibilidad de hacer venir un manto de rocas granulíticas de cualquier parte de la ZOM. Los mármoles y las rocas calcosilicatadas (las cuales tienen un volumen importante) podrían ser el equivalente de las dolomías de Aracena y, en la ZJA, se han observado cuarcitas negras muy semejantes a las de la serie de la Umbría. Por otra parte, si son las mismas rocas, en la ZNC de facies esquistos verdes y en la ZJA de facies granulita, nos podemos preguntar dónde ha desaparecido el paquete de rocas de grado metamórfico intermedio. Conviene recordar que el gradiente geotérmico es muy alto, quizá 50° C/km, lo que significa unas isotermas muy próximas y un espesor de rocas «desaparecidas» de cuatro kilómetros como máximo. Aunque parezca considerable, los movimientos, probablemente enormes, a lo largo de las zonas de cizalla pueden explicar esta desaparición.

En trabajos posteriores se podrán establecer columnas litoestratigráficas de las zonas poco conocidas, y determinar las estructuras internas de éstas, especialmente en la ZJA, donde han sido puestas en evidencia zonas de cizalla mayores. Serán datos muy importantes a la hora de caracterizar el límite entre las zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a D. M. Orozco y D. E. Pascual sus valiosas ayudas en el trabajo de campo. A D. J. Fernández, D. M. Orozco y Dña. C. Ortega la lectura y crítica del manuscrito.

Esta investigación ha sido subvencionada por la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica Grant 1.140/84.

BIBLIOGRAFIA

- APALATEGUI, D.: *Consideraciones estratigráficas y tectónicas en Sierra Morena Occidental* (in litt.) (1979).
- APALATEGUI, D.; BARRANCO, E.; CONTRERAS, F.; DELGADO, M., y ROLDÁN, F. J.: *Mapa geológico de España E. 1:50.000. MAGNA. Hoja núm. 917: Aracena*. Serv. Publ. Minist. Industria y Energía (1984).
- APALATEGUI, D.; BARRANCO, E.; CONTRERAS, F., y ROLDÁN, F. J.: *Mapa geológico de España E. 1:50.000. MAGNA. Hoja número 916: Aroche*. Serv. Publ. Minist. Industria y Energía (1983).
- ARTHAUD, F., y MATTE, Ph.: *Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation*. Tectonophysics, 25, pp. 139-171 (1975).
- BARD, J. P.: *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-ibérique*. Thèses, USTL Montpellier, 397 pp. (1969).
- BELL, T. H.: *Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: The Woodroff thrust*. Tectonophysics, 44, pp. 285-320 (1978).
- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P., y JEGOUZO, P.: *Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: The example of the South Armorican Shear Zone*. J. Struct. Geol., 1, pp. 31-43 (1979).
- CARVALHO, D.; CONDE, L.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.; OLIVEIRA, V., y SCHERMERHORN, L. J. G. S.; con la colaboración de GARCÍA PALOMERO, F.; LOPERA CABALLERO, E.; MADEL, J., y MARTÍN, E. (1976): *II Reunião de Geologia do Sudoeste do Maciço Hespérico da Península Ibérica. Huelva-Beja, 1975, Faixa Piritosa Ibérica. Livro-Guia das excursões geológicas na Faixa Piritosa Ibérica (24-27 de Junho de 1975)*. Com. Serv. Geol. Portugal, 60, pp. 271-315.
- CRESPO-BLANC, A., y OROZCO, M. (in litt.): *The Aroche-Aracena ductile shear zones: a major boundary in the South Iberian Massif*.
- CRESPO-BLANC, A., y OROZCO, M. (in litt.): *The Southern Iberian Shear Zone: A major boundary in the Hercynian folded belt*. Technophysica.
- CHACÓN, J.; OLIVEIRA, V.; RIBEIRO, A., y OLIVEIRA, T.: *La estructura de la Zona de Ossa-Morena*. En Libro Jubilar J. M. Ríos, tomo I (1983).
- EGUILUZ, J.; FERNÁNDEZ, J.; COLLAUT, J. L., y GARROTE, A.: *Mapa geológico de España E. 1:50.000. MAGNA. Hoja número 897: Monesterio*. Serv. Publ. Minist. Industria y Energía (1984).
- FLORIDO, P., y QUESADA, C.: *Estado actual de conocimientos sobre el macizo de Aracena*. III Reunión Grupo de Ossa-Morena. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 21 pp. (1983).
- GUTIÉRREZ, M.: *Estudio geológico-estructural de la región Aracena-Cumbres Mayores (provincias de Huelva y Badajoz)*. Junta de Energía Nuclear, JEN 224-IEN/II, 170 pp. (1970).
- IGME: *Estudio de las relaciones estructurales entre el macizo de Aracena y el anticlinorio Olivenza-Monesterio*. Inédito (1979).
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L.: *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Contribución al Mapa tectónico de Europa*. 113 pp. Inst. Geol. Min. España (1974).
- LOTZE, F.: *Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Mesetas*. Geotk. Forsch., 6, pp. 78-92 (1945).
- RIBEIRO, A., y SILVA, J. B.: *Structure of the South Portuguese Zone*. En Lemos de Sousa, M., y Oliveira, J. T. (eds.), Mem. Serv. Geol. Portugal, 29, pp. 83-89 (1983).
- SIMANCAS, F.: *Geología de la extremidad oriental de la Zona Surportuguesa*. Tesis, Univ. Granada, 439 pp. (1983).
- VÁZQUEZ, F., y FERNÁNDEZ, F.: *Contribución al conocimiento geológico del Suroeste de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas*. Mem. IGME, t. 89, 130 pp. (1976).

Dolomitización, silicificación y concentración de sulfuros de Zn, Pb y Fe en calcarenitas urgonianas (Mina de Legorreta, Guipúzcoa)

Por J. M. HERRERO, F. VELASCO y H. FANO (*)

RESUMEN

Se presenta el estudio metalogénico del yacimiento estratoligado de Zn-Pb de Legorreta (Guipúzcoa), asociado a una barra calcarenítica del Aptiense Superior-Albiense Inferior, intensamente dolomitizada y silicificada. La mineralización, fuertemente diseminada, se distribuye siguiendo principalmente alineaciones elongadas, con sección groseramente lenticular. Entre los minerales de la mena dominan la esfalerita y pirita, siendo menos abundante la galena y anecdóticos la calcopirita, cobres grises y sulfosales; los minerales de la ganga son mayoritariamente sílice, dolomita y calcita. Los controles litológicos, paleogeográficos y diagenéticos de la mineralización, sugieren una génesis ligada a la circulación ascendente de aguas procedentes de shale y espiculitas próximas (facies de talud y de cuenca), mezclándose con aguas meteóricas infiltradas en las calcarenitas que constituían barras y promontorios del borde de la plataforma.

Palabras clave: Yacimiento estratoligado, Pb, Zn, pirita, dolomita, chert, Cretácico Inferior, calcarenitas, diagénesis, Legorreta (Guipúzcoa).

ABSTRACT

A metallogenic study of the Legorreta (Guipúzcoa, Spain) Zn-Pb stratabound ore deposit is presented. The host-rock is a Upper Aptian-Lower Albian calcarenite (grainstone-packstone, crinoidal limestone) undergoing strong diagenetic dolimitization and chert development. The ore, mainly disseminated, has a coarsely lenticular in section run morphology. The ore minerals are dominantly sphalerite and pyrite, with minor galena and traces of tetrahedrite-tennantite, chalcopyrite and Pb-Sb sulfosalts. Gangue is constituted by silica minerals, euhedral dolomite and calcite. The lithologic, paleogeographic and diagenetic control of mineralization suggests a genesis model with slope upward flow of basinal waters (leaching of close shale and spiculite rocks) and mixing with infiltrational meteoric waters within the calcarenite formation (offshore tidal bars in belt or dune islands).

Key words: Stratabound ore deposit, Pb, Zn, pyrite, dolomite, chert, Lower Cretaceous, calcarenitic formation, diagenesis, Legorreta (Guipúzcoa, Spain).

INTRODUCCION

La mina San José de Legorreta es un yacimiento de sulfuros de Zn y Pb explotado en labores de interior desde 1957 por el grupo CEMIMSA-RCAM, ahora Asturiana de Zinc, S. A., en una concesión de 116 Ha, junto al arroyo de Zubina, en la localidad guipuzcoana de Legorreta (fig. 1). Se extraen aproximadamente unas 12.000 toneladas anuales de mineral, con una ley en torno al 3 por 100 en Pb y 10 por 100 en Zn. Hay una planta de flotación en mina.

Si bien las áreas adyacentes, especialmente las

(*) Departamento de Mineralogía. Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080 Bilbao.

situadas al NE (estribaciones de la falla de Leiza, «manto de los mármoles») y al SE (Sierra de Aralar), han sido objeto de numerosos estudios, en el área de Legorreta los trabajos son escasos; sólo cabe destacar la tesis, con cartografía a escala 1:200.000, de RAT (1959), dedicada al Cretácico de los países vasco-cantábricos, y el estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa, a escala 1:50.000, de JEREZ et al. (1971). La Hoja núm. 89, Tolosa, a escala 1:50.000, del Mapa Geológico Nacional, aún no ha sido publicada.

Los materiales del entorno del yacimiento Zn-Pb de Legorreta, corresponden a formaciones del Cretácico Inferior, Complejo Urganiano, pertenecientes al Arco Vasco (conjunto de la cadena

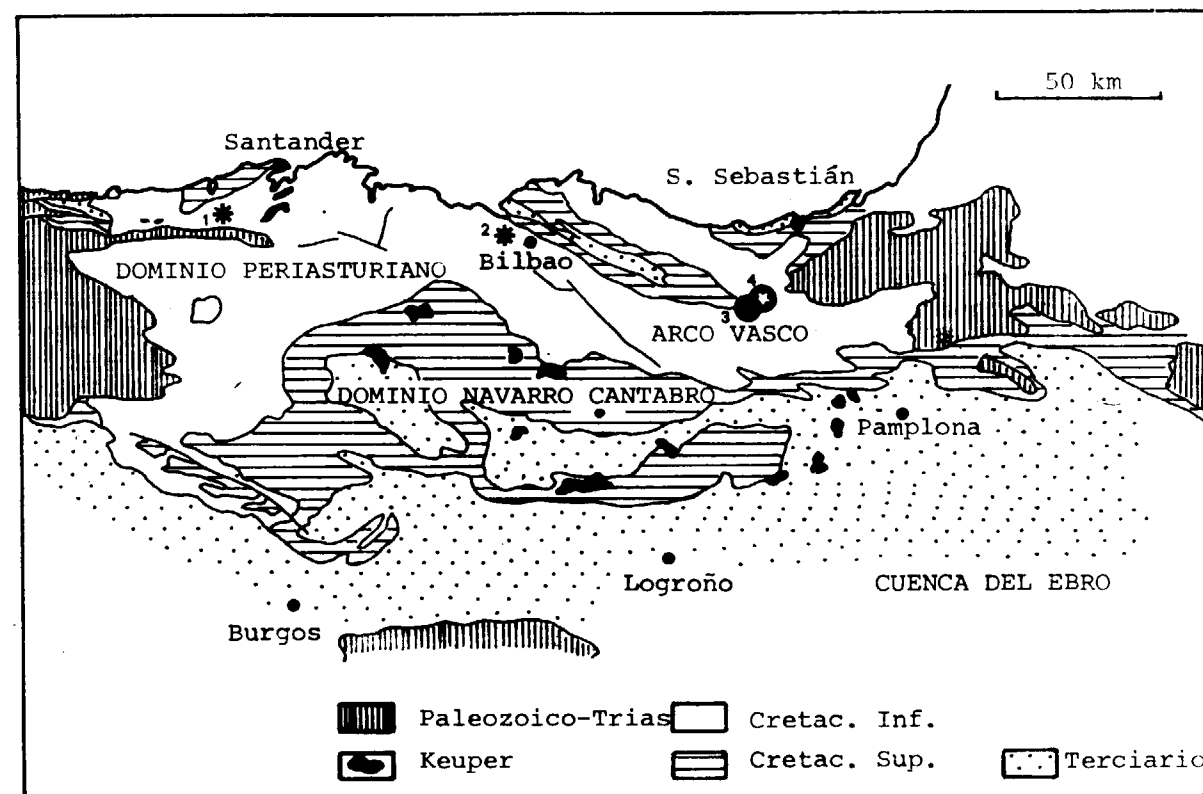


Figura 1.—Esquema geológico de la región vasco-cantábrica con la situación de los yacimientos metálicos en explotación: Reocin (1), Gallarta (2), La Troya (3) y Legorreta (4).

pirineo-cantábrica formada por los macizos paleozoicos vasco-occidentales y las series mesozoicas y terciarias que se prolongan al NO hacia la bahía de Santoña en Cantabria). En concreto, los carbonatos y terrígenos que allí afloran, corresponderían, siguiendo la terminología de RAT (1983) a los sistemas biosedimentarios urgonianos en una región comprendida entre las estribaciones meridionales del anticlinorio norte de Vizcaya y el sinclinorio de Vizcaya en su confluencia con el «manto de los mármoles». Al norte, en sus inmediaciones, se localiza la falla de Leiza y las series sufren un fuerte plegamiento, verticalizándose e incluso invirtiéndose la estratificación.

MATERIALES ENCAJANTES

La zona de Legorreta se enmarca en la región oriental del golfo urgoniano, caracterizada por un potente acúmulo de sedimentos detríticos fi-

nos (siltitas y margas pizarrosas negras) con el desarrollo de pequeñas plataformas insulares de calizas masivas con Rudistas, Corales y Orbitolinas. El paso de las plataformas a las facies de cuenca se hace, según las interpretaciones estratigráfico-sedimentológicas recientes, con pendientes suaves tras barras de calcarenitas, o de manera relativamente brusca (arrecifes) y en el talud se pueden desarrollar «slumps» y silicificaciones (chert). Por correlación con otras áreas, estimamos que estos materiales se depositaron desde el Bedouliense terminal-Gargasiense al Clansayense-Albiense Inferior.

Para simplificar las descripciones estratigráficas hemos considerado, para el área de Legorreta, tres unidades (fig. 2):

- 1) Unidad lutítico-margosa o serie pizarrosa inferior.
- 2) Unidad carbonatada o serie carbonatada central.

3) Unidad arenoso-lutítico-carbonatada o serie detrítica superior.

En la serie pizarrosa inferior hemos incluido aquellos materiales situados por encima de la unidad carbonatada (la serie aparece invertida, con fuertes buzamientos al Sur). Si bien en el techo de esta serie hay intercalaciones de niveles areniscosos o incluso de calizas margosas, en su inmensa mayoría se trata de margas o lutitas con mayor o menor componente terrígeno de grano muy fino, con abundante materia orgánica, muy compactadas y exhibiendo una alta pizarrosidad que en algunos puntos las ha hecho canterables.

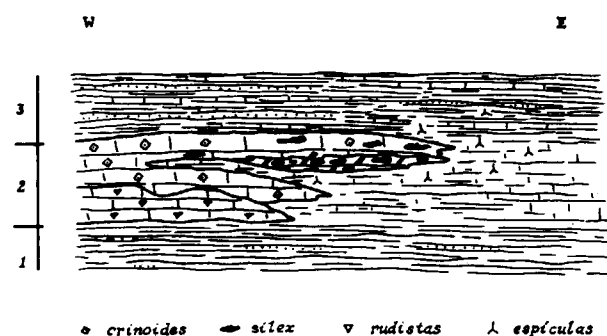


Figura 2.—Restitución a la horizontal de las series en que encaja la mineralización de Legorreta poniendo de manifiesto los cambios laterales de facies. (1) Serie pizarrosa inferior, (2) serie carbonatada central, (3) serie detrítica superior.

La unidad carbonatada supone un acúmulo de diversas facies de carbonatos, con un espesor que puede alcanzar los 250 m., aunque se acuña hasta desaparecer en algunas áreas. Las facies más características de esta unidad son las calcarenitas. En el sector al oeste de la mina se suceden dos barras calcareníticas con potencias variables (hasta 150 m.), que se acúan rápidamente hacia las instalaciones mineras para seguirse en profundidad con menor potencia (máximo, 25 m. en las zonas explotadas). En algunas áreas estas calcarenitas han sufrido una importante silicificación diagenética y una dolomitización, especialmente en la zona de labores mineras. Como consecuencia aparecen niveles continuos de sílex paralelos a la estratificación o nódulos con una mezcla de sílex y dolomía, junto a los que se concentran localmente los sulfuros, principalmente esfalerita y pirita, con algo de galena.

Junto a las calcarenitas aparecen calizas margosas y margas (espiculitas, foto 1), así como unas calizas masivas con Rudistas, corales y Orbitolinas que se extienden al O hacia el monte Murumendi, llegando a alcanzar en esa zona potencias de 200 m. y desapareciendo en el área donde está instalada la planta de producción de cal. Sus microfacies varían entre mudstone, wackstone, packstone y floatstone, con pequeños foraminíferos propios de plataforma: miliólidos, Spiroplectamina, Koskinolinella, Textularia, Trochammina, así como con fragmentos de bivalvos, algas coralíneas o codiáceas, braquiópodos, etc.

PASCAL (1985) atribuye al Gargasiense (segundo sistema biosedimentario urgoniano) unas calizas masivas con Rudistas en la zona de Beizama y al Albiense Inferior-Medio (tercer sistema) unas facies con sílex en una zona del norte de Santutxo, correlacionables, con las del sector de la mina.

La serie detrítica superior comprende niveles en los que predominan los terrígenos de tamaño arena (areniscas), limo (siltitas) y arcillas (lutitas, shale), junto con niveles más carbonatados (calizas arenosas, espiculitas, margas). Los estudios de microfacies permiten relacionar a estos materiales con aportes terrígenos periódicos sobre un talud o borde de cuenca y que supondrían un desmantelamiento de parte de la plataforma carbonatada recién litificada. Así, junto a wacas de cuarzo podemos encontrar espiculitas, wackstone hemipelágicas con Tritaxia o rudstone de Orbitolinas con niveles de tamaño limo intercalados.

Estos materiales participan de las características tectónicas del Arco Vasco, destacándose dos tipos de estructuras con orientación NO-SE y NE-SO. El primer grupo se asocia en este sector con la deformación dúctil y en consecuencia los estratos reflejan un fuerte plegamiento con direcciones que se sitúan principalmente entre N 90° y N 130° E. Las series tienden a verticalizarse, llegando a la inversión, dando buzamientos al sur. Las estructuras NE-SO son más tardías y afectan tanto a la deformación dúctil como frágil, así, algunas direcciones de plegamiento sufren una inflexión hacia el NE y se desarrolla un importante sistema de fracturas: fallas que desplazan las series y diaclasado denso en los carbonatos, que se rellena por calcita, dolomita-anquerita o cuarzo.

CARACTERES PETROGRAFICOS DEL ENCAJANTE

El estudio petrográfico de los materiales que acompañan a la mineralización permite deducir una determinada evolución diagenética que transforma las calcarenitas sedimentadas en un borde agitado de plataforma, en unas rocas donde coexisten dolomita, cuarzo y sulfuros de Zn, Pb y Fe.

La calcarenita original (encrinita o grainstone-packstone), bastante heterogénea en cuanto a sus componentes detríticos de tamaño arena, está compuesta por intraclastos micríticos, Orbitolinas, miliólidos y fragmentos de diversos organismos: braquiópodos, equinodermos (crinoides, equínidos), briozoos, anélidos, calciesponjas, algas verdes, algas coralíneas, etc. Son muy escasos los granos de cuarzo, la pirita framboidal y los restos de materia orgánica. En estas calcarenitas encontramos varios tipos de cementación. El más común es el granular, en bloques, equidimensional, que en la terminología de FOLK (1965) se clasificaría como PE₄ (relleno de poros, con cristales equidimensionales entre 0,06 y 0,25 mm.) y PE₅ (con cristales de 0,5 mm.). También son comunes los tipos NE₃ (por inversión neomórfica de calcita-Mg con finos cristales de calcita equigranular), NE₆Om (inversión neomórfica de calcita Mg con cristales equidimensionales > 1 milímetro, creciendo sobre crinoides monocristalinos) y menos frecuente sería el tipo PsB₄ (relleno de un fragmento de concha protegido por una envuelta micrítica, con cristales tabulares de 0,2 mm.). En estas rocas también hay granos de micrita pasando a microesparita.

La aparición en las muestras de pequeños rombos de dolomita o cristales de hábito microesparítico, con tendencia al idiomorfismo, asociados a intraclastos micríticos, caracteriza estadios intermedios de evolución diagenética (foto 2). Estos caracteres se interpretan como resultado de la exposición del sedimento (antes de la compactación) a una mezcla de aguas propias de ambientes freáticos marinos y meteóricos. En algunas muestras también se observan áreas irregulares silicificadas, donde se concentra cuarzo cripto- y microcristalino.

Las muestras más evolucionadas diagenéticamente corresponden a dolomías microcristalinas en las que, junto a los cristales micríticos, apa-

recen romboedros de 40 a 100 μm., o bien a una asociación de chert+carbonato (foto 3), conservando o no la textura original de la roca. Los carbonatos serían fundamentalmente dolomita (con algo de calcita espática tardía) y la sílice estaría bajo la forma de granos de ópalo redondeados (espiculas de esponjas silíceas), calcedonia, cuarzo microcristalino y megacristales de cuarzo. A menudo, tanto las áreas de chert como las de dolomía, están limitadas por superficies estiliolíticas. A veces se encuentran rocas intermedias entre las calcarenitas y las espiculitas con terrígenos que también han sufrido los procesos de dolomitización y silicificación.

Las muestras estudiadas revelan la existencia de una posterior etapa de recristalización que desarrolla megacristales de cuarzo y cristales de dolomita (de hasta 0,8 mm.), a menudo zonados (a veces se conserva el germen original envuelto por chert y luego las sucesivas etapas de dolomitización). Es a este tipo de rocas dolomitizadas y silicificadas a las que se asocian los sulfuros, aunque la pirita, especialmente la framboidal, aparece diseminada en la roca original, junto a materia orgánica o concentrada en los estiliolitos.

MORFOLOGIA Y MINERALOGIA DEL YACIMIENTO

La mineralización de sulfuros de Legorreta (fig. 3) consiste en diseminaciones y concentraciones más o menos masivas a lenticulares («runs»), es decir, masas alargadas muy ricas en esfalerita, pirita y galena diseminadas en una formación calcarenítica intensamente dolomitizada y silicificada que sigue aproximadamente un plano de orientación N 115°, con un buzamiento medio de unos 80° al Sur y potencia variable, alcanzando en la zona explotada un máximo de unos 25 m. y estrechándose hacia arriba hasta llegar a desaparecer en superficie. Dentro de esta formación, limitada a techo y muro por shales carbonatadas y espiculitas (términos pizarrosos), la mineralización presenta una distribución irregular, con estrechamientos e interdigitaciones en los carbonatos, con tendencia a situarse hacia la parte superior (muro) de los mismos. La potencia máxima de las áreas mineralizadas es de unos 7 m. y en la zona de explotación principal parecen alinearse siguiendo un eje contenido en el plano de los carbonatos, con un buzamiento de

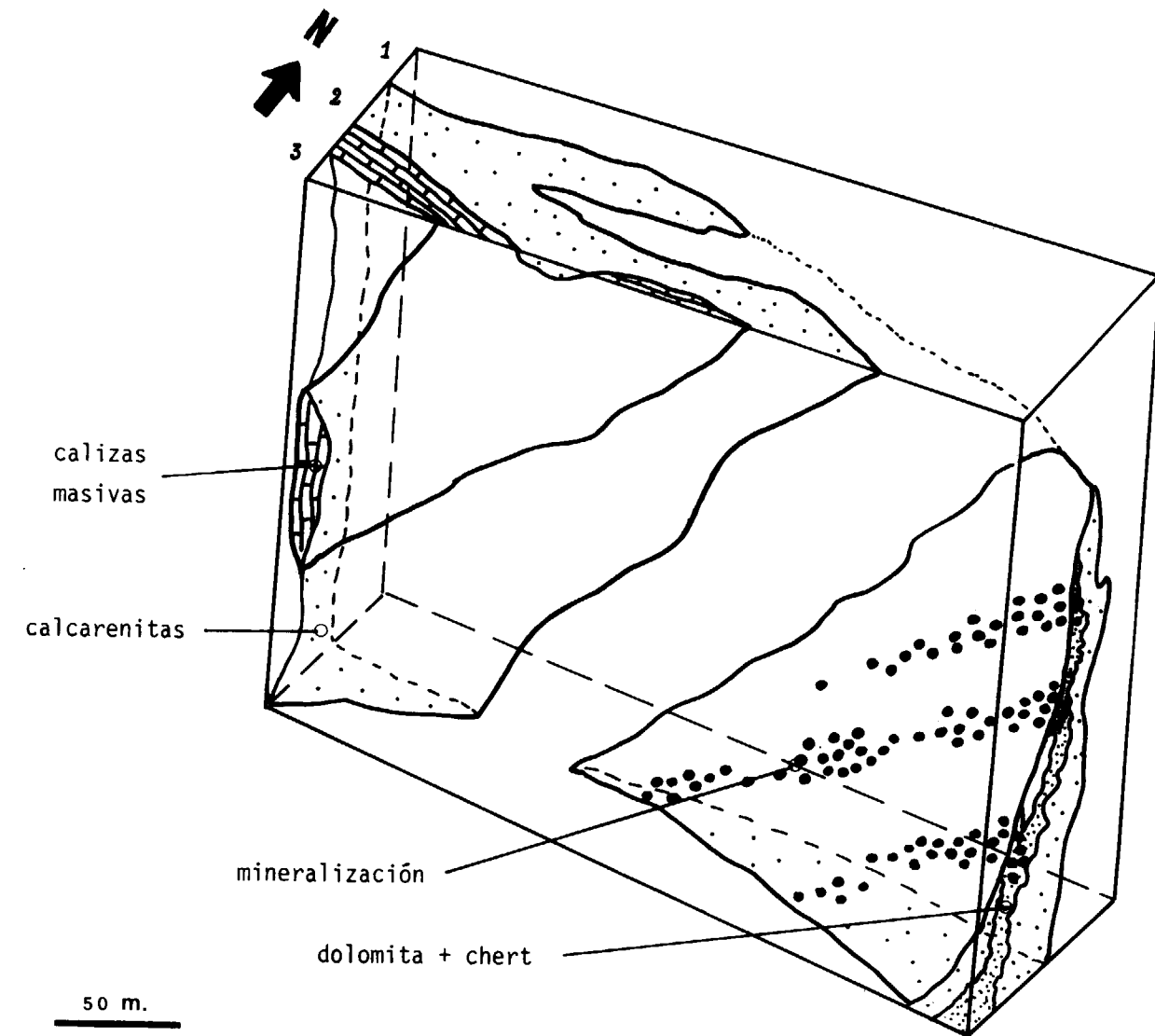


Figura 3.—Bloque diagrama de la mineralización y encajante en la mina de Legorreta.

32/280°. Alrededor de este eje el área mineralizada puede alcanzar los 110 m. de extensión en dirección. Se han explotado otras masas al Este, y especialmente al Oeste del citado eje principal.

Junto a la mineralización diseminada pueden aparecer diaclasas ocupadas por calcita, galena y esfalerita. En algunas áreas, especialmente donde la removilización ha sido más importante, la mineralización refleja una cierta zonación, desarrollándose un halo exterior con abundante pirita idiomorfa (dodecaedros centimétricos), que pasa a una parte más rica en galena, y, finalmente,

a zonas donde se concentran los sulfuros de Zn y Pb.

Entre los constituyentes de la mena, el orden de abundancia decrece de esfalerita a pirita, galena y finalmente trazas de cobres grises; a nivel anecdótico, aparecen calcopirita y marcasita. Quizá sea la esfalerita la que refleje más claramente el carácter «primario» de la mineralización, al existir una cierta concentración de pequeños cristales anhédricos de esfalerita (la mayoría de 40 a 90 μm ., a veces hasta 0,36 mm.), dispersas entre el carbonato, localizados en estiliolitos con pirita

y materia orgánica o en crecimiento epitáxico sobre cristales de dolomita.

La mayor parte de la esfalerita es masiva, xenomorfa, con abundantes reflexiones internas y una densa distribución de pequeños cristales de pirita (foto 4) en intercrecimiento orientado según los planos (111). Una pequeña parte de la esfalerita se concentra como residuo insoluble en los estiliolitos y aparece una segunda, removilizada, en cristales (algunos zonados) de hasta 1 cm., asociada a calcita, galena y cuarzo.

Hay tres tipos de pirita: (1) cristales idiomorfos (cubos) diminutos o hileras de puntos o varillas en intercrecimiento con la esfalerita; (2) pequeños framboides y piritoedros concentrados en superficies estiliolíticas (la esfalerita, de grano ultrafino del orden de la micra, puede rellenar los huecos entre las microsferas de los framboides); los piritoedros comúnmente exhiben relictos de framboides en su núcleo o una zonación marcada por la precipitación de esfalerita y/o galena entre las secuencias de zonado (foto 5), y (3) grandes pentagonododecaedros (hasta de 8 milímetros), envueltos por blenda o galena y evidenciando una removilización importante.

Pueden distinguirse dos generaciones de galena: una que tiende a distribuirse en las superficies de tipo estiliolítico (foto 6), a veces deformada por la compactación diagenética, y con escasas inclusiones de sulfosales de Pb-Sb (probablemente boulangierita) y asociada a pequeñas cantidades de cobres grises. La otra es una galena tardía, removilizada, mucho más frecuente, que reemplaza a la blenda y a la pirita, dando masas de cristales de hasta 5 mm. y asociada casi siempre a calcita y cuarzo de removilización.

Los cobres grises (serie tetraedrita-tenantita) son muy escasos, asociándose normalmente a la galena y rara vez a la blenda. Por otra parte, hay que citar que, aunque son muy escasas las sulfosales de plata, los concentrados de galena llegan a producir hasta 600 g/t. de Ag.

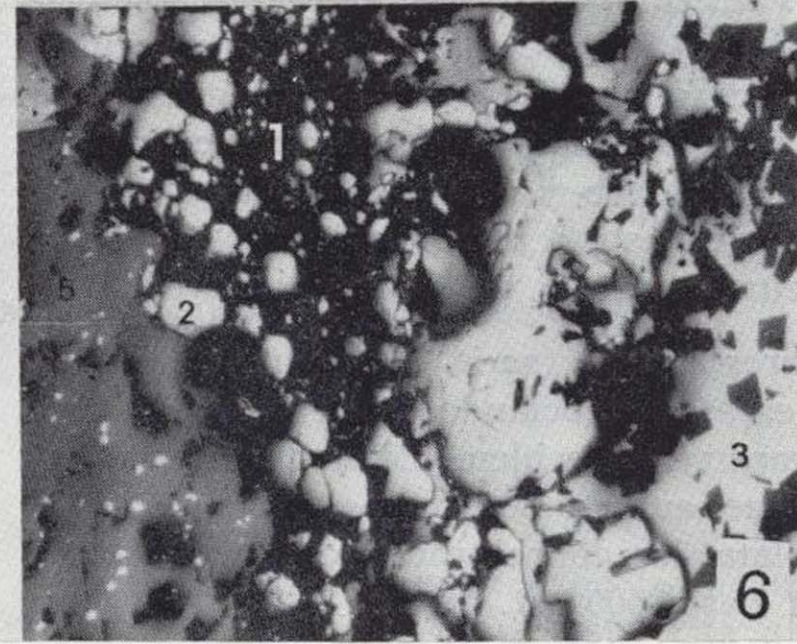
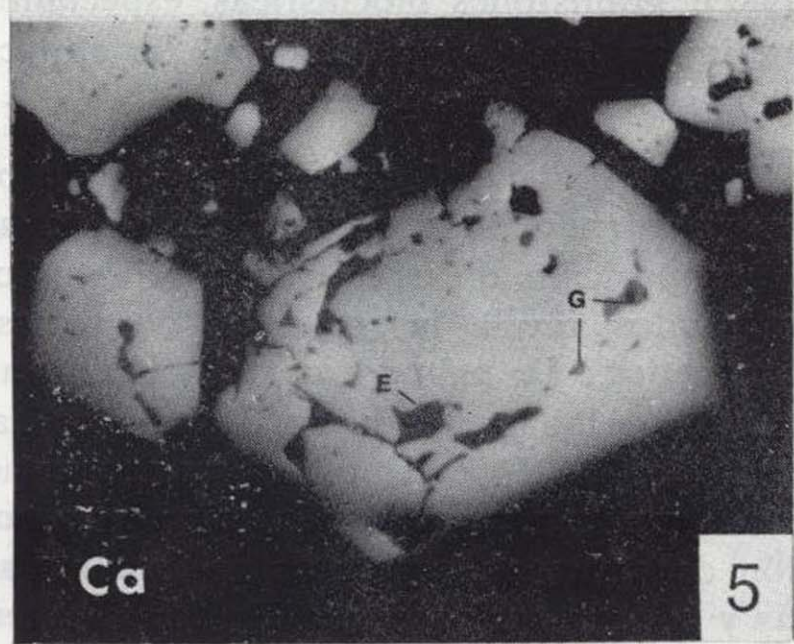
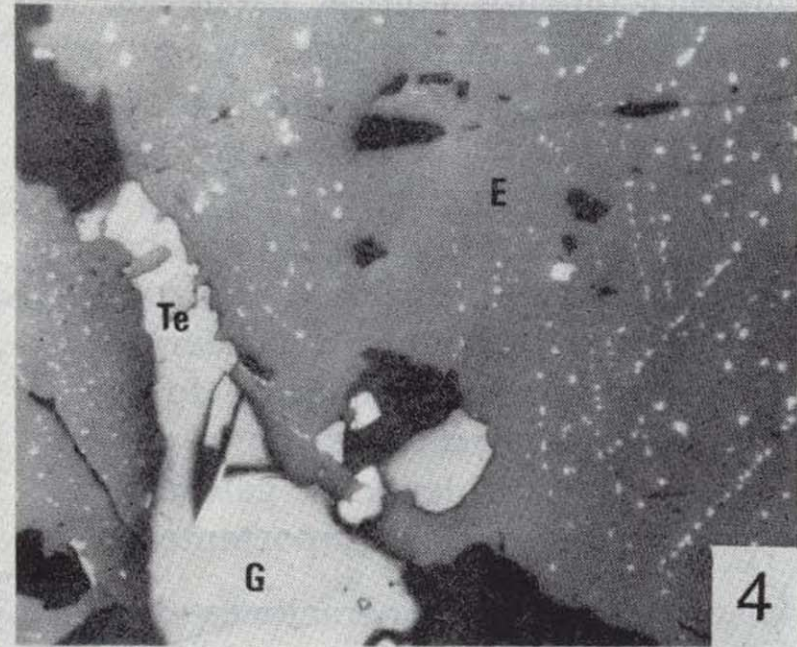
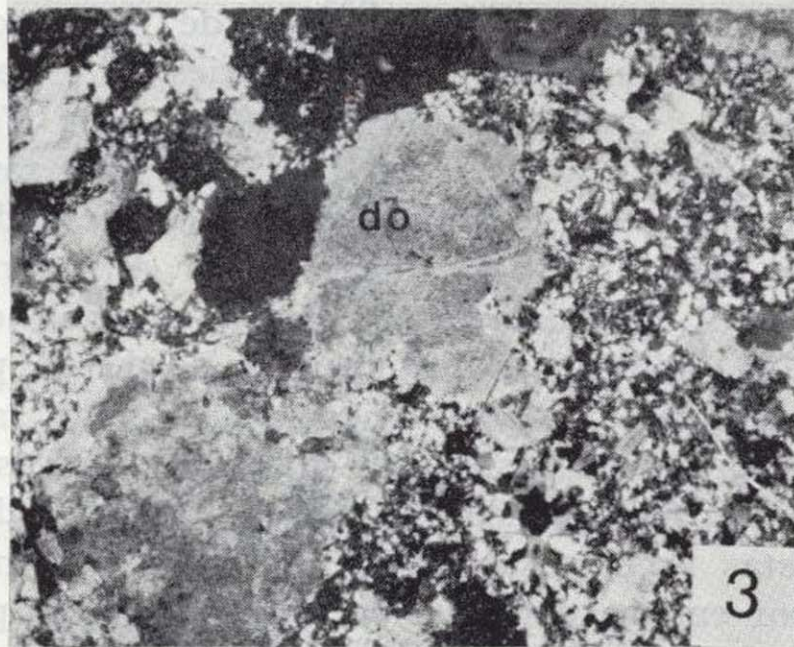
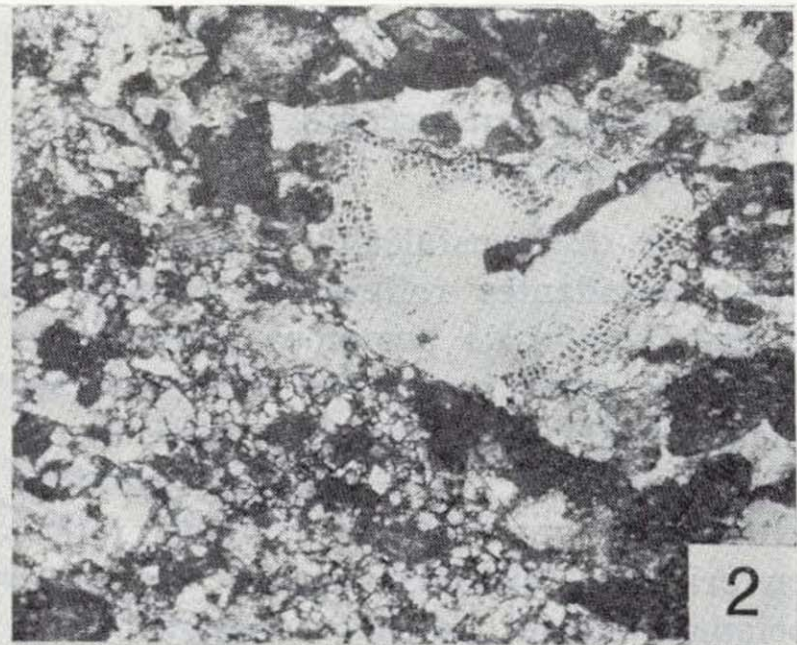
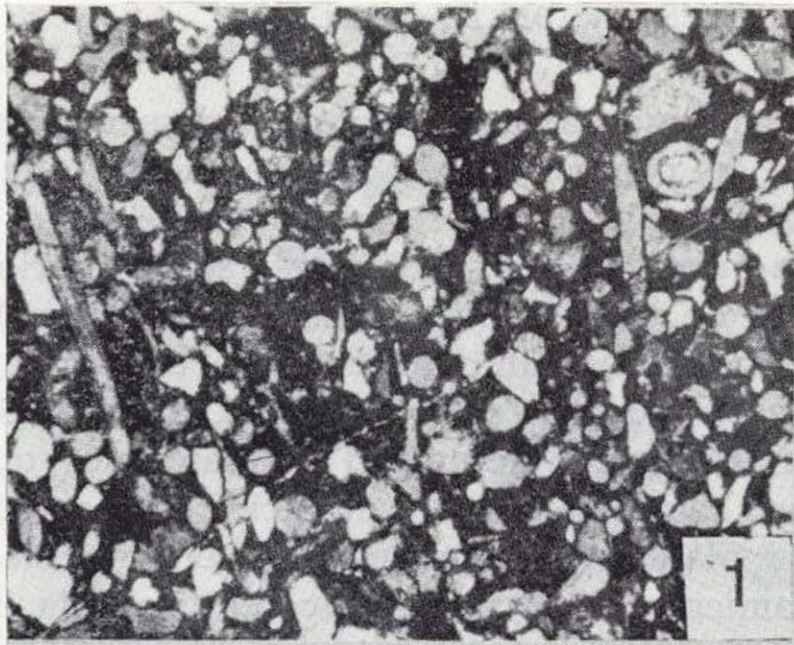
PALEÓGEOGRAFIA Y EVOLUCION DIAGENETICA

A partir de los datos texturales (microfacies) y campo, podemos enmarcar los materiales del entorno de la mineralización en un modelo plata-

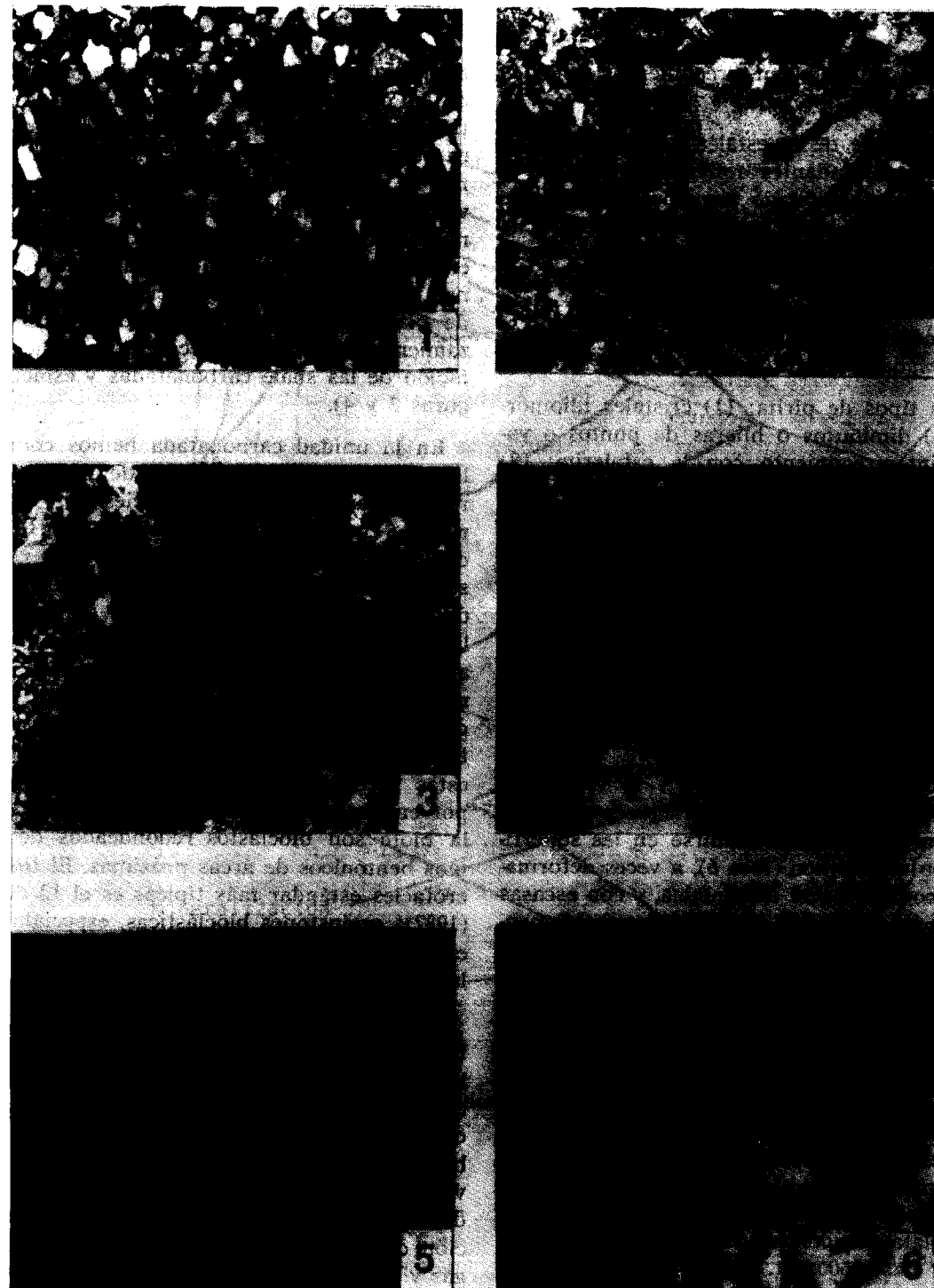
forma-cuenca, pudiendo deducirse una evolución de las condiciones de sedimentación y de batimetría, mediante una regresión, desde zonas de cuenca relativamente profundas (serie inferior) a zonas de talud y plataforma (serie central) y, nuevamente mediante un episodio transgresivo a zonas de cuenca (serie superior). La mina San José, en Legorreta, se ubica en materiales que suponen cambios laterales de facies en zonas de borde de plataforma-talud, con el consiguiente adelgazamiento de la barra calcarenítica y la interdigitación de las shale carbonatadas y espiculitas (figuras 2 y 4).

En la unidad carbonatada hemos comprobado la existencia de varios tipos de microfacies que representan a las zonas de facies ZF 4 (talud marino), 6 y 7 (plataforma abierta, con Toucasia) del modelo de WILSON (1975), si bien raramente se representa el ambiente ZF 5 (arrecife de borde de plataforma). La facies mejor representada es la ZF 6: calcarenitas con laminación cruzada, algo dolomíticas propias del borde de plataformas agitadas, bien oxigenadas. Toman la forma de promontorios, playas mareales alejadas de costa, en fajas o islas de dunas. La profundidad de estas arenas marginales va desde 5-10 m. hasta por encima del nivel del mar. La mayor parte de la biota son bioclastos redondeados de organismos bentónicos de áreas próximas. El tipo de microfacies estándar más típicas es el 12 de FLÜGEL (1982): grainstones bioclásticas, especialmente las encrinetas, que juegan el papel de almacén para las mineralizaciones de Zn-Pb.

Como se adelantó en el apartado de petrografía y teniendo en cuenta los datos texturales y la composición de estas rocas, el estudio de los carbonatos revela la secuencia de varias etapas diagenéticas. La primera correspondería a un ambiente marino freático: en algunas calizas masivas de la ZF 7 se da una situación estacionaria donde no hay cementación, sino sólo micritización de algunos fragmentos de bioclastos por algas y hongos perforadores. En las calcarenitas de la ZF 6 algunos fragmentos litificados muestran los efectos de la diagénesis en un medio marino freático activo (LONGMAN, 1980), con un flujo constante de agua, en combinación con procesos como la liberación de CO_2 por los organismos, efectos bacterianos, etc., que dan lugar a la precipitación de un cemento fibroso de calcita alta en Mg o de aragonito.



- Foto 1.—Microfacies de espiculitas. Espículas de esponjas silíceas en avanzado estado de calcificación. Luz transmitida, nícoles paralelos. $\times 25$.
- Foto 2.—Calcarenita cementada (zona superior derecha) con dolimitización avanzada (zona inferior izquierda). Luz transmitida, nícoles paralelos. $\times 25$.
- Foto 3.—Asociación de dolomita (grandes cristales zonados) y chert. Luz transmitida, nícoles paralelos. $\times 25$.
- Foto 4.—Esfalerita (E) con inclusiones orientadas de pirita; galena (G); cobres grises (Te). Ganga de cuarzo y carbonatos (grises oscuros). $\times 96$.
- Foto 5.—Pirita con inclusiones de esfalerita (E) y galena (G) reflejando una zonación. Ganga de calcita (Ca). Luz reflejada. $\times 190$.
- Foto 6.—Detalle de un estiliolito con cuarzo, filosilicatos y materia orgánica (1) con concentración de pirita (2), galena (3) con pequeños rombos de dolomita (4), y esfalerita (5) con inclusiones de pirita. Luz reflejada. $\times 90$.



- Foto 1.—Microfacies de espiculitas. Espículas de esponjas silíceas en avanzado estadio de calcificación. Luz transmitida, nicoles paralelos. $\times 25$.
- Foto 2.—Calcarenita cementada (zona superior derecha) con dolomitización avanzada (zona inferior izquierda). Luz transmitida, nicoles paralelos. $\times 25$.
- Foto 3.—Asociación de dolomita (grandes cristales zonados) y chert. Luz transmitida, nicoles paralelos. $\times 25$.
- Foto 4.—Esfalerita (E) con inclusiones orientadas de pirita; galena (G); cobres grises (Te). Ganga de cuarzo y carbonatos (grises oscuros). $\times 96$.
- Foto 5.—Pirita con inclusiones de esfalerita (E) y galena (G) reflejando una zonación. Ganga de calcita (Ca). Luz reflejada. $\times 190$.
- Foto 6.—Detalle de un estiliolito con cuarzo, filosilicatos y materia orgánica (1) con concentración de pirita (2), galena (3) con pequeños rombos de dolomita (4), y esfalerita (5) con inclusiones de pirita. Luz reflejada. $\times 90$.

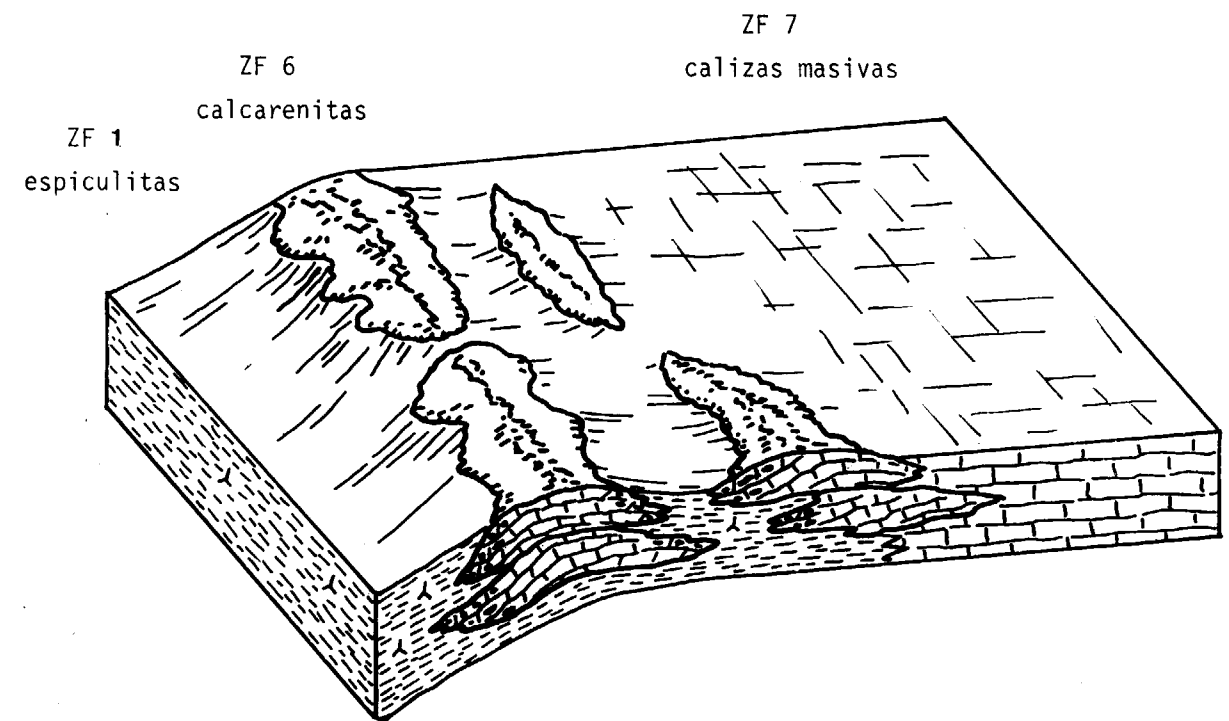


Figura 4.—Bloque diagrama esquemático de la paleogeografía durante el Albiense Inferior en la zona de la mina.

La segunda etapa diagenética se da en ambientes freáticos de aguas dulces. Las peculiares características de las barras calcareníticas, y más aún si se tiene en cuenta la inestabilidad tectónica del basamento activado por movimientos diapíricos, hacen que periódicamente queden sometidas a los frecuentes episodios lluviosos urgonianos. Las aguas meteóricas de la zona activa están en general diluidas (pueden ser ricas en Ca, pero en general son deficientes en Na y Mg) y en ellas se disuelve rápidamente el aragonito y la calcita magnesiana se transforma en calcita normal, lo que aumenta la relación Mg/Ca de las aguas freáticas. En esta etapa se produce una reducción de la porosidad primaria por precipitación de cemento de calcita equigranular hacia el centro de los poros, la aparición de recrecimientos sintaxiales de calcita monocristalina sobre los fragmentos de crinoides y la recrystalización de micrita a microsparita.

La tercera diagenética se produce en la parte inferior de la zona freática meteórica, donde ésta interfiere gradualmente con una zona de fluidos subsuperficiales que pueden contener salmueras

marinas derivadas de la compactación del sedimento en la diagénesis marina freática, de la deshidratación de las arcillas (con liberación de elementos adsorbidos) e incluso de aportes profundos (fig. 5). En estas condiciones puede producirse la dolomitización, con un aspecto micrítico si la salinidad es elevada. Según BADIOZAMANI (1973), con una proporción entre un 5 y un 30 por 100 de agua de mar en las aguas salobres, la calcita puede reemplazarse por dolomita. Aplicando los cálculos de este autor a nuestro caso, una calcarenita con una porosidad deposicional del 45 por 100 puede ver reducida ésta a un 10 por 100 en el cambio de ambiente freático marino a dulce. En estas condiciones, si tenemos un 30 por 100 de aguas marinas con 1.300 ppm. de Mg) y un 70 por 100 de aguas meteóricas (con 30 ppm. de Mg) para un flujo de agua dulce de 7 metros/año (fluctuaciones en el nivel del mar, lluvias intermitentes), se tardarían 20.000 años en dolomitizar totalmente una potencia de 17 m. de calcarenita como la que aparece en las áreas más potentes del interior de la mina de Legorreta.

Un modelo similar puede aplicarse a la silicifi-

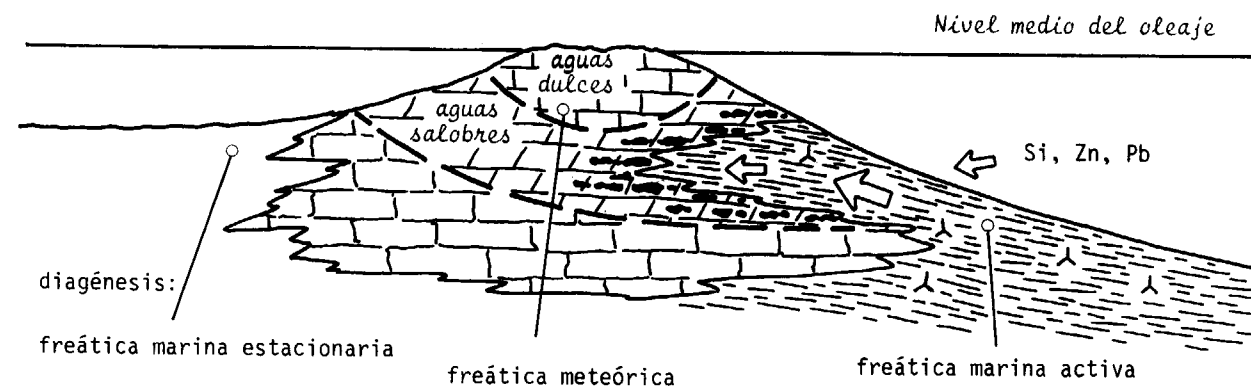


Figura 5.—Modelo de dolomitización, silicificación y concentración de sulfuros en Legorreta. En los promontorios calcareníticos se infiltran aguas meteóricas que se mezclan con las salmueras de la zona freática marina activa, cargadas de sílice e iones Zn^{2+} y Pb^{2+} para precipitar dolomita, chert y sulfuros.

cación (KNAUTH, 1979). En este caso se necesitaría una participación de un 30 a un 75 por 100 de aguas marinas para que las aguas salobres estuvieran simultáneamente subsaturadas respecto a calcita y sobresaturadas en sílice (que precipitaría en forma de ópalo C-T o cuarzo microcristalino). La sílice en el área de Legorreta la proporcionarían las espiculitas adyacentes a las calcarenitas y habría sido disuelta en la diagénesis marina.

La circulación activa (ascendente por el talud) del agua en la zona freática marina no sólo aportaría la sílice a la zona salobre, sino que además proporcionaría salmueras ricas en elementos metálicos como Zn, Fe o Pb. Estos elementos podrían estar en las series terrígenas, fijados por los silicatos heredados del continente o junto a la materia orgánica o bien, podrían haberse incorporado a los sedimentos a partir de una fuente de hidrotermalismo submarino. Los iones SO_4^{2-} procederían del agua de mar o podrían haberse liberado de sales del Trías, a través de fracturas profundas. En un ambiente diagenético muy básico (pH aproximadamente 10) y muy reductor (Eh entre $-0,5$ y $-0,6$ voltios) podrían precipitar simultáneamente la dolomita y la sílice microcristalina y reducirse los sulfatos a sulfuros metálicos (esfalerita, pirita, galena).

La compactación sería la última fase diagenética, que si bien en las series más terrígenas aparece subrayada con deformaciones de los litoclastos y bioclastos y desarrollo de juegos de estiliolitos, en los carbonatos es menos patente ya que

la cementación temprana y la dolomitización inhiben la compactación. Sin embargo son frecuentes los estiliolitos irregulares y con picos de baja amplitud en los que se acumula el material insoluble previamente formado (cuarzo, filosilicatos, materia orgánica, dolomita, pirita, esfalerita o galena).

CONCLUSIONES

El yacimiento de sulfuros de Legorreta forma parte de un numeroso grupo de mineralizaciones de Zn-Pb-(F)-(Ba)-(Cu) que encajan en los sedimentos del Cretácico Inferior de la cuenca vasco-cantábrica (sistemas biosedimentarios urgonianos). En un trabajo previo (HERRERO y VELASCO, 1985), introducimos el «tipo Legorreta» para aglutinar a aquellas mineralizaciones con Zn-Pb asociadas a dolomías y chert que encajan en calcarenitas de borde de plataforma y que habrían sufrido una emersión con carstificación o con una diagénesis de mezcla de aguas freáticas meteóricas y marinas. Dentro de este grupo presentamos las mineralizaciones similares de la zona de Arcentales-Trucios en Vizcaya (HERRERO et al., 1982), como son las minas de La Rasa y de Siete Puertas, que encajan en materiales de la misma edad y litología. Sin embargo, no se conocen en el Cretácico de la cuenca vasco-cantábrica otros yacimientos con las mismas características que Legorreta.

Por otro lado, es necesario citar, a nivel comparativo, otros dos yacimientos en producción (figura 1): la mina Troya, que explota EXMINESA

en Mutiloa (unos 12 Km. al SO de Legorreta) y la mina de Reocín, explotada por AZSA en Reocín, Cantabria. La mina Troya sería un yacimiento estratiforme masivo de Zn (Pb) con abundante esfalerita y pirita y morfología tabular, que encaja en materiales de la misma edad que Legorreta aunque en facies de calizas masivas de plataforma (ZF 7), con ganga principalmente de siderita y anquerita. No hay calcarenitas ni niveles continuos de sílex, pero sí una silicificación con cuarzo masivo de colores oscuros.

En cuanto a Reocín, la mineralización de sulfuros masivos (esfalerita bandeada o brechoide, con pirita y marcasita abundantes y galena escasa) es de tipo estratiforme, constituyendo varias capas de potencia métrica y extensión hectométrica que encajan en dolomías ferríferas que a su vez reemplazan a calizas masivas de plataforma del Aptiense terminal. VADALA et al. (1981) clasifican este yacimiento en un tipo bajo discordancia (carst complejo), invocando una emersión ligada al diapirismo de la cuenca y una mezcla de soluciones salinas profundas (sulfatadas y ricas en metales) con influencia de aguas superficiales ricas en materia orgánica.

Otros yacimientos cretácicos equivalentes serían los de la región central de Túnez y el este de Argelia. FUCHS (1973) describe como tipo el Djebel Azered, como una concentración estratoligada de galena y barita en cavidades cársticas creadas en calizas de plataforma aptiense, con una importante dolomitización y silicificación.

Al margen de algunos criterios que intentan diferenciar en este grupo a los yacimientos de sulfuros masivos respecto de los de tipo alpino, o de los irlandeses, podemos establecer que la mineralización estratoligada de Legorreta participa de las características recopiladas por HAGNI (1976) y ANDERSON y MACQUEEN (1982) para los yacimientos de tipo Mississippi Valley. Algunas de estas características son:

1) Legorreta forma parte de un extenso distrito: la cuenca cretácica vasco-cantábrica, con mineralizaciones principalmente encajadas en sedimentos de los sistemas biosedimentarios urgonianos.

2) En la cuenca urgoniana, considerada como de primer orden, los movimientos tectónicos ligados al diapirismo han provocado su compartimentación, con el desarrollo de otras de segundo

y tercer orden, en cuyos bordes (caso de Legorreta) o en sus plataformas carbonatadas (caso de Reocín y La Troya) aparecen las mineralizaciones.

3) Los sedimentos en que encajan los sulfuros no contienen secuencias vulcanosedimentarias ni han sufrido deformaciones importantes.

4) La mena de Legorreta se encuentra en facies de borde de plataforma (calcarenitas) con alta porosidad primaria, que pasan lateralmente a medios de cuenca (shale, espiculitas). Las texturas de las calcarenitas evidencian una diagénesis freática-meteórica, consecuencia de una emersión de las mismas y una diagénesis posterior de mezcla de aguas dulces y saladas.

5) La morfología de la mineralización es irregular, con diseminaciones, de desarrollo lineal («runs»), dentro de la calcarenita dolomitizada y con chert.

6) La mineralogía es muy simple: esfalerita acompañada por pirita y galena (leyes del 10 por 100 de Zn y 3 por 100 de Pb) y algunos cobres grises, con ganga de dolomita y sílex.

A falta de datos microtermométricos e isotópicos podemos sugerir un modelo de origen sedimentario-diagenético en el que fluidos ascendentes transportarían los elementos Zn, Pb desde las shale y espiculitas de cuenca hasta las calcarenitas de borde de plataforma, depositándolos como sulfuros junto a dolomita y chert precipitados en una zona de aguas salobres (mezcla de aguas meteóricas infiltradas y de aguas freáticas marinas).

Aunque los datos geoquímicos provisionales indican altos contenidos en Zn (> 30 ppm.) y especialmente en Pb (> 140 ppm.) en las facies terrígenas de grano fino de la cuenca vasco-cantábrica y ligados al residuo insoluble (con el Al, Si, K, Na, Zr, Rb...) no podemos decidir definitivamente si los metales proceden de un aporte continental o si son de origen profundo (soluciones hidrotermales a través de las fracturas que compartimentan la cuenca).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de un estudio realizado para Asturiana de Zinc, A. S. (AZSA) a quien

agradecemos su colaboración, así como a don Argimiro Fernández, Facultativo en Legorreta, por las facilidades prestadas en los trabajos en el interior de la mina.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, G. M., y MACQUEEN, R. W. (1982): *Ore deposits models. 6. Mississippi Valley type lead-zinc deposits.* Geoscience Canada, 9, 108-117.
- BADIOZAMANI, K. (1973): *The Dorag dolomitization model. Application to the Middle ordovician of Wisconsin.* Journal of Sedimentary Petrology, 43, 965-984.
- FLÜGEL, E. (1982): *Microfacies analysis of limestones.* Springer Verlag, Berlín, 633 pp.
- FOLK, R. L. (1965): *Some aspects of recrystallization in ancient limestones.* Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 13, 14-48.
- FUCHS, Y. (1973): *Sur les relations entre emersion et concentration métallifère (quelques exemples tunisiens).* Livre Jubilaire M. Solignac. Annales de Mines et de la Géologie. Tunis, 26, 479-509.
- HAGNI, R. D. (1976): *Tri-State ore deposits: the character of their host rocks and their genesis.* En H. K. Wolf, ed., «Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits II, Vol. 6, Cu, Zn, Pb and Ag deposits». Elsevier, Amsterdam, 457-494.
- HERRERO, J. M., y VELASCO, F. (1985): *Rasgos geológicos y metalogénicos del extremo oeste de la cadena pirenaica.*

ca. En «Yacimientos de Zn, Fe y Mg asociados a rocas carbonatadas en la región vasco-cantábrica». II Reunión AEGYM. Reocin, Gallarta, Euguí, octubre 1985, 13-33.

- HERRERO, J. M.; VELASCO, F., y FORTUNE, J. P. (1982): *Estudio preliminar sobre las mineralizaciones de hierro y de plomo-cinc-flúor en ambiente carbonatado del oeste de Vizcaya.* Bol. Soc. Esp. Mineralogía, 5, 183-190.
- JEREZ, L.; ESNAOLA, J. M., y RUBIO, V. (1971): *Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa.* Memoria del IGME 79, 130 pp. Mapa 1:50.000.
- KNAUTH, L. P. (1979): *A model for the origin of chert in limestone.* Geology, 7, 274-277.
- LONGMAN, M. W. (1980): *Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments.* AAPG Bull., 64, 461-487.
- PASCAL, A. (1985): *Les systèmes biosédimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge nord-ibérique.* Mém. Géol. Univ. Dijon 100. BRGM, Orléans, 569 pp.
- RAT, P. (1959): *Les pays crétacés basco-cantabriques.* Publ. Univ. Dijon 18. Dijon, 525 pp.
- RAT, P. (1983): *Les régions basco-cantabriques et nord-ibériques.* En «Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord-ibérique». Mém. Géol. Univ. Dijon 9, 1-24.
- VADALA, P.; TOURAY, J. C.; GARCÍA IGLESIAS, J., y RUIZ, F. (1981): *Nouvelles données sur le gisement de Reocin (Santander, Espagne).* Chronique de la Recherche Minière, 462, 43-59.
- WILSON, J. L. (1975): *Carbonate facies in geologic history.* Springer Verlag, Berlín, 633 pp.

Estudio mineralógico, textural y geoquímico de las zonas de oxidación de los yacimientos de Fe-Pb-Zn de la Sierra de Cartagena (1.ª Parte)

Por J. A. LOPEZ GARCIA (*)

RESUMEN

El estudio de las zonas de oxidación de los yacimientos de Fe-Pb-Zn de la Sierra de Cartagena, se ha dividido en una serie de trabajos.

En este primero se estudian las características mineralógicas y geoquímicas de las mineralizaciones con estaño de Las Lajas.

ABSTRACT

Oxidized zones of Fe-Pb-Zn ore of the Sierra de Cartagena in the province of Murcia will be studied in three papers. In this first one the mineralogical and geochemical characteristics of the tin bearing ores of Las Lajas are treated.

1. INTRODUCCION

Este trabajo fue presentado para la opción al título de Doctor en Geología en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

Para la publicación de este estudio se ha dividido el mismo en tres trabajos que se agrupan bajo un título común «Estudio mineralógico, textural y geoquímico de las zonas de oxidación de los yacimientos de Fe-Pb-Zn de la Sierra de Cartagena». En este primero se estudian las características mineralógicas y geoquímicas de las mineralizaciones oxidadas de Las Lajas, caracterizadas por la presencia de estaño.

2. MINERALIZACIONES DE Fe-Pb-Zn DE LA SIERRA DE CARTAGENA

En el conjunto de la Sierra de Cartagena, situada geológicamente en el dominio interno de las

Cordilleras Béticas, aparecen diversos tipos de mineralizaciones, generalmente de Fe-Pb-Zn, que han sido estudiadas por diferentes autores, desde los principios de siglo, como DEMAY (1924) y GUARDIOLA (1929), hasta los desarrollados más recientemente como los de FRIEDRICH (1964), PAVILLON (1969-1972), OEN et al. (1975), OVEJERO et al. (1976) y KAGER (1980). Hay asimismo numerosos estudios de aspectos parciales de estas mineralizaciones, como los de OEN et al. (1980), LÓPEZ GARCÍA et al. (1981-1984) y ARANA et al. (1983).

En base a la clasificación de OEN et al. (1975) podemos diferenciar diversos tipos de mineralizaciones:

- Mineralizaciones, caracterizadas por la presencia de estaño, junto con minerales de plomo y zinc.
- Mineralizaciones estratiformes, que constituyen los depósitos más importantes económicamente, y que pueden presentar dos tipos de paragénesis diferentes:
 - Paragénesis con greenalita-magnetita-sulfuros, carbonatos y sílice.

(*) Departamento de Cristalografía y Mineralogía, Universidad Complutense. Madrid.

- Paragénesis con sulfuros-carbonatos y sílice.
- Mineralizaciones filonianas asociadas al vulcanismo neógeno existente en la Sierra de Cartagena.
- Mineralizaciones fisurales, situadas fuera del vulcanismo.
- Niveles mineralizados en los depósitos del Mioceno.

En este trabajo se aborda el estudio de las mineralizaciones que proceden de la alteración supergénica de los yacimientos primarios.

Para su estudio, se han diferenciado tres zonas (fig. 1):

- Las Lajas, caracterizada por la presencia de

óxidos con estaño, y que según autores sería una paragénesis primaria, y no una zona de oxidación.

- San Valentín, donde aparece una zona de oxidación bien desarrollada, procedente de la alteración de mineralizaciones estratiformes con paragénesis de greenalita, magnetita, sulfuros, carbonatos y sílice.
- El Estrecho y Buen Consejo, en los que la zona de oxidación proviene de la alteración de mineralizaciones estratiformes con sulfuros, carbonatos y sílice.

En esta primera parte del trabajo se han estudiado las mineralizaciones oxidadas de Las Lajas que presentan una paragénesis de óxidos con estaño.

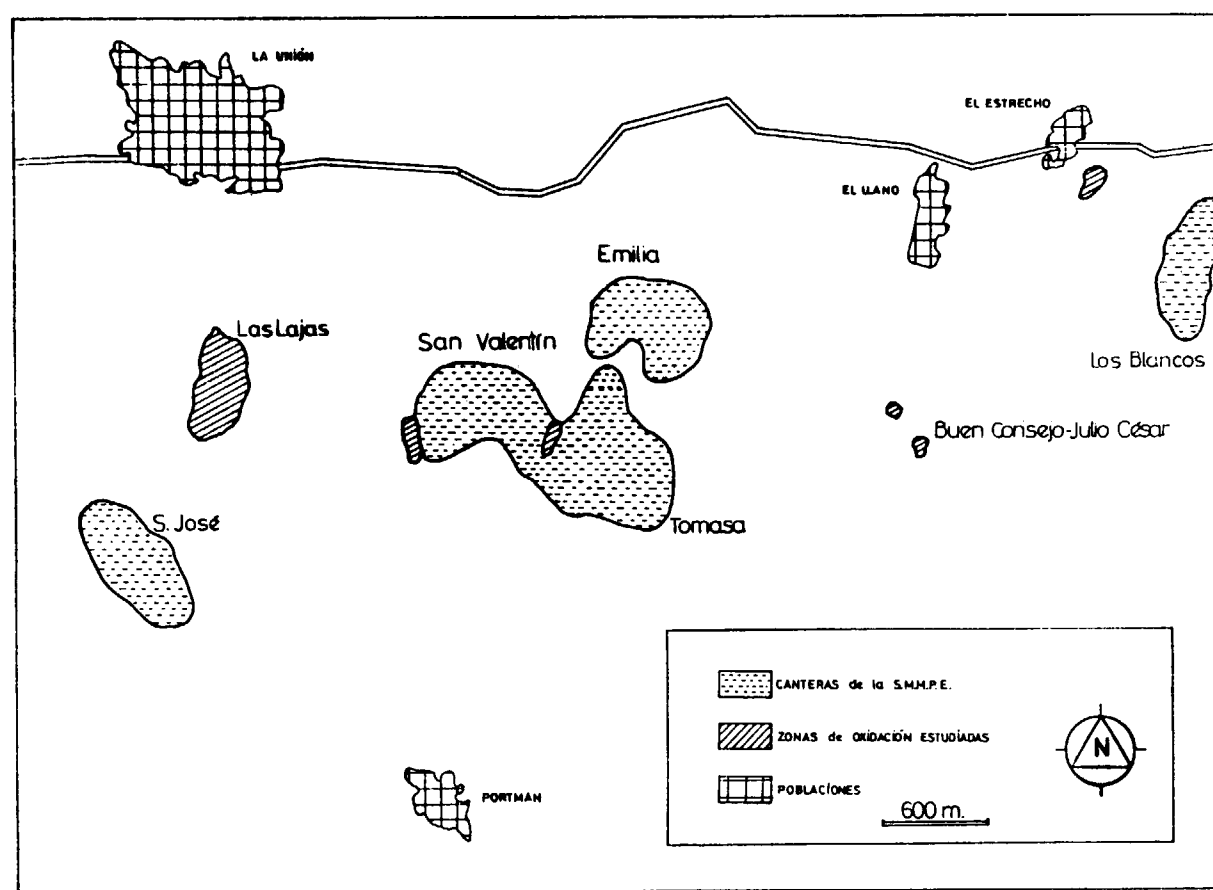


Figura 1.—Zonas de oxidación que aparecen en los yacimientos de la Sierra de Cartagena.

3. OXIDACION DE PARAGENESIS CON ESTAÑO (Las Lajas)

En el sector Central de la Sierra de Cartagena, aparecen mineralizaciones conteniendo casiterita, asociadas a los afloramientos subvolcánicos terciarios andesíticos y dacíticos, que han sido objeto de estudios diversos.

FRIEDRICH (1964) clasifica esta paragénesis, como filones con casiterita asociados a hematites, jarosita y alunita. En las zonas profundas, la mineralogía de los filones es de pirita y marcasita, con relictos de magnetita, formándose hematites y jarosita por alteración. Su génesis sería un ejemplo de yacimientos subvolcánicos en relación con un emplazamiento poco profundo de las rocas ígneas.

KAGER (1980) considera estas mineralizaciones de origen hidrotermal de baja temperatura y ARRIBAS et al. (1984) las clasifican dentro del tipo 1A de TAYLOR (1979), en la cual el estaño está asociado a lavas y rocas subvolcánicas ácidas, y formado a bajas temperaturas.

Descripción de la zona

La zona Central de la Sierra de Cartagena está constituida por las unidades Nevado-Filábride y Alpujárride, con algún resto de sedimentos miocenos, atravesados por rocas subvolcánicas dispuestas según una banca NO-SE, con una anchura entre 1,5 Km. y 2 Km., que alcanzan su máxima extensión en la zona de La Crisoleja (fig. 2), donde aflora un domo elipsoidal, acompañado de una serie de diques, que se extienden hacia el Norte en la llamada Cuesta de Las Lajas.

En esta zona se encuentran mineralizaciones con estaño, de dos tipos diferentes:

- Mineralizaciones, asociadas a fisuras y fracturas, a favor de la esquistosidad en las rocas encajantes y formando un stockwork en los cuerpos subvolcánicos, con una paragénesis primaria de sílice-hematites-pirita y/o marcasita y casiterita.
- Mineralizaciones ferruginosas silíceas, tabulares, que aparecen en los bordes de los cuerpos subvolcánicos sobre las filitas alpujárrides, con morfología estratiforme, y una paragénesis similar a las anteriores.

Estas silicificaciones, según OEN et al. (1975a) po-

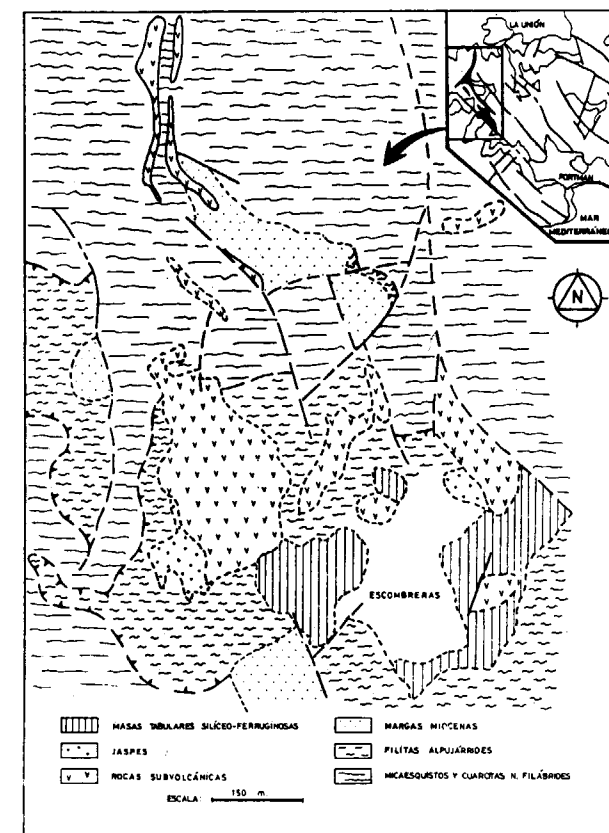


Figura 2.—Esquema geológico de La Crisoleja y Las Lajas (Servicio geológico de la S. M. M. Peñarroya, España).

drían corresponder a calizas alpujárrides silicificadas. OVEJERO (1980) cita también como posibilidades que estas masas sean un primer manto oxidado, o también un sinter silíceo, mineralizado. ARRIBAS et al. (1984) consideran que es el mismo proceso de silicificación y piritización el que da lugar al stockwork y las masas silíceo-ferruginosas.

Las rocas de toda la zona, han sido sometidas a un proceso de meteorización, que ha dado lugar a un paisaje de color rojizo característico en el que hay numerosas pequeñas explotaciones mineras antiguas, hoy abandonadas.

Mineralogía y texturas

Para el estudio mineralógico y textural, se recogieron muestras de mano, en las vetas y fisuras mineralizadas y también se han estudiado muestras procedentes de testigos de sondeos que cortan las

silicificaciones tabulares ferruginosas, descritas anteriormente.

Mineralizaciones en fisuras y stockwork.

Las mineralizaciones en vetas y el stockwork, presentan una paragénesis sencilla compuesta por sílice (cuarzo, jaspe y calcedonia), hematites, pirita, galena y casiterita, como minerales primarios, y goethita y jarosita como minerales secundarios.

El *cuarzo* que acompaña a la mineralización se deposita en fracturas y huecos, con grano fino, llegando a ser de tipo calcedonia (fig. 3a).

Hematites: Aparece en las zonas brechificadas, asociado a casiterita. Se puede reconocer en la mayoría de los casos por su hábito, ya que suele estar transformado a goethita.

Pirita: Quedan restos aislados sin alterar dentro de cristales de cuarzo. Aunque en su mayor parte, está transformada a goethita, quedando únicamente las texturas pseudomorfas que indican su presencia en la mineralización primaria. Se han encontrado texturas réplica de pirita diseminada en los huecos (fig. 3b) y en las zonas de brecha asociadas a casiterita (fig. 3c).

Galena: No se encuentra resto alguno de este mineral, únicamente se han reconocido por algunas texturas réplicas que aparecen en huecos, junto a casiteritas, y réplicas de pirita (fig. 3d y 3e). Las texturas pseudomorfas de galena transformadas a goethita, presentan un entramado fino, con paredes muy rectas, reflejando las direcciones (100) de la red cúbica preexistente, y con numerosos huecos, al contrario que las de pirita, que son más compactas y con menos huecos y mayor cantidad de goethita (BLAIN y ANDREW, 1977). Comparando las figuras 3b a 3e se pueden observar estas diferencias texturales.

La escasa presencia de texturas pseudomorfas de galena, está justificada, además de por una baja proporción de este mineral en la mineralización primaria, por la presencia de pirita, que produce un medio ácido y dificulta la conservación de texturas.

Casiterita: Es junto con el cuarzo, el mineral primario que permanece sin alterar. Se presenta en bandas bordeando al cuarzo (3f) con texturas xiloides, y asociada a los minerales primarios ya citados. En ocasiones la casiterita aparece junto a jarosita, en granos de pequeño tamaño.

Goethita: Es el mineral secundario más abundante. Reemplaza a hematites, pirita y galena, dejando en ocasiones texturas réplica de estos minerales. Aparece también impregnando huecos y fisuras en cuarzo (fig. 3g), y en masas y texturas coloidales empastando casiterita.

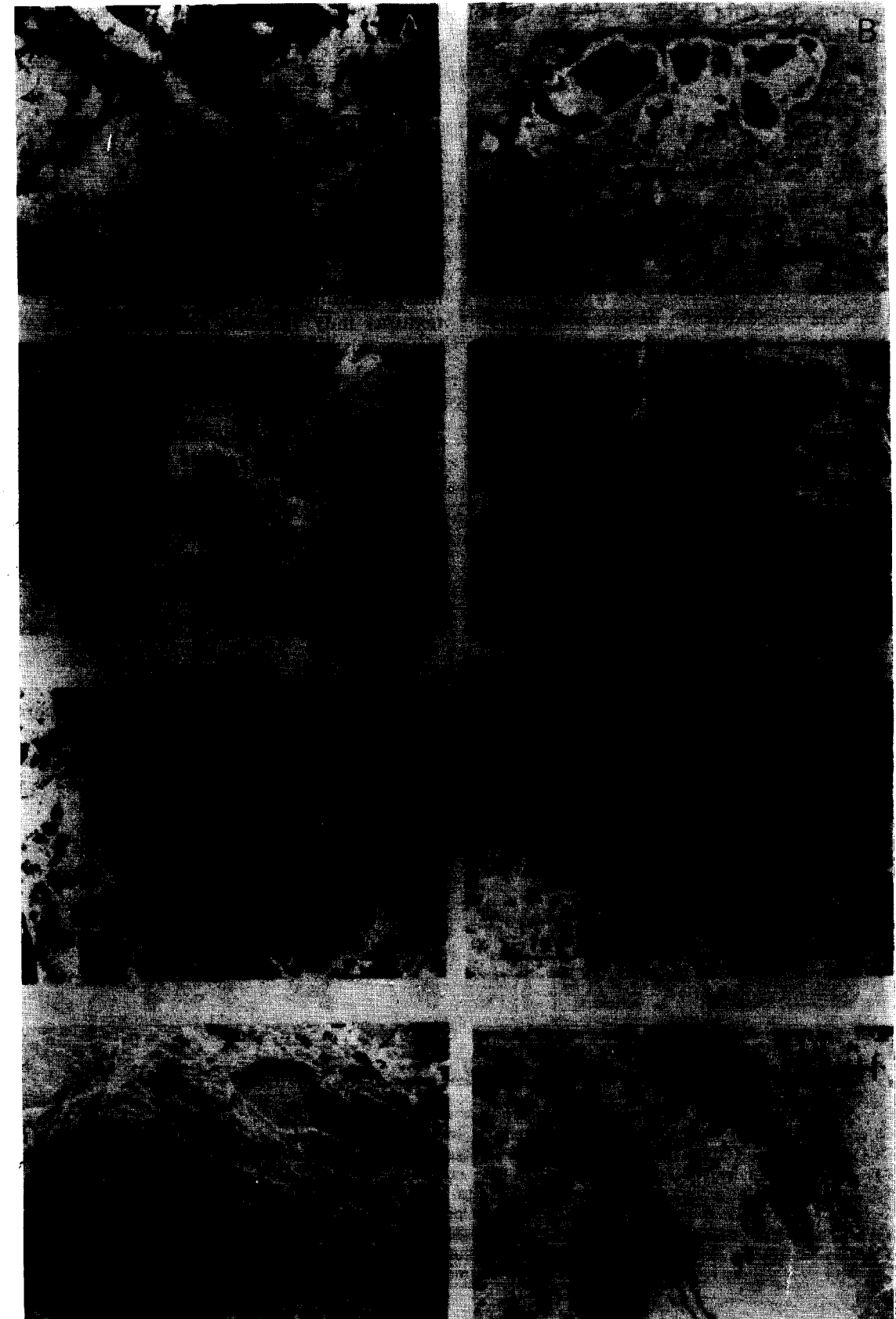
Jarosita: Es un mineral menos abundante que goethita. No se han encontrado jarositas pseudomorfas de pirita, como citan ARRIBAS et al. (1984), sino texturas bandeadas, asociadas a casiterita. La presencia de plomo en la jarosita, es otro indicio de la existencia de galena en la mineralización primaria. La formación de sulfatos tipo jarosita, en lugar de cerusita y anglesita, está justificado por las condiciones químicas de la alteración, y la presencia de cationes como sodio y potasio, como veremos más adelante.

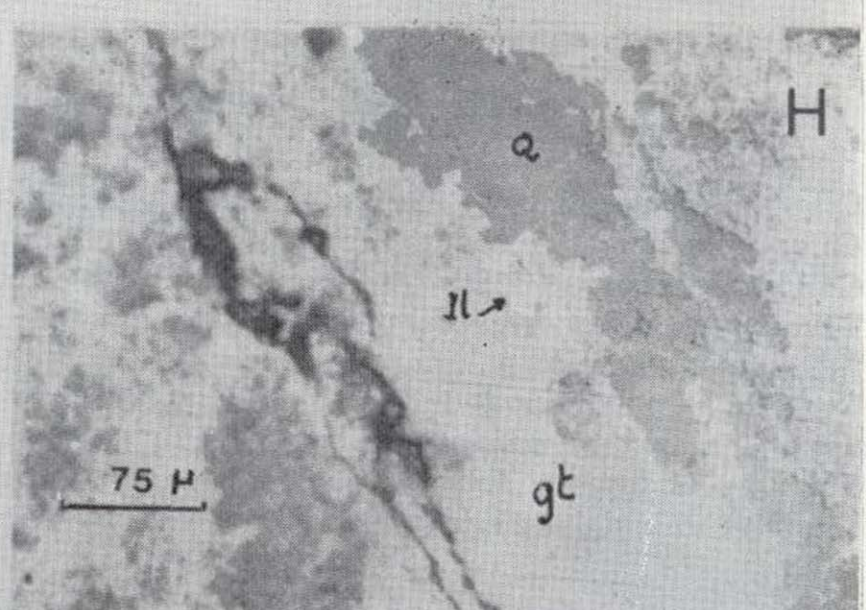
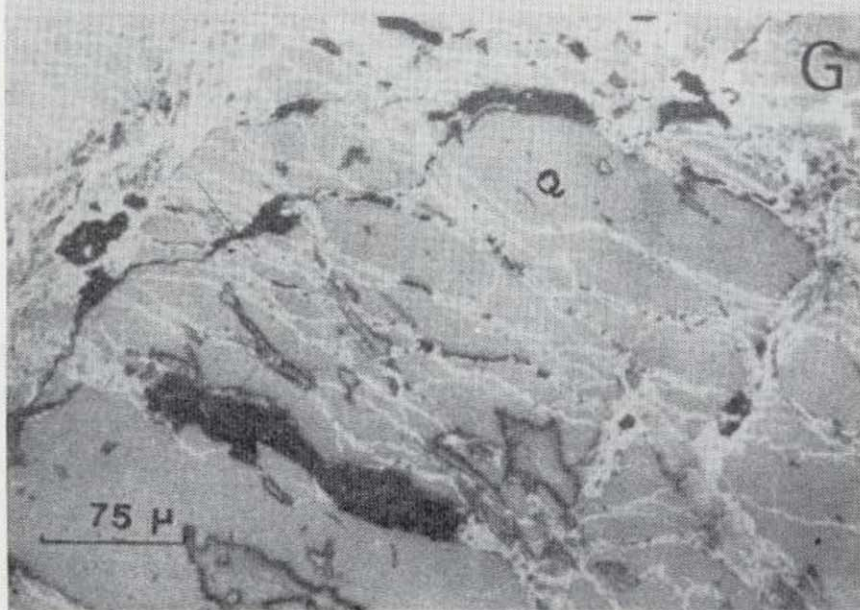
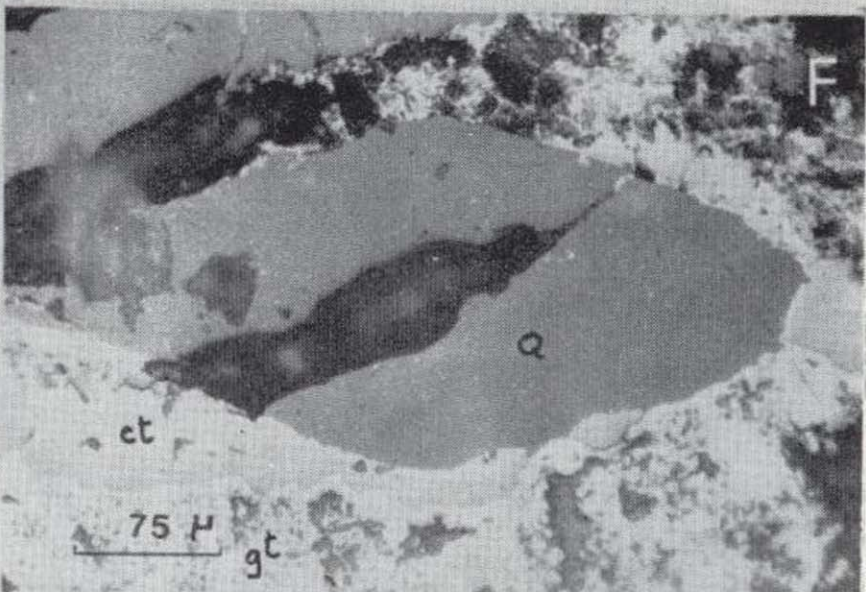
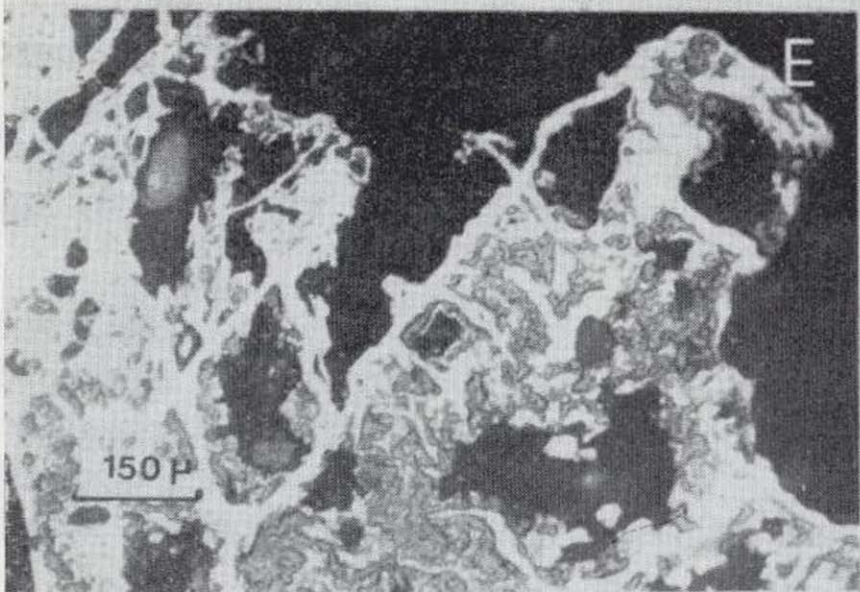
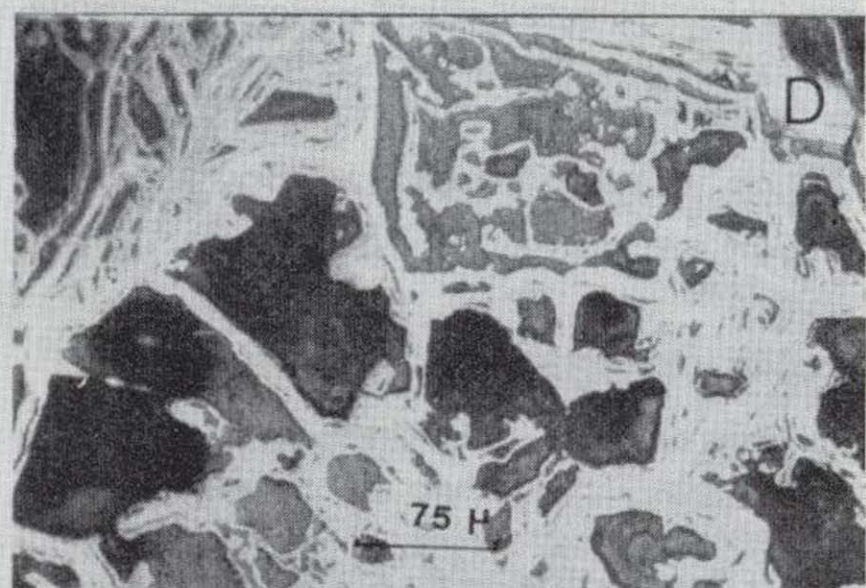
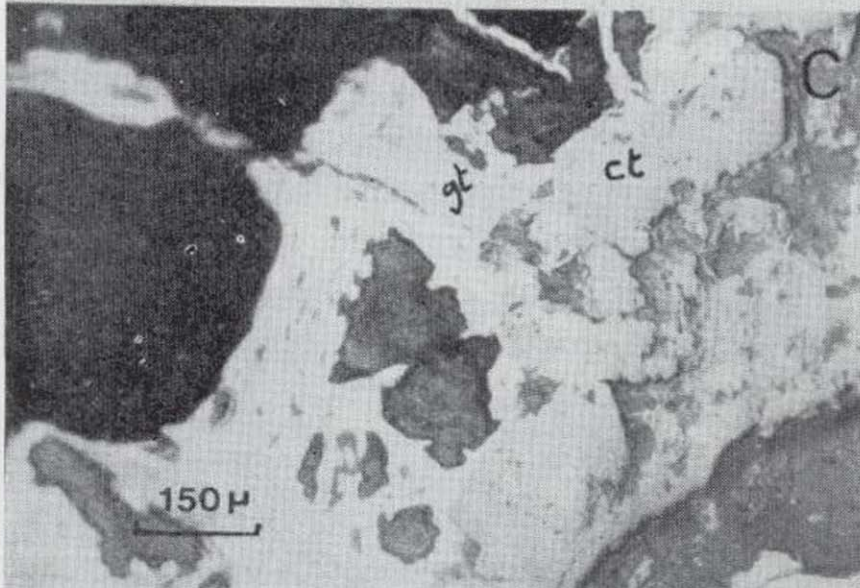
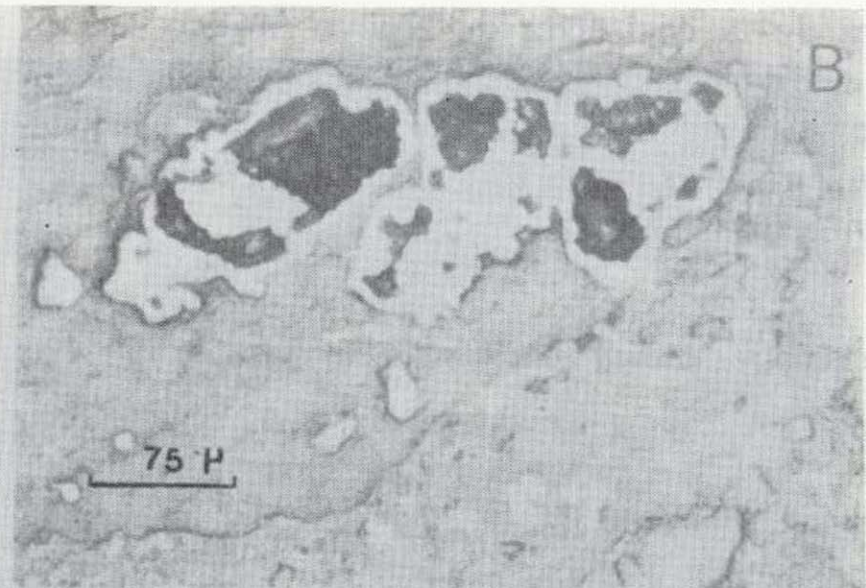
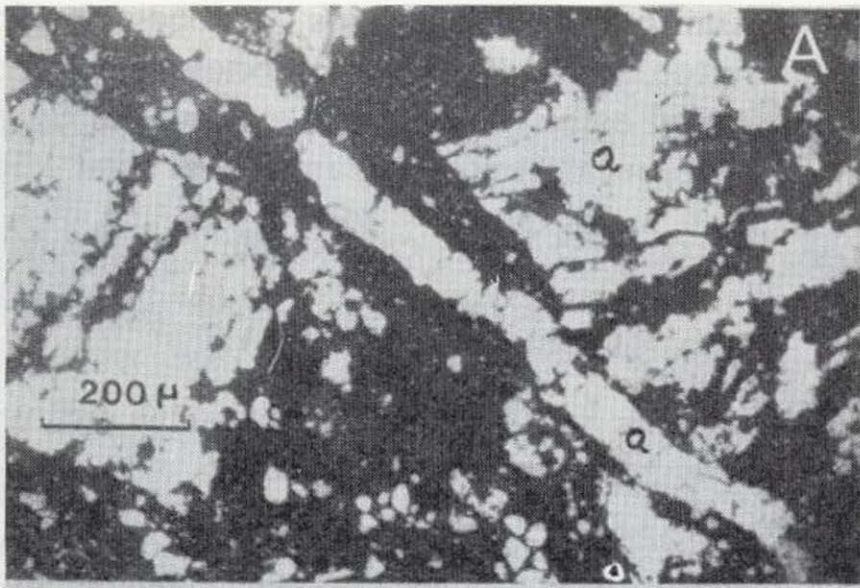
Dispersos por la mineralización, hay restos de óxidos de titanio como *anatasa* y *rutilo*, que permanecen sin alterar (fig. 3h).

En los análisis efectuados mediante microsonda electrónica sobre casiterita, se detectaron contenidos en hierro de un 4 a 5 por 100. LUFQUIN (1977) ha descrito sustitución de Fe^{3+} por Sn^{4+} en la es-

Figura 3

- A) Cuarzo (Q) procedente de la silicificación rellenando fracturas. L. T.
- B) Goethita con texturas réplica de pirita, rellenando huecos. L. R.
- C) Goethita (gt) con texturas réplica de pirita, asociada a casiterita (ct).
- D) Texturas réplica de galena, transformada a goethita. El entramado es menos compacto que en las texturas procedentes de la oxidación de pirita. L. R.
- E) Texturas réplica de galena, transformada en goethita. L. R.
- F) Cristales de cuarzo (Q) bordeados por casiterita (ct) y goethita (gt). L. R.
- G) Goethita rellenando pequeñas fracturas y huecos de cuarzo (Q). L. R.
- H) Cuarzo (Q) empastado por goethita (gt) con restos de ilmenita (Il) sin alterar. L. R.





estructura de la casiterita de Nuevo Méjico, de un origen similar al de estas mineralizaciones. También se encontraron pequeños granos de casiterita, con tamaños entre 10 y 15 micras, englobados por bandas de jarosita.

Silicificaciones tabulares ferruginosas

Se han estudiado muestras de testigos de sondeos que cortan estas mineralizaciones, que llegan a alcanzar una potencia de 18 metros en el sondeo Mc-1 Bis, y 8 metros en el sondeo Mc-2 Bis.

Dada la baja concentración de elementos de interés económico de estas silicificaciones, se hicieron separaciones magnéticas de las muestras, recogiendo tres concentrados diferentes:

- Fracción no magnética a 0,5 amperios (NM).
- Fracción intermedia no magnética a 0,3 amperios (I).
- Fracción magnética a 0,3 amperios (M).

De cada concentrado obtenido se hizo difracción de rayos X, para determinar su mineralogía, así como análisis químicos de Fe, Pb, Zn, Ag y en los casos que fue posible de Sn.

La mineralogía de las silicificaciones tabulares ferruginosas, está compuesta por cuarzo, como mineral más abundante; goethita en cantidades menores, y en orden decreciente: hematites, jarosita, ferryhidrita, calcita, cerusita, anglesita, cloritas, ilmenita, anatasa, rutilo y casiterita. Se encuentran también algunos restos aislados de pirita y marcasita, como inclusiones en el cuarzo, y en los niveles más profundos, dentro ya de las filitas Alpujarrides, sin alterar.

Cuarzo: Se encuentran tres tipos bien diferenciados texturalmente:

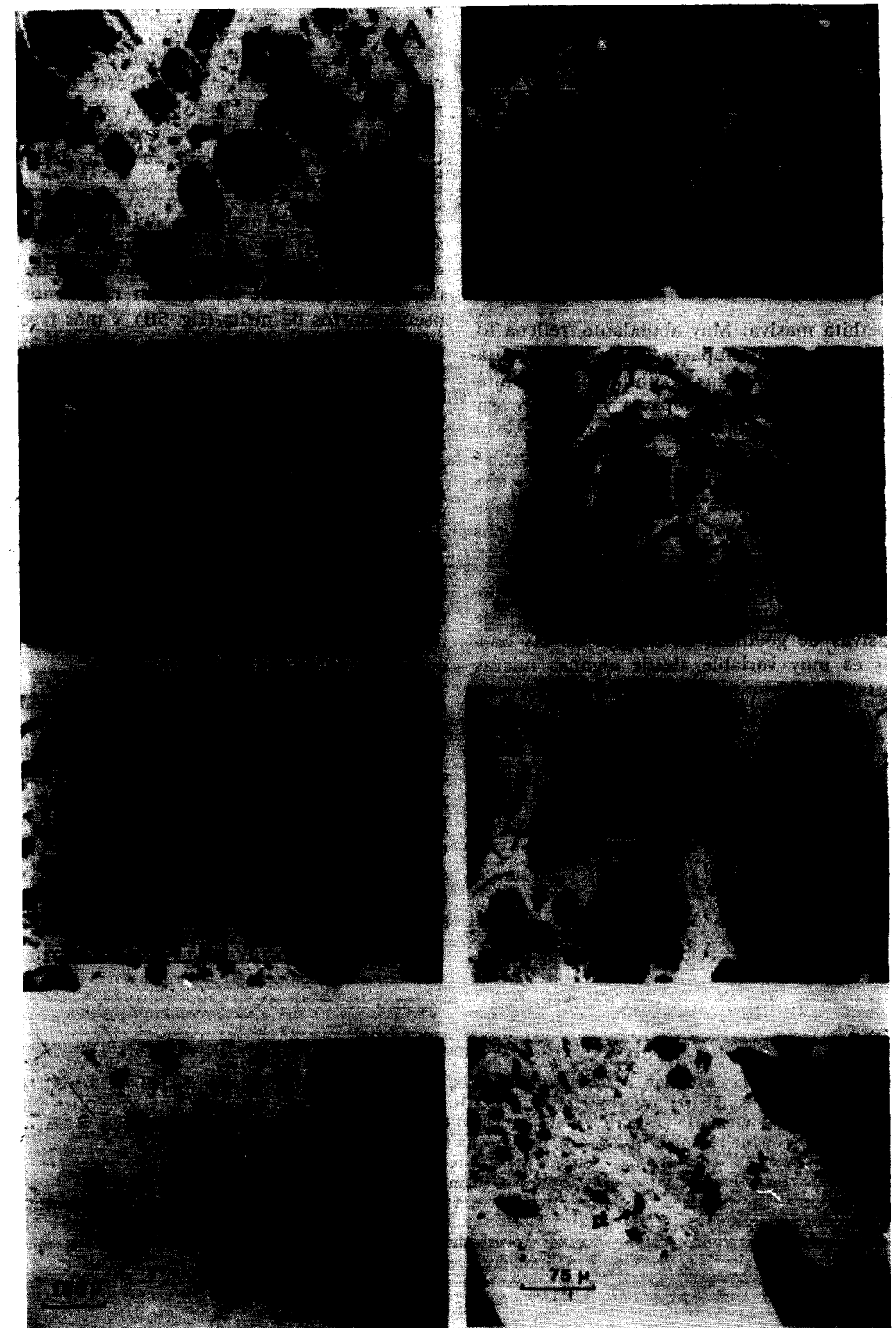
- Cuarzos bien formados, a veces de tipo hematoido con impregnaciones de hierro, que suelen estar empastados por masas de goethita, generalmente de tamaño grueso (fig. 4A).
- Cuarzo de tipo calcedonia, bordeando los del tipo anterior, así como las masas de goethita (fig. 4B).
- Cuarzos cristalizados en fisuras, idiomorfos y prismáticos (fig. 4C).

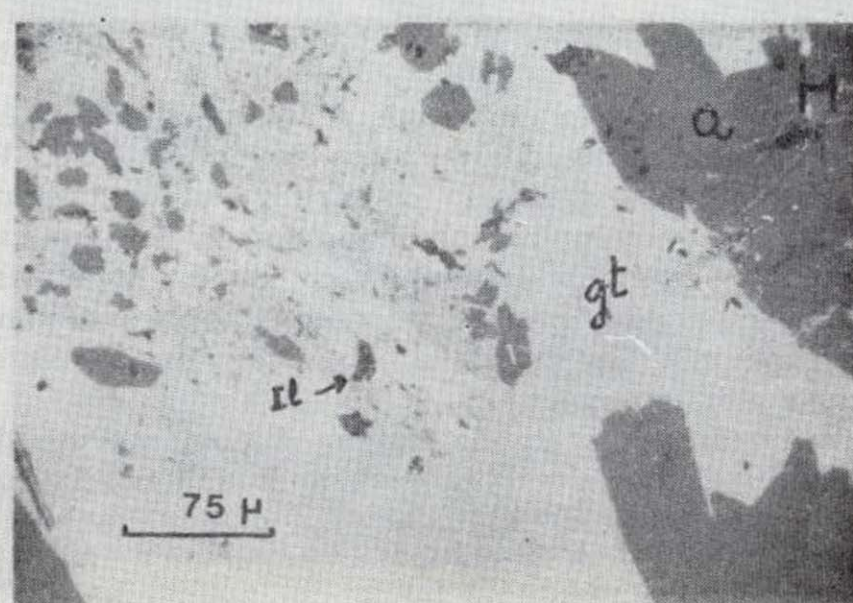
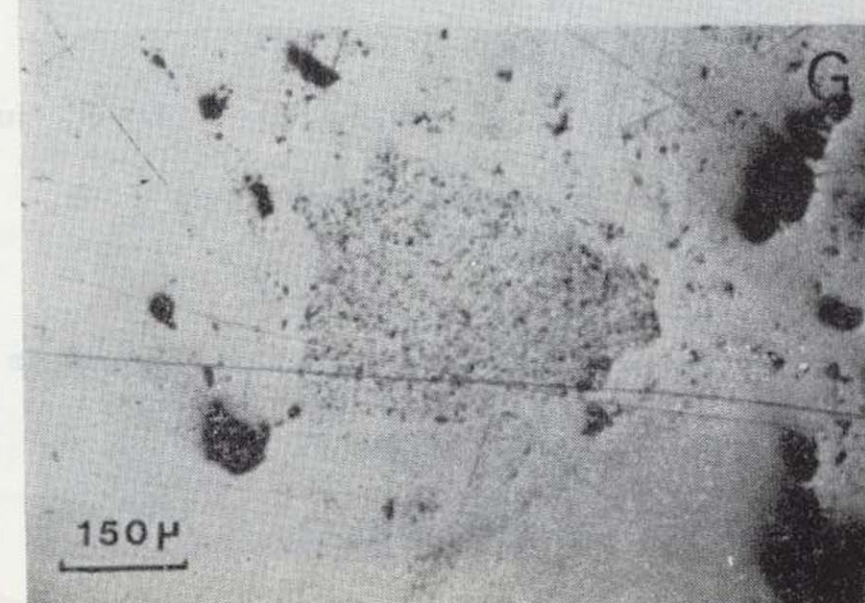
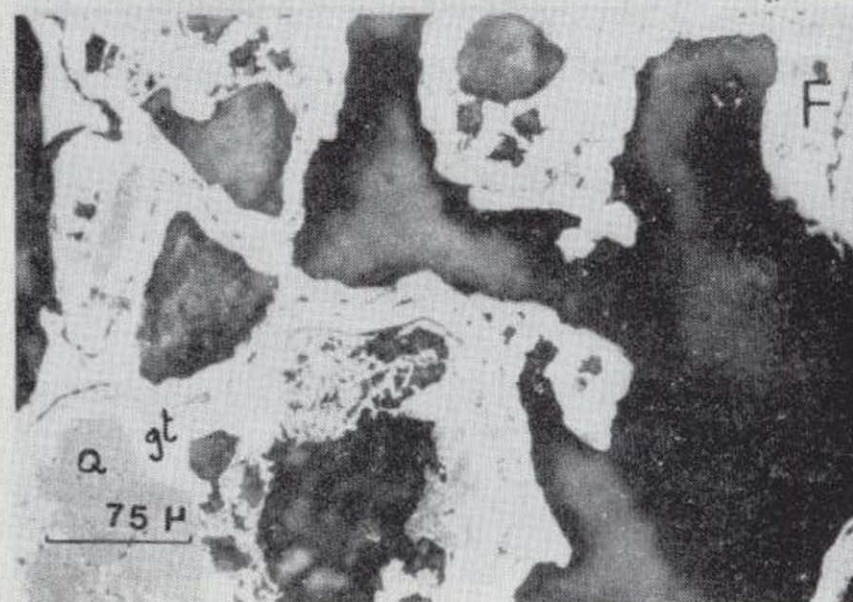
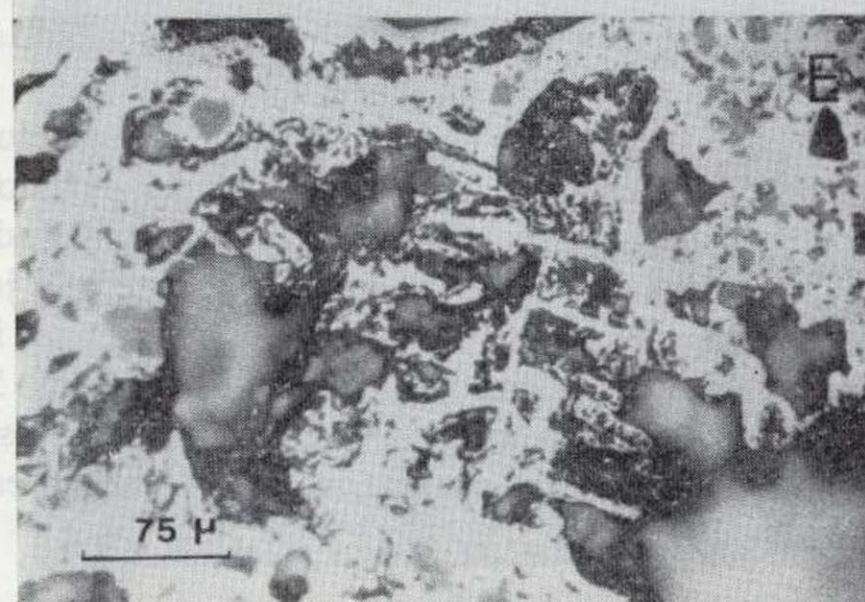
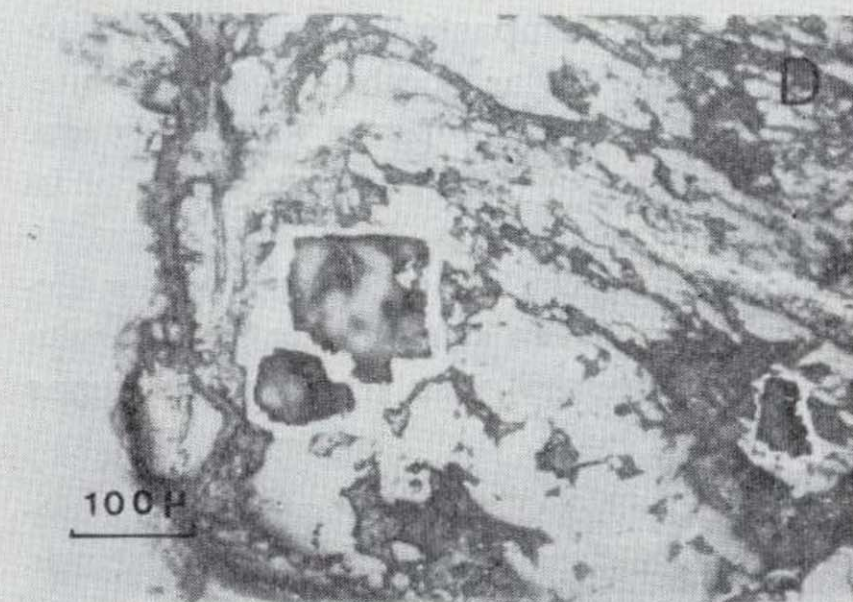
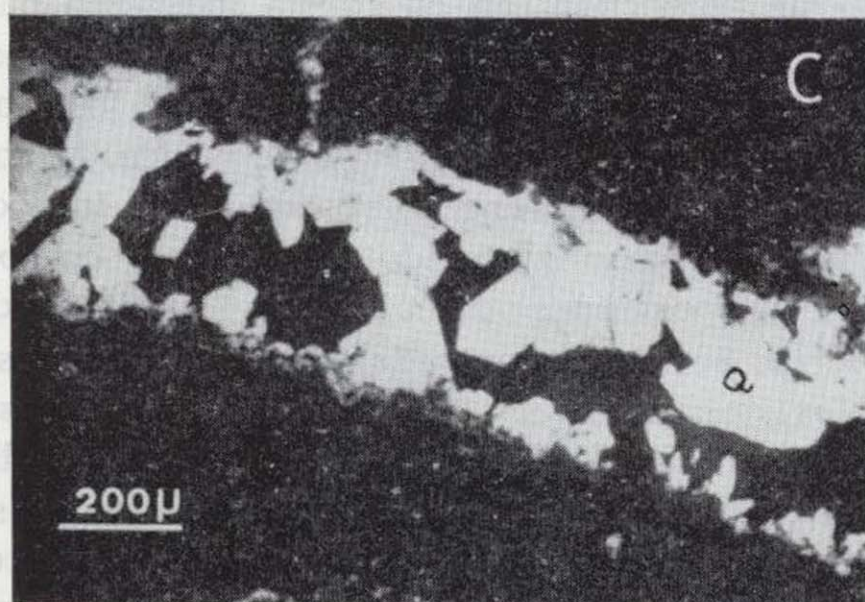
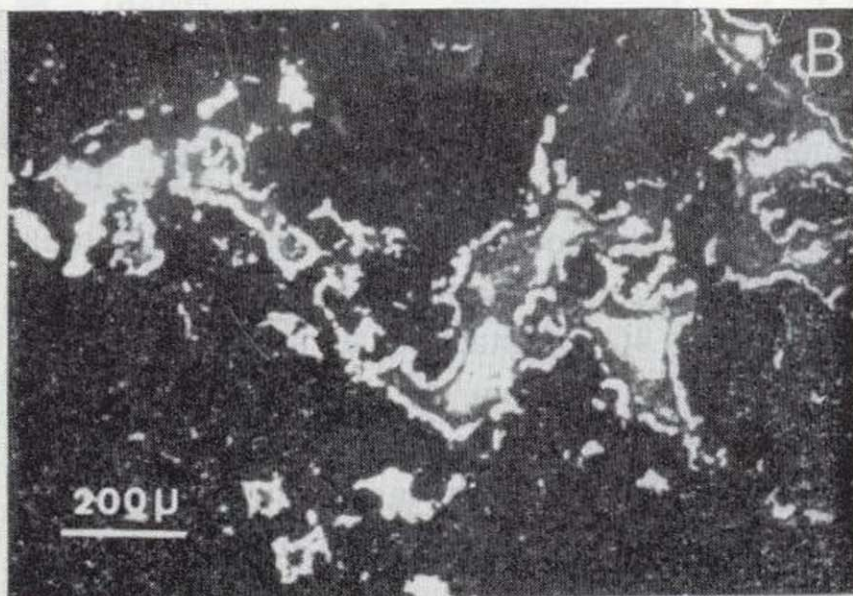
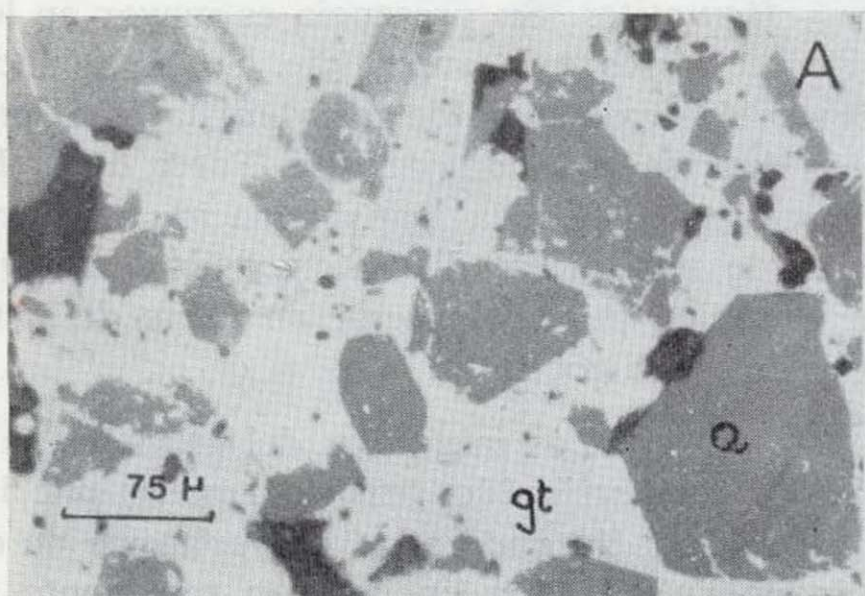
Goethita: Junto con el cuarzo, es el mineral más abundante en las mineralizaciones. Presenta texturas muy variadas, relacionadas con minerales preexistentes. Se han diferenciado los siguientes tipos:

- Goethita con texturas pseudomorfas de pirita. Son relativamente abundantes, y fáciles de reconocer, ya que se conservan los hábitos cúbicos de pirita (fig. 4D). En algún caso la goethita va acompañada de jarosita pseudomorfa de pirita.
- Goethita con texturas réplica de galena: Diferenciadas de las anteriores, como se ha descrito anteriormente, han sido reconocidas, muy aisladamente, en los niveles donde no hay cerusita (fig. 4E).
- Goethita con texturas réplica de marcasita: Menos abundantes que las de pirita, se caracterizan por sus formas alargadas y en algún caso por texturas típicas en espina (fig. 4F).
- Goethita en texturas réplica de esfalerita: Muy difíciles de reconocer. A pesar de la escasa cantidad de zinc existente, hay texturas que corresponden a una alteración de esfalerita. Su similitud con las texturas de

Figura 4

- A) Cristales de cuarzo (Q) empastados por goethita masiva (gt). L. R.
- B) Calcedonia (blanca) bordeando masas de goethita (negro). L. T.
- C) Cuarzo prismático (Q) en fracturas, empastado por goethita (negro). L. T.
- D) Texturas pseudomorfas de pirita en una masa de cuarzo. L. R.
- E) Texturas réplica de galena, transformada a goethita. Se observan los planos (100) primitivos de la galena. L. R.
- F) Goethita (gt) conservando las facetas triangulares procedentes de oxidación de esfalerita. En el centro se observa una textura en «espina» procedente de la oxidación de marcasita. L. R.
- G) Texturas oquerosas de goethita, empastadas por goethita masiva. L. R.
- H) Goethita coloidal (gt) empastando cuarzo (Q) e ilmenita (Il). L. R.





esfalerita descritas por ANDREW (1980), es grande, lo que nos ha llevado a su identificación (fig. 4F).

- Goethita oquerosa: Son agregados de goethita, dejando huecos entre sus granos. Estos agregados aparecen bordeados por goethita masiva (fig. 4G). Estas texturas, pueden corresponder a granos de jarosita, que han sufrido una transformación a goethita. Estas concuerdan además con las texturas que van dejando las jarositas que están en proceso de alteración.
- Goethita masiva: Muy abundante, rellena todos los huecos, empasta los minerales citados y asimismo a las goethitas citadas anteriormente. Es muy compacta y poco porosa. Según BLANCHARD (1968) por sus características se correspondería a lo que llama limonitas transportadas, es decir, que su deposición se produce después de una disolución del ión ferroso, y su transporte a zonas cercanas.
- Texturas coloidales: Son las goethitas depositadas en el último estadio, bordean texturas masivas de goethita. El espesor de las bandas es muy variable, desde algunas micras hasta casi 0,5 mm. Bordean también granos de cuarzo o carbonatos, o bien óxidos de titanio (fig. 4H).

En los análisis que se han realizado mediante microsonda electrónica en diversos granos de goethita, solamente uno de ellos dio un contenido en plomo del 4 por 100 (fig. 5A), mientras que no se encontraron goethitas con Zn. Sin embargo KAGER (1980) cita goethita en Las Lajas con un contenido en zinc del 7 por 100.

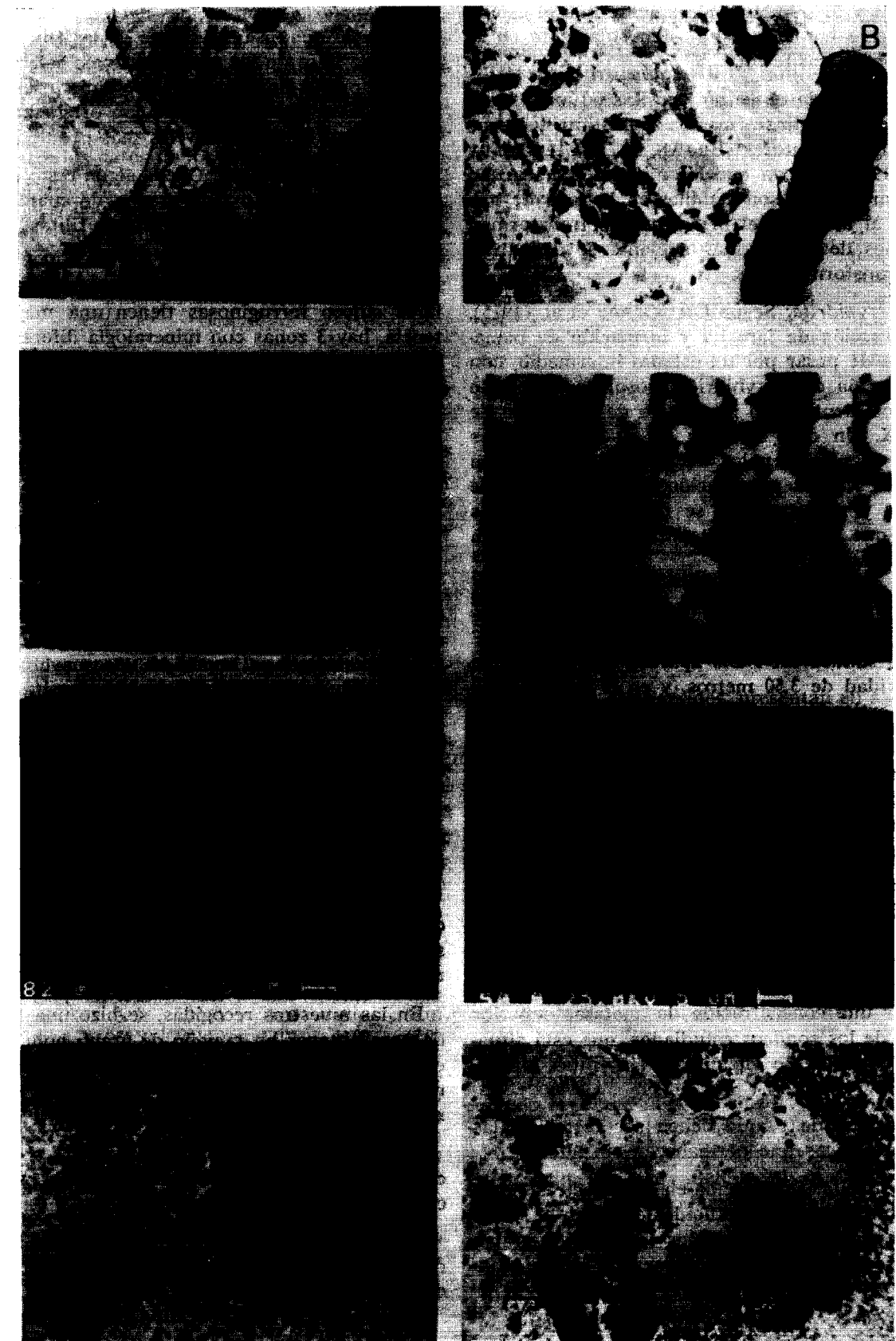
— *Hematites*: Su presencia es mayor en los niveles cercanos a la superficie. Su abundancia va ligada a la existencia de ferrhidrita, y en proporción inversa a la de jarosita. Parte de la hematites proviene de la transformación de jarosita, pasando por un estadio intermedio de ferrhidrita; también puede provenir en parte de la transformación de goethita.

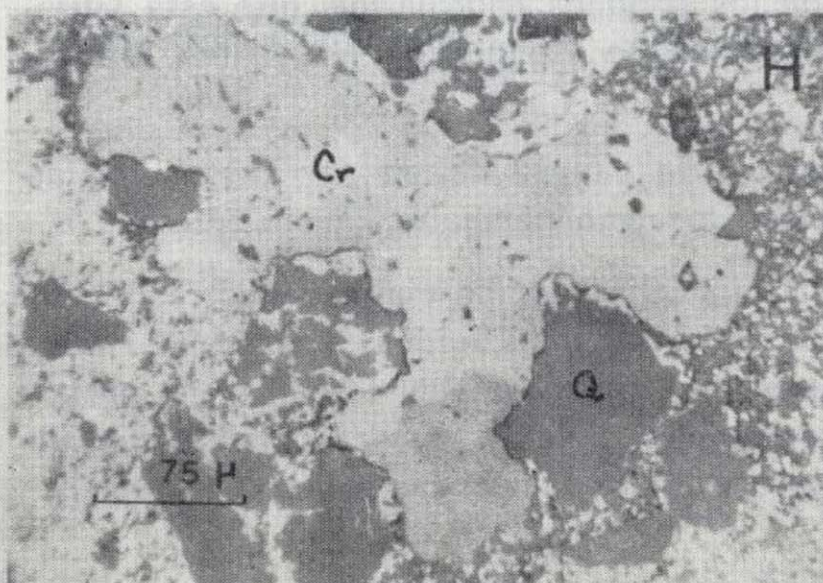
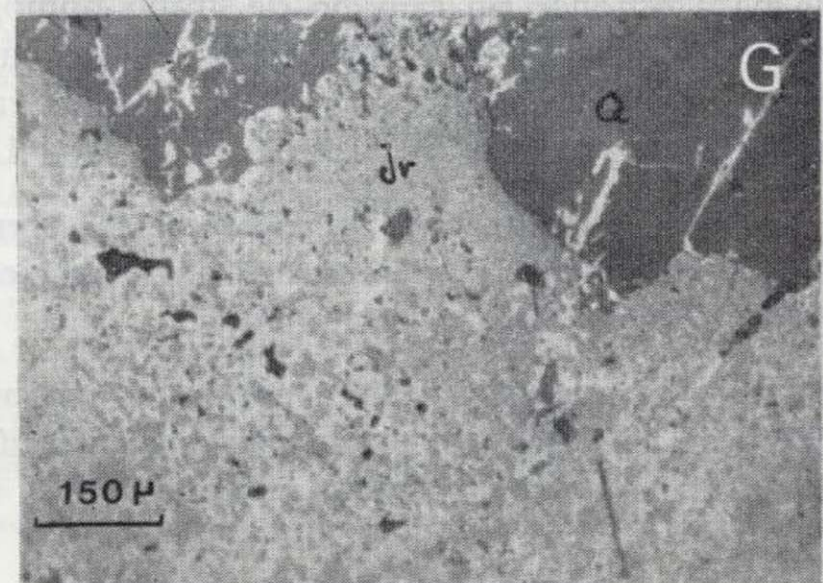
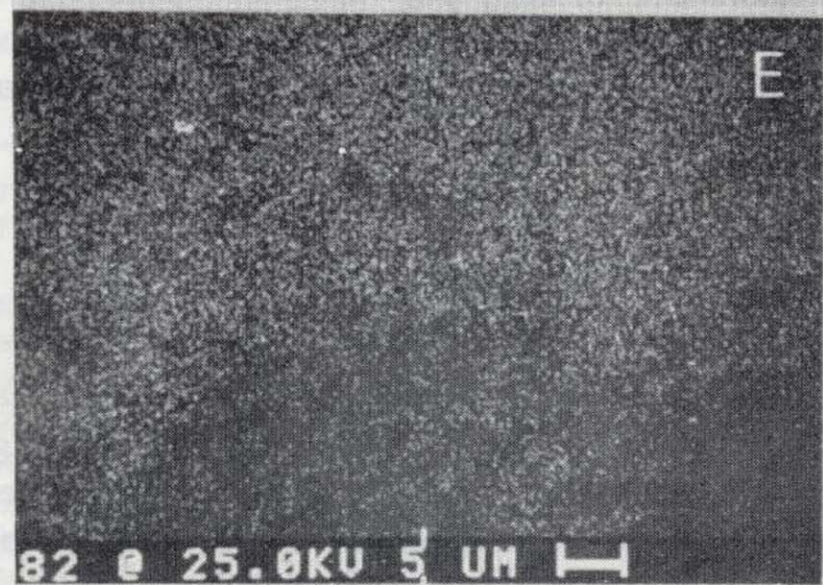
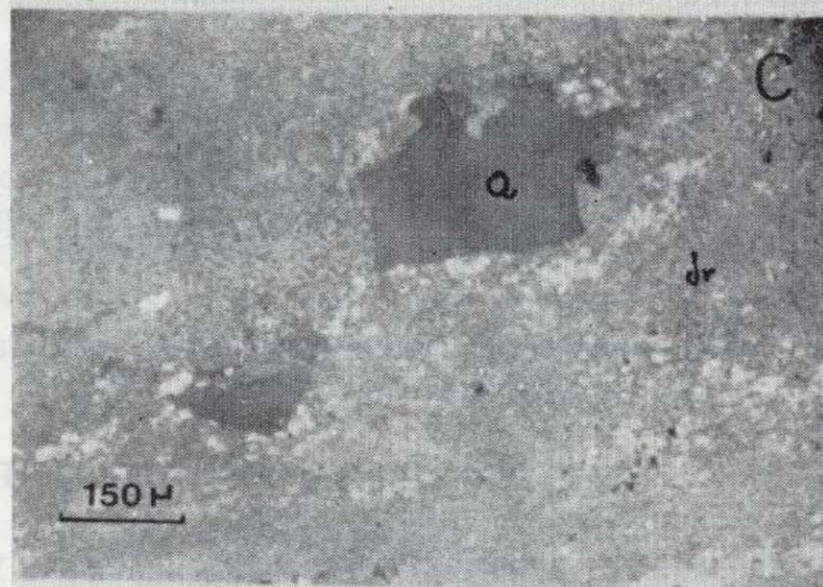
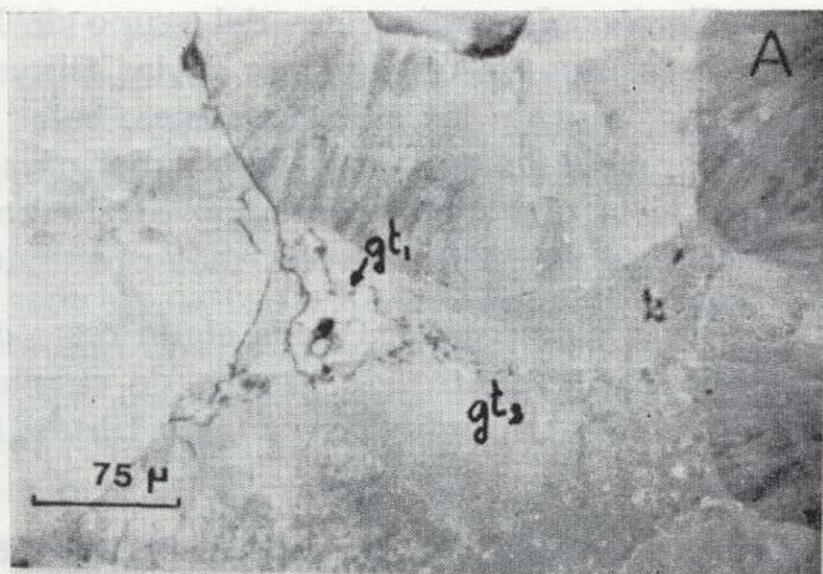
— *Jarosita*: Los minerales del grupo de la jarosita están distribuidos irregularmente por la mineralización, llegando a ser mayoritarios en determinados niveles. Se encuentran raramente como pseudomorfos de pirita (fig. 5B), y más frecuentemente se encuentran en forma masiva o bandeada, bordeando granos de cuarzo y rodeados por goethita masiva. En la mayoría de los análisis efectuados por microsonda electrónica, la composición que se obtiene corresponde al plumbojarosita, con escaso contenido en potasio, y con pequeñas proporciones de aluminio sustituyendo al hierro. Se han encontrado también pequeños cristales de jarositas (10 micras) empastados por goethita (fig. 5C). En la figura tomada en la microsonda electrónica, se pueden observar los granos de jarosita, en algún caso zonados, con el núcleo más rico en plomo y una banda intermedia empobrecida en él (fig. 5D).

FRIEDRICH (1964) considera que parte del estaño presente en esta zona, iría asociado a las jarositas, formando parte de su red, citando este autor la presencia de jarositas de estaño. En ninguna de las muestras que hemos analizado, se ha presentado estaño formando parte de jarositas, pero sí se han encontrado pequeñas inclusiones de casiterita con tamaños de unas 5 micras que sirven de núcleos a plumbojarositas, que los engloban. Los espectros de plomo y estaño

Figura 5

- A) Goethita depositada en huecos de texturas coloidales, con un contenido en plomo del 4 por 100 (gt_1) junto a goethitas sin contenidos de otros cationes (gt_2). L. R.
- B) Jarosita (Jr) pseudomorfa de pirita junto a cuarzo (Q) empastadas por goethita masiva (gt). L. R.
- C) Cuarzo (Q) y cristales submicroscópicos de jarosita (Jr) empastados por goethita. L. R.
- D) Imagen en microsonda electrónica, de la figura anterior.
- E) Distribución de plomo en un cristal de jarosita, con inclusión de casiterita.
- F) Distribución de estaño en el cristal de jarosita de la figura anterior. El estaño se encuentra únicamente en la inclusión de casiterita.
- G) Jarosita (Jr), empastando cuarzo (Q), en proceso de transformación a goethita y hematites. L. R.
- H) Cristales de cerusita (Cr) depositada relleno huecos.





(fig. 5 E y 5F), indican claramente que el estaño no aparece en la jarosita, sino solamente en la inclusión de casiterita.

Se han podido observar jarositas en proceso de destrucción y transformación a goethita y hematites. Algunos autores (BROWN, 1971; CHUKHROV et al., 1975) indican que los minerales del grupo de la jarosita no son estables en la zona de oxidación, al ascender el pH, y que se transforman en óxidos de hierro. Más adelante se discutirán estas transformaciones.

— *Ferryhidrita*: Según CHUKHROV et al. (1975), la destrucción de jarosita y formación de hematites, ha de pasar por un estadio intermedio, con la formación de ferryhidrita. Nosotros solamente la hemos identificado por medio de difracción de rayos X. Un dato a favor de su formación, es que su presencia en los diagramas de difracción de rayos X está en relación inversa con la de jarosita, y su aparición, se da en las muestras en las que se observan texturas de destrucción de jarositas (fig. 5G).

— *Calcita*: Se deposita en zonas de huecos, es posterior a la formación de calcedonia.

En el sondeo Mc-1 Bis aparece sólo hasta una profundidad de 3,50 metros, y en el sondeo Mc-2 Bis se extienden hasta los 17 metros de profundidad, dentro de las filitas Alpujárrides.

— *Cerussita y anglesita*: Son bastante escasas, se depositan en huecos (fig. 5H) y únicamente aparecen en los niveles más cercanos a la superficie, desapareciendo en profundidad.

— *Oxidos de titanio*: A lo largo de todas las mineralizaciones aparecen, distribuidos al azar por la preparación, ilmenitas, en ocasiones alteradas, anatasas y rutilos, que suelen estar englobados por goethitas masivas. Solamente hay que destacar una concentración de anatasas superior en uno de los sondeos estudiados, que está situado inmediatamente encima de las filitas Alpujárrides.

Los óxidos de titanio deben ser restos de las rocas volcánicas que permanecen sin alterar.

— *Casiterita*: Diseminada en las muestras, no se han encontrado bandas xiloides como en el stockwork. Aparecen con pequeños tamaños de grano, muy diseminadas, y como ya se han descrito anteriormente, englobadas en jarositas.

— *Cloritas*: Los minerales del grupo de las cloritas, se presentan únicamente en las filitas situadas en la base de las silicificaciones; estas filitas, pueden presentar en sus tramos superiores oxidaciones de la pirita que contenían originalmente y que se observa en los niveles más profundos.

— *Pirita y marcasita*: Queda algún resto de ellas en inclusiones dentro de granos de cuarzo. Además aparecen diseminadas en las filitas Alpujárrides.

En el sondeo Mc-1 Bis, donde las masas tabulares silíceo ferruginosas tienen una mayor potencia, hay 3 zonas con mineralogía diferenciada:

— Una zona próxima a la superficie, con carbonatos (cerussita y calcita).

— Una zona intermedia, en la que aparece jarosita y productos de su alteración (ferryhidrita).

— Una zona más profunda, en la que jarosita está menos alterada.

En el sondeo Mc-2 Bis, es de destacar la presencia de calcita en mayor proporción, y la escasa aparición de jarositas, consecuencia lógica, ya que los carbonatos han impedido una mayor acidificación del medio, por lo que la jarosita no ha podido formarse; en este sondeo, se han encontrado las mejores texturas réplica de los sulfuros preexistentes.

Distribución geoquímica de los elementos Fe, Pb, Ag, Zn y Sn

El estudio geoquímico se ha hecho en las silicificaciones tabulares a partir de los testigos de sondeos. Se realizaron análisis químicos en tramos que, de «visu», tenían apariencia homogénea.

En las muestras recogidas, se hizo una molienda para obtener un tamaño de grano homogéneo, entre 0,12 mm. y 0,17 mm., para realizar la separación magnética. Se obtuvo un residuo en esta molienda, con tamaño de grano menor de 0,12 mm.

Se han hecho análisis químicos de las tres fracciones obtenidas por separación magnética, así como del residuo de la molienda.

En el sondeo Mc-2 Bis a partir de una profundidad de 10,95 m., no se hicieron análisis químicos de las fracciones obtenidas, excepto en el tramo

entre 18,15 y 19,55 m. que presenta anomalías de plata, ya que sus contenidos en metales son muy bajos, y la mineralogía no indicaba, ninguna característica que aportara nuevos datos.

Se pueden observar, en algún caso, discrepancias entre los datos de los análisis de tramos completos (todo uno) y los contenidos en las distintas fracciones, debido a la gran variación geoquímica existente. Un ejemplo es el contenido en plata en el sondeo Mc-1 Bis entre los 15 y 16 metros de profundidad.

Hierro

Los contenidos en hierro de las diferentes muestras están resumidos en las tablas 1 y 2.

Los contenidos medios en hierro de las masas silíceo ferruginosas es de 36,1 por 100 en el sondeo Mc-1 Bis y de 22,1 por 100 para el sondeo Mc-2 Bis. Las filitas Alpujárrides tienen una ley

TABLA 2

Sondeo Mc-2 Bis. Contenidos en % de Fe en las diferentes fracciones. 0.12 mm. = Residuo de la molienda. NM = Fracción no magnética. I = Fracción intermedia. M = Fracción magnética.

Fracción Tramo	Todo Uno	0.12 mm.	N. M.	I	M
0.00-1.60 m.	24.00	22.53	5.90	31.30	43.00
1.60-3.00 m.	18.80	15.80	6.30	19.90	38.10
3.00-3.85 m.	16.30	15.80	5.90	38.90	42.00
3.85-4.90 m.	19.30	20.70	4.05	38.60	45.80
4.90-6.30 m.	27.60	23.50	4.70	37.50	45.90
6.30-8.15 m.	22.50	17.30	4.50	35.90	50.90
8.15-10.9 m.	12.60	8.30	4.25	14.80	35.60
10.9-12.6 m.	15.76	—	—	—	—
12.6-13.6 m.	14.41	—	—	—	—
13.6-14.6 m.	12.71	—	—	—	—
14.6-15.4 m.	22.00	—	—	—	—
15.4-17.3 m.	25.60	—	—	—	—
17.3-18.1 m.	16.30	—	—	—	—
18.1-19.5 m.	8.17	—	—	—	—
19.5-21.0 m.	9.72	—	—	—	—

TABLE I

Contenidos en % de Fe en las distintas fracciones del sondeo Mc-1 Bis: 0.12 mm. = Residuo de la molienda. NM = Fracción no magnética. I = Fracción intermedia. M = Fracción magnética.

Fracción Tramo	Todo Uno	0.12 mm.	N. M.	I	M
0.80-1.40 m.	38.80	41.10	8.00	52.00	53.00
1.40-1.90 m.	39.30	42.50	11.00	47.00	54.00
1.90-2.60 m.	40.00	41.90	5.00	47.00	54.00
2.60-3.50 m.	35.60	36.50	11.00	38.00	46.00
3.50-4.70 m.	38.25	32.40	6.00	51.00	49.00
4.70-5.60 m.	32.95	32.45	4.50	41.00	53.00
5.60-6.30 m.	38.25	42.60	—	38.00	52.00
6.30-7.30 m.	40.20	40.05	22.50	41.00	55.00
7.30-7.40 m.	32.95	26.00	7.00	41.00	54.00
7.40-8.00 m.	36.50	41.70	12.00	44.00	47.00
8.00-9.00 m.	33.50	36.60	7.00	34.00	39.00
9.00-9.85 m.	27.50	26.25	1.00	14.00	51.00
9.85-10.3 m.	32.35	25.80	1.00	20.00	50.00
10.3-11.1 m.	32.60	34.55	6.50	42.00	51.50
14.1-14.8 m.	34.10	43.40	11.50	28.00	51.00
14.8-15.1 m.	22.95	20.70	7.50	22.00	41.00
15.1-15.6 m.	35.90	33.50	7.00	28.00	43.00
15.6-15.7 m.	36.60	44.25	9.00	39.00	49.00
15.7-16.1 m.	40.90	52.15	31.00	55.00	56.00
16.1-17.3 m.	40.90	39.15	33.00	48.00	52.00
17.3-17.8 m.	40.60	36.80	3.00	33.00	43.00
17.8-19.9 m.	18.15	8.40	9.70	36.00	—

media del 17,1 por 100 para el sondeo Mc-1 Bis y 15,1 por 100 para el sondeo Mc-2 Bis.

Las filitas Alpujárrides, presentan en algún caso signos de silicificaciones ferruginosas, este hecho justifica la presencia de goethita y hematites en ellas. Asimismo los procesos de oxidación, han facilitado la deposición de goethitas transportadas, en las filitas.

En el tramo entre 8,15 y 21 m. del sondeo Mc-2 Bis, las filitas Alpujárrides comienzan a aparecer sin alterar, con presencia de pirita diseminada y con un descenso del contenido en hierro, lo cual es una confirmación de que parte del hierro ha emigrado hacia las filitas y se ha depositado, quedando enriquecidas en este elemento.

La separación magnética, da como resultado, una buena diferenciación de este elemento, quedando las fracciones intermedia y magnética enriquecidas en Fe. En el caso de las muestras entre 15,75 y 17,35 m., en el sondeo de Mc-1 Bis, la separación es mala debido a fuerte intercrecimiento entre cuarzo-jarosita-goethita.

Los contenidos altos en hierro se corresponden lógicamente con fracciones ricas en goethita y hematites.

Plomo

Los contenidos en plomo de los sondeos, están resumidos en las tablas 3 y 4. Los contenidos medios de las masas silíceo ferruginosas son de 1,99 por 100 en el sondeo Mc-1 Bis y 1,60 por 100 en el sondeo Mc-2 Bis. En las filitas infrayacentes los contenidos son de 0,99 por 100 y 0,09 por 100 respectivamente.

La diferencia entre los contenidos en las filitas y los sondeos se debe a que en el Mc-1 Bis los tramos de filitas analizados tienen poco espesor, y están inmediatamente debajo de las masas silíceo-ferruginosas, con lo que parte del plomo ha emigrado con la oxidación hacia esa zona. En el sondeo Mc-2 Bis los tramos de filitas situados inmediatamente debajo de las masas silíceo-ferruginosas, tienen un contenido más alto en plomo, que las inferiores; como el plomo es un elemento poco móvil en la zona de oxidación, de ahí que las filitas oxidadas presenten bajos contenidos en este elemento.

TABLA 3

Sondeo Mc-1 Bis. Contenidos en % de Pb en las distintas fracciones. 0.12 mm.=Residuo de la molienda. NM=Fracción no magnética. I=Fracción intermedia. M=Fracción magnética.

Fracción Tramo	Todo Uno	0.12 mm.	N. M.	I	M
0.80-1.40 m. ...	2.80	4.40	3.05	2.20	1.78
1.40-1.90 m. ...	2.05	2.80	1.90	2.35	2.10
1.90-2.60 m. ...	1.75	1.84	1.92	1.85	1.84
2.60-3.50 m. ...	1.34	1.14	0.35	1.10	1.50
3.50-4.70 m. ...	1.62	1.08	0.30	1.24	1.40
4.70-5.60 m. ...	1.50	2.00	0.55	1.40	1.75
5.60-6.30 m. ...	1.80	2.14	—	1.98	2.40
6.30-7.30 m. ...	1.65	1.39	0.10	1.33	1.55
7.30-7.40 m. ...	1.17	0.96	0.18	1.22	1.34
7.40-8.00 m. ...	2.30	2.67	0.62	2.50	2.28
8.00-9.00 m. ...	2.50	5.50	0.87	5.90	8.45
9.00-9.85 m. ...	1.56	2.35	0.03	0.90	3.22
9.85-10.3 m. ...	2.55	2.30	0.04	1.32	2.82
10.3-11.1 m. ...	0.88	1.01	0.08	1.10	1.47
14.1-14.8 m. ...	1.10	1.13	0.32	0.80	1.30
14.8-15.1 m. ...	1.20	1.14	0.33	0.87	2.00
15.1-15.6 m. ...	2.90	5.00	1.62	6.85	4.20
15.6-15.7 m. ...	8.50	5.90	1.50	6.40	5.35
15.7-16.1 m. ...	3.70	3.10	3.05	3.16	0.88
16.1-17.3 m. ...	2.50	2.92	4.00	2.85	2.62
17.8-19.9 m. ...	1.12	0.72	0.29	0.50	—

TABLA 4

Sondeo Mc-2 Bis. Contenidos en % de Pb en las distintas fracciones. 0.12 mm.=Residuo de la molienda. NM=Fracción no magnética. I=Fracción intermedia. M=Fracción magnética.

Fracción Tramo	Todo Uno	0.12 mm.	N. M.	I	M
0.00-1.60 m. ...	2.05	2.49	2.62	1.31	1.33
1.60-3.00 m. ...	1.60	0.88	0.93	0.48	0.85
3.00-3.85 m. ...	1.10	1.48	1.72	1.25	0.95
3.85-4.90 m. ...	2.12	2.05	1.07	2.15	0.92
4.90-6.30 m. ...	1.66	2.65	2.50	1.74	1.85
6.30-8.15 m. ...	1.49	1.55	0.89	1.90	2.62
8.15-10.9 m. ...	0.17	0.11	0.08	0.04	0.12
10.9-12.6 m. ...	0.05	—	—	—	—
12.6-13.6 m. ...	0.06	—	—	—	—
13.6-14.6 m. ...	0.04	—	—	—	—
14.6-15.4 m. ...	0.11	—	—	—	—
15.4-17.3 m. ...	0.07	—	—	—	—
17.3-18.1 m. ...	0.10	—	—	—	—
18.1-19.5 m. ...	0.05	—	—	—	—
19.5-21.0 m. ...	0.08	—	—	—	—

En el sondeo Mc-1 Bis hay diversos niveles enriquecidos en este elemento con respecto a la media: una zona más enriquecida en plomo es la más próxima a la superficie; en estos tramos el plomo se concentra en las fracciones no magnéticas y va en especies minerales como cerusita, y en menor cantidad como jarosita. Las zonas más profundas, que están enriquecidas en plomo, éste se encuentra principalmente dentro de jarositas, y en menores cantidades dentro de goethitas, como ya se ha indicado anteriormente, lo que justifica los contenidos mayores en plomo de las fracciones magnéticas e intermedias.

En el sondeo Mc-2 Bis, con un contenido menor en plomo, la distribución de éste en las diferentes fracciones es variable. En los niveles más próximos a la superficie se encuentra enriquecido en las fracciones no magnéticas y a medida que se avanza en profundidad, su concentración es mayor en las fracciones intermedia y magnética. La presencia en este sondeo de carbonatos en mayor cantidad que en el sondeo anterior, justifica la presencia de cerusita y anglesita, como portadoras del plomo, mientras que jarositas son portadoras de este elemento en los niveles más profundos de las masas silíceo-ferruginosas.

Hay, en resumen, tres asociaciones del plomo diferentes: Una como cerusita y anglesita, que se da en los niveles más próximos a la superficie. Una segunda en la que el plomo se encuentra en las jarositas, que aparecen en los niveles más profundos que los anteriores. Una tercera asociación del plomo en goethitas; estas goethitas, que son en su formación posteriores a la jarosita, podrían absorber el plomo que se libera con la destrucción de éstas.

Plata

Los contenidos en plata de las muestras, están resumidos en las tablas 5 y 6. La media en las masas silíceo-ferruginosas es de 31 ppm. en el sondeo Mc-1 Bis y 16 ppm. en el sondeo Mc-2 Bis. En las filitas los contenidos medios son de 6 ppm. y 10 ppm.

La distribución de plata, en el sondeo Mc-1 Bis es irregular, ya que junto a unos contenidos en

TABLA 5

Sondeo Mc-1 Bis. Contenidos en ppm de Ag en las distintas fracciones. 0.12 mm.=Residuo de la molienda. NM=Fracción no magnética. I=Fracción intermedia. M=Fracción magnética.

Fracción Tramo	Todo Uno	0.12 mm.	N. M.	I	M
0.80-1.40 m. ...	9	15	48	4	7
1.40-1.90 m. ...	16	15	56	8	5
1.90-2.60 m. ...	15	15	68	12	7
2.60-3.50 m. ...	13	10	57	89	10
3.50-4.70 m. ...	18	29	61	10	30
4.70-5.60 m. ...	15	25	30	19	9
5.60-6.30 m. ...	40	16	—	15	11
6.30-7.30 m. ...	19	35	106	24	14
7.30-7.40 m. ...	14	41	82	17	12
7.40-8.00 m. ...	44	24	77	18	20
8.00-9.00 m. ...	25	31	32	30	40
9.00-9.85 m. ...	18	190	95	50	16
9.85-10.3 m. ...	35	28	8	24	17
10.3-11.1 m. ...	42	63	88	47	45
14.1-14.8 m. ...	8	9	11	13	10
14.8-15.1 m. ...	18	27	30	30	15
15.1-15.6 m. ...	41	50	22	28	50
15.6-15.7 m. ...	21	360	97	355	300
15.7-16.1 m. ...	355	41	16	47	34
16.1-17.3 m. ...	25	17	19	20	20
17.3-17.8 m. ...	14	21	57	21	22
17.8-19.9 m. ...	6	3	2	1	—

TABLA 6

Contenidos en ppm de Ag en el sondeo Mc-2 Bis en las distintas fracciones. 0.12 mm.=Residuo de la molienda. NM=Fracción no magnética. I=Fracción intermedia. M=Fracción magnética.

Fracción Tramo	Todo Uno	0.12 mm.	N. M.	I	M
0.00-1.60 m. ...	14	12	19	12	8
1.60-3.00 m. ...	13	8	18	4	—
3.00-3.85 m. ...	15	19	28	8	—
3.85-4.90 m. ...	25	22	40	20	—
4.90-6.30 m. ...	12	14	25	15	4
6.30-8.15 m. ...	16	12	24	8	8
8.15-10.9 m. ...	6	8	10	10	—
10.9-12.6 m. ...	2	—	—	—	—
12.6-13.6 m. ...	2	—	—	—	—
13.6-14.6 m. ...	1	—	—	—	—
14.6-15.4 m. ...	2	—	—	—	—
15.4-17.3 m. ...	3	—	—	—	—
17.3-18.1 m. ...	10	14	6	12	38
18.1-19.5 m. ...	63	49	6	99	—
19.5-21.0 m. ...	2	—	—	—	—

tre 10 y 20 ppm. a lo largo del sondeo, hay niveles con fuertes enriquecimientos, llegando hasta las 350 ppm., con otros tramos con unas 40 ppm. de plata.

En el sondeo Mc-2 Bis el mayor enriquecimiento en plata lo presenta un nivel dentro de las filitas Alpujarrides, próximo a la base del sondeo, donde aparecen diseminaciones de piritita sin alterar. Se concentra en la fracción intermedia y se asocia a la goethita.

La plata es un elemento que generalmente se concentra en la fracción no magnética (NM) aunque en algunas zonas lo hace en las fracciones magnética e intermedia (I).

En el primer caso, cuando se asocia a las fracciones no magnéticas, probablemente, este elemento se encuentre en forma de plata nativa o bien en forma de cloruros como querargirita; mientras que en los otros casos se incluye en la red de otros minerales como jarosita o goethita.

Zinc

Los contenidos en zinc están resumidos en las

tablas 7 y 8. La media en las masas silíceo-ferruginosas es de 0,18 por 100 en el sondeo Mc-1 Bis, 0,09 en el sondeo Mc-2 Bis y de 0,02 por 100 y 0,04 por 100 respectivamente en las filitas Alpujárrides infrayacentes.

Es sabido, que el zinc es un elemento muy móvil en la zona de oxidación, esto junto con la presencia de texturas réplica de esfalerita, indican un mayor contenido en este elemento en la mineralización primaria, que ha sido en su mayor parte lixiviado y transportado fuera de la zona de oxidación.

En los análisis de las distintas fracciones se observa una concentración mayor de zinc, en las fracciones intermedia y magnética, asociado a goethita. Esto coincide con la goethita analizada por KAGER (1980) en esta zona, que tiene un contenido en zinc del 7 por 100. Así pues, las pequeñas concentraciones que quedan en la zona oxidada, son depositadas en las goethitas.

Estaño

Los contenidos medios de estaño en las silicificaciones es de 390 ppm. en el sondeo Mc-1 Bis y 530 ppm, en el sondeo Mc-2 Bis y en las filitas Alpujárrides de 260 ppm. y 90 ppm. respectivamente.

Su distribución en profundidad es muy irregular presentándose niveles con 1.800 ppm. junto a otros en los que hay concentraciones menores de 150 ppm.

Debido a la escasez de muestra disponible, se han podido realizar muy pocos análisis químicos de algunas fracciones, por lo que los resultados no son muy significativos.

El estaño se encuentra como casiterita, en granos de pequeño tamaño, incluido generalmente dentro de jarositas y con una difícil liberación debido al pequeño tamaño de grano.

Evolución de la alteración

En base a las características texturales, mineralógicas y geoquímicas, se puede establecer la mineralización primaria existente, que estaría compuesta por pirita, marcasita, galena, esfalerita y casiterita. Esta mineralización ha sufrido una intensa alteración supergénica, que ha tenido diversas etapas, hasta llegar al estado actual.

TABLA 7

Sondeo Mc-1 Bis. Contenidos en % de Zn en las distintas fracciones. 0.12 mm.=Residuo de la molienda. NM=Fracción no magnética. I=Fracción intermedia. M=Fracción magnética.

Fracción Tramo	Todo Uno	0.12 mm.	N. M.	I	M
0.80-1.40 m.	0.14	0.12	0.08	0.17	0.28
1.40-1.90 m.	0.13	0.14	0.11	0.18	0.22
1.90-2.60 m.	0.15	0.15	0.11	0.21	0.24
2.60-3.50 m.	0.15	0.11	0.20	0.17	0.50
3.50-4.70 m.	0.19	0.14	0.05	0.23	0.20
4.70-5.60 m.	0.14	0.14	0.04	0.13	0.21
5.60-6.30 m.	0.26	0.41	—	0.33	0.51
6.30-7.30 m.	0.22	0.21	0.15	0.30	0.21
7.30-7.40 m.	0.17	0.14	0.08	0.10	0.21
7.40-8.00 m.	0.18	0.18	0.10	0.21	0.23
8.00-9.00 m.	0.18	0.10	0.06	0.05	0.12
9.00-9.85 m.	0.14	0.09	0.05	0.16	0.22
9.85-10.3 m.	0.16	0.10	0.06	0.13	0.27
10.3-11.1 m.	0.25	0.32	0.20	0.40	0.46
14.1-14.8 m.	0.18	0.20	0.10	0.18	0.23
14.8-15.1 m.	0.14	0.05	0.08	0.15	0.18
15.1-15.6 m.	0.21	0.12	0.05	0.11	0.14
15.6-15.7 m.	0.12	0.18	0.08	0.15	0.20
15.7-16.1 m.	0.19	0.14	0.15	0.19	0.16
16.1-17.3 m.	0.17	0.25	0.28	0.27	0.25
17.3-17.8 m.	0.22	0.17	0.04	0.14	0.19
17.8-19.9 m.	0.20	0.10	0.10	0.40	—

TABLA 8

Sondeo Mc-2 Bis. Contenidos en % de Zn de las distintas fracciones. 0.12 mm.=Residuo de la molienda. NM=Fracción no magnética. I=Fracción intermedia. M=Fracción magnética.

Fracción Tramo	Todo Uno	0.12 mm.	N. M.	I	M
0.00-1.60 m.	0.17	0.17	0.07	0.17	0.25
1.60-3.00 m.	0.09	0.09	0.05	0.10	0.17
3.00-3.85 m.	0.06	0.07	0.04	0.13	0.19
3.85-4.90 m.	0.07	0.09	0.02	0.11	0.28
4.90-6.30 m.	0.09	0.10	0.03	0.16	0.12
6.30-8.15 m.	0.11	0.07	0.03	0.12	0.13
8.15-10.9 m.	0.03	0.06	0.02	0.04	0.07
10.9-12.6 m.	0.05	—	—	—	—
12.6-13.6 m.	0.05	—	—	—	—
13.6-14.6 m.	0.02	—	—	—	—
14.6-15.4 m.	0.05	—	—	—	—
15.4-17.3 m.	0.09	—	—	—	—
17.3-18.1 m.	0.09	—	—	—	—
18.1-19.5 m.	0.09	—	—	—	—
19.5-21.0 m.	0.02	—	—	—	—

La alteración comienza con la oxidación de pirita y marcasita, primeros sulfuros en ser transformados, si son de grano fino (ANDREW, 1980). Este proceso lleva consigo una acidificación del medio, con lo que los restantes sulfuros: pirita idiomorfa, esfalerita y galena, son también alterados, quedando en algunos casos texturas réplicas. Para que se puedan depositar goethitas pseudomorfas de los sulfuros preexistentes, el pH del medio no debe de ser excesivamente ácido, para que se produzca la formación de goethita, sin transporte del hierro.

El zinc disuelto en este estadio, es transportado en su mayor parte fuera de la zona de oxidación, mientras que el plomo permanece en ella.

La oxidación continua de pirita, lleva consigo una mayor acidificación del medio, descendiendo el pH hasta llegar a unas condiciones favorables para la formación de jarositas.

BROWN (1971) establece las condiciones para la formación de jarositas, indicando que los valores necesarios de pH para que se forme este mineral, oscilaría entre 1 y 3, dependiendo también del Eh del medio, así como de la actividad de S^{2-} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Pb^{2+} , Ag^+ y K^+ , en los que las jarositas llevan plomo, plata y potasio. Asimismo considera que la formación de jarosita en presencia de carbonatos sólo se produce de forma aislada y esporádica, debido al pH existente en presencia de éstos. En este sentido HLADKY y SLANSKY (1981), establecen campos de estabilidad de diversos minerales del grupo de la jarosita, limitando el campo de estabilidad de plumbojarosita en un pH 3.

DUTRIZAC et al. (1980), en un trabajo sobre síntesis de plumbojarosita, consideran que para su formación, se necesitan una buena agitación y temperatura elevada así como una relación SO_4Pb/Fe^{3+} no muy alta y la fuerza iónica de la solución. La baja solubilidad del plomo es un factor a tener en cuenta en la formación de jarosita ya que, una alta concentración de plomo, produce la formación de anglesita y no jarosita.

Así pues la plumbojarosita se ha de formar, en el proceso de oxidación, cuando los valores de pH han descendido hasta valores cercanos a tres, en condiciones oxidantes, con una temperatura relativamente alta, y cuando en el medio hay una buena circulación de aguas, de manera que la concentración de plomo no es muy elevada.

En estas condiciones químicas, la casiterita estable y la plata permanece como Ag^+ (BROOKINS, 1978) lo que lleva consigo que la casiterita se mantenga sin alterar y englobada por jarosita, y que la plata en su caso pueda entrar a formar parte de las jarositas en pequeñas concentraciones. Esto justificaría la correlación Pb/Ag existente en los niveles en los que la jarosita no se ha alterado.

En este segundo estadio, se van a formar las jarositas que, bien formando bandas, y en algún caso como pseudomorfo de pirita, van a englobar las goethitas, formadas en el estadio anterior, así como el cuarzo y la casiterita.

La formación de jarosita se mantiene hasta la completa oxidación de los sulfuros, momento en que el pH comienza a ascender, con lo cual, se produce la formación de goethita en una segunda generación. Estas goethitas se forman no «in situ», como las depositadas en el primer estadio, sino después de haber sufrido un transporte (limonitas transportadas). Las texturas son masivas y coloidales y engloban los minerales anteriormente depositados.

Las jarositas, una vez formadas, no son estables al ascender el pH, por lo que se alteran, transformándose en goethita o hematites, según las condiciones del medio. La transformación jarosita-goethita, se hace de forma lenta (BROWN, 1971) y a veces este proceso puede estar retardado por diversos factores físico-químicos (BLADH, 1982). La transformación jarosita-ferryhidrita-hematites, se desarrolla más rápidamente, cuando se alcanza un pH=7 (CHUKHROV et al., 1975).

Según estas ideas, en este estadio la jarosita se transforma a goethita paulatinamente y el plomo liberado por la destrucción de jarositas y el existente en el medio entrarían en las goethitas.

Además, parte del hierro en disolución puede descender a las filitas Alpujárrides, enriqueciéndolas en goethita.

En el último estadio de la oxidación, con un pH más alto, la jarosita puede comenzar su transformación a hematites con el paso intermedio de ferryhidrita citado anteriormente.

La transformación hematites-goethita, está citada en diferentes trabajos como son los de BEDARIDA et al. (1971, 1973) y CHUKHROV et al. (1975). Experimentalmente LANGMUIR (1971) llega a la con-

clusión de que cinéticamente la transformación hematites-goethita, no es factible. Sin embargo, las texturas réplica encontradas, así como los casos citados anteriormente, llevan a pensar en una sustitución de hematites por goethita, en el caso de las mineralizaciones del stockwork, en estas mineralizaciones de la Sierra de Cartagena.

Respecto a la hematites presente en las masas tabulares silíceo ferruginosas, no está muy clara su existencia en la mineralización primaria. Su mayor abundancia en los niveles más próximos a la superficie, coincide con casos similares en otras zonas de oxidación citadas por ANDREW (1980) en las que la hematites se forma por deshidratación de goethita. En este caso pensamos que la presencia de este mineral podría estar justificada por su existencia ya en la mineralización primaria, por la transformación de goethita y por la transformación de jarositas.

En las zonas más cercanas a la superficie donde hay carbonatos, este proceso de oxidación no ha sufrido las mismas etapas. Los carbonatos impiden la acidificación del medio y favorecen la formación de cerusita, y en menor cantidad de anglesita. La deposición de jarosita, de forma aislada y esporádica o su ausencia en estas zonas más superficiales, concuerda también con la existencia de un medio más básico que en los niveles donde no hay carbonatos.

En la figura 6 se resume el proceso de oxidación que han sufrido las mineralizaciones. Se pueden distinguir varias etapas, según sean niveles con o sin carbonatos:

Zonas sin carbonatos

1. Oxidación de pirita y marcasita y acidificación del medio.
2. Destrucción de la pirita idiomorfa, galena y esfalerita, con formación de texturas réplica.
3. Descenso del pH del medio hasta un valor de 3 y comienzo de formación de jarositas.
4. Destrucción total de los sulfuros, final de formación de jarosita y comienzo del ascenso del pH.

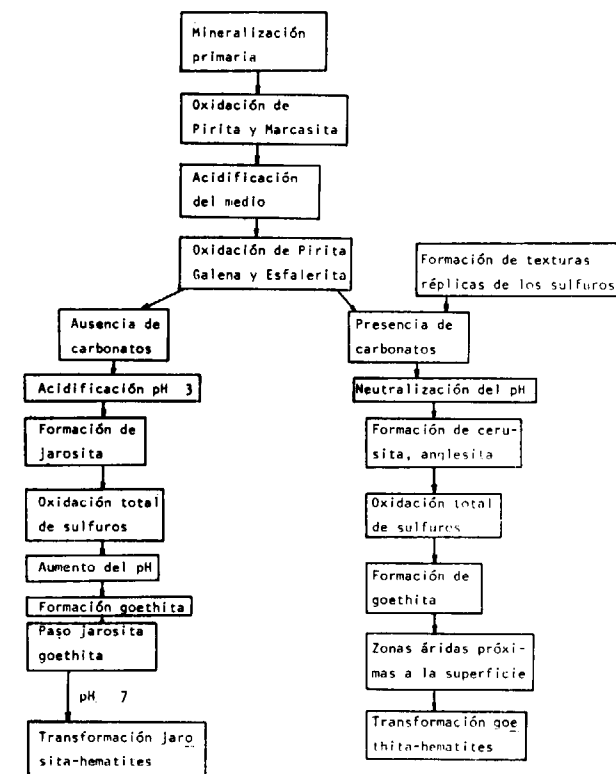


Figura 6.—Proceso de la alteración supergénica en las masas tabulares silíceo-ferruginosas.

5. Formación de goethita masiva y coloidal, transformación de jarosita a goethita, ascenso del pH.
6. Transformación de jarosita a ferrihidrita y hematites, con un pH 7.

Zonas con carbonatos

1. Disolución de sulfuros, con formación de texturas réplica en algún caso, formación de cerusitas y anglesitas, según la acidez del medio y formación esporádica de jarosita.
2. Deposición de goethitas masivas y coloidales envolviendo los minerales anteriores.
3. Formación de hematites a partir de goethita, por deshidratación favorecida por la aridez actual.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento al IGME, especialmente al Dr. Martín Fernández, por las determinaciones de microsonda, y a la S. M. M. Peñarroya España por las facilidades para la realización y publicación de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREW, R. L. (1980): *Supergene alteration and gossan textures of Base-Metal ores in southern Africa*. Mineral Sci. Engng., vol. 12, pp. 193-215.
- ARANA, R., y PÉREZ SIRVENT, C. (1983): *Características mineralógicas de las baritas de S. Ginés de la Jara (Murcia)*. Bol. Soc. Esp. Esp. Min., vol. 7, pp. 89-100.
- ARRIBAS, A.; MORO, C.; OVEJERO, G., y SANTIAGO, L. (1984): *El Sn asociado al subvolcanismo neógeno de La Crisoleja, Sierra de Cartagena (Cordilleras Béticas)*. I Congreso Español de Geología, tomo II, pp. 403-414.
- BEDARIDA, F., y PEDEMONTE, G. M. (1971): *Hematite to goethite surface weathering*. Am. Min., vol. 56, pp. 1469-1473.
- BEDARIDA, F.; FLAMINI, y PEDEMONTE, G. M. (1973): *Hematite to goethite surface weathering scanning electron microscopy*. Am. Min., vol. 58, pp. 794-795.
- BLADH, K. H. (1982): *The formation of goethite, jarosite and Alunite during the weathering of sulfide bearing felsic rocks*. Econ. Geol., vol. 77, pp. 176-184.
- BLAIN, C. F., y ANDREW, R. L. (1977): *Sulphide weathering and the evaluation of gossans in mineral exploration*. Mineral Sci. Engng., vol. 9, pp. 119-150.
- BLANCHARD, R. (1968): *Interpretation of leached outcrops*. Nevada State Bur. Mines Bull., 66, 196 pp.
- BROOKING, D. G. (1978): *Eh-pH diagrams for elements from Z=40 to Z=52. Application to the Oklo natural reactor*. Gabon. Chem. Geol., vol. 23, pp. 325-342.
- BROWN, J. B. (1971): *Jarosite-Goethite stabilities at 25° C, IATM*. Mineral. Deposite, vol. 6, pp. 245-252.
- CHUKHROV, CV.; ERMILOVA, L. P.; ZVYAGIN, B. B., y GORSHICON (1976): *Genetic system of hypergene iron oxides*. Proceeding of the International Clay Conference Applied publishing Ltd. Wilmelte. Illinois, pp. 275-286.
- DEMAY, A. (1924): *Observations géologiques, métallogéniques et économiques sur le district Minière de Cartagena*. Annales Mines, ser. 12, vol. 3, pp. 137-193.
- DUTRIZAC, J. E.; DINARDO, O., y KAIMAN, S. (1980): *Factors affecting clead jarosite formation*. Hydrometallurgy U.S., pp. 305-324.
- FRIEDRICH, G. (1964): *Lagerstättenkundliche Untersuchungen an den Erzvorkommen der Sierra de Cartagena in Spanien*. Geol. Jahrb Beiheft, 59, 108 pp.
- GUARDIOLA, R. (1927): *Estudio metalogénico de la Sierra de Cartagena*. Mem. Inst. Geol. España, vol. 53, 564 pp.
- HLADKY, G., y SLANSKY, E. (1981): *Stability of alunite minerals in aqueous solutions at normal temperature and pressure*. Bull. Mineral, vol. 104, pp. 468-477.
- KAGER, P. C. (1980): *Mineralogical investigations on Sulphides Fe-Mn-Zn-Mg-Ce Carbonates, greenalite and associated minerals in the Pb-Zn deposits in the Sierra de Cartagena. Province of Murcia. S.E. Spain*. Gua paper of Geology Series, 1, núm. 12, Amsterdam, 204 pp.
- LANGMUIR, D. (1971): *Particle size effect on the reaction goethite-hematites+water*. Am. J. Sc., vol. 271, pp. 431-453.
- LÓPEZ GARCÍA, J. A., y LUNAR, R. (1981): *Mineralogía de los yacimientos de Buen Consejo y Los Blancos. Sierra de Cartagena. Murcia*. Bol. Soc. Esp. Mineralogía, vol. 2, pp. 255-261.
- LUFQUIN, J. L. (1977): *Chemistry and mineralogy of wood-tin. Black Range. New Mexico*. Am. Mineral, vol. 62, pp. 100-106.
- OEN, I. S.; FERNÁNDEZ, J. C., y MANTECA, J. I. (1975): *The Lead-Zinc and associated ores of La Unión, Sierra de Cartagena, Spain*. Econ. Geol., vol. 70, pp. 1259-1278.
- OEN, I. S.; KAGER, P., y KIEFT, C. (1980): *Oscillatory zoning of a discontinuous solid solution series: Sphalerite-stannite crystals from Julio Cesar Mine, Cartagena, Spain*. Neues Jahrb Mineralogie. Monatsh, 11, pp. 507-513.
- OVEJERO, G.; JACQUIN, J. P., y SERVAJEAN, G. (1976): *Les minéralisations et leur contexte géologique dans la Sierra de Cartagena (Sud-Est de l'Espagne)*. Bull. Soc. Geol. France (7), t. XVIII, pp. 619-633.
- OVEJERO, G., y SANTIAGO, L. (1980): *Investigación general de la montera de La Crisoleja, Cartagena*. Informe de la S. M. M. P. E. Inédito.
- PAVILLON, M. J. (1969): *Les minéralisations plombo-zincifères de Carthage (Cordillères Bétiques, Espagne). Un exemple d'heritages successifs en Metallogenie*. Miner. Deposita, vol. 4, pp. 368-385.
- PAVILLON, M. J. (1972): *Paléogéographies, vulcanismes structures minéralisations plombo-zincifères et heritages dans l'Est des Cordillères Bétiques (Zones internes)*. These Université de Paris, 623 pp.

Las curvas de Dar Zarrouk para medios polarizantes

Por J. L. SEARA (*)

RESUMEN

En este artículo se dan los fundamentos teóricos de las curvas de Dar Zarrouk de cargabilidad para medios estratificados polarizables. Se dan además dos programas en lenguaje Basic para calcular las curvas de Dar Zarrouk de resistividad y de cargabilidad y algunas de las propiedades de estas curvas para su posible uso en la interpretación de sondeos de polarización inducida. Este artículo puede servir como punto de partida para futuras investigaciones relacionadas a problemas de equivalencia y supresión en sondeos de polarización inducida que nunca se han tratado hasta ahora en la literatura.

ABSTRACT

This paper deals with the theoretical basis of the Dar Zarrouk chargeability curves for a stratified polarizable media. In addition two computer programs written in Basic are given to calculate the resistivity and chargeability Dar Zarrouk curves and some of the properties of these curves are discussed to possibly use them in the interpretation of Induced Polarization Soundings. This paper could be a starting point for future research related to the problems of equivalence and suppression that never have been treated before in the literature.

INTRODUCCION

La resistividad aparente en un sondeo eléctrico vertical (SEV) con el dispositivo Schlumberger para un medio estratificado y homogéneo compuesto de n capas de resistividades $\rho_1 \dots \rho_n$ y espesores $h_1 \dots h_{n-1}$ viene dado por:

$$\rho_a(r) = r^2 \int_0^\infty N(\lambda) J_1(\lambda r) \lambda d\lambda \quad [1]$$

donde $r = AB/2$ es la mitad de la distancia entre los electrodos de corriente, « λ » es la variable de integración, $N(\lambda)$ es la función llamada Kernel o función característica (ORELLANA, 1982a) o también transformada de resistividad (GHOSH, 1971), que depende de los parámetros del corte y de « λ », $J_1(\lambda r)$ es la función de Bessel de primera especie y orden uno.

LAS CURVAS DE DAR ZARROUK DE RESISTIVIDAD

Las funciones de Dar Zarrouk (DZ) fueron introducidas por MAILLET (1947) para describir la relación que existe entre el parámetro T (resistencia transversal unitaria) definido como:

$$T_i = \rho_i h_i \quad [2]$$

y S (conductancia longitudinal unitaria) definido como:

$$S_i = h_i / \rho_i \quad [3]$$

donde ρ_i y h_i son las resistividades y espesores de las capas del corte geoelectrico correspondiente al medio estratificado. La combinación de los parámetros T_i y S_i produce la curva de resistividades medias o la curva de DZ (CDZ), que se define como:

a) Resistividad media o resistividad DZ

$$\rho_{mj} = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^j T_i / \sum_{i=1}^j S_i \right)} \quad [4]$$

b) Pseudo-espesor o profundidad DZ

$$L_{mj} = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^j T_i / \sum_{i=1}^j S_i \right)} \quad [5]$$

La CDZ (resistividad DZ versus profundidad DZ) en representación bilogarítmica es similar a la función $N(\lambda)$ y a la resistividad aparente, con lo cual una vez calculada la CDZ se puede tener una idea de la forma de la curva de resistividad aparente. Esta propiedad era muy importante años atrás cuando el cálculo de las curvas de resistividad aparente no podían ser abordadas por microordenadores. ORELLANA (1963, 1965 y 1982a) da más detalles, ejemplos, aplicaciones y construcción gráfica de las CDZ.

ZOHDY (1974) dio un procedimiento alternativo para el trazado de las CDZ que es asequible para la programación en microordenadores. El procedimiento lo daremos aquí brevemente.

Para un corte de dos capas, la resistividad DZ está dada por:

$$\rho_m = \sqrt{\frac{\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2}{\frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2}}} \quad [6]$$

despejando h_2 se obtiene:

$$h_2 = h_1 \frac{\rho_2}{\rho_1} \frac{(\rho_m^2 - \rho_1^2)}{(\rho_2^2 - \rho_m^2)} \quad [7]$$

Combinando las ecuaciones [4] y [5] para el caso de dos capas se obtiene:

$$\rho_m = \frac{\rho_1 h_1 + \rho_2 h_2}{L_m} \quad [8]$$

Sustituyendo el valor h_2 de la ecuación [7] en la ecuación [8] se obtiene:

$$(L_m \rho_1) \rho_m^2 + h_1 (\rho_2^2 - \rho_1^2) \rho_m - L_m \rho_1 \rho_2^2 = 0 \quad [9]$$

que al resolver ρ_m y optar por el signo positivo se obtiene:

$$\rho_m = \frac{-h_1 (\rho_2^2 - \rho_1^2) + \sqrt{[h_1 (\rho_2^2 - \rho_1^2)]^2 + 4 (L_m \rho_1 \rho_2^2)^2}}{2 L_m \rho_1} \quad [10]$$

La ecuación [10] define la ordenada para cualquier valor de L_m que empieza en el valor de

($L_{m1} = h_1$, $\rho_m = \rho_1$). Para el cálculo de puntos intermedios de la rama «j» los valores de ρ_{mj-1} y L_{j-1} (que terminan la rama «j-1») se usan en la ecuación [10] en vez de ρ_1 y h_1 , respectivamente, y ρ_j se usa en vez de ρ_2 .

La ventaja de este algoritmo es que permite calcular las CDZ a un número entero de puntos por ciclo logarítmico. Aunque ZOHDY (1974) dio un programa para la calculadora Wang 370, lo más frecuente en la actualidad es que los cálculos se hagan en un microordenador, que en general utilizan lenguaje Basic. Por esta razón se da en este artículo el listado del programa DZ.KERN en lenguaje Basic. Este programa, calcula los valores de la CDZ y la función $N(\lambda)$ [utilizando la fórmula recursiva de SUNDE (1949)] para cualquier número de puntos por ciclo logarítmico previamente seleccionado. El programa ha sido escrito con un Apple III y será fácil adaptarlo a otros microordenadores, las rutinas correspondientes a gráficos se han eliminado por ser particulares del Apple III. La figura 1 representa los resultados gráfico de este programa para un modelo de cuatro capas. En la gráfica superior de la figura aparece la CDZ junto con la función Kernel, la gráfica inferior representa la resistividad aparente para el mismo modelo.

Las CDZ han sido utilizadas para procesos de inversión de VES (ZOHDY, 1975) y para resolver problemas de equivalencia y supresión (ZOHDY, 1974; ORELLANA, 1982b; HERNÁNDEZ, 1982).

TEORIA BASICA DEL FENOMENO DE POLARIZACION INDUCIDA

La ley de Ohm en su forma diferencial para medios isotrópicos viene dada por:

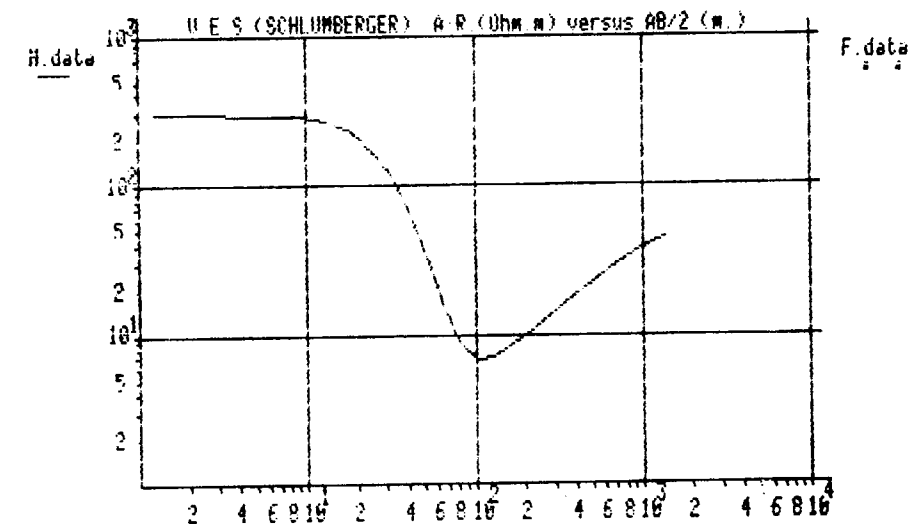
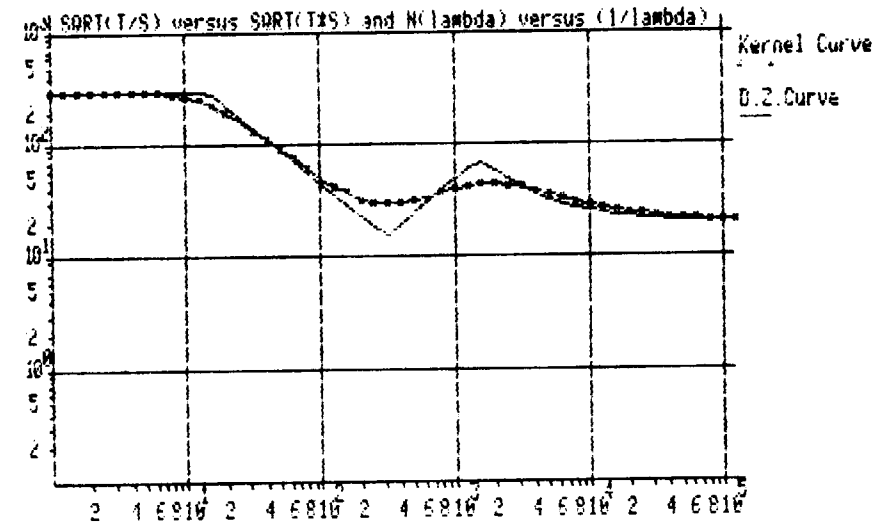
$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad [11]$$

Donde «J» es densidad de corriente, «E» el campo eléctrico y « σ » es la conductividad.

En el caso de un medio polarizable la aplicación de un pulso de corriente (corriente primaria) por medio de los electrodos de corriente produce una separación de cargas positivas y negativas, cuando el pulso de corriente finaliza la polarización decae y las cargas eléctricas vuelven a su posición original.

(*) Geofísico geómetra. Corporation for Geological Exploration. Pelzvalstrasse 37. D-3300 Braunschweig. Alemania Rep. Federal.

# OF LAYERS	4	
LAYER	THICKNESS	RESISTIVITY
1	15	300
2	100	5
3	150	700
4		20



```

10 REMXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX
20 REMXXXXXXXXPROGRAM DZ.CHARXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX
30 REMXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX
40 REM INITIALIZE PROGRAM VARIABLES
50 HOME:TEXT:PRINT"CHARGEABILITY D.Z./DAR ZARROUK CURVES"
60 DIM p(10),m(10),h(10),LN(15),PM(15),TRS(400),TRS2(400),SR(400),dz(400),MDZ(400),XR(10)
70 REM USER INPUT=====
80 TEXT:HOME:INVERSE:PRINT USING"80C": "CHARGEABILITY/ DAR ZARROUK":NORMAL:PRINT:PRINT
90 INPUT"NUMBER OF POINTS PER DECADE " :N=N=INT(N):FR=1/N
100 HOME:INPUT"X-MINIMUM = " :XMN
110 X1=XMN
120 NDX=4
130 NPT=NDX*N+2
140 PRINT"TOTAL NUMBER OF PLOTTED POINTS WILL BE " :NPT
150 OPWX=INT(LOG(XMN)*.4343+.1)
160 INPUT"# OF LAYERS?":NL
170 PRINT"THICKNESSES: " :FOR J=1 TO NL-1:PRINT" LAYER ":J::INPUT h(J):NEXT J
180 PRINT"RESISTIVITIES:" :FOR J=1 TO NL:PRINT" LAYER ":J::INPUT p(J):NEXT J
190 PRINT"CHARGEABILITIES:" :FOR J=1 TO NL:PRINT" LAYER ":J::INPUT m(J):NEXT J
200 IF XMN>h(1) THEN x1=h(1)/2
210 TEXT:HOME:VPOS=11:PRINT USING"90C": "CALCULATING "
220 REM calculate x-coordinates=====
230 FOR C=0 TO NPT-1
240 SR(C)=XMN*10^(C#fr)
250 NEXT
260 REM CALCULATE dz funtion=====
270 T=0:S=0
280 FOR J=1 TO NL-1
290 T=T+P(J)*H(J)
300 S=S+H(J)/P(J)
310 LN(J)=SQR(T#S)
320 PM(J)=SQR(T/S)
330 NEXT
340 J=1
350 FOR C=0 TO NPT-1
360 LN=SR(C)
370 IF LN<LN(1) THEN TRS(C)=P(1):GOTO 430
380 IF LN=LN(J) AND J<NL THEN J=J+1
390 J1=J-1
400 D=(LN(J1)*P(J)*P(J)-PM(J1)*PM(J1))^2+4*(LN*P(J)*PM(J1))^2
410 TRS(C)=(-LN(J1)*P(J)*P(J)-PM(J1)*PM(J1)+SQR(D))/(2*LN*PM(J1))
420 IF YMX1<TRS(C) THEN YMX1=TRS(C)
430 NEXT
440 REM CALCULATE DZ MODIFIED WITH VALUES OF m =====
450 FOR J=1 TO NL
460 XR(J)=p(J)*(1+m(J)/1000):NEXT
470 T=0:S=0
480 FOR J=1 TO NL-1
490 T=T+XR(J)*H(J)
500 S=S+H(J)/XR(J)
510 LN(J)=SQR(T#S)
520 PM(J)=SQR(T/S)
530 NEXT

```

Figura 1.—Resultados gráficos del programa DZ.KERN para un modelo de cuatro capas. Gráfica superior representa la función Kernel y la curva de DZ para resistividades. Gráfica inferior es la curva de resistividad aparente.

```

540 J=1
550 FOR C=0 TO NPT-1
560 LM=SR(C)
570 IF LM=LM(1) THEN TRS2(C)=XR(1):GOTO 620
580 IF LM=LM(J) AND J<NL THEN J=J+1
590 J1=J-1
600 D=(LM(J1)*(XR(J)*XR(J)-PM(J1)*PM(J1)))^2+4*(LM*XR(J)*PM(J1))^2
610 TRS2(C)=(-LM(J1)*(XR(J)*XR(J)-PM(J1)*PM(J1))+SQR(D))/(2*LM*PM(J1))
620 NEXT
630 REM Roy & Poddar formula (1981). Eq'n (2)=====
640 FOR C=0 TO NPT-1
650 MDZ(C)=1000*(TRS2(C)-TRS(C))/TRS(C)
660 NEXT
670 REM parameter output=====
680 PRINT:PRINT"# OF POINTS PER DECADE: ":N
690 PRINT"# OF POINTS PLOTTED: ":NPT
700 PRINT"# OF LAYERS ":NL
710 PRINT:PRINT"LAYER", "THICKNESS", "RESISTIVITY", "CHARGEABILITY"
720 PRINT"-----"
730 FOR I=1 TO NL-1
740 PRINT:PRINT I,h(I),p(I),m(I):PRINT
750 PRINT"-----"
760 NEXT
770 PRINT:PRINT NL.,p(NL),m(NL):PRINT
780 REM PRINT RESULTS=====
790 PRINT"I", "SQRT(T/S)", "SQRT(T/S)", "DZ.CHARGEABILITY"
800 FOR I=0 TO NPT-1
810 PRINT I,SR(I),TRS(I),MDZ(I)
820 NEXT I
830 TEXT:HOME:GOTO 90
    
```

SEIGEL (1959) abordó el estudio del fenómeno de polarización inducida estableciendo la siguiente aproximación:

«La acción del campo primario (creado por los electrodos de corriente durante la duración del pulso) en un medio polarizable es equivalente a la creación de una distribución de volumen de dipolos de corriente antiparalela al campo eléctrico en cada punto del medio.» Por tanto, la ley de Ohm para medios polarizables se convierte ahora en:

$$\vec{J} = \sigma (1 - m) \vec{E} \quad [12]$$

El factor «m» se asume constante y se conoce con el nombre de «cargabilidad». Así siempre que se pueda obtener una solución de un problema

relacionado con conductores cuyas conductividades « σ_i » sean conocidas, se podrá también obtener una solución para el medio polarizable sin más que sustituir los valores de « σ_i » por « $\sigma_i (1 - m_i)$ ». La diferencia entre los dos potenciales obtenidos nos dará la amplitud del voltaje de descarga (voltaje secundario) con el cual se mide el fenómeno de polarización inducida.

En el caso de medios heterogéneos SEIGEL (1959) demuestra que la cargabilidad aparente está dada por:

$$m_a = \frac{\Phi' - \Phi}{\Phi'} = \frac{\rho_a' - \rho_a}{\rho_a'} \quad [13]$$

Siendo « Φ » la diferencia de potencial en el caso de ausencia de efectos polarizantes y « Φ' » la diferencia de potencial con la presencia de dipo-

los. En esta fórmula los valores de « ρ_a' » se calculan con la nueva resistividad, esto es:

$$\rho_i = \frac{\rho_i}{1 - m_i} \quad [14]$$

Posteriormente ROY y PODDAR (1981) dieron una fórmula más directa que obtiene los mismos resultados. Esta modificación convierte la ecuación [13] en:

$$m_a = \frac{\Phi' - \Phi}{\Phi'} = \frac{\rho_a' - \rho_a}{\rho_a} \quad [15]$$

Donde los valores de « ρ_a' » han de calcularse con la nueva resistividad que ahora es:

$$\rho_i' = \rho_i (1 + m_i) \quad [16]$$

LAS CDZ DE CARGABILIDAD

En un medio estratificado compuesto de «n» capas de resistividades « $\rho_1 \dots \rho_n$ », espesores « $h_1 \dots h_{n-1}$ » y cargabilidades « $m_1 \dots m_n$ » para transformar las curvas de DZ a medios polarizables, habrá que realizar los siguientes pasos:

- a) Calcular las nuevas resistividades:

$$\rho_i' = \rho_i (1 + m_i/1.000)$$

(las cargabilidades hay que dividir las por 1.000, pues las unidades de cargabilidad se dan normalmente en mV/V).

- b) Calcular la función DZ con « ρ_i' » y h_i .
- c) Aplicar la fórmula [15]:

$$CDZ_{ma} = \frac{\rho_{mi}' - \rho_{mi}}{\rho_{mi}} \times 1.000$$

(hay que multiplicar por 1.000 para pasar los resultados a mV/V).

El programa DZ.CHAR calcula la CDZ de cargabilidad, utilizando la teoría expuesta previamente. Los mismos comentarios acerca de la programación hechos para el programa DZ.KERN son aplicables también a este programa. Los resultados del programa DZ.CHAR se presenta en las figuras 2 y 3. La figura 2 corresponde a un

caso de tres capas donde la cargabilidad de la segunda capa es mayor que la de la primera. En la gráfica superior de la figura 2 se representa la CDZ y la CDZ de cargabilidad. La gráfica inferior presenta la curva de resistividad aparente y la curva de cargabilidad aparente del mismo modelo. La similitud (prescindiendo de los puntos de discontinuidad) de la CDZ de cargabilidad y la curva de cargabilidad aparente es evidente. En el modelo de la figura 3 la cargabilidad de la segunda capa es menor que la primera. En este ejemplo, publicado por NABIGHIAN y ELLIOT (1976), el efecto de la segunda capa es menos visible que en el caso de la figura 2, pero tanto la CDZ de cargabilidad como la cargabilidad aparente demuestran que AB/2 de hasta 1.000 metros serían necesarios, si se quisiera detectar la tercera capa por medio de calicatas de polarización inducida.

PROPIEDADES DE LAS CDZ PARA MEDIOS POLARIZABLES

La forma de las curvas son un tanto complejas pues dependen de los parámetros de la sección geoelectrica (resistividades y espesores) y además de los valores de la cargabilidad de las capas.

a) En el caso de un medio estratificado con resistividades y cargabilidades diferentes, las CDZ de cargabilidad se componen de una serie de arcos con discontinuidades en los puntos de abscisa correspondientes a los puntos angulosos de la CDZ de resistividad.

Esta propiedad es fácil de deducir si se aplica el segundo procedimiento para obtener la curva de cargabilidad expuesto por SEIGEL (SEIGEL, 1959), esto es, obtener la derivada de la resistividad aparente con respecto a la resistividad de cada una de las capas. En nuestro caso la derivada de la CDZ de resistividad en un punto anguloso producirá una discontinuidad en la CDZ de cargabilidad.

b) En el caso de un medio estratificado con resistividad constante y cargabilidades diferentes, las CDZ de cargabilidad serán de una serie de arcos cuyos puntos de unión son angulosos.

c) Las CDZ de cargabilidad de dos cortes recíprocos son asimétricas respecto al eje de abscisas « L_m », independientemente de que exista o

# OF LAYERS	3		
LAYER	THICKNESS	RESISTIVITY	CHARGEABILITY
1	10	4	5
2	50	1	40
3		10	1

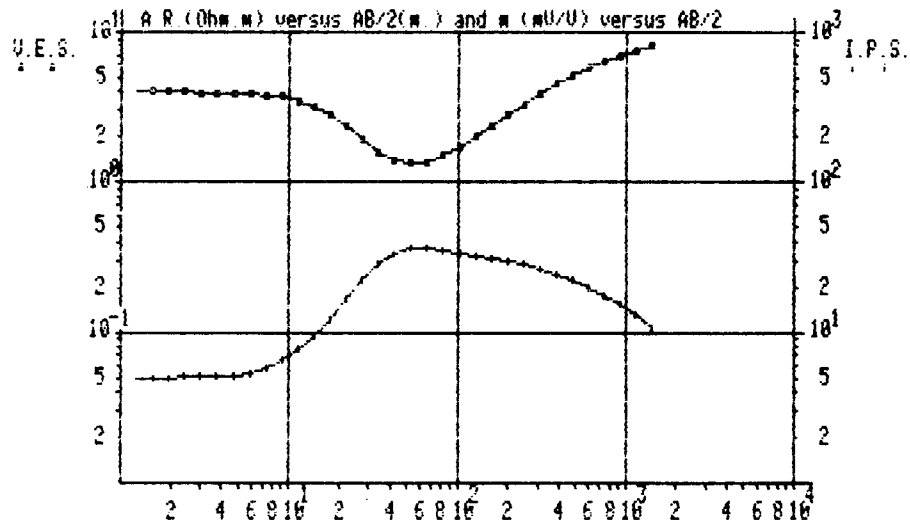
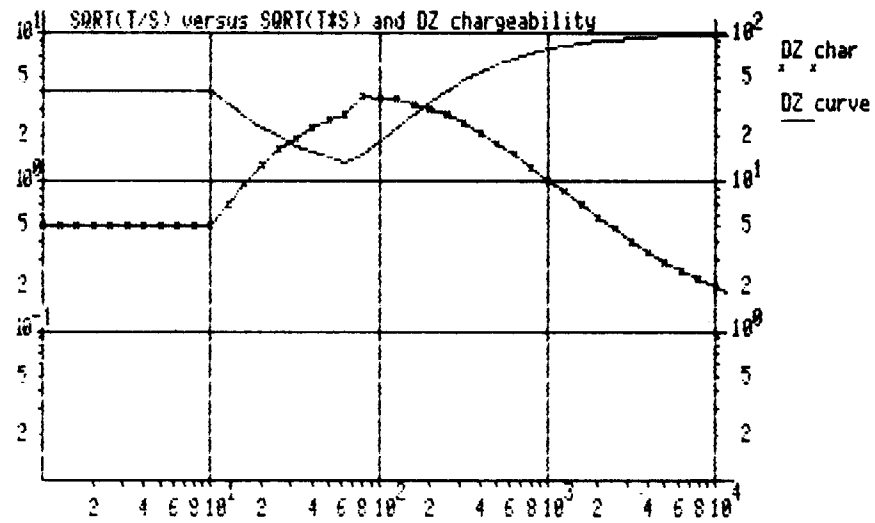


Figura 2.—Resultados gráficos del programa DZ.CHAR para un modelo de tres capas. Gráfica superior representa las curvas de DZ de resistividad y cargabilidad. Gráfica inferior son las curvas de resistividad y cargabilidad aparente.

# OF LAYERS	3		
LAYER	THICKNESS	RESISTIVITY	CHARGEABILITY
1	33	100	20
2	100	1000	10
3		10	40

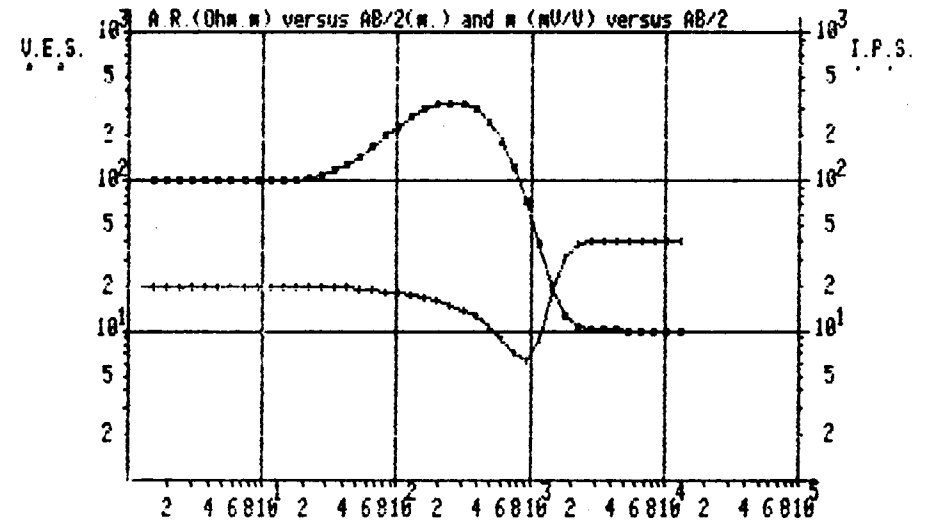
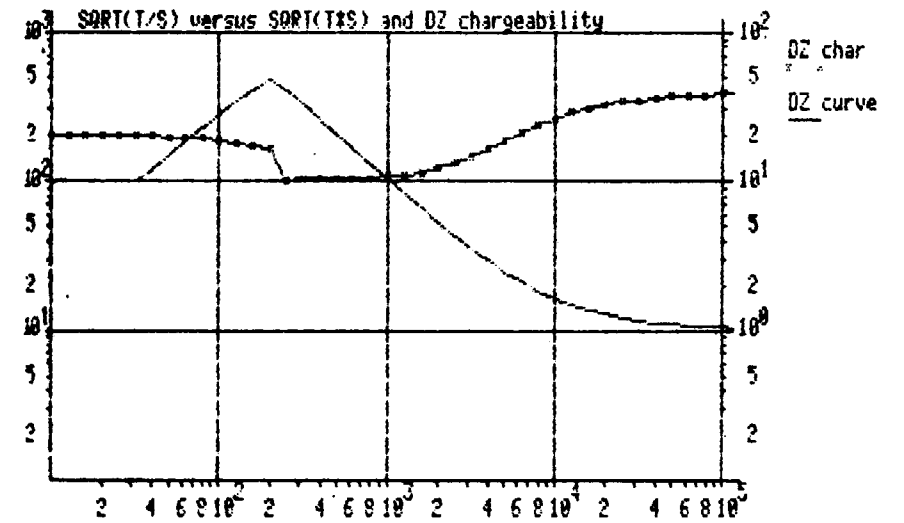


Figura 3.—Resultados gráficos del programa DZ.CHAR para un modelo de tres capas. La cargabilidad de la segunda capa es menor que la de la primera capa.

```

10 REMXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX
15 REMXXXPROGRAM DZ.KERNXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX
20 REMXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX
30 REM INITIALIZE PROGRAM VARIABLES
40 HOME:TEXT:PRINT"KERNEL FUNCTION / EVENLY SPACED DAR ZARROUK"
50 DIM p(30),h(30),XU(30),XK(30),TRS(400),SR(400),dz(400),pm(30)
60 REM USER INPUT=====
70 TEXT:HOME:INVERSE:PRINT USING"80C": "KERNEL FUNCTION / DAR ZARROUK"
80 NORMAL:PRINT:PRINT
90 INPUT"NUMBER OF POINTS PER 100 DECADE ":N=N=INT(N):FR=1/N
100 HOME:INPUT"MINIMUM ABSCISSA VALUE      ":XMN
110 X1=XMN
120 NDX=5
130 NPT=NDX*N+2
140 PRINT"TOTAL NUMBER OF PLOTTED POINTS WILL BE ":NPT
150 PRINT"NEW DATA=====
160 INPUT"# OF LAYERS?":NL
170 PRINT"THICKNESSES:"
180 FOR J=1 TO NL-1:PRINT"          LAYER ":J::INPUT h(J)
190     NEXT J
200 PRINT"RESISTIVITIES:"
210 FOR J=1 TO NL:PRINT"          LAYER ":J::INPUT p(J)
220     NEXT J
230 IF XMN>h(1) THEN x1=h(1)/10
240 TEXT:HOME:VPOS=11:PRINT USING"80C": "CALCULATING"
250 REM CALCULATE X-COORDINATES=====
260 FOR C=0 TO NPT-1
270     SR(C)=XMN*10^(C*FR)
280     NEXT C
290 REM CALCULATE KERNEL FUNCTION=====
300 XK(NL)=1
310 FOR C=0 TO NPT-1
320     FOR i=1 TO NL-1
330         L=NL-i
340         XU1=p(L)-p(L+1)*XK(L+1)
350         XU2=p(L)+p(L+1)*XK(L+1)
360         XU(L)=XU1/XU2
370         XK1=1-XU(L)*EXP(-N2/SR(C)*h(L))
380         XK2=1+XU(L)*EXP(-N2/SR(C)*h(L))
390         XK(L)=XK1/XK2
400     NEXT i
410     TRS(C)=p(1)*XK(1)
420     NEXT C
430 REM CALCULATE DAR ZARROUK FUNCTION=====
440 T=0:S=0
450 n2=2:n4=4
460 FOR j=1 TO NL-1
470     T=T+p(j)*h(j)
480     S=S+h(j)/p(j)
490     Lm(j)=SQR(T*S)
500     pm(j)=SQR(T/S)
510 NEXT

```

```

520     i=1
530     FOR C=0 TO NPT-1
540         Lm=SR(C)
550         IF Lm(Lm(1)) THEN DZ(C)=p(1):GOTO 600
560         IF Lm=Lm(i) AND i<NL THEN j=i+1
570         j1=j-1
580         D=(Lm(j1)*p(j)*p(j)-pm(j1)*pm(j1))^n2+n4*(Lm*p(j)*pm(j1))^n2
590         dz(C)=(Lm(i)*p(j)*p(j)-pm(j1)*pm(j1)+SQR(D))/(n2*Lm*pm(j1))
600     NEXT C
610 REM PARAMETER OUTPUT=====
620 PRINT:PRINT"# OF POINTS PER DECADE; ":N
630 PRINT"# OF POINTS PLOTTED;      ":NPT
640 PRINT"# OF LAYERS                ":NL
650 PRINT:PRINT"LAYER", "THICKNESS", "RESISTIVITY"
660 PRINT"-----"
670 FOR I=1 TO NL-1
680     PRINT:PRINT I,h(I),p(I):PRINT
690     PRINT"-----"
700 NEXT I
710 PRINT:PRINT NL.,p(NL):PRINT
720 REM PRINT RESULTS=====
730 PRINT"I", "SQR(T*S) or 1/lambda", "SQR(T/S)", "T(lambda)":PRINT
740 FOR I=0 TO NPT-1
750     PRINT I,SR(I),DZ(I),TRS(I)
760 NEXT I
770 TEXT:HOME:GOTO 70

```

no contraste de resistividad en las capas del medio estratificado.

La resolución de problemas de equivalencia y supresión no han sido estudiados en este artículo y quedan pendientes de estudio en el futuro, pero en general podrían aplicarse los mismos criterios que se emplean en los SEVs.

El uso de sondeos de polarización inducida está muy restringido en la literatura. Para resolver problemas de minería, el autor cree que es fundamental que se lleven a cabo unos cuantos sondeos de polarización inducida para poder seleccionar el intervalo a utilizar en los perfiles de calicatas de polarización inducida, especialmente en zonas con recubrimiento. En el caso de hidrogeología muy pocos autores han aplicado la polarización inducida de una forma rutinaria y es difícil de predecir qué contribuciones hubiera dado el método si se aplicara conjuntamente con los sondeos eléctricos verticales. Recientemente, SEARA y GRANDA (1987) han dado un ejemplo específico de la utilización de sondeos de polarización indu-

cida en el dominio de tiempos para resolver un problema de intrusión marina en la costa valenciana.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al doctor E. Orellana sus comentarios y sugerencias acerca de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- GHOSH, D. P. (1971): *The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements*. Geoph. Prosp., 19, páginas 192-217.
- HERNÁNDEZ, M. C. (1982): *Estudio generalizado del principio de supresión y equivalencia asociada en cortes de tres capas. Detectabilidad de un estrato por el método SEV*. Rev. de Geofísica, 38, 121-131.
- NABIGHIAN, N. N., and ELLIOT, C. L. (1976): *Negative*

- Induced-polarization effects from layered media.* Geophysics, 41, 1236-1255.
- ORELLANA, E. (1963): *Properties and drawing of the so-called Dar Zarrouk curves.* Geophysics, v. 28, no. 1, pp. 99-110.
- ORELLANA, E. (1965): *Propiedades de medios estratificados aplicadas a la Prospección Geoeléctrica.* Revista de Geofísica, XXIV, núm. 94, pp. 87-152, y núm. 95, pp. 189-263.
- ORELLANA, E. (1982a): *Prospección Eléctrica en corriente continua.* 2.ª ed. Paraninfo, Madrid.
- ORELLANA, E. (1982b): *Nota sobre la detectabilidad de una capa en el método SEV.* Rev. de Geofísica, 38, 149-154.
- ROY, A., and PODDAR, M. (1981): *A simple derivation of seigel's time domain induced polarization formula* Geoph. Prosp., 29, 432-437.
- SEARA, J. L., and GRANDA, A. (1987): *Interpretation of I.P. time domain/resistivity soundings for delimiting sea water intrusions in coastal areas of the North-East of Spain.* Geoexploration (in press).
- SEIGEL, H. O. (1959): *Mathematical formulation and type curves for induced polarization.* Geophysics, 24, 547-565.
- SUNDE, E. O. (1949): *Earth conduction effects in transmission systems.* Van Nostrand, New York.
- ZOHDY, A. A. R. (1974): *Use of Dar Zarrouk curves in the interpretation of vertical electrical sounding.* U. S. Geol. Surv. Bull., 1313-D.
- ZOHDY, A. A. R. (1975): *Automatic interpretation of Schlumberger sounding curves, using modified Dar Zarrouk functions.* U. S. Geol. Surv. Bull., 1313-E.

Recibido: Marzo 1987.

Comportamiento hídrico de calizas y dolomías

Por F. J. ALONSO (*), R. M. ESBERT (*) y J. ORDAZ (*)

RESUMEN

Se han estudiado los procesos de sorción de agua —y su comportamiento cinético— en ocho variedades de calizas y dolomías, empleadas en edificaciones monumentales. Se analizan los mecanismos de absorción de agua bajo diferentes condiciones: al vacío, libre, capilar, higroscópica; así como la desorción en condiciones ambientales y la expansión hídrica. Se han determinado diversos parámetros hídricos: contenido en agua, grado de saturación, coeficientes, etc., en los diferentes ensayos efectuados.

Entre las conclusiones puede señalarse cierto paralelismo en los comportamientos observados, así como notables diferencias entre algunos tipos rocosos: calizas micríticas y cristalinas. Estas diferencias son atribuidas, fundamentalmente, a factores petrográficos como el sistema poroso y la fracción arcillosa.

ABSTRACT

The processes of water sorption and their kinetic behaviour of eight varieties of limestones and dolomites, used in monumental buildings, have been studied. The water absorption mechanisms under different conditions —vacuum, free, capillarity, hygroscoy—, the desorption under room conditions and the hydric expansion, were analyzed. Several parameters: water content, degree of saturation, coefficients of capillarity, etc., have been measured.

Among the conclusions, a certain parallelism in the observed behaviours can be pointed out, as well as remarkable differences among some types: micritic and crystalline limestones. These differences can be basically attributed, to petrographic factors, e. g. pore system and clay fraction.

INTRODUCCION

Se han considerado una serie de ensayos y propiedades en relación con el comportamiento de las rocas frente al agua —ya sea líquida o en forma de vapor—, incluyendo tanto su toma como su pérdida. En concreto, se trata de observar la evolución en el tiempo del contenido en agua de una roca, bajo diferentes condiciones externas. Todas estas propiedades pueden ser incluidas en el campo de los fenómenos de transporte de fluidos en medios porosos no saturados.

Es de destacar su interés desde distintos puntos de vista:

- En la caracterización del sistema poroso de las rocas. La abundancia de poros, su tamaño, forma y conexión condiciona la cantidad

de agua tomada o perdida, así como su cinética.

- En su comportamiento geomecánico. La presencia de agua en las rocas influye en mayor o menor medida en sus propiedades físicas: mecánicas, dinámicas, térmicas, etc.
- En los procesos de alteración. El agua es un factor omnipresente en el desarrollo de dichos procesos; así, destaca su influencia en los daños originados por el hielo, las sales, depósitos de contaminantes, etc.

Los ensayos considerados en este trabajo son los siguientes:

- Absorción de agua al vacío: Saturación.
- Absorción libre de agua, por inmersión total: Absorción.
- Absorción de vapor de agua: Higroscopía.

(*) Area de Petrología y Geoquímica. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

— Absorción de agua por capilaridad: Succión capilar.

— Desorción libre de agua: Evaporación.

En cuanto a terminología cabe distinguir entre el ensayo genérico: «sorción de agua», y el parámetro elemental obtenido mediante dicho ensayo: «contenido en agua» o «contenido en humedad».

Generalizando, para el ensayo «i» se define el contenido en agua (w_i) de forma ponderal: masa de agua presente en la roca referida a su estado seco, por unidad de masa de roca seca, expresándose en tanto por ciento. Su determinación sólo requiere conocer la masa de la roca seca — M_o — y la masa para un cierto estado húmedo, en las condiciones de ensayo «i», que puede depender del tiempo «t» — $M_i(t)$ —, entonces:

$$w_i(t) = [(M_i(t) - M_o) / M_o] \cdot 100 \quad [1]$$

La determinación de M_o se ha obtenido después de mantener las muestras en un horno con ventilación forzada, a una temperatura de $105 \pm 5^\circ C$, durante un tiempo mínimo de 24 horas, dejándolas enfriar posteriormente en un desecador.

A partir de la absorción de agua al vacío se determina la masa de la roca saturada — M_s —, y puede calcularse el contenido en agua en saturación — w_s —. Admitiendo que mediante dicho ensayo se consigue la saturación total de la muestra en agua, el valor resultante w_s corresponde a un límite para el agua que puede contener la roca. Entonces, los diferentes contenidos en agua presentados — $w_i(t)$ —, pueden ser normalizados respecto a w_s . Dichos valores expresados en tanto por ciento son denominados: *grado de saturación* (S_i).

En consecuencia, queda definido:

$$S_i(t) = [w_i(t) / w_s] \cdot 100 \quad [2]$$

donde $S_i(t)$ puede ser determinado en cualquier instante «t» a lo largo del ensayo «i», siempre que se disponga del correspondiente peso de la muestra — $M_i(t)$ —; entonces:

$$S_i(t) = [(M_i(t) - M_o) / (M_s - M_o)] \cdot 100 \quad [3]$$

El grado de saturación es, por tanto, el contenido en agua relativo, referido al contenido máximo de agua que puede presentar una roca; y nos

indica el porcentaje de poros que están llenos de agua dentro de los que pueden contenerla.

Atendiendo a la evolución del contenido en agua de las rocas en los ensayos de sorción considerados, pueden definirse nuevos parámetros referentes a la cinética de estos procesos. Así, se denominan *coeficientes* a las pendientes de las curvas de sorción de agua en sus tramos lineales.

Finalmente, también en relación con la absorción de agua por las rocas, se ha considerado su hinchamiento o expansión lineal. Como en casos anteriores, además de los valores finales, se ha observado su evolución en el tiempo.

ROCAS ESTUDIADAS

Todos los ensayos descritos seguidamente han sido llevados a cabo sobre cuatro tipos rocosos de naturaleza carbonatada, tomándose dos variedades dentro de cada tipo. En la tabla I se indica su denominación y procedencia.

TABLA I
Rocas estudiadas

<i>Caliza del Páramo</i> (Valladolid). Variedades: P-1, P-2. Canteras de Campaspero. Mioceno Superior.
<i>Caliza de Montaña</i> (Asturias). Variedades: M-1, M-2. Canteras próximas a Oviedo. Carbonífero.
<i>Dolomía de Boñar</i> (León). Variedades: B-1, B-2. Canteras de Boñar. Cretácico Superior.
<i>Caliza de Laspra</i> (Oviedo). Variedades: L-1, L-2. Zona de Buenavista. Eoceno-Oligoceno.

Un estudio detallado de las características petrográficas, así como del sistema poroso de cada una de estas rocas, puede verse en ALONSO et al. (1987). Dichas características son las que determinan los comportamientos hídricos aquí estudiados.

CONTENIDO EN AGUA EN SATURACION

La saturación de agua de un material rocoso se puede alcanzar por distintos métodos: mediante vacío, forzada a presión, en ebullición, por inmer-

sión libre durante tiempos muy largos, etc. De acuerdo con las experiencias de BELIKOV et al. (1967) los mejores resultados se consiguen mediante vacío o aplicando presión, teniendo en cuenta que sólo en estos casos se alcanza la saturación total de la roca.

No obstante, es de señalar que una de las rocas estudiadas (variedad L-2), cuando permanece sumergida libremente en agua durante largos períodos de tiempo (1 mes), presenta contenidos en agua superiores a los obtenidos al vacío. Este hecho, sin duda, guarda relación con el hinchamiento que presenta dicha roca, y es atribuible a la naturaleza esmectítica de su fracción arcillosa.

En consecuencia, y concordantemente con otros autores (VAN KEULER, 1973; VOS, 1976), la determinación del contenido en agua en saturación (w_s) no es tan simple como cabe suponer. Dicho parámetro ha sido obtenido —junto con la porosidad abierta (n_o)— mediante el ensayo de la pesada hidrostática, existiendo la siguiente relación:

$$w_s \cdot \rho_d = n_o \cdot \rho_{agua}$$

donde ρ_d es la densidad de la roca seca y ρ_{agua} es la densidad del agua. Ambas magnitudes — w_s y n_o — son, por tanto, dos formas distintas de expresar un mismo concepto, el primero de forma ponderal y el segundo volumétrica.

Ensayo

La saturación de las muestras se ha realizado bajo vacío (10^{-3} torr), de acuerdo con el siguiente procedimiento:

- Determinación previa del peso de la roca seca.
- Vacío en seco sobre las muestras, durante unas 14 horas.
- Sin romper el vacío, se introduce lentamente (1 hora) agua destilada, hasta cubrirlas totalmente.
- Se mantiene la absorción de agua bajo vacío otras 10 horas.
- Ya sin vacío, se mantiene la absorción 24 a 36 horas más.
- Finalmente, se determina el peso saturado, limpiando el exceso de agua en superficie con

un paño húmedo. La precisión obtenida para esta pesada, se sitúa alrededor de 0,01 g.

En cada uno de los tipos rocosos estudiados, se han tomado varias muestras: 5 a 7 cilindros (D:35; L:65 mm.) y 6 a 8 discos (D:35, L:20 mm.), calculándose el contenido en agua en saturación (w_s) de acuerdo con la expresión [1].

Resultados

En la tabla II se expresa el valor medio de dicho parámetro (\bar{x}), y su desviación típica (σ_{n-1}), para cada una de las variedades rocosas analizadas. Las desviaciones obtenidas, salvo en las rocas de muy bajo contenido en agua, son bastante próximas en términos relativos, situándose alrededor del 10 por 100.

TABLA II
Contenido en agua en saturación (%)

Muestra	w_s	
	\bar{x}	σ_{n-1}
Caliza del Páramo:		
P-1	4.0	0.5
P-2	5.6	1.0
Caliza de Montaña:		
M-1	0.1	0.04
M-2	0.2	0.06
Dolomía de Boñar:		
B-1	5.3	0.5
B-2	5.9	0.5
Caliza de Laspra:		
L-1	0.6	0.2
L-2	2.6	0.3

ABSORCION LIBRE DE AGUA

Cuando una roca se sumerge en agua, absorbe cierta cantidad de agua y lo hace más o menos rápidamente, dependiendo de sus características petrográficas y en concreto de su sistema poroso. En este sentido, TADA y NAKANO (1983) señalan la poca influencia que presentan los grandes poros en la absorción de agua.

El contenido en agua que presenta una roca depende del tiempo de inmersión, si bien para tiempos más o menos largos —según el tipo rocoso— suelen alcanzarse valores de equilibrio. En con-

secuencia, distintos autores y normas de ensayo han establecido diferentes tiempos de referencia.

Así, cabe considerar:

— *Contenido en agua en una hora.*—Parámetro poco utilizado incluido en las normas ISRM (1979) con la denominación —poco afortunada— de «índice de vacíos» (void index).

— *Contenido en agua a los dos días.*—Este es el parámetro más utilizado. Las normas ASTM (1978) le denominan «absorción de agua», y en las normas RILEM (1980) y AFNOR se utiliza para determinar el grado de saturación de las rocas (denominado «coeficiente de saturación» y «coeficiente de Hirshwald», respectivamente).

— *Contenido en agua para tiempos largos.*—Corresponde a los valores de equilibrio. Las normas CNR-ICR (1981) le denominan «capacidad de absorción» y consideran alcanzado el equilibrio cuando la diferencia entre dos pesadas, espaciadas 24 horas, no supera el 0,1 por 100. BELIKOV et al. (1967) hablan de «saturación libre de agua» para tiempos alrededor de 45 días.

En el ensayo realizado —absorción libre de agua por inmersión total— se ha seguido la evolución en el tiempo del contenido en agua de las rocas. Teniendo en cuenta la teoría sobre el comportamiento del flujo de agua a partir de una superficie saturada (KALIMERIS y HALL, 1983), se presenta el contenido en agua y el grado de saturación de las rocas en función de la raíz cuadrada del tiempo: «*curvas de absorción libre de agua*».

Ensayo

Se ha realizado una inmersión total de las muestras en agua destilada, a temperatura ambiente (21° C), manteniéndose durante 12 días. A intervalos más o menos regulares respecto a la raíz cuadrada del tiempo, se ha determinado el peso de las muestras —después de limpiar su superficie con un paño húmedo— con una precisión de 0,01 g.

La determinación del contenido en agua debido a absorción libre — $w_i(t)$ —, así como el correspondiente grado de saturación — $S_i(t)$ —, se ha

obtenido de acuerdo con las expresiones [1] y [3] respectivamente.

Este ensayo, así como los siguientes, se han llevado a cabo al menos sobre dos muestras cilíndricas (D:35, L:65), dentro de cada una de las variedades rocosas estudiadas.

Resultados

En la figura 1 se presentan las curvas de absorción libre de agua y en la figura 2 dichas mismas curvas normalizadas (referidas al grado de saturación). En este segundo caso se muestran los puntos experimentales obtenidos en cada una de las muestras ensayadas.

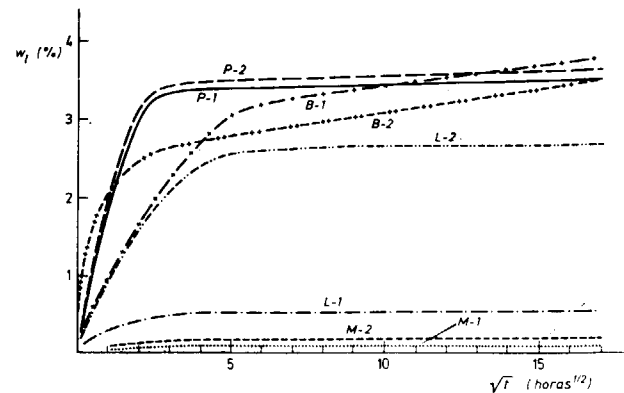


Figura 1.—Curvas de absorción libre de agua por inmersión total: Contenido en agua (w_i) en función del tiempo (\sqrt{t}).

Dichas curvas presentan ciertos rasgos comunes:

- Un tramo inicial recto —coeficiente de correlación superior a 0,99— de acusada pendiente.
- Un tramo medio con cambio gradual de pendiente (puede llegar a faltar si el cambio de pendiente es neto).
- Un tramo final de tendencia prácticamente lineal —en la escala y tiempos considerados— con pendiente ya muy baja.

(Algunas rocas presentan —al extrapolar— cierto contenido inicial en agua. Este hecho puede

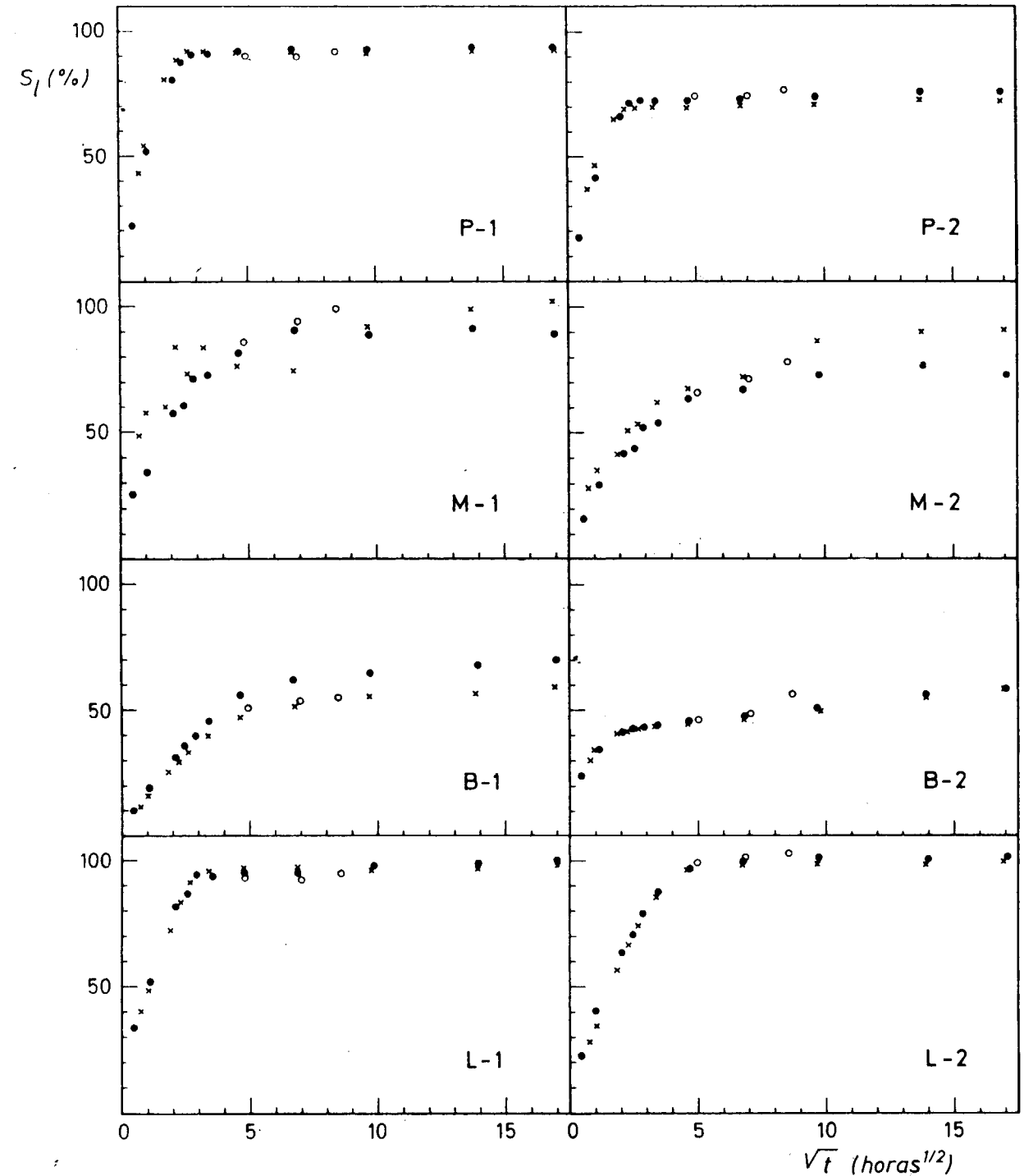


Figura 2.—Curvas de absorción libre de agua por inmersión total: Grado de saturación (S_i) en función del tiempo (\sqrt{t}). Los diferentes tipos de puntos corresponden a distintas muestras.

ser atribuido a un exceso de agua sobre su superficie, a pesar de limpiarlas con un paño húmedo; así, se observa cómo este contenido inicial es más acusado cuanto menor es el contenido en agua de la roca).

En consecuencia, pueden señalarse distintas etapas en el proceso de absorción de agua por las rocas:

- Una «absorción rápida» inicial que tiene lugar a ritmo constante frente a \sqrt{t} . Su duración —para las muestras consideradas— varía de algunas horas hasta un día.
- Al cabo de ese tiempo, y de forma gradual, tiene lugar una disminución en la velocidad de toma de agua por las rocas.
- Una «absorción lenta» posterior, con ritmo —en los casos más significativos— también constante frente a \sqrt{t} , al menos durante el primer mes de inmersión.

Además de los parámetros relativos al contenido en agua de las rocas, es de interés conocer la velocidad con que éste se alcanza. Así, pueden establecerse nuevos parámetros cinéticos —denominados coeficientes— a partir de las pendientes de los tramos lineales de las curvas. Se ha considerado más significativa la curva normalizada, obteniéndose el *coeficiente de saturación*, tanto en el tramo inicial de absorción rápida, como en el de absorción lenta. En la tabla III se indican dichos valores, junto a otros relacionados con la cinética de la absorción de agua, para cada una de las variedades rocosas estudiadas.

ABSORCION DE VAPOR DE AGUA: HIGROSCOPIA

Los materiales rocosos —porosos e hidrófilos— situados en una atmósfera con cierto contenido en humedad absorben o eliminan vapor de agua, y lo hacen más o menos rápidamente, hasta ponerse en equilibrio con el ambiente. La cantidad de humedad presente en las rocas depende tanto de las condiciones ambientales (temperatura, humedad relativa) como de las características propias del material (mineralogía, sistema poroso).

TABLA III
Absorción libre de agua

Muestra	Tpo.	L ₁	L ₂	S ₁
Caliza del Páramo:				
P-1	4	40	0.3	92
P-2	4	32	0.2	73
Caliza de Montaña:				
M-1	8	20	—	88
M-2	16	14	—	71
Dolomía de Boñar:				
B-1	16	12	1.0	56
B-2	2	14	1.0	47
Caliza de Laspra:				
L-1	8	27	0.3	97
L-2	12	24	0.3	100

Tpo.: Tiempo que se mantiene la «absorción rápida» (horas).
 L₁: Coeficiente de saturación para la «absorción rápida» (h^{-1/2}).
 L₂: Coeficiente de saturación para la «absorción lenta» (h^{-1/2}).
 S₁: Grado de saturación a los dos días de inmersión (%).

El agua higroscópica presente en las rocas es atribuida a distintas causas:

- Agua de hidratación o cristalización. Las sales son los principales componentes que presentan este comportamiento; aunque son poco importantes en la roca sana, suelen ser abundantes en las partes alteradas.
- Agua de adsorción. Este agua se encuentra ligada a la superficie específica de la roca. Presenta interés la adsorción física —caracterizada por la movilidad de sus moléculas—, ligada sobre todo a minerales arcillosos.
- Agua de condensación capilar. Agua retenida en conductos capilares, en equilibrio para presiones de vapor inferiores a la de saturación.

Esta humedad higroscópica puede ser extraída con aporte de energía y tiempo suficiente para que se alcance el equilibrio, dado que la difusión de vapor de agua es un proceso lento —como se analiza más adelante—. Las isotermas de absorción de vapor de agua suministran información completa del contenido en agua presente en la roca en función de la humedad ambiente, e indirectamente del tamaño de poro (Vos, 1976; DE CASTRO, 1978; SPOONER, 1983).

Los minerales arcillosos juegan un papel importante en estos procesos; así, se distinguen dos grandes grupos (GRIM, 1968):

- Arcillas del tipo esmectita (montmorillonita) y de tipo fibroso (sepiolita, paligorskita), de gran poder higroscópico. La cantidad de agua absorbida depende de la especie mineral concreta y de las condiciones ambientales, superando normalmente el 5 por 100 respecto a su peso seco a 100° C. Su secado requiere altas temperaturas.
- Arcillas del tipo de la caolinita, clorita, illita y sericita, con menor poder higroscópico. Su contenido en agua no suele superar el 1 por 100, mostrando en general una mayor facilidad para el secado.

En el ensayo realizado se ha observado la evolución del contenido en humedad de las rocas, cuando a partir de su estado seco se introducen en un ambiente rico en humedad. De la misma forma que en el apartado anterior, se han obtenido las «curvas de absorción de vapor de agua», representando los parámetros hídricos frente a raíz cuadrada del tiempo.

Ensayo

Las rocas han sido colocadas bajo una campana de plástico, junto a bandejas que contienen agua, manteniéndose dichas condiciones durante 9 días. La humedad relativa a lo largo del ensayo es del 95 por 100, siendo la temperatura de 21° C.

A partir del estado seco de las muestras, se ha ido controlando su peso a intervalos más o menos regulares frente \sqrt{t} .

Durante la operación de pesado, la evaporación experimentada puede situarse —para las muestras más higroscópicas— alrededor de 0,01 g.

A partir de los valores obtenidos se ha calculado el contenido en agua higroscópica —w_h(t)—, así como el correspondiente valor normalizado —S_h(t)—, de acuerdo con [1] y [3].

Resultados

En la figura 3 se presentan las curvas de absorción de vapor de agua, y en la figura 4 las correspondientes curvas normalizadas; igual que

en el caso anterior se indica, respectivamente, el valor medio y los puntos experimentales.

Es de destacar la semejanza de estas curvas con las de absorción libre de agua. Así, puede observarse un primer tramo lineal de pendiente relativamente elevada, seguidamente una zona con cambio gradual de pendiente y, finalmente, un último tramo ya horizontal. (El hecho de que las curvas no pasen por el origen, puede ser debido a que al comienzo del ensayo el ambiente no estaba aún saturado en humedad.)

Inicialmente, por tanto, existe una «absorción rápida» de humedad, que es lineal frente a \sqrt{t} —coeficiente de correlación superior a 0,99—, y que se mantiene para las muestras consideradas de 1 a 2 días. Para tiempos mayores tiene lugar una disminución progresiva de la velocidad de absorción. Por último el contenido en agua de la roca tiende a estabilizarse en unos niveles y para unos tiempos que varían según las características de las rocas.

En la tabla IV se han expresado algunos parámetros en relación con este comportamiento. En este caso puede observarse un comportamiento más próximo entre los diferentes tipos rocosos analizados, especialmente en cuanto al tiempo que dura la absorción de vapor de agua. Las diferencias más importantes se dan en la velocidad con que este fenómeno ocurre: coeficiente de saturación, y quedan reflejadas en el grado de saturación final de la roca.

TABLA IV
Absorción de vapor de agua
(H_r: 95%; T: 21° C)

Muestra	Tpo.	H	S _h
Caliza del Páramo:			
P-1	2	2.5	24
P-2	2	1.1	10.5
Dolomía de Boñar:			
B-1	1	0.6	4.5
B-2	1	0.7	4.5
Caliza de Laspra:			
L-1	2	3.7	28
L-2	2	4.4	34

Tpo.: Tiempo que se mantiene la «absorción rápida» (días).
 H: Coeficiente de saturación (h^{-1/2}).
 S_h: Grado de saturación en el equilibrio (%).

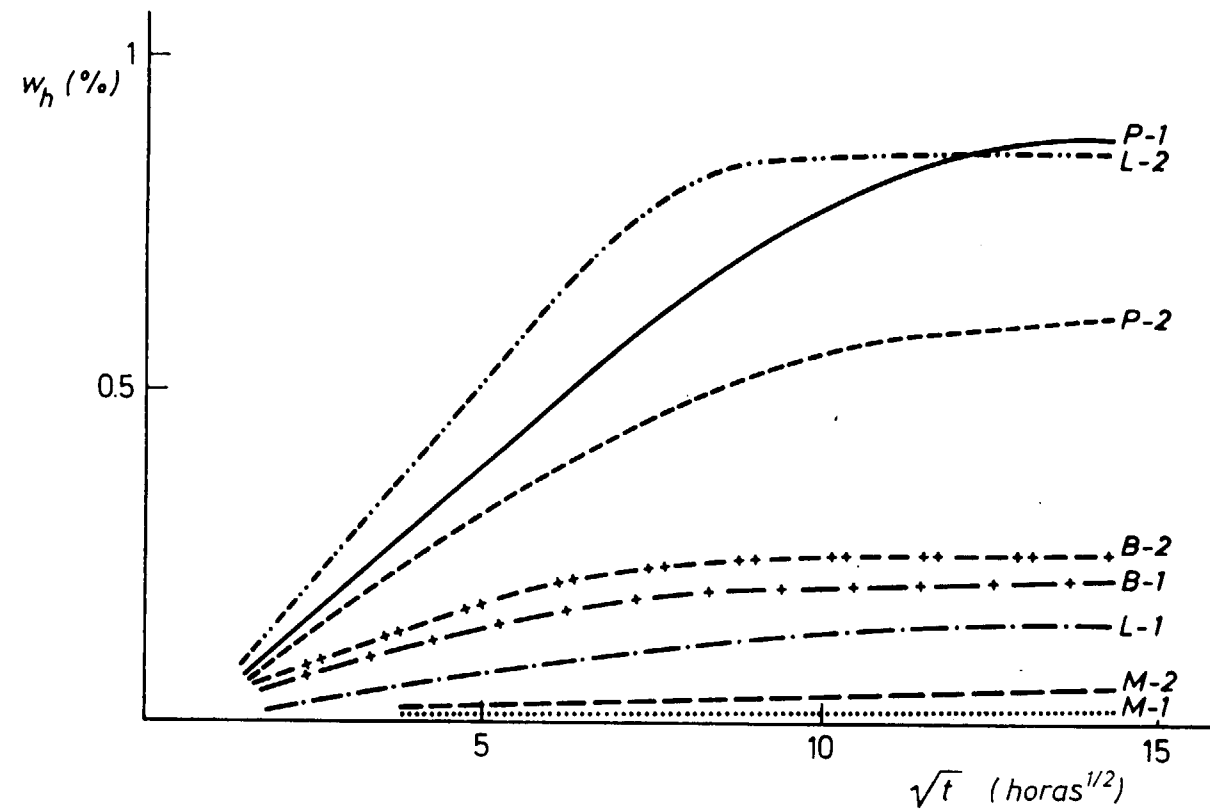


Figura 3.—Curvas de absorción de vapor de agua (H_r : 95%): Contenido en agua (w_h) en función del tiempo (\sqrt{t}).

SUCCION CAPILAR

Es conocida la capacidad que tienen los materiales porosos de succionar agua por encima del nivel que presenta la superficie líquida contenida en ellos. Este hecho es consecuencia de su carácter hidrófilo, así como de la configuración de su sistema poroso (TORRACA, 1982).

En rocas con poros capilares el agua experimenta un ascenso que es inversamente proporcional al tamaño de dichos poros, dependiendo también de las características del sólido (mineralogía), del líquido (pureza del agua) y del poder de evaporación del ambiente (temperatura, humedad, etc.).

En cuanto a la cinética de este fenómeno, es conocida —tanto teórica como experimentalmente— su dependencia lineal con la raíz cuadrada del tiempo (VOS, 1976; MAMILLAN, 1981; KALIMERIS y HALL, 1983).

En este caso suelen considerarse distintas magnitudes, entre las cuales pueden mencionarse:

— Cantidad de agua tomada (ΔM) por unidad de superficie (S) de flujo. Entonces se tiene:

$$\Delta M(t)/S = C \sqrt{t}$$

donde «C» es el *coeficiente de absorción capilar* o *coeficiente de capilaridad* (expresado en Kg/m² h^{1/2}).

— Distancia penetrada por el agua o avance del frente húmedo (H). Igualmente se tiene:

$$H(t) = A \sqrt{t}$$

siendo «A» el *coeficiente de penetración capilar* (expresado en m/h^{1/2}).

Ambos coeficientes pueden considerarse parámetros característicos de los materiales, fijadas previamente las condiciones de ensayo. En este

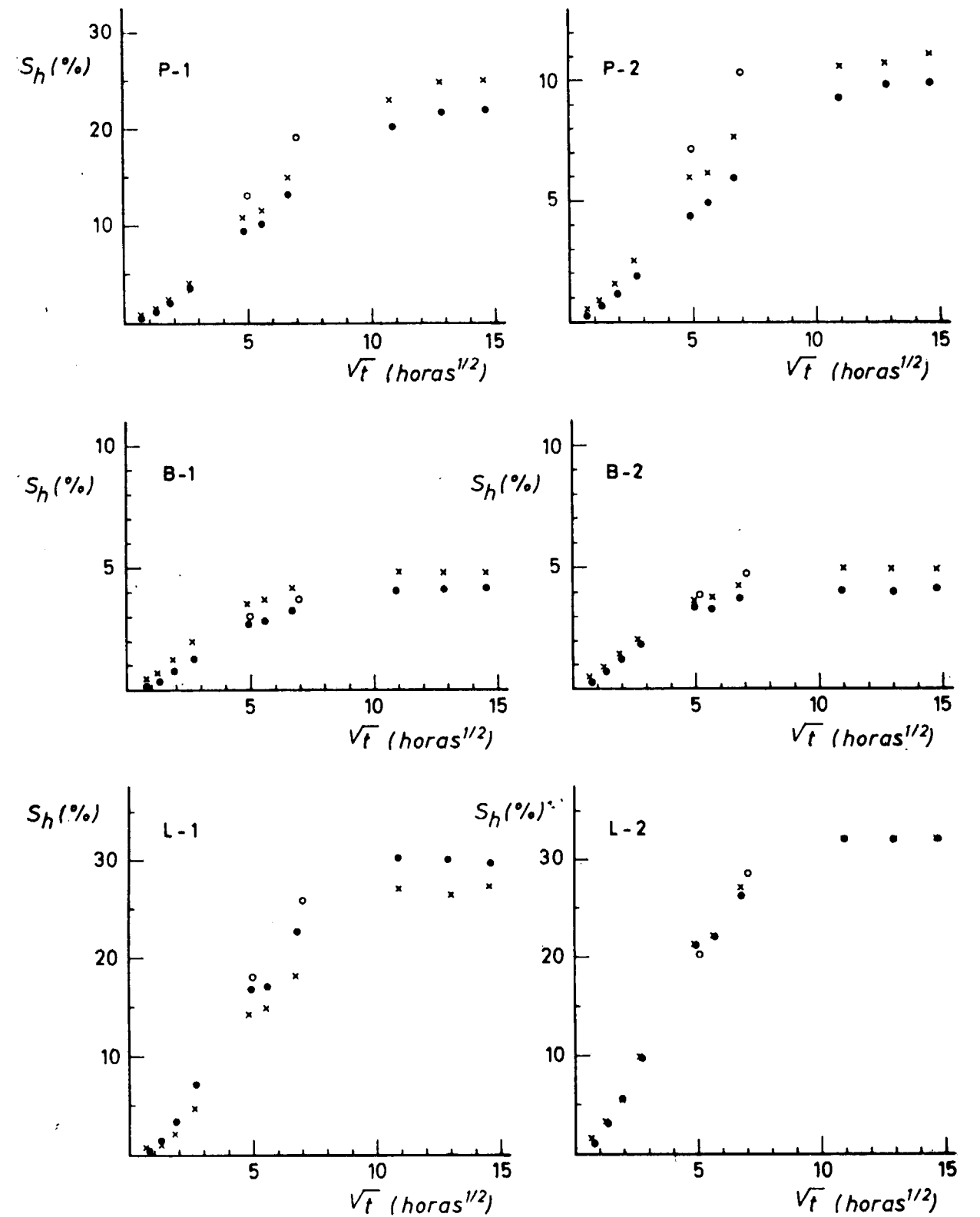


Figura 4.—Curvas de absorción de vapor de agua (H_r : 95%): Grado de saturación (S_h) en función del tiempo (\sqrt{t}). Los diferentes tipos de puntos corresponden a distintas muestras.

sentido pueden mencionarse las normas dadas por RILEM (1980) y CNR-ICR (1982) para la obtención de «C». Dicho coeficiente es más utilizado ya que es más fácil de obtener y más preciso.

De la misma manera, pueden obtenerse:

— Cantidad de agua absorbida (w_c), definida de acuerdo con la expresión [1]. Entonces:

$$w_c = B \sqrt{t}$$

donde «B» es otro coeficiente de absorción capilar.

— Grado de saturación (S_c), definido de acuerdo con la expresión [3]. Entonces:

$$S_c = D \sqrt{t}$$

donde «D» es el coeficiente de saturación capilar, ya utilizado por otros autores (GERARD, 1978; LEARY, 1981). Estos dos coeficientes poseen menor interés, dada su dependencia de la geometría de las muestras.

Evidentemente, todos estos parámetros se encuentran relacionados. Así, para un modelo de poros capilares de igual tamaño se tiene (ALONSO, 1986):

$$C = 10 n_0 A$$

de acuerdo con las unidades indicadas para «C» y «A». Esta expresión nos permite determinar un «coeficiente de penetración capilar teórico» a partir del de absorción capilar.

Igualmente pueden obtenerse relaciones entre los restantes coeficientes:

$$B = w_s A/L$$

$$D = 100 A/L$$

siendo « w_s » el contenido en agua en saturación (%) y «L» la longitud de la probeta perpendicularmente a la cara de flujo (expresada en m).

Para tiempos mayores la toma de agua por capilaridad deja de presentar comportamiento lineal, teniendo lugar una caída acelerada en el ritmo de absorción de agua. Finalmente, se observa una tendencia a la estabilización del contenido en agua, sin perder de vista que los valores finales de algunas magnitudes dependen en gran medida de la geometría de las muestras.

En los ensayos de capilaridad efectuados se ha observado la evolución de las distintas magnitudes relacionadas con la toma de agua por las rocas, obteniéndose las correspondientes «curvas de capilaridad» al representar dichas magnitudes frente a la raíz cuadrada del tiempo.

Ensayo

El ensayo se ha llevado a cabo en bandejas de plástico sobre las que se ha colocado una delgada base porosa (arenisca), situando encima un papel de filtro grueso (WHATMAN, n. 4.041) y añadiendo agua destilada hasta el nivel del papel de filtro. Secas las muestras, al comienzo del ensayo son colocadas sobre el papel de filtro, controlándose su peso a intervalos regulares frente a \sqrt{t} . Asimismo, cuando es posible, se ha determinado la altura alcanzada por el agua.

Una serie de muestras ha sido ensayada en condiciones normales (H_r : 75%; T: 20° C), durante unos 3 a 5 días. Otra lo ha sido en ambiente saturado durante un tiempo mucho mayor, tal como se indica: Los primeros días bajo una campana de plástico (H_r : 95%; T: 20° C), seguidamente cada una de las muestras fue cubierta por un vaso de vidrio, permaneciendo de esta manera durante unos dos meses. (Debido a las pequeñas variaciones térmicas diarias, este último ambiente se presenta periódicamente sobresaturado.)

Se ha determinado $\Delta M(t)/S$, siendo:

$$\Delta M(t) = M_c(t) - M_0$$

de acuerdo con la notación empleada; así como el contenido en agua $w_c(t)$ y grado de saturación $S_c(t)$, a partir como en casos anteriores de las expresiones [1] y [3].

Resultados

En la figura 5 se presentan las curvas de absorción capilar (para el incremento de masas por unidad de superficie) y en la figura 6 las curvas de penetración capilar. Estas segundas no han podido ser obtenidas en todas las rocas y, en general, no merecen la misma confianza que las de absorción.

En ambos casos puede corroborarse el com-

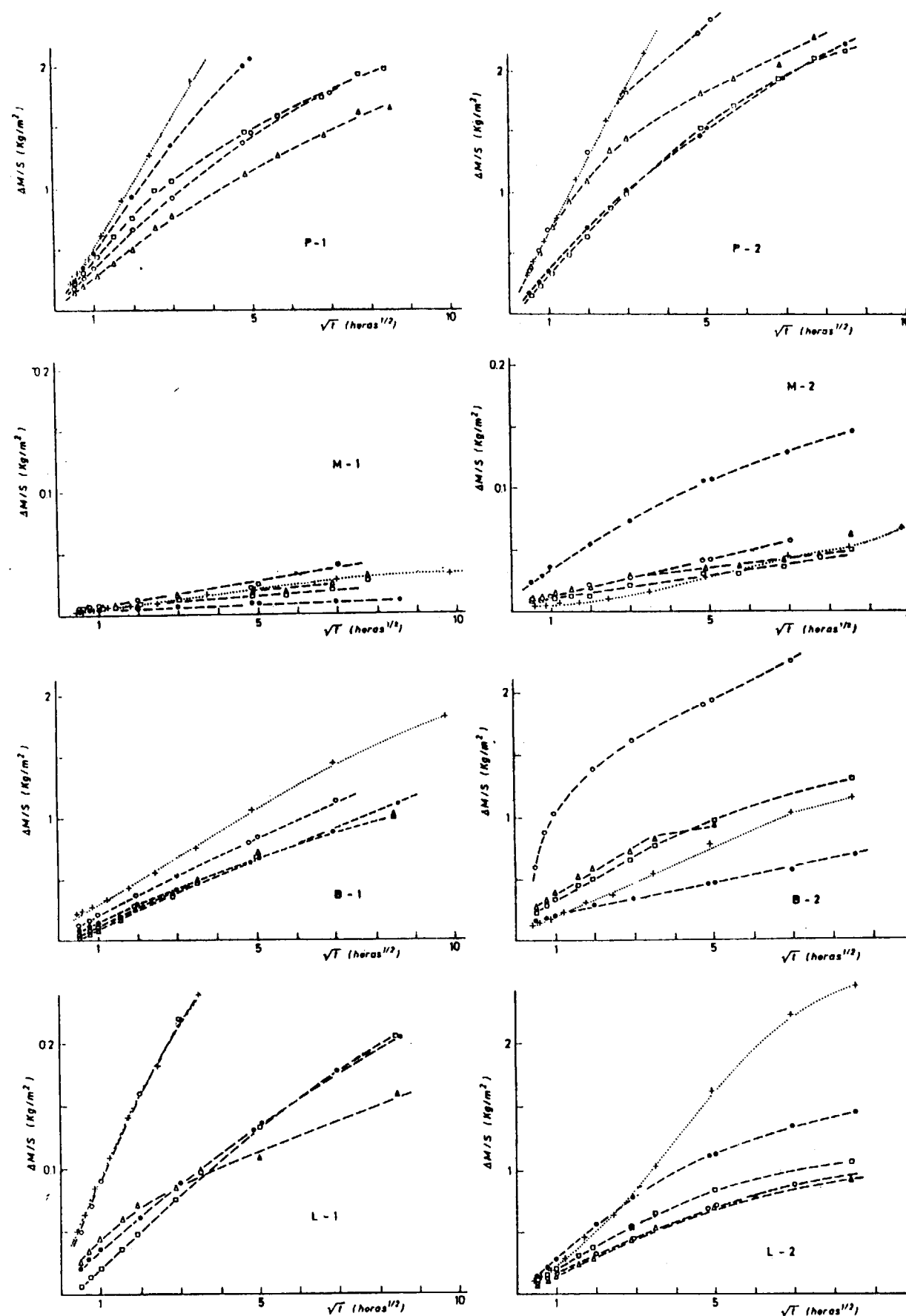


Figura 5.—Curvas de absorción capilar: Incremento de masa por unidad de superficie ($\Delta M/S$) en función del tiempo (\sqrt{t}). Las distintas muestras son indicadas por diferentes tipos de puntos, correspondiendo (+) a la muestra ensayada en ambiente saturado.

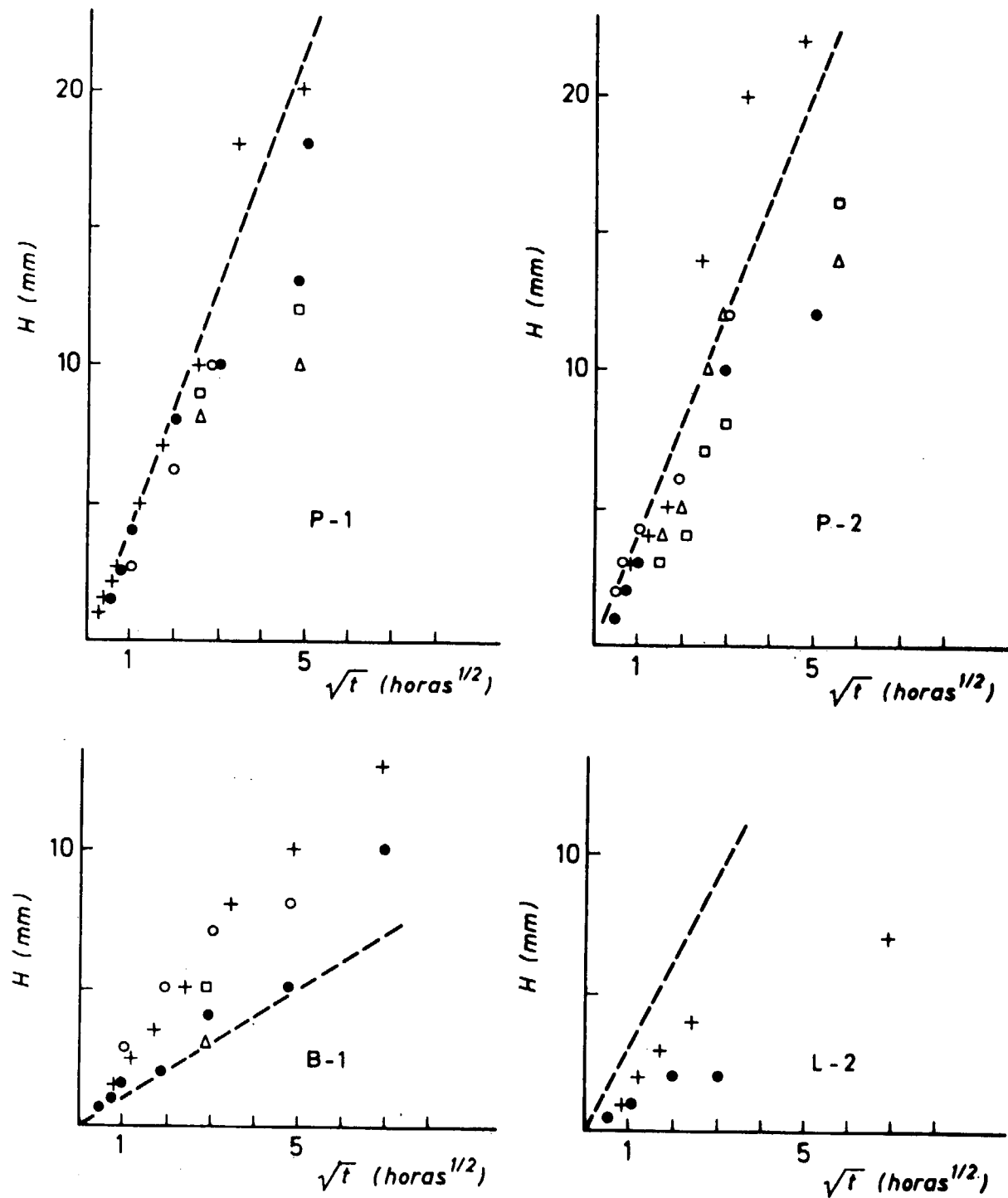


Figura 6.—Curvas de penetración capilar: Altura alcanzada (H) en función del tiempo (\sqrt{t}). Los puntos han sido obtenidos experimentalmente en diferentes muestras, las rectas teóricamente a partir del valor medio de los coeficientes de absorción capilar.

portamiento lineal al comienzo del ensayo: «absorción rápida», manteniéndose éste más o menos tiempo, dependiendo de las condiciones del ensayo (humedad ambiente) y de las características de las muestras. Las pendientes en dichos tramos lineales corresponden, respectivamente, a los coeficientes «C» y «A».

En concreto, esta absorción rápida dura un mínimo de ocho horas, pudiendo llegar a prolongarse durante más de cuatro días (variedades B-1 y M-1). Seguidamente, tiene lugar una disminución gradual de pendiente de forma sumamente lenta.

En ambiente saturado la toma de agua por capilaridad presenta coeficientes ligeramente más altos y, además, la absorción rápida se mantiene mayor tiempo. Esto es lógico si se tiene en cuenta que junto a la absorción capilar tiene lugar una absorción higroscópica, ya que se parte de rocas secas. (Esto hace que las rocas más higroscópicas muestren pequeños aumentos de pendiente en los primeros minutos de ensayo, y, al extrapolar, las rectas parezcan no pasar por el origen.)

En la tabla V se han expresado los valores de «C» —valor medio (\bar{x}) y desviación típica (σ_{n-1})—, así como los coeficientes «A» y «D» experimentales y los calculados teóricamente.

TABLA V
Coeficientes de capilaridad

Muestra	C · 10 ⁻²		A · 10 ⁻²		D	
	\bar{x}	σ_{n-1}	Exp.	Teor.	Exp.	Teor.
Caliza del Páramo:						
P-1 ...	38	10	0.27	0.42	9	8.1
P-2 ...	50	18	0.30	0.40	7.6	8.4
Caliza de Montaña:						
M-1 ...	0.4	—	—	0.14	1.6	2.4
M-2 ...	0.7	—	—	0.15	2.0	1.6
Dolomía de Boñar:						
B-1 ...	14	1.5	0.14	0.10	2.4	1.7
B-2 ...	16	7	—	0.11	1.6	1.4
Caliza de Laspra:						
L-1 ...	5	2	—	0.35	7.0	7.7
L-2 ...	20	6	0.10	0.30	9.0	6.5

C: Coeficiente de absorción capilar (Kg/m² · h^{1/2}).
A: Coeficiente de penetración capilar (m/h^{1/2}).
D: Coeficiente de saturación capilar (h^{-1/2}).

Atendiendo al coeficiente de penetración capilar, pueden establecerse dos grandes grupos dentro de las rocas estudiadas:

— A=0.1 cm/h^{1/2}. Corresponde a las variedades cristalinas de mayor tamaño de acceso de poro (Dolomía de Boñar y Caliza de Montaña).

— A=0.4 cm/h^{1/2}. Corresponde a variedades micríticas, con pequeño tamaño de acceso de poro (Calizas del Páramo y Laspra).

En cuanto a las diferencias observadas entre los valores teóricos y experimentales puede señalarse:

• En la muestra B-1 la absorción de agua es inferior al ascenso capilar observado, esto hace pensar que los poros mayores no se saturan por capilaridad.

• Contrariamente, la muestra L-2 presenta una absorción de agua superior al ascenso capilar, este hecho puede ser atribuido al hinchamiento que manifiesta la roca.

Para el ensayo realizado en ambiente saturado y mantenido durante tiempos largos se muestra en este caso cómo evoluciona el grado de saturación de las rocas frente a \sqrt{t} —figura 7—, indicándose el cambio realizado en las condiciones de humedad.

Como en casos anteriores, algunas rocas presentan una primera etapa donde la toma de agua es muy importante y lineal con \sqrt{t} : «absorción rápida». Este comportamiento se mantiene alrededor de dos días. Seguidamente, decrece de forma gradual el ritmo de absorción de agua, hasta alcanzarse una última fase donde el contenido en agua tiende a estabilizarse asintóticamente, para tiempos ya muy largos.

No obstante, otros tipos rocosos muestran un comportamiento lineal a lo largo de todo el intervalo de tiempo considerado, presentando además coeficientes mucho más bajos. Este hecho —sin duda relacionado con el sistema poroso— es muy acusado en la Caliza de Montaña (M-1), roca eminentemente fisurada.

Al extremarse la humedad ambiente —a partir del punto señalado en la figura 7— tienen lugar fenómenos de condensación capilar, con notables diferencias de comportamiento entre los distintos tipos rocosos considerados:

• Las dolomías muestran un incremento en el

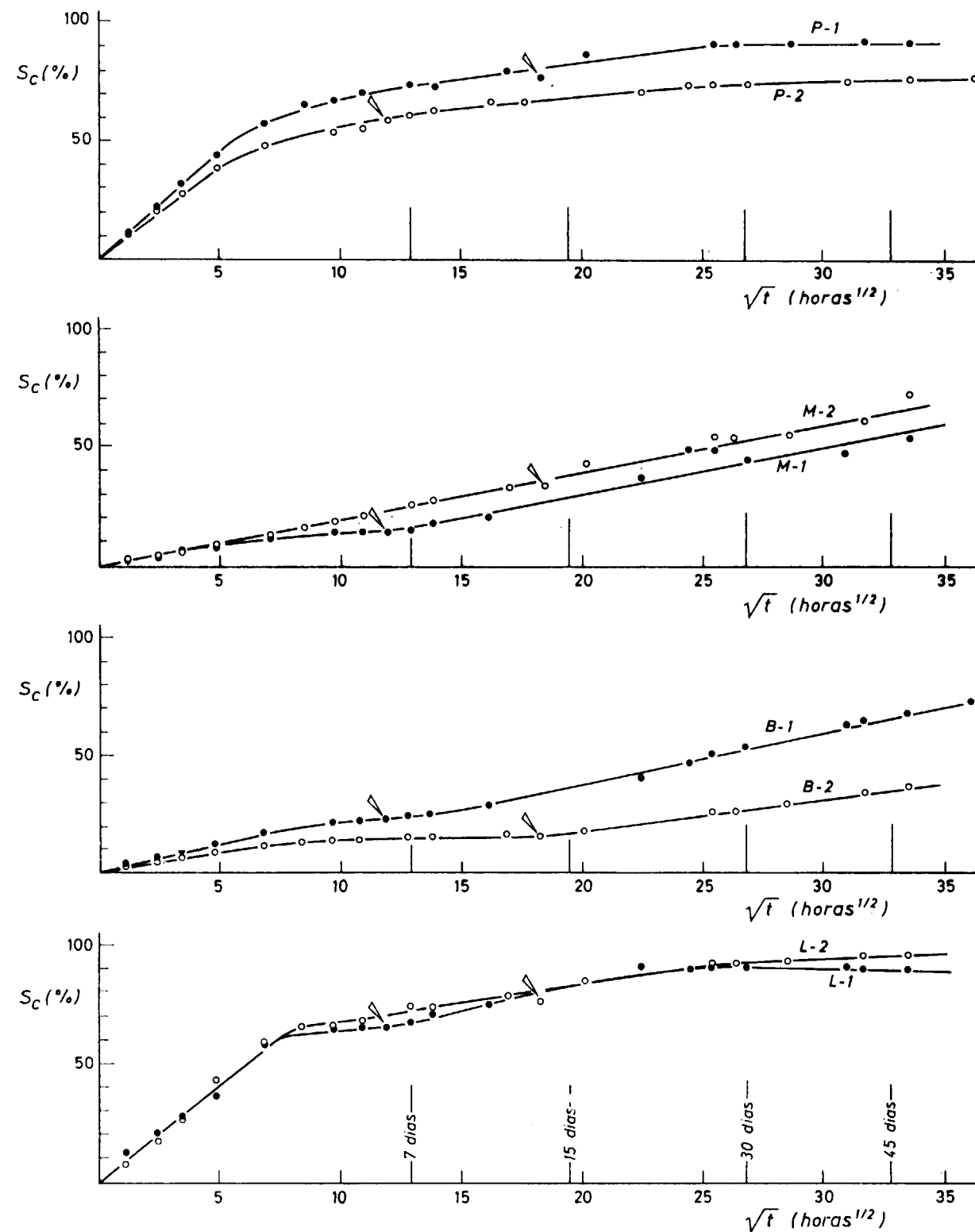


Figura 7.—Curvas obtenidas en el ensayo de capilaridad realizado en ambiente saturado, y periódicamente sobresaturado a partir del punto señalado (\\): Grado de saturación (S_c) en función del tiempo (\sqrt{t}).

ritmo de absorción de agua, pasando a tomar valores similares a los iniciales, y los mantienen durante más de dos meses.

• En las calizas micríticas el incremento es menor, manifestándose únicamente como un retraso en el comienzo de la absorción lenta.

El grado de saturación alcanzado al final de este ensayo es elevado y comparable al obtenido por inmersión libre en agua a lo largo de dos semanas.

DESORCION DE AGUA: EVAPORACION

El secado de los materiales rocosos es un proceso complejo en el que intervienen muchos más factores que los petrográficos. Entre ellos pueden señalarse los ambientales (temperatura, humedad, ventilación), así como otros dependientes de las características de las muestras (geometría y dimensiones, contenido en agua, etc.).

No obstante, son conocidos algunos aspectos de este fenómeno (STAMBOLOV y VAN ASPEREN DE BOER, 1976; Vos, 1978; TORRACA, 1982). Así, una muestra más o menos saturada en agua, inicialmente presenta una velocidad de secado constante, hasta alcanzar un punto a partir del cual ésta decrece rápidamente: «punto crítico» (Vos, 1976).

Este hecho es interpretado de la siguiente forma: Al comienzo el agua es transportada por el sistema poroso hasta la superficie, donde evapora. La velocidad de evaporación es, por tanto, constante e igual a la de su superficie líquida equivalente. Cuando el contenido en agua de la roca ya no permite mantener dicho aporte —contenido en agua crítico—, el secado continúa para el agua ligada por fuerzas capilares, o electrostáticas; su velocidad depende ahora del coeficiente de difusión de vapor de agua de la roca. El proceso cada vez es más lento, tendiendo a estabilizarse el contenido en agua de forma asintótica.

En rocas de baja porosidad el secado se manifiesta rápidamente sobre su superficie. Así, al principio, aparecen zonas secas que van creciendo hasta ponerse en contacto; esto da lugar a manchas aisladas de humedad que van decreciendo hasta desaparecer. El secado total se alcanza a los 15 minutos. Cabe mencionar la relación existente entre las últimas manchas de humedad y ciertos rasgos texturales (granos, fisuras, etc.). Al aumentar

la porosidad, el secado de la superficie es más lento y difuso, consecuencia de la migración de agua desde el interior.

Alcanzado el equilibrio para unas condiciones ambientales dadas, al variar éstas puede variar el contenido en humedad de las rocas (isotermas de absorción). No obstante, como consecuencia de la histéresis que presenta el agua de condensación capilar —correspondiente a poros entre 0.002 y 0.05 μm (GREGG y SING, 1982)—, ligeras variaciones de humedad en el ambiente pueden no afectar a la roca.

En los ensayos efectuados se ha observado la evolución del contenido en agua en las rocas, para diferentes ambientes de secado, a partir de muestras previamente saturadas. Como en casos anteriores se han representado contenido en agua y grado de saturación en función del tiempo: «curvas de evaporación», sin que ahora sea de interés considerar su raíz cuadrada.

Ensayo

Se ha llevado a cabo en una habitación con temperatura y humedad estables ($T: 20 \pm 2^\circ \text{C}$ y $H_r: 70\%$ en una tanda de muestras y 80% en otra, con variaciones inferiores al 5%). Previamente, las rocas son saturadas en agua bajo vacío. Al comienzo del ensayo se limpian las muestras con un paño húmedo y se colocan sobre una rejilla de plástico, manteniéndose en las condiciones señaladas durante 12 días. A intervalos regulares de tiempo —más espaciados al avanzar el ensayo— se ha determinado su peso.

A partir de estos valores se calcula el contenido en agua presente en la roca — $w_s(t)$ —, así como el correspondiente grado de saturación — $S_s(t)$ —, de acuerdo con las expresiones [1] y [3], respectivamente.

Resultados

En la figura 8 se presentan las curvas de evaporación para una humedad relativa del 80%. Las figuras 9 y 10 corresponden a las curvas normalizadas —grado de saturación en función del tiempo—; en este caso se muestran dos curvas para cada variedad rocosa: la inferior para una humedad del 70% y la superior para el 80%. (Puede observarse cómo en algunos casos las curvas se

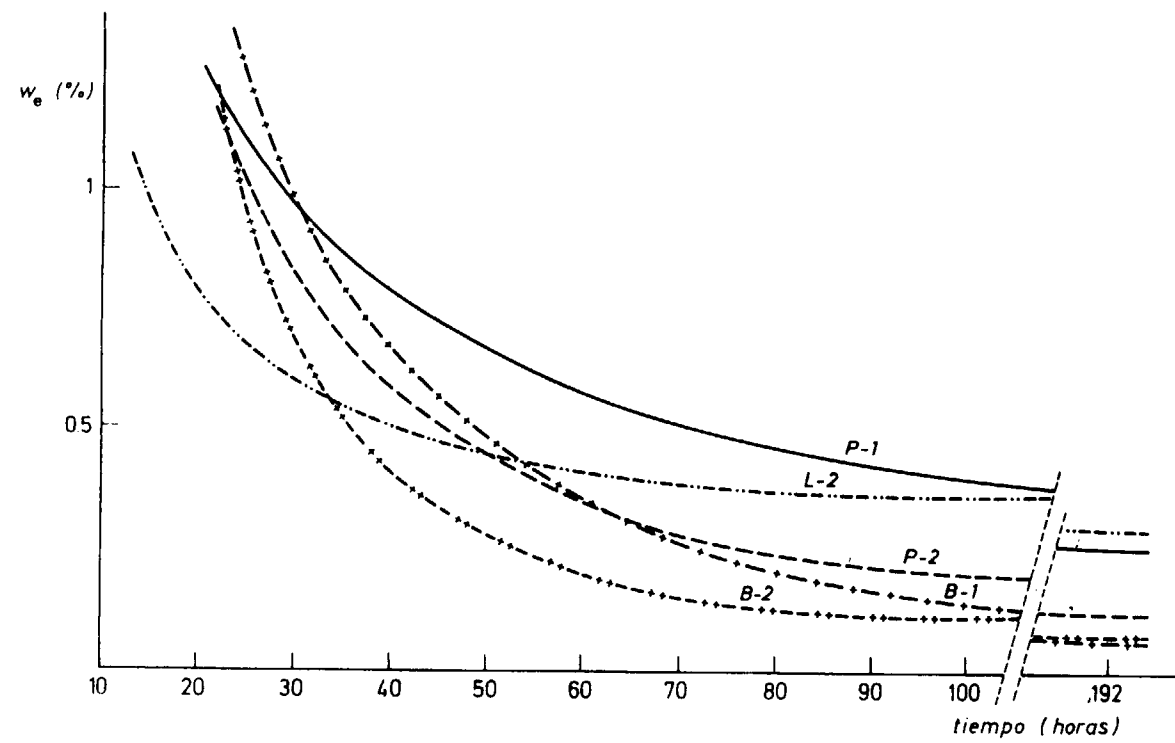
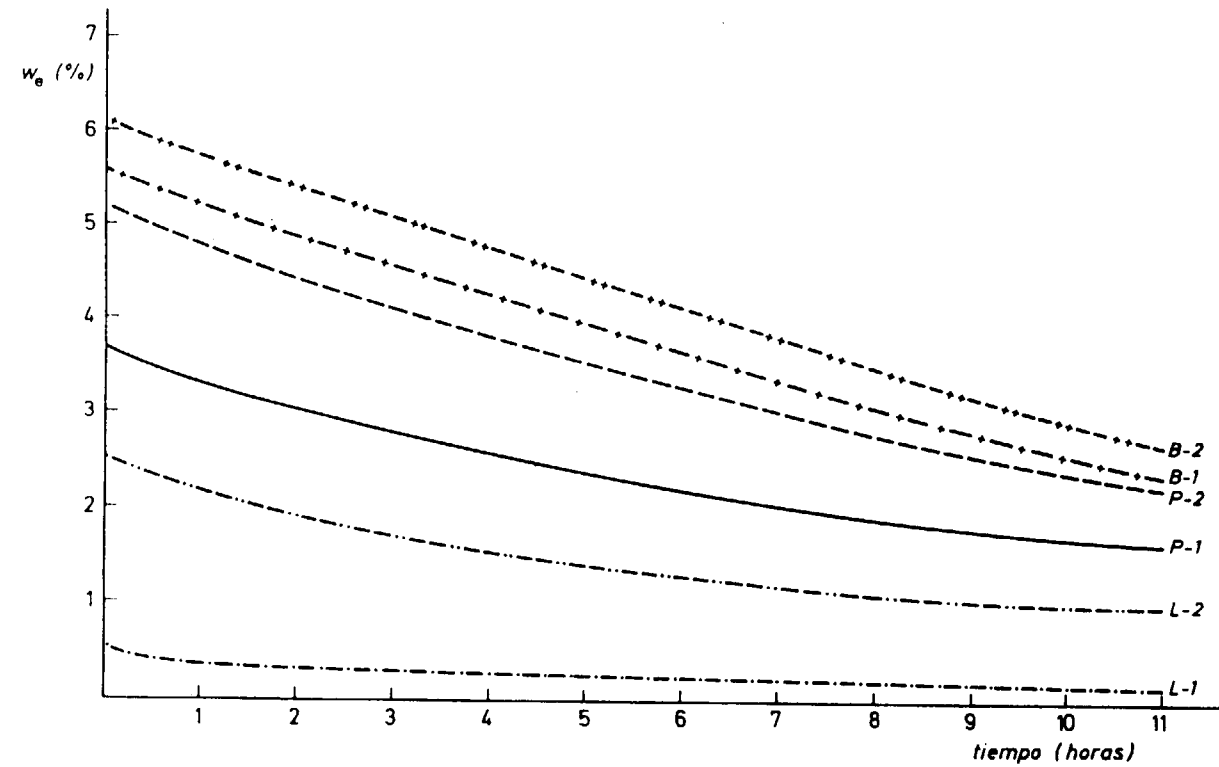


Figura 8.—Curvas de evaporación: Contenido en agua (w_e) en función del tiempo, durante las primeras horas y los primeros días de secado. Humedad ambiente: 80%.

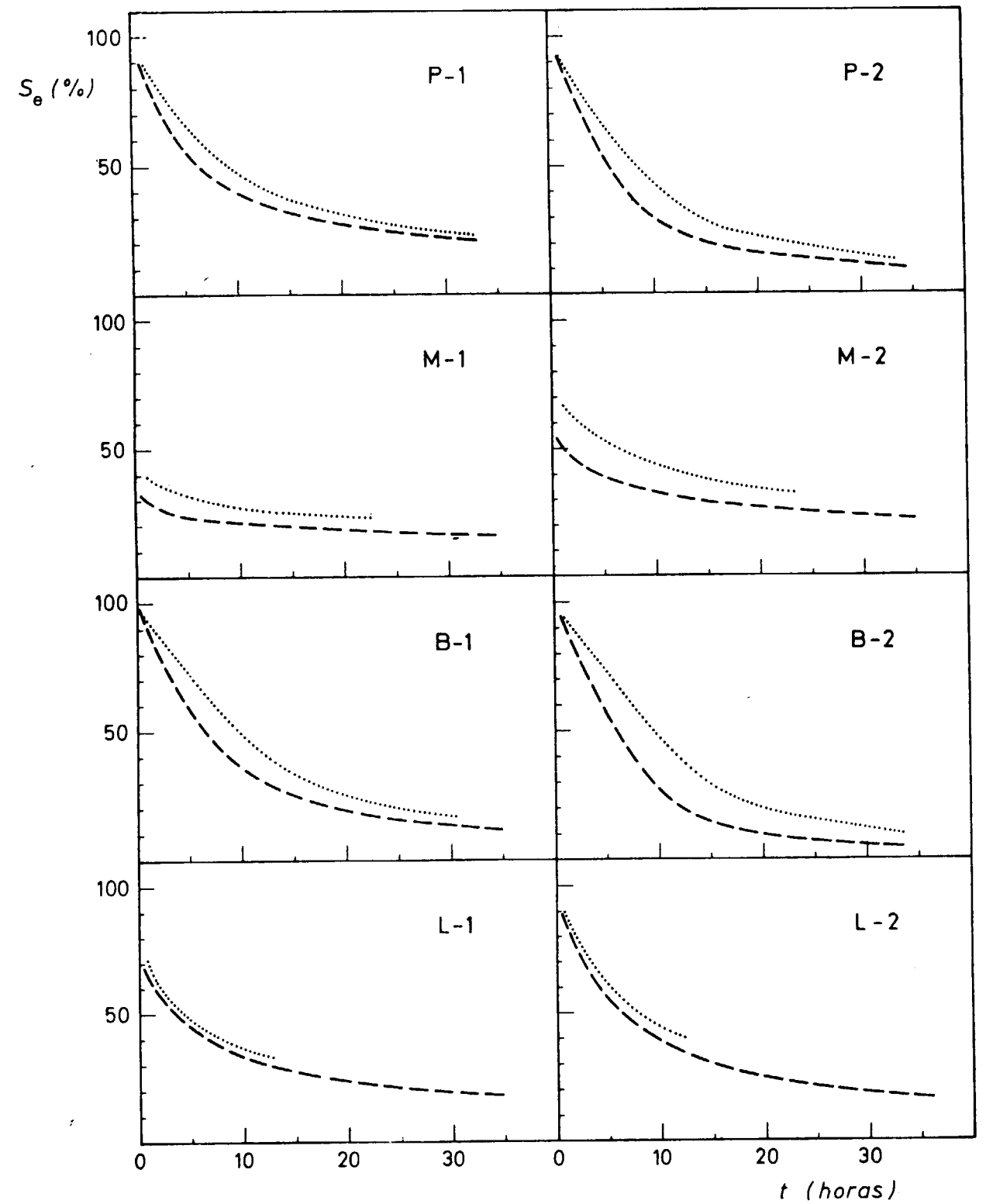


Figura 9.—Curvas de evaporación «primeras horas»: Grado de saturación (S_e) en función del tiempo. Humedad ambiente: 70% en línea de trazos, y 80% en línea de puntos.

encuentran desplazadas de los valores saturados de partida; esto es particularmente acusado en las calizas cristalinas —poco porosas—, y es atribuible a un exceso de agua en su superficie.)

En la tabla VI se indica el grado de saturación que presentan las rocas en distintos momentos del secado, después de corregidos los valores correspondientes a las variedades cristalinas.

TABLA VI
Evaporación (humedad relativa: 70%)

Muestra	5 h.	20 h.	2 d.	8 d.
Caliza del Páramo:				
P-1	55	31	16	7
P-2	55	18	8	2
Caliza de Montaña:				
M-1	47	35	25	12
M-2	58	40	28	11
Dolomía de Boñar:				
B-1	58	18	8	1
B-2	55	10	2.5	0.5
Caliza de Laspra:				
L-1	53	30	17	6
L-2	53	25	13	9

S_s: Grado de saturación, a partir del estado saturado, en las primeras horas y días de secado (%).

De acuerdo con las curvas obtenidas, pueden señalarse también diferentes etapas durante el secado:

— Inicialmente tiene lugar un «secado rápido», lineal en el tiempo, cuya pendiente sólo depende de la humedad ambiente, y su duración del contenido en agua que posee la roca. (Así, para un 70% de humedad se observa una pérdida de saturación del 10% por hora, manteniéndose dicho ritmo más de 5 horas, sobre todo en las rocas porosas).

— A continuación, y de forma imperceptible, decrece el ritmo de secado, siendo difícil de establecer su comienzo (punto crítico). En este caso resulta más fácil determinar el punto de máximo cambio de pendiente. (Para las muestras estudiadas tiene lugar a las 10 horas de ensayo.)

— Seguidamente tiene lugar un «secado lento» donde la pérdida de agua es cada vez menor. A otra escala y considerados tiempos mayores —fi-

gura 10—, puede observarse cómo esta pérdida de agua presenta un comportamiento exponencial, especialmente en las rocas más cristalinas.

Los contenidos en agua finales —ya de equilibrio— dependen de la capacidad higroscópica de la roca y de la humedad del ambiente, precisando tiempos elevados para alcanzarse.

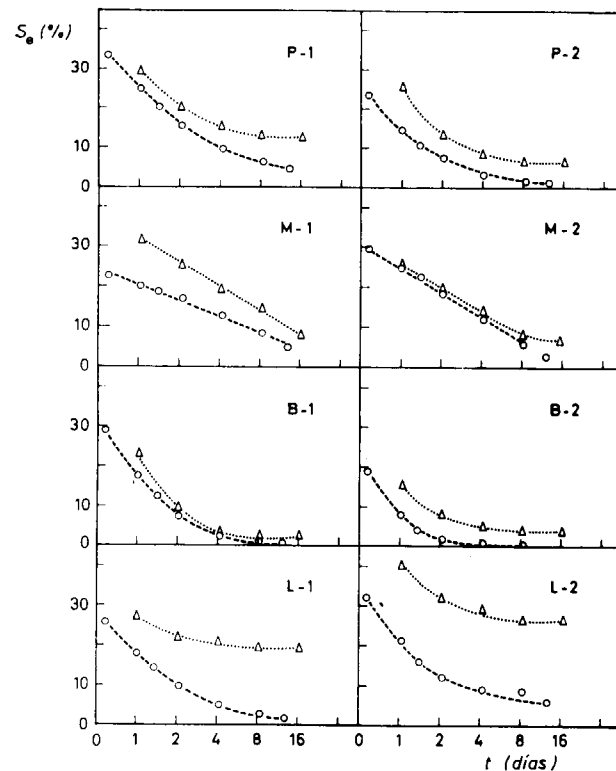


Figura 10.—Curvas de evaporación «primeros días»: Grado de saturación (S_s) en función del tiempo. Humedad ambiente: 70% en línea de trazos y 80% en línea de puntos.

EXPANSION HIDRICA

Algunas rocas al absorber agua desarrollan tensiones en su interior, que son puestas de manifiesto por su expansión volumétrica, siempre que lo permita su grado de confinamiento. En este comportamiento, además de los valores finales alcanzados, es de interés su cinética y su relación con la toma de agua por la roca.

Se ha determinado la expansión lineal (ε) —también denominada hinchamiento— que experimen-

ta una muestra no confinada durante la absorción libre de agua, de acuerdo con la expresión:

$$\epsilon = (\Delta L / L_0) \cdot 100 (\%)$$

donde:

$$\Delta L = L(t) - L_0$$

siendo L₀ la longitud de la roca seca, y L(t) la longitud de la muestra, después de permanecer sumergida su mayor parte en agua durante un tiempo «t».

Mientras no se especifique lo contrario, se consideran tiempos suficientemente largos como para que se alcancen valores de equilibrio, ya prácticamente constantes.

De las rocas estudiadas únicamente la variedad L-2 de Laspra experimenta hinchamiento, sin duda en relación con el porcentaje y naturaleza de su fracción arcillosa. En el ensayo realizado se ha observado la evolución en el tiempo de la expansión lineal de la roca, según tres direcciones ortogonales. Como en anteriores ocasiones se presenta dicho parámetro en función de la raíz cuadrada del tiempo: «Curvas de hinchamiento».

Ensayo

El procedimiento experimental utilizado para la determinación de la expansión lineal es el indicado por ORDAZ (1978) —de acuerdo con DUNCAN (1976)—, y se corresponde con las recomendaciones de la ISRM (1979). En esencia, consta de una cubeta en donde se disponen ortogonalmente tres extensómetros mecánicos, cuya sensibilidad es de 1 μm. En este caso se han utilizado probetas prismáticas (70×30×30 mm.), cuya longitud es determinada con una precisión de 0.1 mm.

Al comienzo del ensayo —tras el secado previo de la roca—, la muestra es colocada en la cubeta ajustándose los comparadores a cero y añadiéndose agua destilada a 18° C, hasta quedar cubiertas más de sus tres cuartas partes. A partir de ese momento se han tomado los incrementos de longitud registrados en los comparadores, a intervalos de tiempo más o menos constantes frente a √t.

Resultados

En la figura 11 se presentan las curvas de hin-

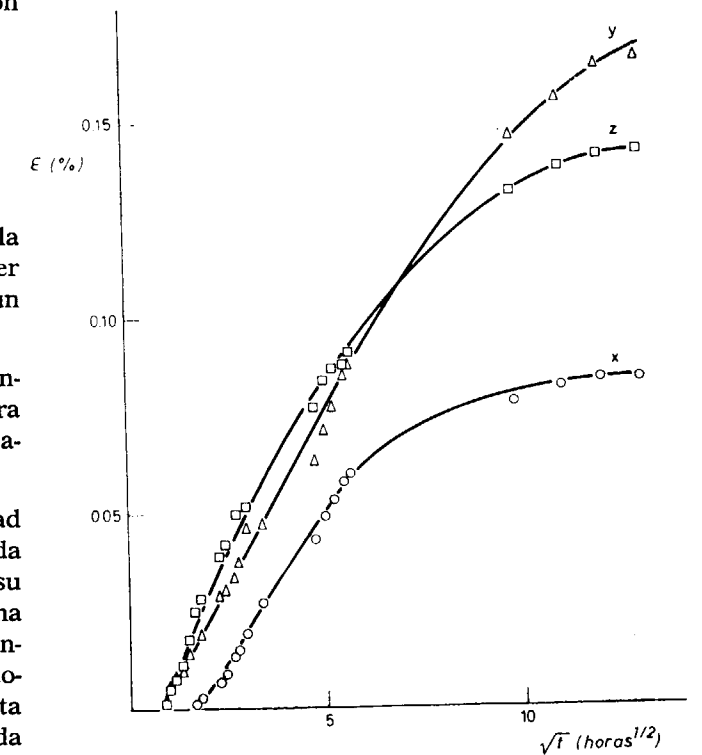


Figura 11. Curvas de hinchamiento en la Caliza de Laspra: Expansión lineal (ε) en función del tiempo (√t), para tres direcciones ortogonales.

chamiento libre para las tres direcciones consideradas. Es de destacar la semejanza entre estas curvas y las de absorción libre de agua (figs. 1 y 2). Así, inicialmente se observa un tramo lineal frente a √t y de fuerte pendiente: «hinchamiento rápido», a continuación un tramo con cambio gradual de pendiente; finalmente, la expansión tiende a ser constante, alcanzando valores de equilibrio.

No obstante, más en detalle destacan ciertas diferencias entre ambos comportamientos:

- Inicialmente la roca no manifiesta hinchamiento, a pesar de la importante absorción de agua que tiene lugar.
- El comportamiento lineal «rápido» se mantiene ahora durante un tiempo superior, respecto a la absorción libre de agua.
- Para tiempos mayores el hinchamiento continúa con valores notables, mientras la absorción de agua es insignificante.

En resumen, es de señalar cierto retraso en el hinchamiento experimentado por las rocas, respecto a su absorción de agua. Este comportamiento puede ser debido a que la primera agua que penetra en la roca ocupa los espacios vacíos de mayor tamaño, sin afectar los relacionados con los minerales arcillosos. La absorción de agua por dichos minerales es, en consecuencia, un proceso más lento, con notable inercia respecto al contacto de la roca con el agua, y en el que puede destacarse la pequeña cantidad de agua que interviene en dicho fenómeno.

CONCLUSIONES

A) Características de los procesos de sorción de agua por las rocas

— La absorción de agua muestra en todos los casos considerados —absorción libre, capilar e higroscópica— una cinética semejante:

- Inicialmente tiene lugar una «absorción rápida», que se mantiene constante frente a \sqrt{t} , y cuya duración es mayor en los procesos más lentos de absorción de agua.
- A continuación, y de forma gradual, tiene lugar una disminución en el ritmo de absorción de agua.
- Finalmente, dependiendo del proceso considerado, puede mantenerse durante algún tiempo una «absorción lenta», hasta alcanzarse asintóticamente valores de equilibrio para el contenido en agua de la roca.

El coeficiente en dichos tramos lineales, así como la duración de cada una de estas etapas, guarda relación con las características petrográficas de las rocas, fundamentalmente con las relativas a su sistema poroso y fracción arcillosa.

— El secado responde a distinto comportamiento, siendo ahora mayoritariamente independiente de las características de las rocas:

- Al comienzo también tiene lugar un «secado rápido», constante en el tiempo y dependiente de las condiciones ambientales. Su duración depende del contenido en agua que presentan las rocas al inicio del proceso.
- Insensiblemente comienza a disminuir la velocidad de secado, variando de forma gradual,

hasta alcanzarse asintóticamente valores de equilibrio para el contenido en agua de la roca. Estos valores finales dependen de la humedad del ambiente y de la capacidad higroscópica de las rocas.

B) Influencia de la petrografía en los procesos de absorción de agua por las rocas

— Las calizas micríticas estudiadas, rocas porosas ($n_0 \approx 10\%$) y de pequeño tamaño de acceso de poro ($r \approx 0.015 \mu\text{m}$), presentan una absorción rápida muy importante, cambio brusco de pendiente y absorción lenta muy pequeña. Comparando los coeficientes obtenidos en los diferentes ensayos (fig. 12), puede además señalarse:

- La absorción libre de agua y la de vapor de agua no guardan buena relación entre sí. Sin duda, esto es debido a que ambos procesos dependen de distintos parámetros petrográficos: sistema poroso y contenido en arcillas, respectivamente.

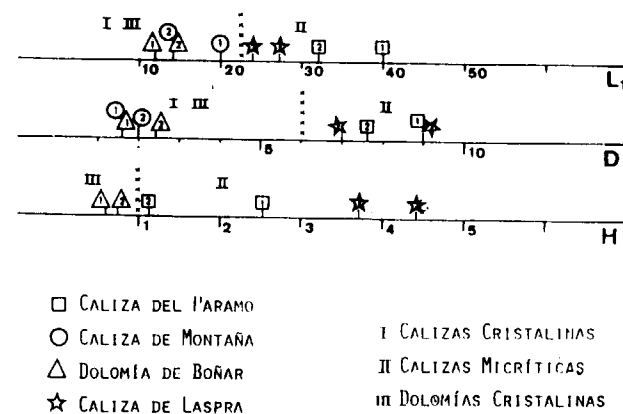


Figura 12.—Comparación de los coeficientes de saturación obtenidos —L₁, D, H— en los diferentes ensayos de absorción de agua —libre, capilar e higroscópica, respectivamente—, para los distintos tipos rocosos considerados. En todos los casos las calizas micríticas son las que presentan los valores más elevados.

- La succión capilar presenta un comportamiento intermedio, respecto a la absorción de agua líquida y de vapor de agua. En consecuencia, dicho fenómeno parece relacionado tanto con el sistema poroso como con la fracción arcillosa.

- Los macroporos apenas intervienen en la toma de agua por las rocas, rebajando su grado de saturación.
- La expansión hídrica muestra un notable retraso respecto a la absorción libre de agua, y se mantiene con el mismo ritmo dentro ya de etapas de absorción lenta. Dicha absorción por tanto es atribuida a la toma de agua por las arcillas.

— Las dolomías cristalinas estudiadas, rocas porosas ($n_0 \approx 15\%$) y de elevado tamaño de acceso de poro ($r \approx 1 \mu\text{m}$), responden al mismo comportamiento, si bien mucho menos acentuado: absorción rápida menor y absorción lenta más acusada.

— Las calizas cristalinas estudiadas, rocas de muy baja porosidad ($n_0 = 0.6\%$), presentan una absorción de agua, más gradual, siendo difícil la diferenciación de capas; en particular, la succión capilar se mantiene lineal frente a \sqrt{t} durante más de dos meses.

AGRADECIMIENTOS

A la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica (Proyectos núms. 4446/79 y 2573/83), y a la Fundación Ramón Areces (Proyecto: «Evaluación del estado de alteración y alterabilidad de los materiales rocosos de las Catedrales de León y Sevilla»).

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, F. J. (1986): *Caracterización petrofísica y alterabilidad de calizas y dolomías*. Tesis Doctoral, Dpto. Petrología, Fac. de Geología, Univ. de Oviedo, 309 pp.
- ALONSO, F. J.; ESBERT, R. M., y ORDAZ, J. (1987): *Caracterización del sistema poroso de calizas y dolomías*. Bol. Geológico y Minero, 98-II, pp. 226-237.
- A. S. T. M.: *Standard test methods for absorption and bulk specific gravity of natural building stone*. 1978 Annual Book of A. S. T. M. Standards, Parte 19, norma C 97-47, pp. 1-3.
- BELIKOV, B. P.; ZALESSKII, B. V.; ROZANOV, Y. A.; SANINA, E. A., y TIMCHENKO, I. P. (1967): *Methods of studying the physico-mechanical properties of rocks*. En: Physical and mechanical properties of rocks, B. V. Zaleskii (Ed.), Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, pp. 1-58.
- CASTRO, E. DE (1978): *Les méthodes de suction dans l'étude de l'altération des pierres*. Proc. Int. Symp. on Deterioration and Protection of Stone Monuments, Paris, 2, 26 pp.
- C. N. R. I. C. R. (Centro di studio cause di diperimento e metodi de conservazione delle opere d'Arte. Istituto Centrale del Restauro) (1981): *Assorbimento d'acqua per immersione totale. Capacità di imbibizioni*. Doc. Normal: 7/81, Roma, 5 pp.
- C. N. R. I. C. R. (1983): *Assorbimento d'acqua per capillarità. Coefficiente di assorbimento capillare*. Doc. Normal: 11/82, Roma, 6 pp.
- DUNCAN, N. (1969): *Engineering geology and rock mechanics*. Leonard Hill, London, 252 pp.
- GERARD, R. (1978): *Trois méthodes d'essai de géativité récemment normalisées en Belgique*. Proc. Int. Symp. on Deterioration and Protection of Stone Monuments, Paris, 3, 2, 18 pp.
- GREGG, S. J., y SING, K. S. W. (1982): *Adsorption, surface area and porosity*. Academic Press, London, 300 pp.
- GRIM, R. E. (1968): *Clay Mineralogy*. Mc Graw-Hill Book Company, 596 pp.
- I. S. R. M. (1979): *Suggested methods for determining: Water content, porosity, density, absorption and related properties, Swelling and slake-durability index properties*. Int. J. Rock Mech. and Min. Sci., 16 (2), pp. 143-156.
- KALIMERIS, N., y HALL, C. (1983): *Absorption and desorption of porous building materials*. En: Materials Science and Restoration, F. H. Wittman (Ed.), Proc. Int. Coll., Edition Lack and Chemie, pp. 57-66.
- KEULER, J. VAN (1973): *Density of porous solids*. Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 6 (33), pp. 181-183.
- LEARY, E. (1981): *A preliminary assessment of capillarity tests as indicators of the durability of British limestones*. En: The Conservation of Stone II, R. Rossi-Manaresi (Ed.), Proc. of the Int. Symp., Bologna, pp. 73-90.
- MAMILLAN, M. (1981): *Connaissances actuelles des problèmes de remontées d'eau par capillarité dans les murs*. En: The Conservation of Stone II, R. Rossi-Manaresi (Ed.), Proc. of the Int. Symp., Bologna, pp. 59-72.
- ORDAZ, J. (1978): *Sobre el hinchamiento en algunas rocas blandas*. Memorias del Simposio Nacional sobre Rocas Blandas, Madrid, vol. 1 (A-5), 5 pp.
- R. I. L. E. M. (1980): *Essais recommandés pour mesurer l'altération des pierres et évaluer l'efficacité des méthodes de traitement*. Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 13 (75), pp. 216-220.
- SPOONER, D. C. (1983): *The practical relevance of mechanisms of water vapour transport in porous building materials*. En: Autoclaved aerated concrete, moisture and properties, F. H. Wittmann (Ed.), Elsevier Sci. Pub., pp. 27-41.

STAMBOLOV, T., y VAN ASPEREN DE BOER, J. R. J. (1976): *The deterioration and conservation of porous building materials in monuments: A review of the literature*. Int. Cent. for the Study of the Preservation and Restoration of Cultural Property, ICCROM, Roma, 86 pp.

TADA, S., y NAKANO, S. (1983): *Microstructural approach to properties of moist cellular concrete*. En: Autoclaved aerated concrete, moisture and properties, F. H. Wittmann (Ed.), Elsevier Sci. Pub., pp. 71-88.

TORRACA, G. (1982): *Porous building materials: Materials*

science for architectural conservation. Int. Cent. for the Study of the Preservation and Restoration of Cultural Property, ICCROM, Roma, 141 pp.

Vos, B. H. (1976): *Waterabsorption and drying of materials*. En: The Conservation of Stone I, R. Rossi-Manaresi (Ed.), Proc. of Int. Symp., Bologna, pp. 679-694.

Vos, B. H. (1978): *Hygric methods for the determination of the behaviour of stones*. Proc. Int. Symp. on Deterioration and Protection of Stone Monuments, París, 3.8, 19 pp.

Recibido: Febrero de 1987.

INFORMACION

Mineros destacados del Siglo XIX Mariano Pérez de Santa Cruz (1825-1864)

Por J. M. LOPEZ DE AZCONA

Pérez de Santa Cruz nace en Madrid (1825), donde cursa sus primeras enseñanzas y la preparatoria para el ingreso en la Escuela de Ingenieros de Minas, incorporándose a la promoción de 1848. Figura con el número 378 en la relación general de ingenieros. De esta promoción finalizaron la carrera cinco ingenieros, ostentando Mariano el número 1, con un brillante expediente escolar.

1. LABOR PROFESIONAL

Conocedor Luis de la Escosura y Morroch (1821-1904) de la valía de su antiguo alumno de química analítica, decide contratarlo para la dirección facultativa de las minas de Hiendelaencina (1853), descubiertas en 1844 por Pedro Esteban Gorrioz.

Decide Santa Cruz dedicarse a la actividad oficial incorporándose a los pocos meses a las minas de Almadén, como ingeniero segundo; en julio de 1854 lo trasladan a Riotinto y a fines de este año pasa a Hiendelaencina.

Regresa a Riotinto (abril de 1858), de donde pasa (1859) al distrito de Guadalajara como ingeniero primero. Lo designan en 1862 subdirector de las minas de Almadén. Este destino, en el que muchas veces tuvo que actuar como director, tenía un trabajo agotador, por las múltiples menudencias administrativas, con paso obligatorio para su tramitación. Contratación de personal, cambios de destinos, contrataciones de transportes de azogue, corte de maderas, etc., no se daba un paso sin autorización, en perjuicio de una mayor actividad profesional. El trabajo incesante, así como el ambiente del interior de aquellas minas, perjudicaron su estado de salud, llegándose a detectar síntomas de hidrargirismo. Pide permiso verbal al superintendente, para retirarse a descansar durante unos días a Bélmez (24 de diciembre de 1862), concedido por su jefe, se ausenta de Almadén (26 de diciembre de 1862), siendo sustituido en la dirección por su compañero Justo Egozcue y Cía (1833-1900). Desde el Ministerio de Hacienda (5 de febrero de 1863) la Dirección General de Consumo y Minas indica al superintendente que, caso de continuar enfermo Santa Cruz, debe pedir su baja por enfermo. La respuesta del médico de Almadén es que, por no haberle visto desde su ausencia, no puede informar sobre su estado de salud. Informado por sus amigos, solicita Santa Cruz (23 de febrero de 1863) su baja por enfermo, y posteriormente su alta por encontrarse repuesto (23 de marzo

de 1863). Santa Cruz cobraba su sueldo como ingeniero del Cuerpo Nacional de Minas y una gratificación por la dirección de Almadén. Después de múltiple papeleo, dictan una R. O. de Isabel II (19 de octubre de 1863) ordenando a Santa Cruz reintegre la gratificación de la dirección de Almadén correspondiente al período del 23 de febrero al 23 de marzo de 1863.

Reintegrado al distrito de Guadalajara (enero de 1864), le ordena el jefe, como buen conocedor de Hiendelaencina, se ocupe de aquella zona y de la dirección de algunas de sus minas, en su comarca favorita, por haber iniciado en ella su carrera profesional.

2. EL INCENDIO DE LA MINA PERLA

En el mes de octubre de 1864, la mina «Perla», de la explotación argentífera de Hiendelaencina, era colindante y estaba comunicada subterráneamente con Santa Catalina, Santa Cecilia, Fortuna, Arcángel, San Carlos. En todas se trabaja a profundidad considerable, para los medios disponibles, con entusiasmo e interés, por sus mineros, capataces y facultativos, para alcanzar importantes logros.

A las 3 horas 30 minutos de la madrugada del 19 de octubre, el guarda de servicio de Santa Catalina, de la empresa «La Unión», avisó de la salida precipitada de algunos mineros, por haber advertido cómo se esparcía por la mina una nube espesa de humo.

Inmediatamente, el personal de todas las minas mencionadas intenta indagar lo que estaba ocurriendo. Después de múltiples reconocimientos llegaron a la conclusión de que el supuesto incendio era una triste realidad y que estaba ardiendo la fortificación de madera de pino seco de la mina Perla.

El director de la mina, Ingeniero de Minas de la promoción de 1848, Miguel Bautista Muñoz, comunicó la novedad del siniestro a las autoridades civiles, y organizó el plan para sofocar el incendio, sin penetrar en la mina el ingeniero.

Hecho el recuento del personal de las diversas minas a las 7 horas 30 minutos, detectaron la falta de cinco mineros de Perla. Era el momento de salvarlos, misión muy peligrosa en una mina, donde era palpablemente imposible la bajada, tarea capitaneada por el capataz de la San Carlos, Carlos Angel Contreras. Organizaron equipos

de salvamento, para llegar al supuesto tajo, donde estaban los mineros. Hubo varios intentos, con tremendas dificultades, tabicando y cortando corrientes de aire, conduciendo la ventilación por donde no fuese letal para los salvadores. Debemos tener en cuenta que carecían de toda clase de aparatos para detectar la atmósfera perjudicial, y todo se reducía a llevar por delante una lámpara y, si ésta se apagaba, consideraban debían entrar con precaución o retirarse. No disponían de caretas antigases nocivos. Toda esta carencia de medios no puede sorprendernos, pues en 1938 y 1939, setenta y cinco años después, en las compañías de minadores del Ejército Nacional, también carecían de estos medios, y la única manera de detectar los gases cargados en CO era llevar ratas enjauladas al nivel de la rodilla, para evitar cayesen gaseados los minadores.

Conseguida la salida del aire nocivo por el pozo maestro de Perla pudo el grupo de salvamento entrar por Santa Catalina y llegar a la planta tercera de la Perla, donde apagaron el fuego prendido en varias semanas. Logrado este objetivo, intentaron pasar a la sexta planta, donde trabajaban los retenidos, sin lograr llegar hasta ellos, por varios apagones de las candilejas y otras dificultades técnicas, pero lograron apagar el fuego inferior. El único medio de reanimar a los que tenían síntomas de asfixia era darlos a respirar el vinagre que transportaban los capataces en unos pomos. La actividad de los salvadores no cesó hasta después de varios intentos de extinción del incendio, reactivado varias veces, y de convencerse que los cinco mineros no podían estar vivos, por no tener contestación a sus señales. Dieron por terminada esta fatigosa operación a las 22 horas 30 minutos.

Organizan el día 20 el programa de rescate de los cadáveres. Proceden a la purificación de la atmósfera, con corrientes de aire y lechadas de cal. A las 13 horas, descienden prendido en el asón de la cuba, del pozo principal, un candil, extrayéndole después de permanecer dos minutos en el enganche de la sexta planta. Con esta garantía, desciende el equipo en un intento de recuperar los cadáveres, llegan al torno de uno de los pocillos donde estaba colgada la ropa de los desaparecidos, pero los socorristas empiezan a sentir síntomas de asfixia y se retiran, saliendo todos a las 17 horas, ante la imposibilidad de seguir trabajando. Por las noticias del interior, a las 16 horas comunicó telegráficamente a Guadalajara, el Presidente de la Perla Manuel Roldán al Ingeniero del Cuerpo Mariano Pérez Santa Cruz la situación de la mina. Todos los concurrentes destacaron la heroicidad de Angel Contreras, capataz de San Carlos, y la abnegación de Hilario García Jurado, de la mina Arcángel. Ambos estaban tenidos como muy expertos por su paso por las minas de Almadén.

En una serie de suposiciones, sobre la causa del incendio. 1.º Por mala fe de parte de los obreros, como ocurrió con el célebre de Almadén de 7 de enero de 1755. Pero se desechó. 2.º Por una mecha encendida, según costumbre de aquella época, para encender los candiles que se apagan. Pero en Hiendelaencina no existía esa costumbre. 3.º Encender fuego para calentarse los mineros, pero tampoco es posible, por haberse iniciado el incendio en sitio de mucho tránsito. 4.º Esta hipótesis fue la aceptada por todos. Habiendo colgado los candiles, cuando los 5 fallecidos esperaban la salida de los relevados, se hubiese encendido alguna madera, conservando el fuego reconcentrado. No se notó por ninguna de las personas, tanto de las

que diesen lugar a este incendio, como de las que por allí pasaban. Las maderas viejas de mina, cuando se hallan en sitio ventilado, se queman como yesca. En el sitio donde se inició, había grandes enmaderamientos, con palos de diversas dimensiones, cuñas y astillas que siempre quedan de sus resultas.

DIRECCION FACULTATIVA
DE LAS MINAS
de Almadén.

Paso a manos de V.S. la adjunta instancia presentada en esta Direccion facultativa por el primer Ayudante practico de mina D. Julian Baranillas y Perez, para que sinó encuentra oportuno se iria llevarla al H. Sr. Director gen. del ramo. Dijo que a V. M. P. Almadén 21 de Noviembre de 1862

Mariano Pérez Santa Cruz

H. Superintendente de estas minas

3. EL OBITO

Con las noticias telegráficas por Santa Cruz, el día 20, y dado su doble carácter de Ingeniero del Distrito Minero y de consultor de la empresa de la mina Perla, decide ir a Hiendelaencina. Entre las once, y las doce de la mañana, del día 21, llega Santa Cruz. En la entrevista con su compañero Bautista, éste le informó detalladamente de todo lo ocurrido. Complemento de estas informaciones fue la dada por Ceferino de la Campa, administrador de la Verdad. El ingeniero Santa Cruz se hace cargo del rescate de los cadáveres, a pesar de su delicado estado de salud desde su última estancia en Almadén y expuso su pensamiento de entrar inmediatamente en la mina. Lo

hizo a las 15 horas 30 minutos y no pudo pasar del tercer piso, por el estado atmosférico de la mina. Dispuso las operaciones de apertura de unos tabiques y colocación de otros, para renovar el aire viciado, desde la tercera a la sexta planta. En un nuevo intento de descenso, el día 23, por la mañana temprano, encontraron todavía la atmósfera sumamente penosa.

El día 24 sólo entran los entibadores para cumplir las órdenes de Santa Cruz, ya con mejor atmósfera.

El día 25, gracias a la labor anterior de los entibadores, en equipos de catorce hombres, pudieron descender hasta el quinto piso. El material previsto para cada equipo era el siguiente: un puro, un frasco de éter, otro de bebida antiespasmódica y papeletas de alcanfor. Cada equipo disponía de dos frascos de cloruro cálcico y lonas para recoger los cinco cadáveres. Prosiguió la lucha hasta llegar al sexto piso, con apagones de candiles y caídas al suelo de los mineros. Cuando alguno caía, daba orden Santa Cruz lo sacasen a la superficie. A unas 30 varas del pozo, cayó Santa Cruz. Todo perdido, ordenó Cachirulo, «ánimo señores, que todos no nos quedaremos aquí» y salieron los que pudieron, para que descendiese personal de renuevo a socorrerlos. Desde el quinto piso avisó Felipe Gallego «Que quedan cinco hombres abajo, que bajen a auxiliarlos». El hijo de Almadén, Pedro Gazón, cogió un candil y se dispuso a descender, a quien se le unió sin vacilar un grupo de mineros. Miembros del equipo trataban de localizar a Santa Cruz, con los insistentes apagones de los candiles. Localizado, decidió Charolas llevar en su mano el extremo del cinero del torno, y echándose a gatas llegó hasta donde estaba Santa Cruz, lo ató, y el torno arrastró su cadáver hasta su pie. Lo subieron a la cuarta planta donde confirmaron su óbito, todos los que allí estaban. En la cuba subieron los cadáveres de Santa Cruz y de José Barrera (1832-1864) de Trabade (Lugo).

Después de lo sucedido el ingeniero Bautista dijo «no quiero exponer la vida de un hombre vivo por extraer un muerto». Dando por terminadas provisionalmente las actividades de rescate de cadáveres, saliendo todos a las 20 horas 30 minutos.

4. ENTIERRO Y HOMENAJE

Informado el Inspector del Distrito Sergio Yegros (1820-1871), el día 26 por la tarde, programó su salida de Guadalajara para el día 27 de octubre a las 9 horas, acompañado del facultativo Natalio Carmona, llegando a la Perla a las 15 horas 30 minutos. Dispuso el entierro en dos nichos a las 17 horas del día 27, lo que se cumplió con el acompañamiento de toda la población bajo una incesante lluvia.

Comentario en los medios informativos de aquellos días, era que en los ambientes mineros, tenían la convicción de que todos los ingenieros, capataces, empleados y obreros, que acudieron en auxilio de las catástrofes del 19 y 25 de octubre, se habían excedido a sí propios, desafiando el peligro de una muerte muy probable, con los primitivos medios de que disponían. La catástrofe costó 12 vidas, dejando en la miseria a viudas y huérfanos, a los que sustentaban con una profesión llena de fatigas y peligros.

Además de las honras fúnebres, celebradas en Hiende-

laencina por las víctimas, tuvieron lugar otras en Madrid, patrocinadas por los ingenieros civiles españoles, siempre muy unidos en sus dolores.

La Escuela de Minas inmortalizó a Pérez Santa Cruz, en su domicilio del Conde de Barajas, 8. En el de Ríos Rosas se colocó una lápida en junio de 1919, en el aula magna, en memoria de dos ingenieros que fueron sus alumnos y fallecidos en el cumplimiento de su deber. Esta lápida, con 9 nombres, fue colocada durante la dirección (1916-1920) de Claudio Guitián y Fariña. Con el tiempo, los acontecimientos se desfiguran, hacía más de medio siglo de la catástrofe y en la lápida ocupa el primer puesto don Mariano Santa Cruz - Hiendelaencina - 19 octubre 1864. La verdadera inscripción debía decir don Mariano Pérez de Santa Cruz - Hiendelaencina - 25 octubre 1864.

Durante la dirección de la Escuela (1922-1927) de Eduardo Gullón y Dabn, inaugura S. M. D. Alfonso XIII (4 de diciembre de 1925) la nueva aula magna de la Escuela, con su lápida actualizada de los antiguos alumnos caídos en el cumplimiento de su deber. Se repiten en ella los errores de apellido y fecha de óbito.

5. TRABAJOS

Los trabajos publicados de Santa Cruz, son las memorias anuales de la mina Verdad, de la que fue director facultativo durante cuatro años.

Informe facultativo de la mina Verdad. Madrid, 1859, 16 pp.

Memoria sobre el estudio de la mina Verdad. Madrid, 1860, 12 pp.

Informe del director facultativo sobre el estado de la mina Verdad. Madrid, 1860, 10 pp. y 5 estados.

Informe facultativo de la mina Verdad. Madrid, 1861, 20 pp.

Informe del director facultativo sobre el estado de la mina Verdad. Madrid, 1861, 16 pp.

Informe del director facultativo sobre el estado de la mina Verdad. Madrid, 1862, 20 pp.

Informe facultativo de la mina Verdad. Madrid, 1862, 14 pp.

Canteras de Anguela, en la provincia de Guadalajara. Rev. Minera, tomo XVI, 1865.

6. BIBLIOGRAFIA

MINISTERIO DE HACIENDA: Minas de Almadén. Archivo Histórico Nacional. Madrid.

YEGROS, SERGIO: Relación de las desgracias ocurridas en la mina Perla de Hiendelaencina, en el mes de octubre de 1864. Rev. Minera, tomo XVI, p. 7, 1865.

MAFFEI Y RAMOS, E., y RÚA FIGUEROA, R.: Apuntes para una biblioteca española. T. 2.º, 1872, 690 pp., Madrid.

LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: La enseñanza de la minería en el mundo hispánico. Notas históricas. Madrid, 1979, 200 pp.

Noticias

CURSOS Y REUNIONES CIENTIFICAS

I CURSO SOBRE PROGRAMAS DE ORDENADOR EN GEOTECNIA APLICADA A LA MINERIA Y OBRAS PUBLICAS

Patrocinado y con la colaboración del Instituto Geológico y Minero de España.

PARTICIPANTES: El curso está dirigido a postgraduados y usuarios de programas de geotecnia, así como a todos aquellos profesionales cuya actividad se desarrolle en labores mineras o de obras públicas y quieran conocer el estado actual de los programas de ordenador, que se pueden aplicar a la solución de problemas de geotecnia y minería.

METODOLOGIA: El curso consta de una parte teórica destinada a establecer las bases de partida, y detallar las técnicas de trabajo y una parte de resolución de casos prácticos con el ordenador.

— La realización de las clases prácticas se realizarán sobre el ordenador VAX-11/730, del Departamento de

Matemática Aplicada y Métodos Informáticos de la E. T. S. I. Minas de Madrid, utilizando terminales VT-101 de Digital.

— Para un mejor aprovechamiento de las clases prácticas, el número de inscripciones en el curso no podrá sobrepasar el máximo de 20 participantes, de los que cinco serán personal becado del I. G. M. E. y dos personal becado del Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos de la E. T. S. I. Minas.

— El primer día de clase se repartirá entre los participantes la documentación necesaria para seguir el curso.

LUGAR Y FECHAS: Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid. Aula 13 y Laboratorio de Informática. Semana del 26 al 30 de octubre de 1987. De 17 a 20 horas.

XXII CURSO INTERNACIONAL DE HIDROLOGIA SUBTERRANEA

FORMACION: Es necesario poseer una titulación universitaria, la cual deberá acreditarse al presentar la solicitud de inscripción.

Los estudiantes de último curso de carrera podrán participar en el curso, pero para la expedición del certificado correspondiente deberán obtener previamente el título académico.

Es muy conveniente tener una aceptable base físico-matemática.

DURACION: El curso comenzará el 14 de enero y concluirá el 15 de julio de 1988. Los participantes deberán asistir a los actos docentes desde el primer día.

HORARIO, LUGAR Y LENGUA: Las clases teóricas y gran parte de las clases prácticas se realizarán, por lo general, de 16,30 a 21 horas, de martes a viernes, con ocupación de algunos lunes en las primeras fases del Curso. Las clases prácticas en el campo, visitas técnicas y mesas redondas tendrán un calendario especial.

Las clases prácticas en el campo ocuparán el día completo. Las visitas y mesas redondas una mañana.

Las clases se desarrollarán en el Aula 406 de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de Barcelona, Jordi Girona Salgado, 31. 08034 Barcelona.

El curso se imparte totalmente en castellano, por lo que debe dominarse esta lengua para participar en el mismo.

NUMERO DE PLAZAS: Para efectividad de la enseñanza, el número de plazas queda limitado a 28 participantes.

INSCRIPCION E INFORMACION: La solicitud de inscripción se realizará mediante el «Boletín de Inscripción» al que se acompañará un «curriculum vitae», un documento oficial acreditativo de haber concluido los estudios universitarios correspondientes y dos fotografías tamaño carnet. Dicha documentación deberá hallarse en poder de la Secretaría del curso antes del día 31 de octubre de 1987, y antes del día 30 de septiembre de 1987 si se solicita algún tipo de ayuda económica, incluso si se tramita por conducto de otros organismos. Cualquier información adicional puede requerirse a la Secretaría del Curso.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA GENERAL

870636. **Mesa redonda sobre la geología de Castilla y León.** LARA, I.; ORDOÑEZ, J. L.; MONTES DE OCA, J., y TOVO, A.

El Geólogo, vol. 5, núm. 21, 24-31, esp., bibl. IGME.

* Reunión, Geología, Política Estado.

GEOLOGIA REGIONAL

870504. **Comunicaciones Segunda Reunión Científica Sociedad Geológica de España.**

Geogaceta (1986), núm. 1, 84 pp., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Reunión, Geología, España,

870525. **Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España Tomo 2.** COMBA, J. A. (Coord.).

IGME, 752 pp., esp., bibl. IGME.

* Geología regional, Orogenia alpina, Neotectónica, Península Ibérica, España.

870535. **Los Catalánides.** SANTANACH, P.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 120-130, esp., bibl. IGME.

* Mesozoico, Sedimentación fluvial, Sedimentación continental, Control tectónico, Megaciclo sedimentario, Roca clástica, Roca carbonatada, Roca volcánica, Cadena Costero Catalana.

870540. **La Cordillera Bética.** FONTBOTE, J. M., y VERA, J. A.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, esp., bibl. IGME.

* Cordillera, Unidad tectónica, Orogenia alpina, Histórico, Síntesis bibliográfica, Zona Bética.

870541. **Las zonas externas de las cordilleras Béticas.** VERA, J. A.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 218-250, esp., bibl. IGME.

* Cordillera, Orogenia alpina, Síntesis bibliográfica, Unidad tectónica, Geodinámica, Unidad estratigráfica, Cobertura sedimentaria, Deformación, Secundario, Eoceno, Oligoceno, Mioceno, Paleogeografía, Zona Bética.

870542. **La Cordillera Bética. Zonas internas y unidades adyacentes.** FONTBOTE, J. M.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 251-343, esp., bibl. IGME.

* Cordillera, Orogenia alpina, Roca metasedimentaria, Volcanosedimentario, Roca metaígneá, Unidad tectónica, Cabalgamiento, Manto, Deformación, Pliegue, Metamorfismo. Primario, Secundario, Terciario, Zona Bética.

870543. **Islas Baleares.** FONTBOTE, J. M.; OBRADOR, A. y POMAR, L.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 343-391, esp., bibl. IGME.

* Secundario, Terciario, Unidad tectónica, Geodinámica, Corteza continental, Deformación, Cabalgamiento, Paleogeografía, Baleares.

870546. **Los Pirineos.** RIBA, O.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 417-419, esp., bibl. IGME.

* Macizo montañoso, Penillanura, Fosa tectónica, Horst, Falla, Falla horizontal, Mioceno, Plioceno, Cuaternario, Pirineos españoles.

870547. **La Cuenca del Ebro.** RIBA, O.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 421, esp., bibl. IGME.

* Tectónica, Deformación, Terraza, Subsistencia, Neotectónica, Mioceno, Plioceno, Cuaternario, Cuenca Ebro.

870548. **La Cordillera Ibérica.** RIBA, O.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 423-426, esp., bibl. IGME.

* Tectónica superpuesta, Pliegue, Fosa tectónica, Horst, Superficie erosión, Mioceno, Plioceno, Cuaternario, Macizo montañoso, Macizo Ibérico.

870555. **La Depresión del Duero.** ALONSO GAVILAN, G.; ARMENTEROS, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; DABRIO, C.; JIMENEZ, E.; LOPEZ, N.; OLIVE, A.; DEL OLMO, P.; POL, C., y PORTERO, J. M.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 487-489, esp., bibl. IGME.

* Cuenca subsidencia, Depresión, Ciclo sedimentario, Tectónica sinsedimentaria, Reactivación, Cretácico sup., Paleógeno, Neógeno, Cuenca Duero.

870563. **Cuenca de Madrid.** JUNCO, F., y CALVO, J. P.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 534-542, esp., bibl. IGME.

* Paleógeno, Mioceno, Plioceno, Fosa tectónica, Megaciclo sedimentario, Discordancia, Sedimentación continental, Medio lacustre, Medio marea, Tectónica zócalo, Superficie erosión, Provincias Madrid, Guadalajara, Cuenca Madrid.

870565. **Cuenca occidental del Tajo.** JUNCO, F.
Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 553-557, esp., bibl. IGME.

* Fosa tectónica, Cuenca subsidencia, Sedimentación detrítica, Colada clástica, Colada de barro, Abanico fluvial, Falla, Falla inversa, Mioceno, Provincias Toledo, Avila, Cuenca Tajo.

870569. **Bibliografía sobre la evolución geológica postalpina y Neotectónica.**

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 575-585, esp., bibl. IGME.

* Síntesis bibliográfica, Terciario, Cuaternario, Neotectónica, España.

ESTRATIGRAFIA

870507. **Evidencia de un fenómeno de autoinversión de la NMR en piroclastos de la erupción de 1985 del volcán Nevado del Ruiz, Colombia.** CARRACEDO, J. C.; HELLER, F., y SOLER, V.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. España, Barcelona (1986).

Geogaceta, núm. 1, 11-12, 3 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Paleomagnetismo, Campo magnético, Inversión campo, Piedra pómez, Erupción, Volcán, Colombia.

870528. **El relleno posthercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica.** VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A.; ARCHE, A., y HERNANDO, S.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 25-36, esp., bibl. IGME.

* Estefaniense, Pérmico, Roca clástica, Roca volcánica, Pizarra, Cronoestratigrafía, Paleogeografía, Península Ibérica.

870533. **Síntesis del Paleógeno continental de la Cuenca del Duero.** JIMENEZ FUENTES, E.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 103-107, esp., bibl. IGME.

* Paleógeno, Medio continental, Sedimentación continental, Control tectónico, Roca clástica, Fauna, Cronoestratigrafía, Cuenca Duero.

870536. **Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca terciaria del Ebro.** RIBA, O.; REGUANT, S., y VILLENNA, J.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 131-159, esp., bibl. IGME.

* Terciario, Depresión, Megaciclo sedimentario, Control tectónico, Sedimentación continental, Sedimentación marina, Cronoestratigrafía, Paleogeografía, Cuenca Ebro.

870556. **El Paleógeno de la Cuenca del Duero.** JIMENEZ, E.; CORROCHANO, A., y ALONSO GAVILAN, G.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 490-493, esp., bibl. IGME.

* Paleógeno, Bioestratigrafía, Ciclo sedimentario, Sedimentación continental, Medio fluvial, Medio lacustre, Paleogeografía, Cuenca Duero.

870557. **El Neógeno de la transversal Norte-Sur de la Cuenca del Duero.** PORTERO, J. M.; DEL OLMO, P., y OLIVE, A.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 494-501, esp., bibl. IGME.

* Neógeno, Litofacies, Ciclo sedimentario, Sedimentación continental, Medio fluvial, Medio lacustre, Paleogeografía, Cuenca Duero, Provincias Palencia, Valladolid.

870558. **El Terciario del ángulo noroeste de la Cuenca del Duero.** CORROCHANO, A., y CARBALLEIRA, J.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 502-506, esp., bibl. IGME.

* Mioceno medio, Mioceno sup., Paleorrelieve, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Abanico fluvial, Paleogeografía, Cuenca Duero, Provincia León.

870559. **El sector nororiental y su enlace con el surco Ebro-Rioja.** POL, C., y CARBALLEIRA, J.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 507-512, esp., bibl. IGME.

* Ciclo sedimentario, Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Terciario, Cuenca del Duero, Provincia Burgos.

870561. **El Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero.** ARMENTEROS, I., y CORROCHANO, A.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 521-526, esp., bibl. IGME.

* Mioceno, Plioceno, Sedimentación fluvial, Medio fluvial, Sedimentación lacustre, Medio lacustre, Abanico fluvial, Paleogeografía, Cuenca Duero, Provincias Soria, Segovia, Burgos.

870562. **El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra.** PORTERO, J. M., y OLIVE, A.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 527-533, esp., bibl. IGME.

* Paleógeno, Mioceno, Arcosa, Abanico fluvial, Pliegue, Cabalgamiento, Hercínico Centro, Sierra de Guadarrama, Provincias Madrid, Guadalajara.

870566. **El Terciario de la Depresión intermedia entre la Serranía de Cuenca y la Sierra de Altomira.** TORRES, T.; ZAPATA, J. L., y PORTERO, J. M.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 558-563, esp., bibl. IGME.

* Falla, Falla inversa, Depresión, Ciclo sedimentario, Sedimentación detrítica, Eoceno, Oligoceno, Mioceno, Provincia Cuenca, Cuenca Tajo.

870567. **Cuencas del Júcar y Cabriel y depresión de la llanura manchega.** PEREZ GONZALEZ, A., y LOPEZ MARTINEZ, N.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 564-568, esp., bibl. IGME.

* Mioceno sup., Plioceno, Roca carbonatada, Bioestratigrafía, Fauna mamíferos.

870568. **Las cuencas terciarias de Extremadura. El Terciario continental de Extremadura.** PEREZ-GONZALEZ, A.; BASCONES, L.; MARTIN HERRERO, D., y CARBALLEIRA, J.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 569-574, esp., bibl. IGME.

* Terciario, Sedimentación continental, Medio fluvial, Abanico fluvial, Ciclo sedimentario, Falla, Extremadura.

GEOMORFOLOGIA

870570. **Morfología general de la Península Ibérica.** SOLE SABARIS, L.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 589-604, esp., bibl. IGME.

* Relieve continente, Meseta, Macizo montañoso, Depresión, Penillanura, Orogenia hercínica, Orogenia alpina, Península Ibérica.

870571. **Modelado morfoclimático de la Península Ibérica. El modelado de los sectores de baja altitud.** GALLART, F.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 605-607, esp., bibl. IGME.

* Acción climática, Periglaciario, Crioturación, Región Mediterránea, Península Ibérica.

870572. **Evolución morfológica durante el Cuaternario.** SERRAT, D.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 608-609, esp., bibl. IGME.

* Morfología glaciario, Glaciación, Periglaciario, Cuaternario, Península Ibérica.

870573. **Breve síntesis sobre la dirección y acumulación durante el Cuaternario en la Península Ibérica.** CALVET, J.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 610-612, esp., bibl. IGME.

* Relieve continente, Relieve estructural, Neotectónica, Neógeno, Cuaternario, Península Ibérica.

870633. **Ruta de las dos Hoces (León).** GONZALEZ DOMINGUEZ, J. C.

El Geólogo, vol. 5, núm. 21, 17-18, esp., bibl. IGME.

* Curiosidad morfológica, Caverna, Karst, Morfología disolución, Caliza, Carbonífero, Provincia León.

CUATERNARIO

870505. **Situación estratigráfica de los yacimientos de vertebrados del borde oeste de la Depresión de Guadix-Baza, zona de Huélagos y Fonclos.** ALONSO DIAGO, M. A.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. España, Barcelona (1986). *Geogaceta*, núm. 1, 7-8, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.
* Villafranquiense, Plioceno medio, Pleistoceno, Holoceno, Glacis, Provincia Granada.

870553. **Evolución reciente de las Baleares.** POMAR, L.
Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 463-468, esp., bibl. IGME.

* Síntesis bibliográfica, Ciclo sedimentario, Variación nivel, Transgresión, Regresión, Subsidencia, Paleogeografía, Eoceno, Oligoceno, Mioceno, Plioceno, Cuaternario, Baleares.

GEOLOGIA EXTRATERRESTRE

870635. **Planetología: Un futuro no tan lejano.** JIMENEZ ONTIVEROS, J.

El Geólogo, vol. 5, núm. 21, 22-23, esp., bibl. IGME.

* Sistema solar, Papel del geólogo, Perspectiva.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

870500. **Documentación sobre medio ambiente.** Centro Internacional de Formación en Ciencias Ambientales. Madrid, vol. 1, núms. 3 y 4, vol. 2, núms. 1 y 2, esp., bibl. IGME.

* Síntesis bibliográfica, Contaminación, Protección medio ambiente.

870520. **Caracterización de las arcillas por el método del azul de metileno.** FERNANDEZ CALVO, C.; MARTINEZ BUENO, G., y PAEZ MARTINEZ, S.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. España, Barcelona (1986). *Geogaceta*, núm. 1, 38-39, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Arcilla, Propiedad geotécnica, Humedad, Límite Atterberg, Adsorción, Metodología, Azul de metileno.

870634. **Restauración del medio natural afectado por la minería.** PEREZ DE URIBARRI, D.

El Geólogo, vol. 5, núm. 21, 18-20, esp., bibl. IGME.

* Cielo abierto, Lignito, Génesis yacimiento, Protección medio ambiente, Estudio impacto medio, Metodología, Alemania RDA.

870638. **Un programa de protección ambiental en Castilla y León.** FERNANDEZ DELGADO, J. M.

El Geólogo, vol. 5, núm. 21, 36-37, esp., bibl. IGME.

* Protección medio ambiente, Programa, Política Estado.

870639. **Geología y carreteras en Castilla y León.** FERNANDEZ CALVO, C.

El Geólogo, vol. 5, núm. 21, 38-40, esp., bibl. IGME.

* Carreteras, Planificación, Papel del geólogo, Suelo, Propiedad geotécnica, Clasificación.

870645. **Aguas y leyes.** DAMBORENEA, J. Mar, núm. 250, 60-63, esp., bibl. IGME.

* Legislación, Protección medio ambiente, Contaminación, Agua superficie, Agua mar, Ciclo agua, Europa, España.

870666. **El canon de vertidos, en marcha.** GRAINO, S., VAZQUEZ DE PRADA, P.

Rev. MOPU, núm. 340, 48-51, esp., bibl. IGME.

* Agua superficie, Contaminación, Industria, Fiscalidad, Protección medio ambiente, España.

870667. **Cauces para aguas turbulentas.** GARCIA RE-TUERTA, C.

Rev. MOPU, núm. 340, 62-67, esp., bibl. IGME.

* Río, Crecida, Daño catástrofe natural, Previsión, Obra pública, España.

870668. **1987. Año Europeo del Medio Ambiente.** NIE-TO, P.

Rev. MOPU, núm. 340, 70-74, esp., bibl. IGME.

* Protección medio ambiente, Cooperación internacional, CEE, Programa.

870669. **Control de radiactividad en los ríos.** RECUE-RO, A.

Rev. MOPU, núm. 340, 78-82, esp., bibl. IGME.

* Río, Agua dulce, Radioactividad, Previsión, Hidrodinámica, Política Estado, España.

870678. **Análisis estadístico de las causas de los «derrames» en las explotaciones de capas de carbón de la Cuenca Central Asturiana.** AYALA, F. J. (Coord.).

IGME (1978), 74 pp., esp., bibl. IGME.

* Método estadístico, Desprendimiento, Mecánica roca, Carbón, Capa carbón, Estabilidad, Histograma, Asturias.

870686. **Estudio geológico para la previsión de riesgos por inundaciones en el País Vasco, Alava y Vizcaya y el Condado de Treviño. E. 1:100.000.** AYALA, F. J. (Coord.).

IGME (1986), 71 pp., 21 ref., esp., bibl. IGME.

* Geología del medio ambiente, Previsión, Crecida río, Red hidrográfica, Perfil longitudinal, Erosión fluvial, Sedimentación fluvial, Provincias Alava, Vizcaya.

870687. **Estudio de la influencia del seccionado de cargas en un mismo barreno para disminuir el nivel de vibraciones.** HIDALGO, E.; ABAD, M.; PLA, F.; LOPEZ JIMENO, C.; TOLEDO, J., y MANGLANO, S.

IGME (1986), 111 pp., 110 ref., esp., bibl. IGME.

* Voladura, Mecánica roca, Caliza, Lignito, Seccionado cargas, Vibración, Provincias La Coruña, Valencia.

PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

870665. **Basis for the establishment of a new phylogeny of the genus Ancyrodella.** GARCIA LOPEZ, S.

Rev. esp. micropaleontol., vol. 18, núm. 3, 443-456, 30 ref., ing., res. esp., bibl. IGME.

* Conodonto, Devónico, Filogenia, Morfología, Asturias.

PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

870522. **Nuevo yacimiento de moluscos fósiles en el Würn de Rubí (Barcelona, España).** CALZADA, S.; ABAD, A., y PUISSEGUR, J. J.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. España, Barcelona (1986).

* Yacimiento fosilífero, Pleistoceno reciente, Würn, Medio fluvial, Terraza, Fauna moluscos, Provincia Barcelona.

870662. **Polyzygia Neodevónica Aragonensis (Ostrácoda). Nueva subespecie del Devónico de la Cordillera Ibérica.** GOZALO, R.; y SANCHEZ DE POSADA, L. G.

Rev. esp. micropaleontol., vol. 18, núm. 3, 415-421, 10 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Ostrácodo, Biotipo, Concha, Morfología, Taxón nuevo, Frasnense, Macizo Ibérico, Provincia Zaragoza.

870679. **Los Conodontos y su aplicación al estudio de las divisiones cronostratigráficas mayores del Devónico Asturleonés, España.** GARCIA-LOPEZ, S.

IGME (1987), 112 pp., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Cronostratigrafía, Devónico, Biostratigrafía, Conodontos, Paleocología, Asturias, Provincia León.

TECTONICA

870508. **Nuevos datos sobre la fase de deformación sárdica. Geometría de los pliegues pre-hercínicos del río Salor (Cáceres).** RODA QUEROL, J.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. de España, Barcelona (1986).

Geogaceta, núm. 1, 13-14, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Orogenia, Cámbrico, Ordovícico, Deformación, Pliegue, Geometría, Provincia Cáceres.

870509. **La zona de cizalla del contacto entre el grupo de mantos del Mulhacén y la unidad del Veleta, Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, Andalucía.** CAMPOS, J.; GARCIA-DUEÑAS, V.; GONZALEZ LODEIRO, F., y OROZCO, M.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. de España, Barcelona (1986).

Geogaceta, núm. 1, 15-16, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Zona cizalla, Manto, Cabalgamiento, Lineación, Foliación, Convergencia placa, Provincia Granada, Sierra Nevada, Sierra de los Filabres, Zona Bética.

870510. **La zona de falla de Torres Cartas, conjunto de fallas normales de bajo ángulo entre Nevado-Filábrides y Alpujarrides (Sierra Alhambra, Béticas Orientales).** GARCIA-DUEÑAS, V.; MARTINEZ MARTINEZ, J. M., y NAVARRO, F.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. de España, Barcelona (1986).

Geogaceta, núm. 1, 17-18, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Zona falla, Manto, Cabalgamiento, Clivaje tectónico, Zona Bética.

870511. **Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el arco de Gibraltar.** BALANYA, J. C., y GARCIA-DUEÑAS, V.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. de España, Barcelona (1986).

Geogaceta, núm. 1, 19-20, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Cabalgamiento, Manto, Tectónica imbricada, Falla, Falla normal, Falla extensión, Flysch, Zona Bética, Mar Alborán, Estrecho Gibraltar.

870513. **Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central Español. Modelo de deformación intracontinental distribuida.** VEGAS, R.; VAZQUEZ, J. T., y MARCOS, A.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. de España, Barcelona (1986).

Geogaceta, núm. 1, 24-25, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Zona cizallamiento, Tectónica intraplaca, Orogenia alpina, Tectónica encajante, Relieve estructural, Hercínico Centro.

870519. **Génesis y evolución de la fosa de la Cerdanya.** ROCA, E., y SANTANACH, P.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. de España, Barcelona (1986).

Geogaceta, núm. 1, 37-38, 2 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Fosa tectónica, Subsistencia, Falla, Falla normal, Falla diestra, Mioceno sup., Pirineos españoles, Provincia Gerona.

870521. **Fábrica de cuarzo y cabalgamientos hacia el ENE en Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, Cordilleras Béticas.** OROZCO, M.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. de España, Barcelona (1986).

Geogaceta, núm. 1, 40-41, 6 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Microtectónica, Geometría, Fábrica, Cabalgamiento, Zona cizallamiento, Zona Bética, Sierra Nevada, Sierra de los Filabres.

870523. **La estructuración diapírica del sector Prebético.** MARTINEZ DEL OLMO, W.; LERET, G., y SUAREZ ALBA, J.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. de España, Barcelona (1986).

Geogaceta, núm. 1, 43-44, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Diapirismo, Tectónica roca, Paleogeografía, Olistolito, Mioceno, Zona Bética, Zona Prebética.

870527. **La evolución tardihercínica.** CAPOTE, R.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. IGME, 17-24, esp., bibl. IGME.

* Orogenia hercínica, Proceso post-tectónico, Tectónica encajante, Zona cizallamiento, Geodinámica, Falla, Falla horizontal, Orientación, Deformación, Roca volcánica, Carbonífero, Pérmico, Península Ibérica.

870529. **La tectónica durante el Mesozoico en los dominios de plataforma e intermedios. La evolución tectónica.** CAPOTE, R., y CARBO, A.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. IGME, 37-46, esp., bibl. IGME.

* Cratón, Orogenia alpina, Deformación, Compresión tectónica, Fosa tectónica, Horst, Roca volcánica, Dique, Datación, Península Ibérica.

870530. **La tectónica durante el Mesozoico en los dominios de plataforma e intermedios. El Triásico.** SOPEÑA, A.; VIRGILI, C.; ARCHE, A.; RAMOS, A., y HERNANANDO, S.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. IGME, 47-61, esp., bibl. IGME.

* Triás, Unidad estratigráfica, Roca carbonatada, Cronostratigrafía, Paleogeografía, Península Ibérica.

870531. **La tectónica durante el Mesozoico en los dominios de plataforma e intermedios. El Jurásico.**

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. IGME, 62-78, esp., bibl. IGME.

* Jurásico, Unidad estratigráfica, Control tectónico, Roca carbonatada, Fauna, Correlación, Península Ibérica.

870532. **La tectónica durante el Mesozoico en los dominios de plataforma intermedios. El Cretácico de las cordilleras intermedias y borde de la meseta.** RINCON, R.; VILAS, L.; ARIAS, C.; GARCIA QUINTANA, A.; MAR, J. R., y ALONSO, A.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. IGME, 79-102, esp., bibl. IGME.

* Cretácico, Unidad estratigráfica, Paleogeografía, Megaciclo sedimentario, Control tectónico, Diacronismo, Caliza, Arcilla, Península Ibérica.

870534. **La tectónica de la Cordillera Ibérica.** CAPOTE, R.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. IGME, 108-119, esp., bibl. IGME.

* Aulacogen, Fosa tectónica, Subsistencia, Orogenia alpina, Compresión tectónica, Compresión placa, Flexura, Deformación polifásica, Macizo Ibérico.

870537. **Órdenes alpinos. El Pirineo.** MUÑOZ, J. A.; PUIGDEFABREGAS, C., y FONTBOTE, J. M.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. IGME, 161-167, esp., bibl. IGME.

* Cordillera, Unidad tectónica, Aloctonía, Autoctonía, Teoría, Síntesis bibliográfica, Pirineos.

870538. **Las molasas tardihercínicas del Pirineo.** GISBERT, J.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. IGME, 168-184, esp., bibl. IGME.

* Molasa, Orogenia hercínica, Proceso post-tectónico, Subsistencia, Control tectónico, Discordancia angular, Roca clásica, Roca volcánica, Estefaniense, Autuniense, Pirineos españoles.

870539. **El ciclo alpino y la estructura tectónica del Pirineo.** FONTBOTE, J. M.; MUÑOZ, J. A., y PUIGDEFABREGAS, C.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. IGME, 185-204, esp., bibl. IGME.

* Orogenia alpina, Geodinámica, Unidad tectónica, Ca-

balgamiento, Manto, Tectónica superpuesta, Megaciclo sedimentario, Secundario, Eoceno, Oligoceno, Pirineos españoles.

870544. **Bibliografía sobre evolución tardihercínica y ciclo alpino.** FONTBOTE, J. M.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 392-412, esp., bibl. IGME.

* Síntesis bibliográfica, Orogenia alpina, Orogenia hercínica, Península Ibérica.

870545. **Individualización y evolución de las áreas adyacentes al Mediterráneo. Introducción.** RIBA, O.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 415-416, esp., bibl. IGME.

* Geodinámica, Mioceno, Plioceno, Cuaternario, Península Ibérica.

870549. **Aspectos de la neotectónica en la fosa de Teruel.** MOISSENET, E.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 427-445, esp., bibl. IGME.

* Neotectónica, Fosa tectónica, Tectónica encajante, Superficie erosión, Falla, Falla extensión, Reactivación, Glacis, Diapirismo, Plioceno, Cuaternario, Macizo Ibérico, Provincia Teruel.

870550. **Neotectónica de la región del Maestrazgo.** SIMON GOMEZ, J. L.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 446-448, esp., bibl. IGME.

* Neotectónica, Macizo montañoso, Fosa tectónica, Horst, Superficie erosión, Plioceno, Cuaternario, Maestrazgo, Macizo Ibérico.

870551. **Las fosas Neógenas del litoral catalán.** JULIA, R., y SANTANACH, P.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 449-456, esp., bibl. IGME.

* Fosa tectónica, Falla, Geometría, Microtectónica, Neógeno, Cataluña.

870552. **Evolución reciente y neotectónica del litoral mediterráneo nororiental de la Península y de las Islas Baleares.** SERRA, J., y RIBA, O.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 457-462, esp., bibl. IGME.

* Neotectónica, Margen continental, Superficie erosión, Terraza marina, Canal marino, Neógeno, Cuaternario, Mar Mediterráneo Oeste, Baleares, España.

870554. **La Neotectónica de las Cordilleras Béticas.** SANZ DE GALDEANO, C.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 469-485, esp., bibl. IGME.

* Neotectónica, Red fracturas, Sismicidad, Subsistencia, Transgresión, Variación nivel, Superficie erosión, Manifestación volcánica, Mioceno, Plioceno, Cuaternario, Zona Bética.

870560. **Las depresiones del Borde Suroccidental de la Cuenca del Duero.** CORROCHANO, A., y CARBALLEIRA, J.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 513-520, esp., bibl. IGME.

* Depresión, Relieve estructural, Paleógeno, Neógeno,

Litofacies, Paleogeografía, Cuenca Duero, Provincia Salamanca.

870564. **Neotectónica de la Cuenca de Madrid.** MARTIN ESCORZA, C.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 543-552, esp., bibl. IGME.

* Neotectónica, Fosa tectónica, Tectónica intraplaca, Pliegue, Falla, Falla inversa, Tectónica roca, Tectónica covertera, Mioceno, Plioceno, Cuaternario, Provincias Madrid, Guadalajara, Cuenca Madrid.

HIDROGEOLOGIA

870637. **Implantación de una red automatizada de control de recursos hídricos subterráneos en la zona de la Moraña (Avila, Valladolid, Salamanca): La primera experiencia de ese tipo en España.** ROLANDI, M.; MARTIN GOMEZ, A.; JIMENEZ BENAYAS, S., y GARCIA BERRIO, R.

El Geólogo, vol. 5, núm. 21, 32-35, esp., bibl. IGME.

* Acuífero, Manto cautivo, Roca clástica, Sistema multicapa, Gestión recurso agua, Instrumentación, Metodología, Cuenca Duero.

PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

870516. **Modelos arrecifales de la depresión del río Almanzora (Almería).** DABRIO, C. J., y POLO, M. D.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. España, Barcelona (1986).

Geogaceta, núm. 1, 31-32, 5 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Cuenca sedimentaria, Neógeno, Sedimentación recifal, Arrecife, Paleogeografía, Provincia Almería.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

870506. **Forma y orientación de los enclaves negros en el Sistema Central español.** MARTIN ESCORZA, C.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. España, Barcelona (1986).

Geogaceta, núm. 1, 9-10, 8 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Granito, Enclave roca, Grupo feldespatos, Plagioclasa, Geometría, Método estadístico, Orientación, Hercínico Centro.

870515. **Petrogénesis de los basaltos alcalinos de la Garrotxa, región volcánica del NE de España.** LOPEZ RUIZ, J.; RODRIGUEZ BADIOLA, E., y CEBRIA GOMEZ, J. M.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. España, Barcelona (1986).

Geogaceta, núm. 1, 28-30, 7 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Basalto alcalino, Basalto olivino, Fusión parcial, Cristalización fraccionada, Análisis modal, Análisis elemento traza, Provincia Gerona.

870518. **Estudio comparativo de los cuerpos intrusivos básicos asociados a los materiales de edad triásica de los dominios Subbético y Nevado-Filábride del sector Centro-Oriental de las Cordilleras Béticas.** MUÑOZ, M.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. España, Barcelona (1986).

Geogaceta, núm. 1, 35-36, esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca ígnea, Composición básica, Dique, Sill, Stock, Magmatismo, Análisis elemento traza, Informe químico, Zona Bética.

YACIMENTOLOGIA: GENERALIDADES

870583. **Bibliografía sobre yacimientos mineros en la Península Ibérica.** VAZQUEZ, F.

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 751-752, esp., bibl. IGME.

* Síntesis bibliográfica, Yacimentología, España.

YACIMENTOLOGIA: SUSTANCIAS NO METALICAS

870514. **Depositional sedimentary controls on sepiolite occurrence in Paracuellos de Jarama, Madrid basin.** CALVO, J. P.; ALONSO, A. M., y GARCIA DEL CURA, M. A.

2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. de España, Barcelona (1986).

Geogaceta, núm. 1, 26-27, 11 ref., ing., res. esp., bibl. IGME.

* Sustancia no metálica, Sepiolita, Control sedimentario yacimiento, Neógeno, Paleocorriente, Abanicos fluviales, Provincia Madrid.

SUELOS

870621. **Dinámica de carbonatos en suelos desarrollados**

sobre areniscas. BATLLE, J.; MINAMBRES, J. R., y MARTIN, J. L.

An. edafol. agrobiol., vol. 45, núm. 3-4, 327-346, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Solubilidad, Calcita, Dolomita, Carbonato, Suelo, Molisol, Perfil suelo, Estructura suelo, Propiedad físico-química, Arenisca, Provincias Teruel, Cuenca.

870622. **Aplicación de técnicas de disolución selectiva al estudio de los componentes no cristalinos de una secuencia de suelos sobre granito en la Sierra de Ancares, Lugo, Galicia.** GARCIA-RODEJA, E., y MACIAS, F.

An. edafol. agrobiol., vol. 45, núm. 3-4, 347-366, 71 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Disolución, Suelo, Suelo esquelético, Suelo pardo, Podzol, Suelo aluvión, Hierro, Aluminio, Propiedad físico-química, Granito, Provincia Lugo.

870623. **Distribución de la población microbiana de un podzol férrico húmico.** ACEA, M. J., y CARBALLAS, T.

An. edafol. agrobiol., vol. 45, núm. 3-4, 399-410, 33 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Microorganismos, Podzol, Suelo, Distribución espacial, arenisca, Histograma, Galicia.

870624. **Formaciones edáficas del sector NE de la provincia de Cuenca. IV. Alfisoles.** BATLLE, J.; GUMUZZIO, J., y MARTIN DE VIDALES, J. L.

An. edafol. agrobiol., vol. 45, núm. 3-4, 411-414, 9 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Alfisol, Perfil suelo, Estructura suelo, Propiedad física, Propiedad química, Arcilla mineral, Provincia Cuenca.

870625. **Suelos desarrollados sobre sedimentos calizos no consolidados en el Valle del Guadalquivir. II. Génesis y evaluación de los suelos.** OLMEDO, J. L.

An. edafol. agrobiol., vol. 45, núm. 3-4, 425-439, 25 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Roca madre suelo, Caliza, Sedimento, Pedogénesis, Perfil suelo, Propiedad físicoquímica, Materia orgánica, Capacidad carga catión, pH, Cuenca Guadalquivir.

870626. **Contribución al estudio micromorfológico de suelos en Galicia, sometidos a distintas condiciones de hidromorfía.** LEIROS, M. C., y VILLAR, M. C.

An. edafol. agrobiol., vol. 45, núm. 3-4, 441-465, 13 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo hidromorfo, Perfil suelo, Morfología, Gley, Pseudogley, Materia orgánica, Oxido hierro, Galicia.

870627. **Contribución a la identificación micromorfológica de horizontes Cámbricos en España. I. Cambisoles cálcicos.** AGUILAR, J.; RODRIGUEZ REBOLLO, T., y DELGADO, G.

An. edafol. agrobiol., vol. 45, núm. 3-4, 467-476, 11 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Suelo pardo, Suelo calizo, Morfología, Estructura suelo, Suelo esquelético, Pedogénesis, España.

870628. **Factores que definen la fertilidad de los suelos determinados por diversos métodos de análisis factorial.** ESTAÑ, M. T.; GUILLEN, M. G.; BOLARIN, M. C., y CARO, M.

An. edafol. agrobiol., vol. 45, núm. 3-4, 477-486, 22 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Suelo, Suelo calizo, Propiedad fisicoquímica, Granulometría, Capacidad carga catión, Conductividad eléctrica, Materia orgánica, Tratamiento datos, Análisis componente principal, Provincia Murcia.

FISICA DEL GLOBO

870517. **Aplicación de técnicas paleomagnéticas de corto período a la datación del volcanismo subhistórico de la isla de Tenerife.** SOLER, V., y CARRACEDO, J. C. 2.ª Reun. Cient. Soc. Geol. de España, Barcelona (1986). *Geogaceta*, núm. 1, 33-34, 4 ref., esp., res. ing., bibl. IGME.

* Paleomagnetismo, Variación secular, Intensidad magnética, Erupción, Volcán, Canarias, Tenerife.

870526. **Evolución tardihercínica y ciclo alpino. Introducción.** FONTBOTE, J. M., y VIRGILI, C. Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 13-16, esp., bibl. IGME.

* Paleogeografía, Tectónica placa, Orogenia hercínica, Orogenia alpina, Geodinámica, Península Ibérica.

870574. **Sismicidad y sismotectónica de España.** UDIAS, A.; LOPEZ ARROYO, A., y MEZCUA, J. Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 613-623, esp., bibl. IGME.

* Sismicidad, Sismotectónica, Sismo, Distribución espacial, Mecanismo focal, Riesgo sísmico, España.

870575. **Estructura de la corteza y manto superior en España.** BANDA, E.; UDIAS, A., y PAYO, G. Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 624-638, esp., bibl. IGME.

* Corteza terrestre, Manto superior, Perfil sísmico vertical, Onda superficie, Anomalía Bouguer, España.

870576. **Bibliografía sobre morfología general, estructura profunda y depósitos minerales de la Península Ibérica.**

Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 639-641, esp., bibl. IGME.

* Síntesis bibliográfica, Perfil continente, Sismicidad, Península Ibérica.

ENERGIA

870578. **Minerales energéticos sólidos.** VAZQUEZ, F. Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 647-652, esp., bibl. IGME.

* Recurso mineral, Carbón, Lignito, Turba, Uranio, Reserva, España.

870579. **Hidrocarburos.** VAZQUEZ, F. Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 653-659, esp., bibl. IGME.

* Petróleo, Gas natural, Campo hidrocarburo, Producción, Investigación, España.

870646. **Memoria CAMPSA 1985.**

* Sociedad del Estado, Informe anual, Hidrocarburo, Producción, Consumo, Prospección, Explotación, Mercado, Dato, Mundo, España.

ECONOMIA MINERA

870577. **Yacimientos mineros.** VAZQUEZ, F. Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 643-646, esp., bibl. IGME.

* Panorama minero, Producción, Valor producción, España.

870580. **Minerales metálicos.** VAZQUEZ, F. Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 660-707, esp., bibl. IGME.

* Metal sustancia, Recursos mineral, Producción, Reservas, España.

870581. **Minerales no metálicos.** VAZQUEZ, F. Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 708-743, esp., bibl. IGME.

* Sustancia no metálica, Recursos mineral, Producción, Reservas, España.

870582. **Rocas industriales.** VAZQUEZ, F. Libro Jubilar J. M. Ríos - Geología de España - Tomo 2. *IGME*, 744-750, esp., bibl. IGME.

* Mármol, Granito, Serpentinita, Pizarra, Material ornamentación, Material construcción, Producción, Importación, Exportación, España.

870670. **Seminario sobre aprovechamiento, mercados y precios de minerales, Madrid, 21 de octubre de 1986.**

ETS, Ing. Minas, Madrid, esp., bibl. IGME.

* Reunión, Economía minera.

870671. **Les consommations de nuit matières premières minérales. Analyse retrospective 1950-1983.** GIRAUD, P. N.; CAMARA, B. D., y ONA NDONG, R.

Seminario sobre aprovechamiento, mercados y precios de minerales, Madrid, 1986, 62 pp., fr., bibl. IGME.

* Estadística, Consumo, Aluminio, Cobre, Plomo, Cinc, Estaño, Níquel, Mundo.

870672. **Mine et Metallurgie, strategies d'adaptation des operateurs industriels du Nord.** BOMSEL, O., y SA, P.

Seminario sobre aprovechamiento, mercados y precios de minerales, Madrid, 1986, 11 pp., fr., bibl. IGME.

* Estrategia, Sociedad, Diversificación Sociedad, Productividad, Rentabilidad, Estados Unidos, Canadá, Europa, Australia.

870673. **La fin des Oligopoles.** GIRAUD, P. M. *Seminario sobre aprovechamiento, mercados y precios de minerales, Madrid*, 1986, 25 pp., fr., bibl. IGME.

* Demanda, Consumo, Investigación, Financiación, Oferta, Capacidad producción.

870674. **Aprovisionamiento de minerales en España y su tendencia.** FONTANILLA, P.

Seminario sobre aprovechamiento, mercados y precios de minerales, Madrid, 1986, 56 pp., esp., bibl. IGME.

* Política aprovisionamiento, Producción, Exportación, CEE, España, Mundo.

870675. **Mercado de minerales en España.** BORES, P. *Seminario sobre aprovechamiento, mercados y precios de minerales, Madrid*, 1986, 11 pp., esp., bibl. IGME.

* Estudio crítico, Mercado, Política Estado, Participación Estado, España.

870676. **Relaciones minerales con Iberoamérica.** CENDAN BLANCO, A.

Seminario sobre aprovechamiento, mercados y precios de minerales, Madrid, 1986, 30 pp., esp., bibl. IGME.

* Cooperación internacional, Programa, Política Estado, España, América Latina.

870677. **Repercusión sobre la minería española de la entrada de España en la CEE.** KINDELAN, J. M.

Seminario sobre aprovechamiento, mercados y precios de minerales, Madrid, 1986, 20 pp., esp., bibl. IGME.

* Panorama minero, Acuerdo comercial, Mercado, CEE, España.

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.

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

6 OCT. 1987



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid